



HAL
open science

Analyse de la vapeur d'eau atmosphérique et des processus dynamiques associés

Dani Hadad

► **To cite this version:**

Dani Hadad. Analyse de la vapeur d'eau atmosphérique et des processus dynamiques associés. Sciences de la Terre. Université Clermont Auvergne [2017-2020], 2018. Français. NNT : 2018CLFAC038 . tel-02010392

HAL Id: tel-02010392

<https://theses.hal.science/tel-02010392v1>

Submitted on 7 Feb 2019

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.

Université Clermont-Auvergne

**Ecole Doctorale des Sciences
Fondamentales**

Thèse de Doctorat

Spécialité

Météorologie, océanographie physique de l'environnement

Présentée par

Dani Hadad

En vue de l'obtention du grade de Docteur d'Université

**Analyse de la vapeur d'eau atmosphérique et des
processus dynamiques associés.**

Soutenue publiquement le 14 décembre 2018

devant le jury composé de :

Philippe KECKHUT

Rapporteur

Irène XUEREF-REMY

Rapporteur

Joël VAN BAELEN

Examineur

Aurélie COLOMB

Examineur

Jean Luc BARAY

Directeur de thèse

Remerciement

Remerciement

A l'issue de la rédaction de cette recherche, je suis convaincu que la thèse est loin d'être un travail solitaire. En effet, je n'aurais jamais pu réaliser ce travail doctoral sans le soutien d'un grand nombre de personnes dont la générosité, la bonne humeur et l'intérêt manifestés à l'égard de ma recherche m'ont permis de progresser dans cette phase délicate de « l'apprenti-chercheur ».

En premier lieu, je tiens à remercier mon directeur de thèse, monsieur Jean-Luc BARAY, pour la confiance qu'il m'a accordée en acceptant d'encadrer ce travail doctoral, pour ses multiples conseils et pour toutes les heures qu'il a consacrées à diriger cette recherche. J'aimerais également lui dire à quel point j'ai apprécié sa grande disponibilité et son respect sans faille des délais serrés de relecture des documents que je lui ai adressés. Enfin, j'ai été extrêmement sensible à ses qualités humaines d'écoute et de compréhension tout au long de ce travail doctoral.

Mes remerciements vont également à Madame Nadège MONToux, qui a également encadré ce travail de recherche. Son écoute, ses connaissances, ses critiques et ses conseils constructifs m'ont guidé tout au long de cette thèse.

Mes remerciements vont également à monsieur Joël Van BAELen, directeur du LaMP, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire.

Je remercie également l'ensemble des membres de mon jury, pour avoir accepté de lire mon manuscrit ainsi que pour les questions qu'ils m'ont posées et les remarques enrichissantes.

Je remercie mes très chers parents, Chafick et Salma, qui ont toujours été là pour moi, « Vous avez tout sacrifié pour vos enfants n'épargnant ni santé ni efforts. Vous m'avez donné un magnifique modèle de labeur et de persévérance. Je suis redevable d'une éducation dont je suis fier »

Enfin, je remercie ma chère Maryline NASR pour son soutien quotidien indéfectible et son enthousiasme contagieux à l'égard de mes travaux comme de la vie en général.

Résumé

Résumé

Analyse de la vapeur d'eau atmosphérique et des processus dynamiques associés

Dans le contexte du réchauffement et du changement climatique, il est important d'étudier les distributions, les cycles saisonniers et les tendances des gaz à l'état de trace dans l'atmosphère tels que la vapeur d'eau. L'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand a en charge plusieurs dispositifs d'observation dont le site instrumenté Cézeaux, Opme et Puy de Dôme (CO-PDD) situés dans le centre de la France (45° N, 3° E). Le site des Cézeaux dispose d'un LIDAR Rayleigh – Mie - Raman fournissant en routine des profils verticaux de vapeur d'eau et de paramètres optiques caractérisant les cirrus. Le site du puy de Dôme est équipé d'un spectroscope à cavité optique (CRDS-Picarro). Des mesures de colonnes totales de vapeur d'eau sont disponibles sur tous ces sites par GPS. Le site d'Opme est équipé d'un pluviomètre. Enfin Météo-France effectue le travail de contrôle qualité des données météorologiques sur les stations de mesure en France et ces données ont été utilisées dans cette thèse. La validation des données sur le site du puy de Dôme a été la première exploitation dans cette thèse. Des comparaisons des données sur le puy de Dôme ont montré un très bon accord entre les données de vapeur d'eau extraites de la station météorologique du puy de Dôme, de Météo France et les données CRDS du puy de Dôme, avec une corrélation de 0.94 et 0.98 respectivement. Les profils verticaux obtenus par LIDAR ont permis de sélectionner une anomalie de vapeur d'eau et d'identifier une intrusion stratosphère-troposphère en analysant les processus dynamique associés à cette anomalie. Les données OLR ont montré que cette intrusion est accompagnée de convection profonde et enfin LACYTRAJ confirme l'origine stratosphérique d'une partie de la masse d'air présente au-dessus de Clermont-Ferrand au cours de l'anomalie. Les longues séries d'observations (ex : Puy de Dôme 1995-2015) et des ré-analyse ECMWF ERA-Interim (1979-2017) et la diversité des sources de données (ex : satellites AIRS et COSMIC), nous permettent de documenter, analyser et comparer la variabilité, les cycles et la tendance de la vapeur d'eau à la surface et dans la troposphère, à différentes échelles de temps et déterminer les processus géophysiques responsables des distributions de vapeur d'eau sur le site CO-PDD. Le cycle annuel de la vapeur d'eau est clairement établi pour les deux sites de différentes altitudes et pour tous les types de mesure. Les sites de Cézeaux et du puy de Dôme ne présentent presque aucun cycle diurne, suggérant que la variabilité de la vapeur d'eau à la surface sur ces deux sites est plus influencée par les systèmes météorologique sporadiques que par les variations diurnes régulières. Les données LIDAR montrent une plus grande variabilité mensuelle de la distribution verticale que les produits satellites COSMIC et AIRS. La colonne totale de vapeur d'eau GPS sur le site des Cézeaux présente une tendance positive ($0,42 \pm 0,45$ g/kg*décade entre 2006-2017). L'analyse par régressions multi-linéaires montre que les forçages continentaux (East Atlantic, East Atlantic-West Russia) ont une plus grande influence que le forçage océanique (Nord Atlantic Oscillation) sur les variations de vapeur d'eau.

Mots-clés : Vapeur d'eau atmosphérique; cycles et variabilité; climatologie; tendances; significativité ; échange stratosphère-troposphère ; LIDAR ; ECMWF ERA-Interim ; satellites ; régression multi-linéaire ; forçages géophysique ; échantillonnage ; échelles de temps.

Abstract

Abstract

Analysis of atmospheric water vapor and related dynamic processes

In the context of global warming and climate change, it is important to study the distributions, seasonal cycles and trends of trace gases in the atmosphere such as water vapor. of the Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand is in charge of several observation devices including the instrumented site Cézeaux, Opme and Puy de Dôme (CO-PDD) located near the center of France (45° N, 3° E). The site of Cézeaux is instrumented by a Rayleigh - Mie-LIDAR Raman providing routine vertical profiles of water vapor mixing ratio and optical parameters characterizing cirrus clouds. The puy de Dôme site is equipped with an optical cavity spectroscope (CRDS-Picarro). Measurements of total water vapor columns are available on all these sites by GPS. The Opme site is equipped with rain gauges. Finally, Météo-France performs the quality control work and of data on meteorological stations in France and these data were used in this thesis. The validation of the puy de Dôme data was the first the first task in this thesis. Comparisons between the puy de Dôme data sets showed a very good agreement between the water vapor data from the OPGC meteorological station of Puy de Dôme, Météo France and CRDS data with a correlation of 0.94 and 0.98 respectively. The vertical profiles deduced from the LIDAR allowed to identify a water vapor anomaly and a stratosphere-troposphere intrusion associated with this anomaly. OLR data showed that this intrusion could be linked with deep convection and LACYTRAJ confirms the stratospheric origin of a part of the air mass present above Clermont-Ferrand. Long series of observations (eg Puy de Dôme 1995-2015) and ECMWF ERA-Interim re-analysis (1979-2017) and the diversity of data sources (eg AIRS and COSMIC satellites), allowed us to document, analyze and compare the variability, cycles and trend of surface and tropospheric water vapor at different time scales and determine the geophysical processes responsible for water vapor distributions at the site of CO-PDD. The annual cycle of water vapor is clearly established for the two sites of different altitudes and for all types of measurement. Cézeaux and puy de Dôme present almost no diurnal cycle, suggesting that the variability of surface water vapor at this site is more influenced by a sporadic meteorological system than by regular diurnal variations. The LIDAR dataset shows a greater monthly variability of the vertical distribution than the COSMIC and AIRS satellite products. The Cézeaux site presents a positive trend for the GPS water vapor total column (0.42 ± 0.45 g/kg*decade during 2006–2017) and a significant negative trend for the surface water vapor mixing ratio (-0.16 ± 0.09 mm/decade during 2002–2017). The multi-linear regression analysis shows that continental forcings (East Atlantic Pattern and East Atlantic-West Russia Pattern) have a larger influence than oceanic forcing (North Atlantic Oscillation) on the water vapor variations.

Keywords: Atmospheric water vapor; cycles and variability; climatology; trends; significance; stratosphere-troposphere exchange; LIDAR; ECMWF ERA-Interim; satellites; multi-linear regression; geophysical forcing; sampling; time scales.

Sommaire

Remerciement.....	1
Résumé.....	2
Abstract	3
1. Introduction générale.....	12
1.1. Le climat de la terre.....	12
1.1.1. L'effet de serre	13
1.1.2. Rôle de l'eau dans l'atmosphère	15
1.2. L'eau atmosphérique.....	16
1.2.1. Distributions et tendances de la vapeur d'eau	17
1.2.2. Variabilité spatio-temporelle de vapeur d'eau	19
1.2.3. Les variations des nuages	20
1.3. Forçages géophysique Influant sur la vapeur d'eau et le courant jet	21
1.3.1. L'oscillation Nord-Atlantique (NAO).....	21
1.3.2. L'oscillation Est-Atlantique (EA)	23
1.3.3. L'oscillation Est-Atlantique /Ouest-Russie (EA/WR).....	25
1.3.4. Le courant jet.....	25
1.4. Contexte géophysique et instrumentation du CO-PDD	26
1.5. Objectifs et plan de la thèse	27
2. les données d'observations, satellite et ré-analyse sur le site CO-PDD	29
2.1. Introduction.....	29
2.2. Mesures in-situ et par télédétection sur le site CO-PDD	29
2.2.1. Contexte scientifique, réseaux et localisation géographique du site CO-PDD.....	30
2.2.2. Données Météorologiques	30
2.2.2.1. Données précipitations extraites du pluviomètre de l'OPGC.....	34
2.2.3. Spectromètre CRDS	35
2.2.3.1. Fonctionnement du Spectromètre CRDS	36
2.2.3.2. Le Spectromètre CRDS au puy de Dôme	37
2.2.4. GPS.....	38
2.2.4.1. Fonctionnement du GPS.....	38
2.2.4.2. Les récepteurs GPS sur les sites de CO-PDD.....	40
2.2.5. LIDAR	41
2.2.5.1. Fonctionnement du LIDAR	41

Sommaire

2.2.5.2. LIDAR Raman sur le site des Cézeaux.....	43
2.3. Satellites.....	45
2.3.1. AIRS.....	45
2.3.2. COSMIC.....	46
2.4. ECMWF ERA-Interim.....	47
2.5. Outgoing Longwave Radiation (OLR).....	48
2.6. Synthèse.....	48
3. Analyse dynamique d'une anomalie de vapeur d'eau.....	51
3.1. Introduction.....	51
3.2. Anomalie vapeur d'eau.....	52
3.2.1. Anomalie vapeur d'eau sur le site des Cézeaux.....	52
3.2.2. Evolution spatiale et temporelle de vapeur d'eau avant et après l'anomalie.....	53
3.3. Les processus dynamiques associés à l'anomalie de vapeur d'eau.....	54
3.3.1. Analyse des champs de vent horizontaux avant et après l'anomalie.....	54
3.3.2. Interprétation de l'anomalie de vapeur d'eau par les champs de vent verticaux avant et après l'anomalie.....	56
3.3.3. Les variations spatiales, temporelles et verticales de la vortacité potentielle avant, pendant et après l'anomalie.....	57
3.4. Lien entre l'intrusion et la convection profonde.....	60
3.5. Etude de retro-trajectoires de masse d'air.....	62
3.6. Synthèse.....	62
4. Analyse de la variabilité et des oscillations journalières, saisonnières et annuelles de la vapeur d'eau.....	64
4.1. Introduction.....	64
4.2. Cycle saisonnier et variabilité à court terme de la vapeur d'eau.....	65
4.2.1. Vapeur d'eau de surface.....	65
4.2.2. Colonnes verticales.....	71
4.2.3. Profils verticaux.....	75
4.3. Synthèse.....	79
5. Quantification de la contribution des forçages géophysiques sur la variabilité de vapeur d'eau....	81
5.1. Introduction.....	81
5.2. Le modèle de régression multi-variables.....	81
5.2.1. Description du modèle.....	81
5.2.2. Evaluation du modèle sur les colonnes totales de vapeur d'eau.....	90

Sommaire

5.3. Résultats sur la quantification de la variabilité des différentes séries d'observation	92
5.3.1. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur WVMR CLFD.....	94
5.3.2. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur WVMR PDOM	94
5.3.3. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur WVMR AIRS au niveau de 850 hPa.....	95
5.3.4. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur IWV GPS CLFD.....	95
5.3.5. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur IWV GPS PDOM	96
5.3.6. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur IWV ECMWF	96
5.3.7. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur la couverture totale des nuages.....	97
5.3.8. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur les précipitations	98
5.4. Corrélation précipitations, nuages, température et rapport de mélange de vapeur d'eau.....	98
5.5. Synthèse	99
6. Tendances de vapeur d'eau	101
6.1. Introduction.....	101
6.2. Le modèle de régression linéaire	102
6.3. Tendances sur la variabilité de vapeur d'eau par le modèle de régression de Mastenbrook... ..	104
6.3.1. Tendances sur le site des Cézeaux.....	104
6.3.2. Tendances sur le site de puy de Dôme	108
6.4. Tendances sur la variabilité de vapeur d'eau par le modèle de régression multiple	111
Modèle de régression multiple.....	111
6.5. Tendances sur la distribution verticale de vapeur d'eau.....	112
6.6. Synthèse	115
Conclusion générale et perspectives.....	117
Références.....	121
Annexe 1 : Hadad et al., 2018	136
Annexe 2 : Baray et al., 2017	159
Annexe 3 : Farah et al., 2018.....	177

Liste des figures

Liste des figures

Figure 1.1. Représentation de l'augmentation de la température moyenne globale (1850-2010, en haut) et de sa distribution spatiale à la surface et dans la troposphère (1961 - 1990, en bas). D'après IPCC, 2013.

Figure 1.2. Schéma illustrant les actions et rétro-actions du cycle de l'eau sur le climat.

Figure 1.3. Modes positif et négatif de l'oscillation nord atlantique. D'après Stenseth et al., 2003.

Figure 1.4. Indice hivernal de la NAO basé sur la différence de la pression au niveau de la mer (SLP) normalisée entre Lisbonne, Portugal et Stykkisholmur / Reykjavík, Islande entre 1864 et 2008 (Climate Prediction Center - NOAA).

Figure 1.5. Anomalies de hauteur géopotentielle associées au régime de temps East Atlantic pattern (Climate Prediction Center).

Figure 2.1. Vues Google-Earth permettant de localiser COPDD en Europe (en haut à gauche) et sur l'agglomération de Clermont Ferrand vue du sud (en haut à droite), le puy de Dôme vu de l'ouest (centre gauche), Opme vu du sud (centre) et les Cézeaux vus du sud-est et (centre droit), avec des photographies de chaque site (en bas).

Figure 2.2. Terrasse instrumentée de la station du puy de Dôme, hébergeant, entre autres, un hygromètre Vaisala et la station de réception GPS.

Figure 2.3. Diagramme de dispersion des mesures Météo France en coïncidences avec les mesures de la station météorologique de l'OPGC au puy de Dôme. La droite de régression est en rouge.

Figure 2.4. Pluviomètre à auget basculant de l'OPGC installé sur la station d'Opme. On peut voir l'auget et le tube de mercure qui est en dessous de l'auget, lorsque l'auget bascule, un contact électrique est établi et enregistré.

Figure 2.5. Principe général de la technique CRDS. Une impulsion lumineuse est piégée dans une cavité optique. La relaxation de l'intensité transmise par la cavité suit une loi exponentielle. L'enveloppe spectrale de l'impulsion laser est également illustrée et comparée aux modes de la cavité (Motto-Ros et al., 2005).

Figure 2.6. Diagramme de dispersion des mesures de WVMR par CRDS en coïncidence avec les mesures de la station météorologique du puy de Dôme. La droite $y=x$ est en noir et la droite de régression en rouge.

Figure 2.7. Illustration représentant les 24 satellites GPS (a), le principe de la triangulation (b) et le principe d'analyse des signaux GPS (c).

Figure 2.8. Récepteurs GPS à OPME (a), aux Cézeaux (b) et au puy de Dôme (c).

Figure 2.9. Fonction de recouvrement du LIDAR.

Liste des figures

Figure 2.10. Partie optique du LIDAR Raman sur le site des Cézeaux.

Figure 2.11. Satellite AIRS (NASA).

Figure 2.12. Satellite COSMIC (FormoSat-3 / COSMIC).

Figure 3.1. Profil LIDAR du rapport de mélange de vapeur d'eau en (g/kg) entre 27 février 2015 à 23 UT et 28 février 2015 à 6 UT (en rouge), superposé à la moyenne +/- un écart-type de la période entre le 25 et le 29 février entre 2010 et 2018 (en bleu).

Figure 3.2. Evolution temporelle du profil vertical d'humidité relative (à gauche) et du rapport de mélange de vapeur d'eau (à droite) déduits de ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux du 25 février 2015 jusqu'au 1er mars 2015. Les lignes blanches verticales marquent le début et la fin de la mesure LIDAR.

Figure 3.3. Evolution de rapport de mélange de vapeur d'eau (en g/kg) entre le 27 février 0 UT et le 28 février 2015 06 UTC, sur le niveau isobare 300 hPa entre -30°E et 40°E ; entre 30°N et 70°N déduit du satellite AIRS. La carte du 27 février entre 6 et 12 UTC n'est pas montrée car la trace du satellite ne couvre pas le centre de la France.

Figure 3.4. Champs de vents horizontaux sur le niveau isobare 300 hPa entre -25°E et 45°E et entre 30°N et 75 °N) modélisés par ECMWF ERA-Interim le 27 février 2015 à 18 UTC (à gauche) et le 28 février 2015 à 0 UTC (à droite).

Figure 3.5. Illustration des courants-jets polaires et subtropicaux dans l'hémisphère Nord (The COMET Program/NASA).

Figure 3.6. Représentation schématique de la dynamique atmosphérique planétaire mettant en évidence les processus d'échanges stratosphère-troposphère à grande échelle (d'après Holton et al., 1995).

Figure 3.7. Evolution temporelle du vent vertical ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux entre le 25 février 2015 et le 1er mars 2015.

Figure 3.8. Evolution temporelle de la vorticité potentielle ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux entre le 25 février 2015 et le 1er mars 2015.

Figure 3.9. Cartes de PV ECMWF ERA-Interim sur le niveau de pression 300 hPa le 26 février 2015 à 18 UTC (en haut à gauche), le 27 février 2015 à 0 UTC (en haut à droite), le 27 février 2015 à 6 UTC (en bas à gauche) et le 27 février 2015 à 12 UTC (en bas à droite).

Figure 3.10. Cartes de PV ECMWF ERA-Interim sur le niveau 650 hPa le 26 février 2015 à 18 UTC (en haut à gauche), le 27 février 2015 à 0 UTC (en haut à droite), le 27 février 2015 à 6 UTC (en bas à gauche) et le 27 février 2015 à 12 UTC (en bas à droite).

Figure 3.11. OLR sur le point disponible le plus proche du site des Cézeaux (45°N, 2.5°E) de 22 février 2015 jusqu'à 4 mars 2015, sur le niveau isentrope 285K ce qui correspond approximativement au niveau de pression 632 hPa et 3.4 km d'altitude.

Figure 3.12. Rétro-trajectoires montrant l'évolution de la masse d'air arrivant au-dessus de Clermont-Ferrand le 28 février 2015 à 0h (7 jours de rétro-trajectoires). La couleur

Liste des figures

indique l'altitude des points de trajectoire (en km).

Figure 4.1. Valeur moyenne WVMR par saison en fonction des heures de la journée (UTC). De haut en bas: station météorologique de Cézeaux, station météorologique du Puy de Dôme, CRDS du Puy de Dôme. Les barres d'erreur indiquent +/- un écart-type.

Figure 4.2. Valeurs moyennes du WVMR calculées par saison et en fonction des heures de la journée (UTC). De haut en bas: WVMR ECMWF à 950 hPa , WVMR ECMWF à 850 hPa et à partir de Météo-France au puy de Dôme. Les barres d'erreur indiquent +/- un écart-type.

Figure 4.3. Moyenne mensuelle du WVMR extrait de la réanalyse ECMWF-ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux entre 1979 et 2018.

Figure 4.4. Schéma montrant l'effet de Foehn sur la chaîne des Puys au passage du relief (saint-Verny).

Figure 4.5. Valeurs moyennes de l'IWV GPS calculées par saisons (hiver en bleu, printemps en vert, été en rouge et automne en noir) et en fonction des heures de la journée (UTC), aux Cézeaux (CLFD, en haut), à Opme (OPME, au milieu) et puy de Dôme (PDOM, en bas). Les barres d'erreur indiquent +/- un écart-type.

Figure 4.6. Moyennes saisonnières d'IWV pour les stations GPS suisses pour la période 2001-2004. (d'après Morland et al., 2007).

Figure 4.7. IWV observé en Suisse par GPS et deux radiomètres à micro-ondes (MR) entre le 11 et le 15 janvier 2004 (d'après Morland et al., 2007).

Figure 4.8. Moyennes mensuelles (gauche) et écarts-types (droite) des profils WVMR de haut en bas: LIDAR (2010-2016), COSMIC (2006-2017) et AIRS (2002-2017), les lignes blanches représentent la limite de WVMR autour du seuil 5 g/kg.

Figure 4.9. Pourcentage des variations mensuelles des profils WVMR de haut en bas: LIDAR (2010-2016), COSMIC (2006-2017) et AIRS (2002-2017).

Figure 4.10. Moyennes mensuelles et écarts-types de la hauteur de la couche limite déduit d'ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux entre 1979 et 2017.

Figure 5.1. Anomalie de couverture nuageuse (haut) et d'IWV (bas) en Europe au mois d'août 1984 par rapport à la moyenne des mois d'août entre 1979 et 2017.

Figure 5.2. Anomalie de couverture nuageuse (haut) et d'IWV (bas) en Europe au mois de février 2014 par rapport à la moyenne des mois de février entre 1979 et 2017.

Figure 5.3. Anomalie de couverture nuageuse (haut) et d'IWV (bas) en Europe au mois de novembre 1986 par rapport à la moyenne des mois de novembre entre 1979 et 2017

Figure 5.4. Anomalie de couverture nuageuse (haut) et d'IWV (bas) en Europe au mois de juillet 1993 par rapport à la moyenne des mois de juillet entre 1979 et 2017.

Figure 5.5. Evolution temporelle des forçages utilisés comme entrées du modèle. Fonctions sinusoidales de période de 12 mois (a) et 6 mois (b) exprimant respectivement

Liste des figures

la variabilité saisonnières annuelle et semi-annuelle du climat, oscillation nord-atlantique (NAO, c), Atlantique Est / Russie de l'Ouest (EA-WR, d) et Atlantique Est (EA, e).

Figure 5.6. Evolution temporelle de la moyenne mensuelle (bleu) et simulés par le modèle de régression multilinéaire (rouge) de l'IWV aux Cézeaux (a), et au puy de Dôme (b), de WVMR aux Cézeaux (c), et au puy de Dôme (d).

Figure 5.7. Evolution temporelle de la moyenne mensuelle (bleu) et simulée par le modèle de régression multilinéaire (rouge) de l'IWV (a), de la précipitation totale ECMWF. ERA-Interim (b) et des précipitations observées aux Cézeaux (c).

Figure 6.1. Autocorrélation entre les valeurs successives du rapport de mélange de vapeur d'eau (points bleus) et régression linéaire (ligne rouge). De haut en bas: échantillonnage horaire, journalier et mensuel.

Figure 6.2. Variations de la vapeur d'eau en fonction du temps pour le site de Cezeaux (points bleus), cycles annuels et tendances (lignes rouges). WVMR du capteur météorologique en haut et IWV GPS en bas.

Figure 6.3. Variations de la vapeur d'eau en fonction du temps pour le site de Cezeaux (points bleus), cycles annuels et tendances (lignes rouges). De haut en bas: WVMR ECMWF ERA-Interim (950 hPa), satellite WVMR AIRS (925 hPa) et IWV ECMWF ERA-Interim.

Figure 6.4. Variations de la vapeur d'eau en fonction du temps pour la station du Puy de Dôme (points bleus), cycles annuels et tendances (lignes rouges). De haut en bas: WVMR du capteur météorologique, WVMR Météo France et contenu GPS IWV.

Figure 6.5. Variations de la vapeur d'eau en fonction du temps pour la station du Puy de Dôme (points bleus), cycles annuels et tendances (lignes rouges). De haut en bas: WVMR ECMWF ERA-Interim (850 hPa), et AIRS (850 hPa).

Figure 6.6. Profil vertical de la tendance du rapport de mélange de vapeur d'eau ECMWF ERA-Interim en fonction de la pression, sur les périodes de haut en bas 1980-2018, 1990-2018, 2000-2018 et 2010-2018. Les barres d'erreur sont déterminées avec un échantillonnage journalier.

Figure 6.7. Profil vertical de la tendance du rapport de mélange de vapeur d'eau déduit par AIRS en fonction de la pression sur le point le plus proche de Cézeaux sur la période 2002-2017 (haut), et ECMWF-ERA-Interim sur la même période (bas).

Liste des tableaux

Liste des tableaux

Tableau 2.1 : Résumé descriptif de l'ensemble des données utilisées dans ce manuscrit.

Tableau 4.1 : Moyennes saisonnières et écart type de WVMR (en g/kg) de la station météorologique de Cézeaux, de la station météorologique et de l'analyseur CRDS de puy de Dôme.

Tableau 5.1. Indices d'EA, d'EA-WR et de NAO sur les 4 mois d'étude.

Tableau 5.2 : Pourcentage de contribution moyenne (\pm incertitude) de chaque forçage (cycles annuel et semi-annuel, NAO, EA et EA-WR) sur le contenu intégré de vapeur d'eau sur les Cézeaux et puy de Dôme et déduit de ECMWF ERA-Interim et AIRS au niveau de pression de 850 hpa, couverture nuageuse totale et la précipitation totale déduit du pluviomètre OPGC aux Cézeaux.

Tableau 6.1 : Tendances et incertitudes du contenu intégré de vapeur d'eau sur le site des Cézeaux, du Puy de dôme déterminées à partir de l'approche développée dans la section 5 (Trend-run modifié) sur les différentes séries de WVMR et IWV (AIRS, GPS et ECMWF ERA-Interim). La réponse est donnée en g/kg*decade et mm/decade pour WVMR et IWV respectivement.

Chapitre 1 : Introduction générale

1. Introduction générale

1.1. Le climat de la terre

Le climat est défini par la distribution statistique des conditions météorologiques de l'atmosphère terrestre à l'échelle globale ou régionale, pendant une période donnée. L'étude du climat, la climatologie, se distingue de la météorologie qui désigne l'étude du temps à court terme (quelques jours) et dans des zones plus localisées. Les études climatiques sont effectuées à partir des mesures statistiques annuelles, saisonnières ou mensuelles de variables atmosphériques locales telles que la température, l'humidité, la couverture nuageuse, les précipitations ou la vitesse et la direction du vent. Des phénomènes astronomiques, géologiques ont changé fortement le climat pendant l'histoire de la terre. Récemment, les activités humaines ont également changé le climat de la terre, créant un réchauffement climatique à l'échelle globale dont les causes sont anthropiques (IPCC, 2013). La figure 1.1 montre l'augmentation de la température globale au cours du vingtième siècle et la forte variabilité spatiale de ce réchauffement climatique au sol et dans la troposphère sur la carte globale de la terre.

L'air se compose très majoritairement de diazote (78 %), de dioxygène (21 %) et d'autres gaz, dont l'argon et le dioxyde de carbone. Les gaz à effet de serre, cumulés aux particules en suspension, jouent un rôle fondamental dans le maintien de la vie en absorbant partiellement le rayonnement ultraviolet (IPCC, 2013). Le forçage radiatif modifie le chauffage à la surface de la terre, ce qui affecte sensiblement l'évaporation. La figure 1.1 montre une augmentation de la température globale, ce qui entraîne une augmentation de la capacité de rétention de l'humidité de l'atmosphère, cette augmentation est de 0.55°C depuis 1979 jusqu'à 2006 (IPCC, 2007). L'ensemble de ces effets radiatifs influençant l'effet de serre modifient le cycle hydrologique, en particulier les caractéristiques des précipitations (quantité, fréquence, intensité, durée, type) et les cas extrêmes (Trenberth et al., 2003).

Chapitre 1 : Introduction générale

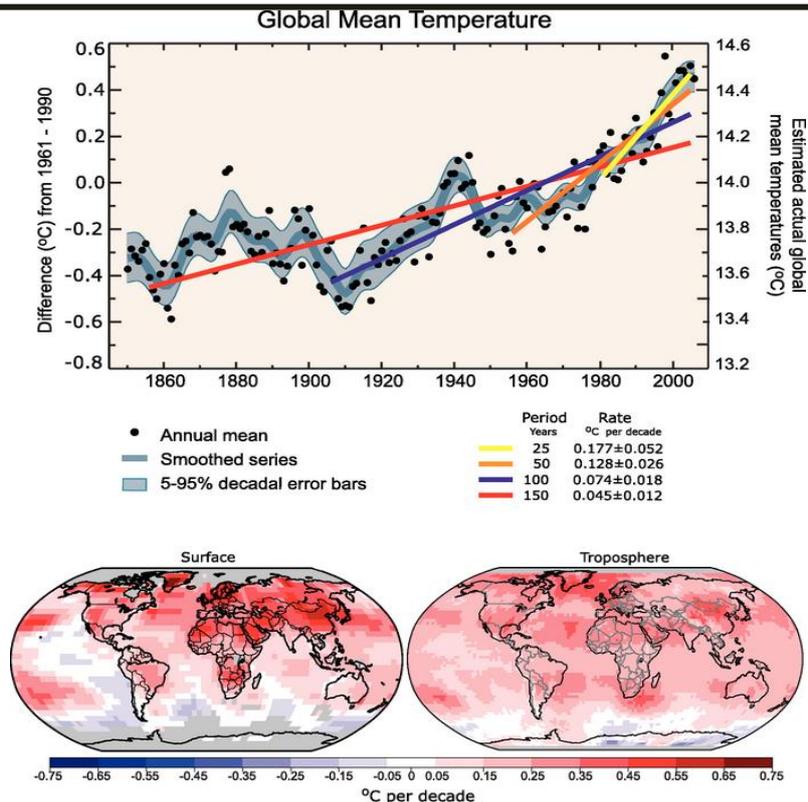


Figure 1.1. Représentation de l'augmentation de la température moyenne globale (1850-2010, en haut) et de sa distribution spatiale à la surface et dans la troposphère (1961 - 1990, en bas). D'après IPCC, 2013.

1.1.1. L'effet de serre

Le soleil alimente le climat de la terre, émettant de l'énergie aux courtes longueurs d'onde, principalement dans la partie visible et ultra-violet du spectre. Environ un tiers de l'énergie solaire atteignant le sommet de l'atmosphère terrestre est réfléchi directement dans l'espace. Les deux tiers restants sont absorbés par la surface et par l'atmosphère. Pour équilibrer l'énergie absorbée, la terre doit en moyenne émettre la même quantité d'énergie dans l'espace. Comme la terre est beaucoup plus froide que le Soleil, elle rayonne à des longueurs d'onde beaucoup plus longues, principalement dans la partie infrarouge du spectre. Une partie de ce rayonnement thermique émis par la terre et l'océan est absorbé par l'atmosphère, y compris par les nuages, et reradiée vers la terre. C'est ce qu'on appelle l'effet de serre. Les parois en verre d'une serre réduisent le flux d'air et augmentent la température de l'air à l'intérieur. De manière analogue, mais à travers un processus physique différent, l'effet de serre de la terre réchauffe la surface de la planète. Sans l'effet de serre naturel, la température moyenne à la surface de la terre serait inférieure au point de congélation de l'eau. Ainsi, l'effet de serre naturel de la terre rend la vie telle que nous la connaissons possible. Cependant, les activités

Chapitre 1 : Introduction générale

humaines, principalement la combustion de combustibles fossiles et le défrichement des forêts, ont considérablement intensifié l'effet de serre naturel, en augmentant les émissions et en réduisant les puits, provoquant un réchauffement de la planète.

Les deux gaz les plus abondants dans l'atmosphère, l'azote (comprenant 78% de l'atmosphère sèche) et l'oxygène (comprenant 21%), n'exercent presque aucun effet de serre. L'effet de serre provient de molécules plus complexes, comportant au moins trois atomes. La vapeur d'eau est le gaz à effet de serre le plus abondant et le dioxyde de carbone (CO₂) est le deuxième plus important. Le méthane, l'oxyde nitreux, l'ozone et plusieurs autres gaz présents dans l'atmosphère en plus petites quantités contribuent également à l'effet de serre. Dans les régions équatoriales humides, il y a beaucoup de vapeur d'eau dans l'air. L'effet de serre est y très important, et l'ajout d'une petite quantité supplémentaire de CO₂ ou de vapeur d'eau n'a qu'un faible impact direct sur le rayonnement infrarouge. Cependant, dans les régions polaires sèches et froides, l'effet d'une faible augmentation du CO₂ ou de la vapeur d'eau est beaucoup plus important. Il en va de même pour la haute atmosphère froide et sèche, où une légère augmentation de la vapeur d'eau a une plus grande influence sur l'effet de serre que le même changement de vapeur d'eau près de la surface.

Plusieurs composantes du système climatique, notamment les océans et les êtres vivants, affectent les concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre. Un bon exemple est que les plantes extraient le CO₂ de l'atmosphère et le convertissent en glucides via la photosynthèse. Le surplus additionnel d'un gaz à effet de serre, tel que le CO₂, dans l'atmosphère intensifie l'effet de serre, réchauffant ainsi le climat de la terre. La quantité de réchauffement dépend également de divers mécanismes de rétroaction. Par exemple, lorsque l'atmosphère se réchauffe en raison de la hausse des niveaux de gaz à effet de serre, sa concentration en vapeur d'eau augmente, ce qui intensifie encore l'effet de serre. Cela provoque à son tour plus de réchauffement, ce qui entraîne une augmentation supplémentaire de la vapeur d'eau, dans un cycle d'auto-renforcement. Ce retour de vapeur d'eau peut être assez fort pour doubler approximativement l'augmentation de l'effet de serre due au seul CO₂ ajouté.

D'autres mécanismes importants de rétroaction impliquent les nuages. Les nuages absorbent efficacement le rayonnement infrarouge et exercent donc un effet de serre important, réchauffant ainsi la terre. En fonction de leur altitude et de leur type, les nuages peuvent

Chapitre 1 : Introduction générale

également refléter le rayonnement solaire entrant, refroidissant ainsi la terre. Un changement dans presque tous les aspects des nuages, tels que leur type, leur emplacement, leur teneur en eau, leur altitude, leur taille et leur forme, ou leur durée de vie, affecte le degré de réchauffement ou de refroidissement de la terre (London et al., 1991). Des recherches sont en cours pour mieux comprendre comment les nuages réagissent au réchauffement climatique et comment ces changements affectent le climat grâce à ces divers mécanismes de rétroaction (Cess et al., 2001 ; Hansen et al., 1984).

1.1.2. Rôle de l'eau dans l'atmosphère

L'eau atmosphérique joue un rôle principal en faisant le pont entre le cycle de l'eau et le réchauffement climatique, malgré que le pourcentage de l'eau atmosphérique ne soit que 0.001% de l'eau sur terre et que son temps moyen de résidence dans l'atmosphère ne soit que de 10 jours (Chahine et al., 1992). La figure 1.2 schématise les actions et réactions de la vapeur d'eau sur le climat.

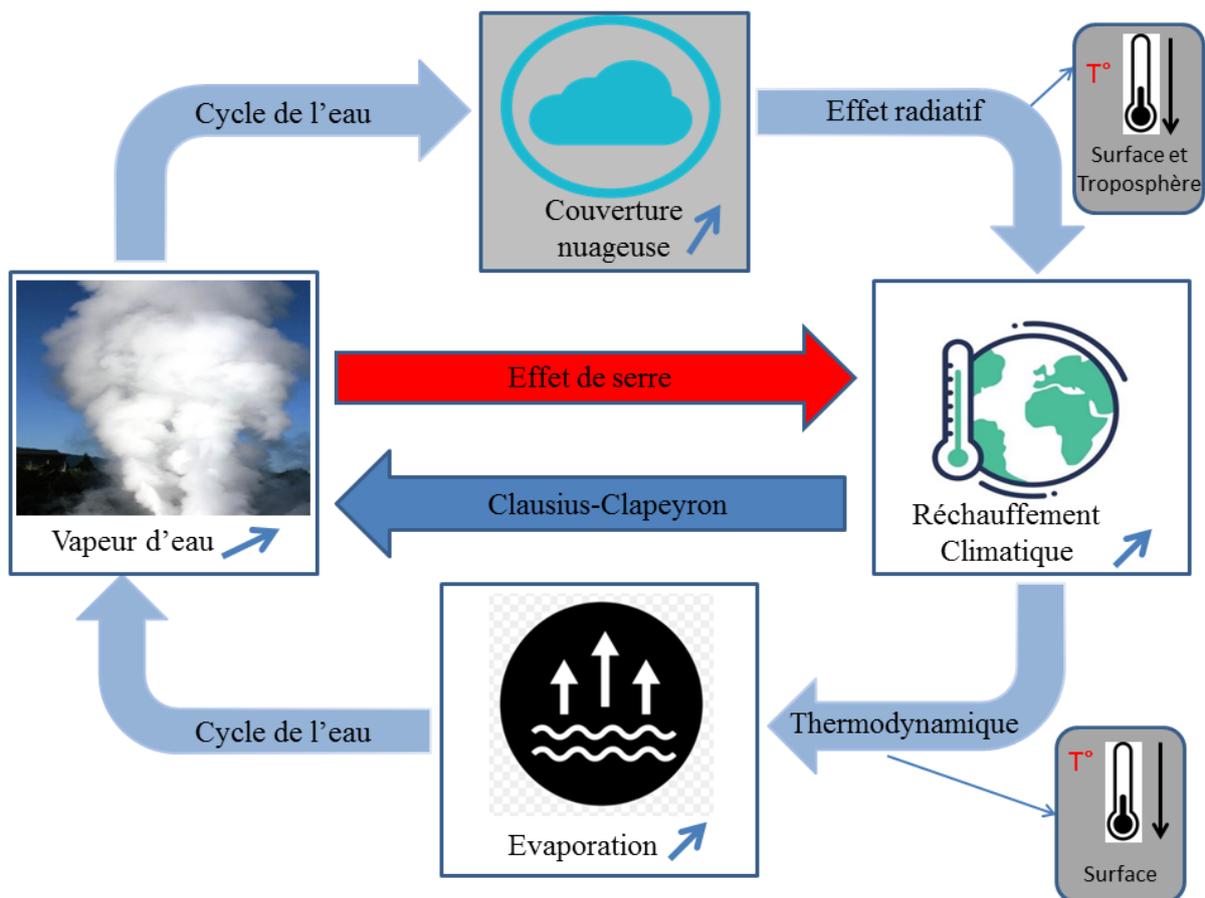


Figure 1.2. Schéma illustrant les actions et rétro-actions du cycle de l'eau sur le climat.

Chapitre 1 : Introduction générale

D'un point de vue thermodynamique, le réchauffement climatique global implique une augmentation des concentrations de vapeur d'eau dans l'atmosphère, amplifiant le cycle d'eau. A son tour, ce dernier induit une rétroaction positive, à noter qu'il faut prendre en considération également les effets indirects, la part de l'évaporation étant de 50% dans le refroidissement de la surface. En outre, dans le cas où les sources de vapeur d'eau d'origine anthropiques sont faibles, les activités humaines augmentent la concentration en aérosols de l'atmosphère ce qui peut affecter le cycle de l'eau en agissant sur la formation des nuages ainsi que sur les types de précipitations (Huntington, 2006).

1.2. L'eau atmosphérique

Nous avons vu que l'eau, sous ses trois phases, est un élément clé de l'atmosphère. Le givrage atmosphérique se produit dans les nuages de haute altitude, tels que les cirrus, qui sont reconnus comme des régulateurs importants du bilan radiatif du système atmosphérique terrestre (Twomey, 1991) et au sommet des nuages convectifs avec un impact sur la sécurité des avions (Lawson et al., 1998). Sous la phase liquide, les nuages et les précipitations sont des composantes importantes du bilan énergétique de la terre et du cycle de l'eau, du climat terrestre et de la variabilité climatique (IPCC, 2013).

La vapeur d'eau est le principal gaz à effet de serre, la vapeur d'eau réagit très vite aux changements climatiques : en Europe, 70 % du réchauffement actuel proviendrait de la vapeur d'eau (IPCC, 2013).

La vapeur d'eau est générée dans l'atmosphère par l'évaporation des océans et des eaux de surface, ainsi que par l'évapotranspiration au cours de laquelle la vapeur d'eau est libérée via les feuilles des plantes, la respiration des animaux et des hommes ainsi que l'évaporation des eaux souterraines.

Bien que l'atmosphère contienne peu de vapeur d'eau, elle exerce un effet important sur la météo et le climat. La capacité de l'air à contenir de l'eau dépend de la température. Plus l'air est chaud, plus il peut contenir d'eau. Lorsque l'air humide refroidit brusquement, il peut retenir moins d'eau et la vapeur d'eau qu'il contient va se condenser et se transformer en pluies (ou neige, grêle, rosée, brouillard...).

Dans la basse troposphère, la condensation de la vapeur d'eau en précipitation fournit un chauffage latent qui domine la structure du chauffage diabatique de la troposphère (Trenberth

Chapitre 1 : Introduction générale

et al., 2003a ; Trenberth et al., 2003b). Dans la moyenne et la haute troposphère la vapeur d'eau représente une grande partie de l'effet de serre atmosphérique et est considérée comme un important amplificateur du changement climatique (Held et al., 2000).

La vapeur d'eau est aussi la source gazeuse d'opacité infrarouge la plus importante dans l'atmosphère, représentant environ 60% de l'effet de serre naturel pour un ciel dégagé (Kiehl et al., 1997, Held et al., 2000).

La température de la terre et la distribution de l'eau sont essentielles à la vie. La compréhension et la prédiction de ces variables sont fondamentales pour un développement durable du système terrestre. Cependant, au 21^{ème} siècle, les géosciences font face à des défis importants. La compréhension et la simulation de l'eau et les cycles énergétiques montrent toujours des lacunes significatives à toutes les échelles temporelles et spatiales. En particulier, deux questions scientifiques sont essentielles pour l'environnement et la société:

- Dans quelle mesure les événements extrêmes sont-ils prévisibles et comment améliorer les compétences prédictives des systèmes modèles?
- Comment les composantes des cycles régionaux et mondiaux de l'eau et de l'énergie changent la variabilité et les influences anthropiques?

Ces questions sont traitées par divers programmes de recherche nationaux et internationaux, tels que le programme mondial de recherche météorologique (WWRP), en ce qui concerne les prévisions allant de la prévision immédiate aux prévisions saisonnières (Wulfmeyer et al., 2015).

1.2.1. Distributions et tendances de la vapeur d'eau

Dans la troposphère où se trouve la quasi-totalité de la vapeur d'eau atmosphérique, la vapeur d'eau joue un rôle initial dans l'équilibre énergétique entre la surface et le sommet de la troposphère et joue un rôle important dans la formation des nuages et des précipitations (IPCC, 2013). La relation de Clausius-Clapeyron, prévoit une augmentation de la concentration de la vapeur d'eau avec la température (Huntington, 2006). Alors, comme la température diminue avec l'altitude dans la première couche de l'atmosphère, la concentration de la vapeur d'eau diminue également avec l'altitude dans la troposphère. Par conséquent, il y a une corrélation entre la concentration de vapeur d'eau et la température.

En raison des limitations instrumentales et des faibles quantités de vapeur d'eau à observer,

Chapitre 1 : Introduction générale

les changements à long terme de la vapeur d'eau dans la haute troposphère sont difficiles à évaluer et les études aboutissent parfois à des résultats contradictoires. Wang et al. (2001) ont observé une augmentation de 1 à 5% par décennie de l'humidité relative entre 1976 et 1995, les plus fortes augmentations dans la haute troposphère sont apparues sur 17 stations de radiosondage dans le Pacifique tropical occidental. Inversement, une combinaison de mesures du (HALOE) à 215 hPa suggère une augmentation de la vapeur d'eau avec une température croissante (Minschwaner et al., 2004) et Maistrova et al. (2003) ont signalé une augmentation de l'humidité spécifique à 850 hPa et une diminution de 700 à 300 hPa en 1959 à 2000 dans l'Arctique, d'après les données fournies par les navires et les stations temporaires ainsi que par les stations permanentes.).

La détermination des tendances décennales de vapeur d'eau atmosphérique implique la nécessité de longues séries chronologiques, homogènes, cohérentes et documentées en métadonnées, des observations pour améliorer les modèles météorologiques et climatologiques des réseaux comme le réseau GRUAN est le Global Climate Observing System (GCOS) Reference Upper Air Network, est un réseau d'observations international mandaté par différentes organisations (notamment L'Organisation Météorologique Mondiale/OMM) pour réaliser des mesures de référence de différentes variables à long terme et en haute troposphère, des variables permettant de détecter les changements climatiques régionaux et globaux sur des échelles décennales.

La tendance de vapeur d'eau étant un indicateur de changement climatique anthropique (Philipona et al., 2004 et 2005), il est donc intéressant de quantifier précisément la tendance de vapeur d'eau et déduire son impact sur le changement climatique et sur le réchauffement global terrestre. La mise en évidence des changements à long terme de la vapeur d'eau est limitée par la disponibilité et la fiabilité des mesures de vapeur d'eau (Trenberth et al., 2005 et 2007).

La combinaison des incertitudes de mesure et la grande variabilité entre les échelles horaires, journalières, mensuelles et annuelles nécessitent une certaine prudence lors de l'interprétation des tendances à long terme.

Dans la stratosphère où des traces de vapeur d'eau peuvent être observées, les processus qui gouvernent sa variabilité et ses tendances sont spécifiques. Des tendances positives ont été observées et peuvent être liées à l'oxydation du méthane (Kley et al., 2000; Oltmans et al. ,

Chapitre 1 : Introduction générale

2000), et à l'aviation (IPCC, 1999). D'autres mécanismes indirects ont également été envisagés, notamment: les éruptions volcaniques (Considine et al., 2001; Joshi et al., 2003), ou l'injection dans la stratosphère d'aérosols de brûlage de biomasse (Sherwood, 2002; Andreae et al., 2004).

1.2.2. Variabilité spatio-temporelle de vapeur d'eau

La vapeur d'eau, gaz trace de l'atmosphère présentant une très grande variabilité spatialement et temporellement (Trenberth et al., 1998), est, d'une part, un gaz ayant un effet climatique indirect du fait de son rôle dans la formation des nuages et des cellules convectives (Van Baelen et al., 2011), et, d'autre part un traceur des intrusions stratosphériques dans la troposphère (D'Aulerio et al., 2005).

Il est intéressant d'étudier la variabilité de l'humidité dans l'atmosphère à différentes échelles spatiales et temporelles de la turbulence à la distribution globale. Elle est dépendante de la pression de vapeur saturante, de la température et met en jeu de multiples processus de transport vertical.

La vapeur d'eau est très variable en fonction de la latitude et de l'altitude, atteignant les valeurs les plus élevées près de la surface de la terre dans les zones tropicales. Compte tenu de sa relation étroite avec la température de l'air, la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère est importante jusqu'à une altitude d'environ 2 km. Un processus de base qui contrôle le contenu en vapeur d'eau est l'évaporation sur la surface des océans dans les zones tropicales de la surface de la terre. Par événements météorologiques extrêmes la vapeur d'eau est transportée vers les zones polaires, ce qui explique que son contenu change dynamiquement sous l'effet de la circulation atmosphérique.

La variabilité de la vapeur d'eau atmosphérique a fait l'objet de nombreuses recherches en lien avec les changements des conditions climatiques (Schneider et al., 1999; Hall et al., 1999; Mieruch et al., 2008; Allan et al., 2011; Mattar et al., 2011), la distribution globale de la vapeur d'eau et sa variabilité spatiale (Salstein et al., 1983; Gaffen et al., 1991; Trenberth et al., 1999 et 2005; Wagner et al., 2006), les changements régionaux de l'humidité atmosphérique (Morland et al., 2009; Ye et al., 2010; Ortiz de Galisteo et al., 2014), ainsi que la paramétrisation des modèles de climat (Allan et al., 2003; Ingram et al., 2010; Kahn et al., 2011; Ning et al., 2013).

Chapitre 1 : Introduction générale

Wypych et al. (2018) ont montré une très grande variabilité spatiale et temporelle de la vapeur d'eau en Europe, cette variabilité étant caractérisée par des schémas régionaux très marqués. CO-PDD est proche de la limite de deux régions différentes, mi-atlantique et semi-continentale, avec un rôle possible des facteurs locaux sur la vapeur d'eau. Dans la troposphère libre, les couches anormalement sèches peuvent être interprétées comme des caractéristiques d'intrusions stratosphériques à petite échelle temporelle, allant de quelques minutes à quelques heures (D'Aulerio et al., 2005 ; Baray et al., 2017). Wulfmeyer et al. (2015) ont récemment présenté une revue des cycles de l'eau et de l'énergie, mettant en évidence deux questions scientifiques essentielles pour l'environnement et la société, autour de la prévisibilité des événements extrêmes et des causes naturelles et anthropiques du changement des cycles de l'eau et de l'énergie régionaux et mondiaux.

1.2.3. Les variations des nuages

Les nuages jouent un rôle important dans la régulation du flux de rayonnement au sommet et à la surface de l'atmosphère. Ils font également partie du cycle hydrologique atmosphérique, influençant l'équilibre entre le chauffage radiatif et le chauffage latent. La réponse de la couverture nuageuse à l'augmentation des gaz à effet de serre représente actuellement la plus grande incertitude dans les prédictions du modèle de la sensibilité du climat (Dalmedico et al., 2006). Les observations de surface effectuées dans les stations météorologiques et à bord des navires, fournissent les enregistrements les plus longs des changements de la couverture nuageuse. Les observateurs de surface signalent les conditions du ciel, mais ne sont pas en mesure de détecter les nuages de niveau supérieur qui peuvent être masqués à la vue de l'observateur. Depuis le milieu des années 1990, notamment aux États-Unis et au Canada, les observations humaines à la surface ont été largement remplacées par des mesures automatisées des observations ceilomètres, qui ne mesurent directement que les nuages bas au-dessus du ciel. En revanche, les satellites n'observent généralement que le niveau le plus élevé des nuages et ont des difficultés à détecter les nuages optiquement minces. Bien que les mesures par satellite fournissent un échantillonnage spatio-temporel bien meilleur que celui qui peut être obtenu à partir de la surface, leur enregistrement est beaucoup plus court. Ces disparités dans la manière dont la couverture nuageuse est observée contribuent au manque de cohérence entre les variations de la couverture nuageuse mesurées en surface et par satellite. Les traînées de condensation («traînées de condensation») provenant de l'échappement des avions peuvent s'étendre pour former des nuages et des cirrus.

Chapitre 1 : Introduction générale

1.3. Forçages géophysique Influant sur la vapeur d'eau et le courant jet

La circulation atmosphérique globale est sous l'influence d'un certain nombre de modèles de variation, qui peuvent avoir une signature dans le climat à la surface. Les climats régionaux peuvent être déphasés en raison de l'action de télé-connexions, qui modulent les régimes de temps influençant par exemple l'emplacement et l'intensité des tempêtes, les distributions des paramètres météorologiques, les flux de la chaleur et l'humidité atmosphérique. La revue de Hurrell et al. (2003) a été mise à jour par de nouvelles analyses, notamment de Quadrelli et al. (2004) et de Trenberth et al. (2005b) pour comprendre la nature des télé-connexions et les changements climatiques régionaux. En conséquence, nous présentons dans les parties suivantes quelques modèles de télé-connexions influençant potentiellement les conditions météorologiques et donc les distributions de vapeur d'eau de notre région d'étude : L'oscillation nord-atlantique (NAO), L'oscillation de l'Atlantique Est (EA) et L'oscillation de l'Atlantique / Russie de l'Ouest EA / WR).

1.3.1. L'oscillation Nord-Atlantique (NAO)

Parmi les modèles de télé-connexion, l'oscillation nord-atlantique (NAO) est un modèle de téléconnexion de l'océan atlantique, constitué d'un dipôle d'anomalies, avec un centre situé au-dessus du Groenland et l'autre centre couvrant les latitudes centrales de l'Atlantique Nord entre 35°N et 40°N (Wallace et al., 1981, Barnston et al., 1987).

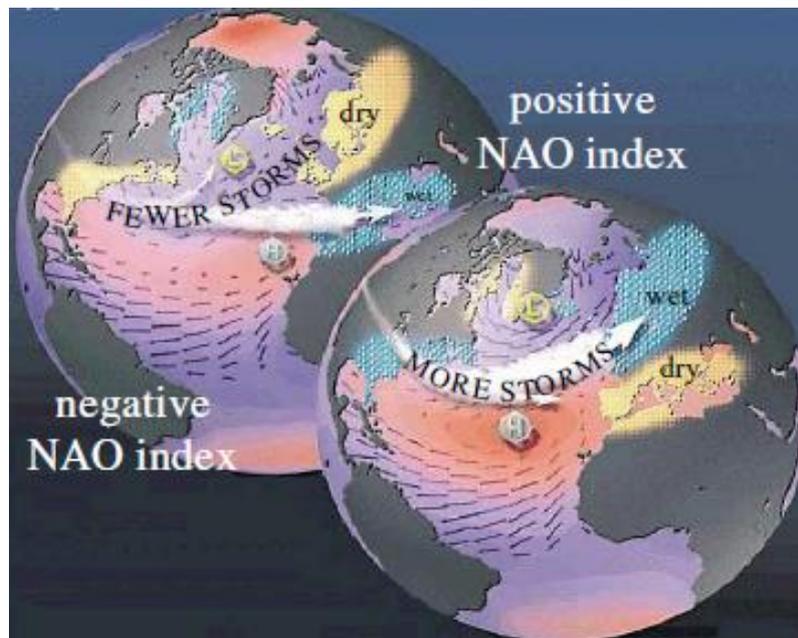


Figure 1.3. Modes positif et négatif de l'oscillation nord atlantique. D'après Stenseth et al., 2003.

Chapitre 1 : Introduction générale

La figure 1.3 représente le mode positif et négatif de la NAO. La phase positive de la NAO reflète des hauteurs et des pressions inférieures à la normale dans les hautes latitudes de l'Atlantique Nord et des hauteurs et pressions supérieures à la normale dans l'Atlantique Nord central, l'Est des États-Unis et l'Europe occidentale. La phase négative reflète un schéma opposé d'anomalies de hauteur et de pression sur ces régions. Les deux phases de la NAO sont associées à des changements de l'intensité et de l'emplacement du courant-jet et de la tempête dans l'Atlantique Nord à l'échelle du bassin et à des modulations à grande échelle des modes de transport zonal et méridien de la chaleur et de l'humidité ce qui entraîne à son tour des changements de température et de précipitations qui s'étendent souvent de l'est de l'Amérique du Nord à l'Europe occidentale et centrale (van Loon et al., 1978 ; Rogers et al., 1979).

Les fortes phases positives de la NAO ont tendance à être associées à des températures supérieures à la moyenne dans l'est des États-Unis et en Europe du Nord et à des températures inférieures à la moyenne au Groenland et souvent dans le sud de l'Europe et du Moyen-Orient. Ils sont également associés à des précipitations supérieures à la moyenne en Europe du Nord et en Scandinavie en hiver et à des précipitations inférieures à la moyenne en Europe méridionale et centrale également en hiver. Des modèles opposés d'anomalies de température et de précipitations sont généralement observés pendant les fortes phases négatives de la NAO. Pendant des périodes particulièrement prolongées, dominées par une phase particulière de la NAO, on observe souvent des anomalies de température dans le centre de la Russie et dans le centre-nord de la Sibérie.

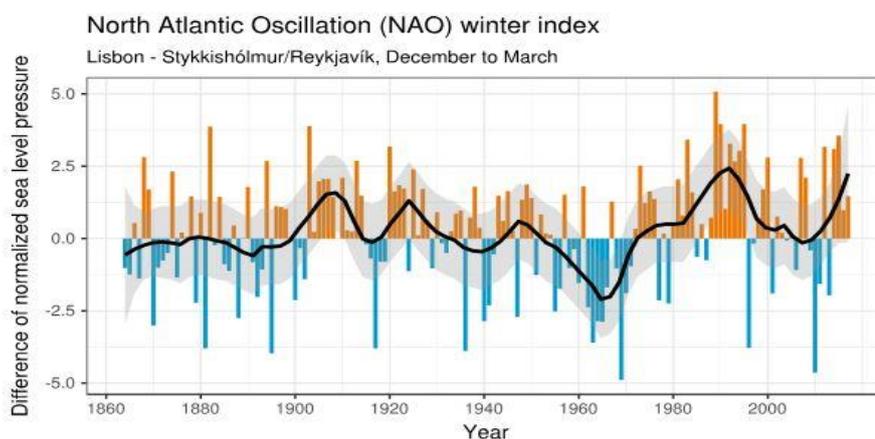


Figure 1.4. Indice hivernal de la NAO basé sur la différence de la pression au niveau de la mer (SLP) normalisée entre Lisbonne, Portugal et Stykkisholmur / Reykjavík, Islande entre 1864 et 2008 (Climate Prediction Center - NOAA).

Chapitre 1 : Introduction générale

La NAO présente une variabilité inter-saisonnière et interannuelle, des périodes prolongées (quelques mois) de phases positives et négatives du modèle sont courantes. La NAO d'hiver présente également une variabilité multi-décennale significative (Hurrell, 1995 ; Chelliah et al., 2005). Par exemple, la phase négative de la NAO a dominé la circulation entre le milieu des années 1960 et l'hiver 1978. Au cours de cet intervalle d'une vingtaine d'années environ, il y a eu quatre périodes marquées d'au moins trois ans chacune pendant lesquelles la phase négative était dominante et la phase positive était notablement absente (IPCC, 2007). En fait, pendant toute la période, la phase positive n'a été observée que trois fois dans la moyenne saisonnière et n'a jamais été observée deux années de suite.

La figure 1.4 montre une transition brusque vers des phases positives récurrentes de la NAO s'est alors produite pendant l'hiver 1979, l'atmosphère restant enfermée dans ce mode pendant la saison d'hiver 1994. Au cours de cet intervalle d'une quinzaine d'années, une phase négative importante du profil ne s'est manifesté que deux fois, pendant les hivers de 1984 et de 1985. Toutefois, novembre 1995 - février 1996 se caractérisait par un retour à la forte phase négative de la NAO. (Halpert et al., 1997) ont récemment documenté les conditions accompagnant cette transition vers la phase négative de la NAO.

1.3.2. L'oscillation Est-Atlantique (EA)

L'oscillation de l'Atlantique Est (EA) est un autre mode de variabilité à basse fréquence dominant dans l'Atlantique Nord. EA a un effet sur le climat en toute période de l'année. La structure de l'oscillation EA est similaire à celle de la NAO et se compose d'un dipôle nord-sud de centres d'anomalies couvrant l'Atlantique Nord, d'est en ouest. Les centres d'anomalies de l'oscillation EA sont déplacés vers le sud-est jusqu'aux lignes nodales approximatives du modèle NAO. Pour cette raison, l'oscillation EA est souvent interprétée comme un modèle de NAO déplacé vers le sud. Cependant, le centre de latitude inférieure contient un lien subtropical fort associé à des modulations d'intensité et de localisation de la crête subtropicale.

Ce lien subtropical rend l'oscillation EA distincte de son homologue NAO. Ce modèle d'évaluation environnementale est similaire à celui présenté dans l'étude de Barnston et al., (1987), mais il diffère nettement du modèle d'évaluation environnementale initialement défini par Wallace et al. (1981).

Chapitre 1 : Introduction générale

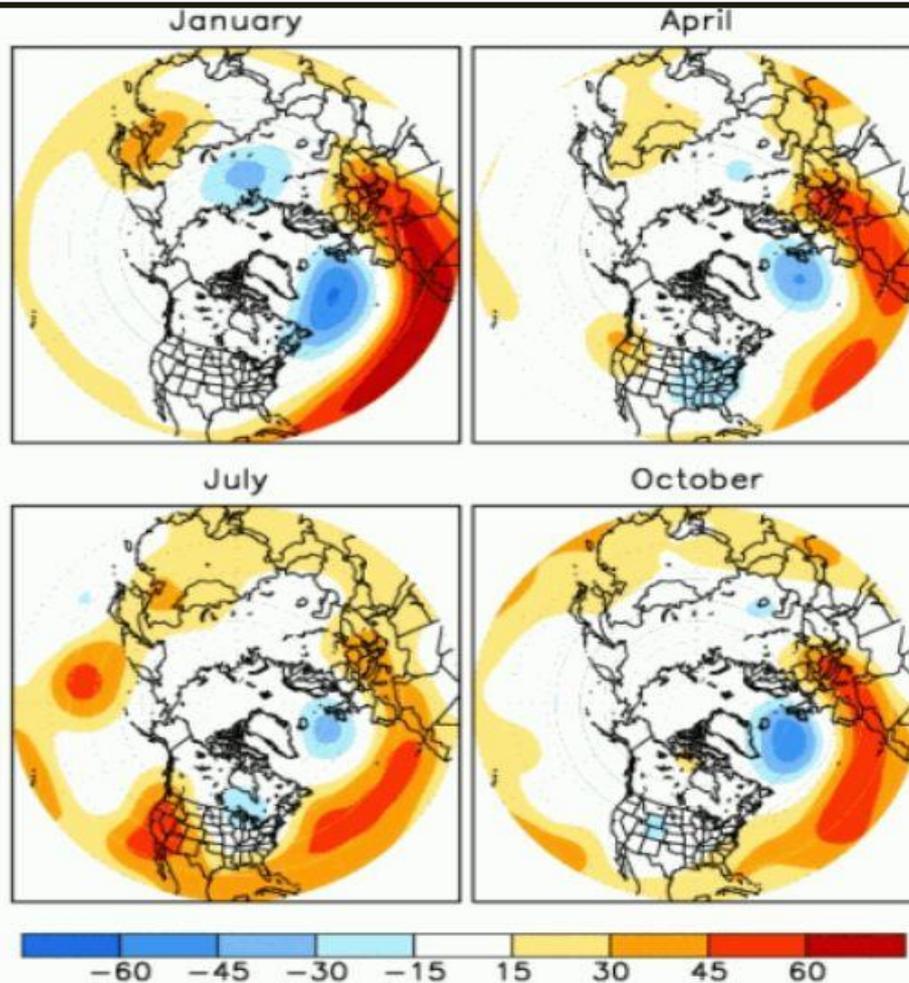


Figure 1.5. Anomalies de hauteur géopotentielle associées au régime de temps East Atlantic pattern (Climate Prediction Center).

La phase positive du schéma d'évaluation environnementale est associée à des températures de surface supérieures à la moyenne en Europe tous les mois et à des températures inférieures à la moyenne dans le sud des États-Unis entre janvier et mai et au centre-nord des États-Unis entre juillet et octobre. Elle est également associée à des précipitations supérieures à la moyenne en Europe du Nord et en Scandinavie et à des précipitations inférieures à la moyenne dans le sud de l'Europe (Krichak et al., 2005).

La figure 1.5 représente la carte montrant le régime de temps East Atlantic pattern. L'oscillation EA montre une très forte variabilité multi-décadaire dans les années 1950-2004, la phase négative ayant cours pendant une grande partie de 1950-1976 et la phase positive ayant eu lieu pendant la majeure partie de 1977-2004. La phase positive du schéma d'évaluation environnementale était particulièrement forte et persistante entre 1997 et 2004,

Chapitre 1 : Introduction générale

alors que les valeurs moyennes sur trois mois étaient en moyenne de 1 à 2 écarts-types au-dessus de la normale.

1.3.3. L'oscillation Est-Atlantique /Ouest-Russie (EA/WR)

L'oscillation de l'Atlantique / Russie de l'Ouest (EA/WR) est un troisième modèle de télé connexion importants qui affectent l'Europe et l'Asie tout au long de l'année. Ce motif a été appelé le modèle Eurasia-2 par (Barnston et al., 1987). Le modèle EA/WR se compose de quatre principaux centres d'anomalies. La phase positive est associée à des anomalies de hauteur positive situées au-dessus de l'Europe et du nord de la Chine et à des anomalies de hauteur négative situées sur l'Atlantique Nord et le nord de la mer Caspienne.

Les principales anomalies de température de surface associées à la phase positive du schéma EA/WR reflètent des températures supérieures à la moyenne en Asie de l'Est et des températures inférieures à la moyenne dans de vastes zones de l'ouest de la Russie et du nord-est de l'Afrique. Les principaux dépôts de précipitations reflètent généralement des précipitations supérieures à la moyenne en Chine orientale et des précipitations inférieures à la moyenne en Europe centrale.

1.3.4. Le courant jet

Les courants-jets sont des tubes de vent qui soufflent d'ouest en est en haute troposphère, aux altitudes près de la tropopause pouvant impacter les distributions de vapeur d'eau par différents processus dynamiques. Ce sont les vents les plus forts de la troposphère. À peu près horizontaux, ils peuvent dépasser 360 km/h. Les courants-jets ont été identifiés dans la première moitié du vingtième siècle en observant les mouvements des nuages (Schaefer, 1953). Les courants-jets sont causés par la combinaison de la rotation de la terre sur son axe et du chauffage atmosphérique par rayonnement solaire. Une coïncidence entre les discontinuités maximales de vent et de tropopause du jet a été montrée par Palmin et al. (1948), ce qui ouvrit la voie à de nombreuses études sur le couplage dynamique et les échanges entre la stratosphère et la troposphère (Shapiro, 1980; Ancellet et al., 1991; Holton et al., 1995; Baray et al., 1998; Trickl et al., 2011; Ivanova, 2016). Deux courants-jets orientés vers l'est dans la haute troposphère de l'hémisphère nord ont été distingués par Krishnamurti (1961). Ces deux jets sont : le courant-jet subtropical situé au bord du pôle de la cellule de Hadley et le courant-jet polaire, plus loin vers le pôle. Les courants-jets sont des processus dynamiques concentrés dans des zones de vitesse maximale du vent qui influencent fortement

Chapitre 1 : Introduction générale

la météorologie à méso-échelle. Par exemple, les changements dans la configuration du jet-front polaire sont liés à l'hiver rigoureux de 2009-2010 dans le nord-ouest de l'Europe et à l'est des États-Unis (Cattiaux et al., 2013; Cohen et al., 2010; Fereday et al., 2012) et à l'été britannique humide de 2007 (Blackburn et al., 2008). Des systèmes frontaux peuvent se développer en lien dynamique avec les noyaux de courant-jet, constituant des systèmes jet-front dans lesquels les circulations agéostrophiques peuvent induire des intrusions stratosphériques d'air très sec dans la troposphère plus humide, perturbant donc les distributions de vapeur d'eau (Cammis et al., 1989). Des signatures d'intrusions stratosphériques ont d'autre part été observées dans les profils de vapeur d'eau sur Clermont Ferrand (Baray et al., 2017).

1.4. Contexte géophysique et instrumentation du CO-PDD

Pour étudier l'évolution et la composition de l'atmosphère dans le cadre des thématiques mentionnées dans le début de cette introduction, il est important de développer et maintenir sur le long terme les observations atmosphériques sur des super sites de mesures, permettant également des comparaisons avec les modèles globaux et la validation des mesures par satellite. CO-PDD (Cézeaux - Opme - puy de Dôme) est un site instrumenté pour la recherche atmosphérique située près de Clermont-Ferrand (45° N, 3° E), impliqué au niveau national (site instrumenté labellisé par l'INSU-CNRS) et impliqué dans les programmes et réseaux internationaux tels que GAW (Global Atmospheric Watch) ou ACTRIS-2 (Aerosol Cloud and Trace gases Research Infrastructure). Il produit des mesures in situ et par télédétection des composants atmosphériques, y compris la vapeur d'eau, les nuages et les précipitations (Colomb et al., 2018). L'objectif de CO-PDD est de documenter l'évolution de la composition de la troposphère en proposant à la communauté scientifique une structure de réception des expériences et un ensemble de mesures à long terme permettant de documenter les processus reliant gaz, aérosols, noyaux de condensation et de glaciation, nuages et précipitations.

CO-PDD est constitué de la station microphysique et chimique du puy de Dôme (1465 mètres, 45,77° N, 2,96° E), éloignée des sources immédiates de pollution du site de mesure de la pluie Opme (680 mètres, 45,71° N, 3,09° E), situé en zone rurale et du site de la télédétection universitaire des Cézeaux (410 mètres, 45,76° N, 3,11° E), situé en zone périurbaine, près de la ville de Clermont-Ferrand. Une carte de situation est fournie dans le chapitre 2 (figure 2.1). Le puy de Dôme a une très longue histoire liée à l'observation atmosphérique, puisque qu'il s'agit d'un des premiers observatoires météorologiques français et dont l'ouverture remonte à

Chapitre 1 : Introduction générale

1876.

CO-PDD est équipé d'instruments permettant de documenter les distributions de la vapeur d'eau, des nuages et de la pluie: Des stations GPS et des stations météorologiques Vaisala (humidité, pression et la température) sont déployés sur les trois sites, un CRDS Picarro est en opération au puy de Dôme, le LIDAR Raman, est installé sur le site des Cézeaux. Le site d'Opme comprend également le profileur de vent VHF et des pluviomètres, disdromètres et micro rain radar verticaux en bande K pour les précipitations. Le chapitre 2 consistera en une présentation détaillée de l'instrumentation et des données météorologiques utilisées dans la thèse.

1.5. Objectifs et plan de la thèse

L'objectif de cette thèse est donc de documenter les distributions de vapeur d'eau sur le site de Clermont-Ferrand, au moyen des observations locales et par satellites, d'établir les comportements climatologiques de ces paramètres atmosphériques, d'approfondir notre connaissance des processus dynamiques tels que les échanges stratosphère-troposphère et leur influence sur les distributions de vapeur d'eau. Le contexte dynamique des cas d'études sera documenté à partir des observations du LIDAR Raman, des observations par satellite et des réanalyses ERA-Interim du centre européen ECMWF sur lesquelles sont basées les trajectoires du modèle LACYTRAJ par exemple. Des comparaisons entre les différentes mesures et différents sites seront effectuées, et permettront l'analyse de la variabilité, des cycles et tendances à long terme de la vapeur d'eau à partir des mesures au sol à l'altitude des différents sites, des colonnes verticales intégrées et des profils verticaux. L'analyse par régressions multi-linéaires permettra de lier les variations de la vapeur d'eau aux processus géophysiques. Des études statistiques permettront d'établir la significativité des tendances à long terme.

Le travail de cette thèse s'articule autour de six chapitres. A la suite de ce premier chapitre d'introduction et de présentation du contexte géophysique, le chapitre 2 sera axé sur la description de l'instrumentation de CO-PDD et les différents jeux de données utilisés. Le chapitre 3 présentera l'analyse dynamique d'un cas d'étude d'intrusion stratosphérique dans la troposphère ayant impacté le profil vertical de vapeur d'eau. Le chapitre 4 sera dédié à l'analyse des oscillations saisonnières de la vapeur d'eau. Le chapitre 5 présentera un modèle de régressions multi-variables et son application à des séries d'observation pour quantifier la part de contribution de certains forçages géophysiques sur la variabilité de vapeur d'eau, les

Chapitre 1 : Introduction générale

précipitations et les nuages sur les sites de mesures à Clermont Ferrand, à partir des mesures in-situ, des observations satellite AIRS et des réanalyses ECMWF ERA-Interim. Enfin, le chapitre six présentera une estimation des tendances à long terme estimées à partir des différentes séries de mesures du site CO-PDD.

Chapitre 2 :

Les données d'observations, satellite et ré-analyse sur le site CO-PDD

2. les données d'observations, satellite et ré-analyse sur le site CO-PDD

2.1. Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter l'instrumentation sur le site CO-PDD et l'ensemble des données de surface de vapeur d'eau, les colonnes verticales et les profils verticaux utilisés dans ce manuscrit. Ces données proviennent des capteurs et du Global Positioning System (GPS) en fonctionnement sur les sites : Cézeaux, Opme et puy de Dôme. J'ai utilisé également les données Météo France, les données du Picarro Cavity Ring-Down Spectroscopy (CRDS) mis en œuvre en collaboration avec le laboratoire LSCE à la station du puy de Dôme et les données du LIDAR Raman qui est en fonctionnement sur le site des Cézeaux. Pour comparer avec ces données d'observation, j'ai utilisé les données des satellites AIRS et COSMIC et la réanalyse ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche du site CO-PDD. En plus des données de vapeur d'eau, j'ai extrait différents paramètres utiles pour l'interprétation des variations de vapeur d'eau : la couverture nuageuse, la vorticité potentielle, les champs de vents verticaux et horizontaux sur plusieurs zones spatiale (ex l'Europe). Enfin, j'ai utilisé aussi les données de précipitations des pluviomètres déployés sur la station météorologique d'Opme.

Ce chapitre s'articule de la manière suivante : les mesures de la vapeur d'eau sur le site CO-PDD sont présentées dans la section 2.2 ; les données vapeur d'eau satellites dans la section 2.3, les variables produites par la réanalyse ECMWF ERA-Interim dans la section 2.4, les données précipitations dans la section 2.5. Enfin, une synthèse est présentée dans la section 2.6 pour résumer le chapitre.

2.2. Mesures in-situ et par télédétection sur le site CO-PDD

Dans cette partie, nous présentons le site instrumenté CO-PDD, l'instrumentation sur les différentes stations, la télédétection et les données satellitaires utilisées pour l'étude de vapeur d'eau dans ce manuscrit.

Chapitre 2 : Données

2.2.1. Contexte scientifique, réseaux et localisation géographique du site CO-PDD

Le puy de Dôme a une très longue histoire liée à l'observation atmosphérique. Il s'agit en effet, d'un des premiers observatoires météorologiques français construit en 1876, presque simultanément avec celui du pic du midi. CO-PDD est désormais un site instrumenté de mesure atmosphérique labellisé par l'institut des sciences de l'univers du CNRS. Il est constitué de la station microphysique de puy de Dôme (1465 m), située à l'abri des sources immédiates de pollution, du site de mesures pluviométriques et radar d'Opme (680 m), situé en zone rurale et du site de télédétection de l'Université Cézeaux (410 m), situé en zone périurbaine, près de la ville de Clermont-Ferrand. Une carte de situation est présentée à la figure 2.1. Le puy de Dôme est une station surveillance de l'atmosphère globale (Global Atmosphere Watch, GAW) et le CO-PDD est impliqué dans les infrastructures européennes ACTRIS et ICOS et leurs composantes françaises ACTRIS-FR et ICOS-FR. Les recherches menées au LaMP qui utilisent les données CO-PDD visent à documenter l'évolution de la composition de la troposphère, et plus particulièrement :

- Les variations temporelles des propriétés des gaz, aérosols et nuages à moyen et long terme et leur distribution verticale dans la troposphère
- Les processus reliant ces différentes composantes atmosphériques (gaz, aérosol, nuage)
- L'impact des changements anthropiques sur la composition de la troposphère et leurs conséquences en termes de climat (nuage, radiation) et de météorologie (précipitations).

Plus d'informations sur CO-PDD peuvent être trouvées sur le site internet de l'OPGC¹. La figure 2.1 illustre la géolocalisation des sites météorologiques: Cézeaux, Puy de Dôme et Opme.

2.2.2. Données Météorologiques

Les mesures météorologiques sont celles acquises d'une part par l'OPGC, et d'autre part par Météo-France. Météo-France est le service officiel de la météorologie et de la climatologie en France. À ce titre, il exerce les attributions de l'État en matière de sécurité météorologique des personnes et des biens. Météo-France est notamment chargé de la prévision et de l'étude des phénomènes météorologiques, de l'état du manteau neigeux et de l'état de la surface de la mer, et de l'émission des vigilances météorologiques pour les territoires français de métropole et d'outre-mer. Ainsi Météo-France effectue le travail de contrôle qualité, de sauvegarde et

¹ <http://wwwobs.univ-bpclermont.fr/SO/mesures/index.php>

Chapitre 2 : Données

d'homogénéisation des observations atmosphériques. Le Puy de Dôme est l'une des stations météorologiques de Météo France.

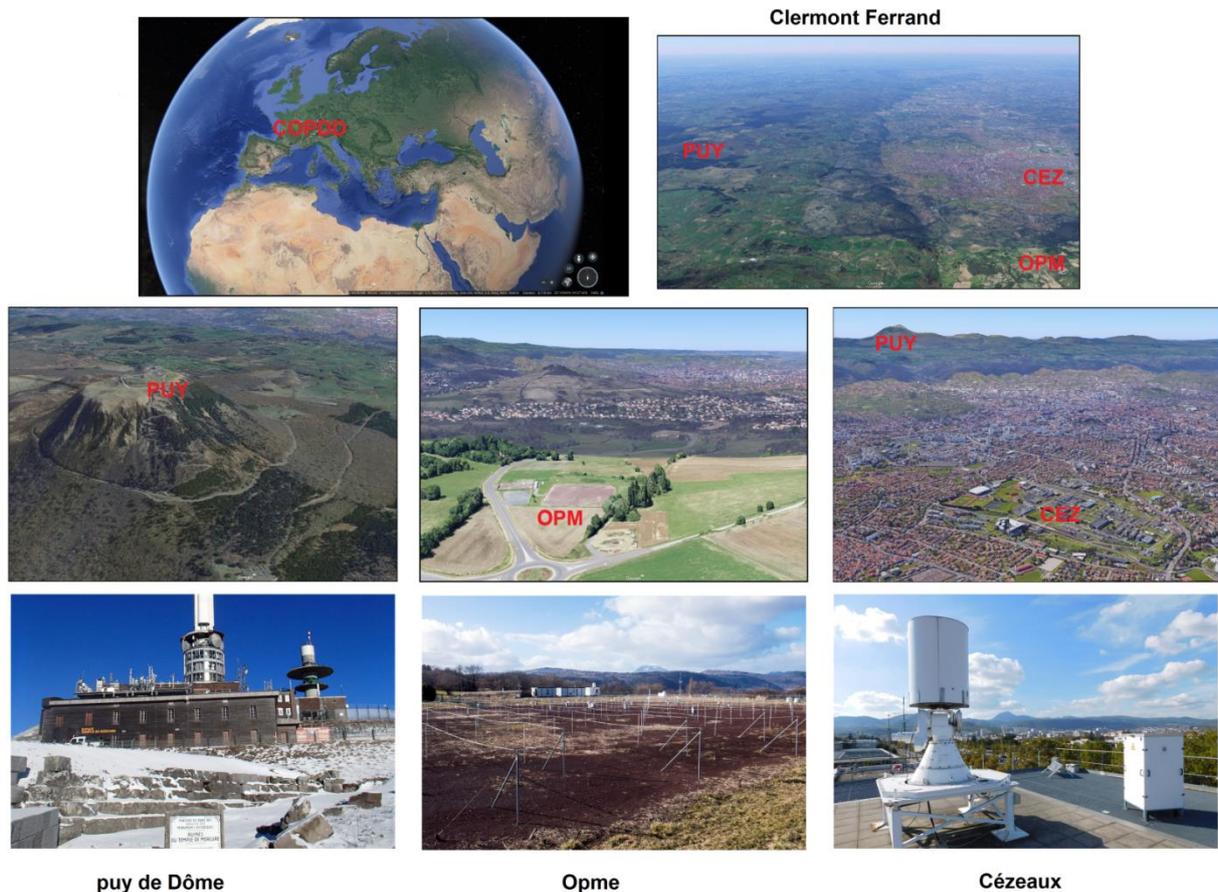


Figure 2.1. Vues Google-Earth permettant de localiser COPDD en Europe (en haut à gauche) et sur l'agglomération de Clermont Ferrand vue du sud (en haut à droite), le puy de Dôme vu de l'ouest (centre gauche), Opme vu du sud (centre) et les Cézeaux vus du sud-est et (centre droit), avec des photographies de chaque site (en bas).

La pression, l'humidité relative et la température sont mesurées sur les stations météorologiques : Cézeaux depuis 2003 et puy de Dôme depuis 1995 par un hygromètre Vaisala. Il existe plusieurs types d'hygromètres, les plus anciens sont basés sur la variation de longueur d'un cheveu en fonction de l'humidité relative de l'air (Regnault, 1845), mais les hygromètres modernes sont électroniques. Les hygromètres à miroir refroidi (Harding, 1985; Dosoretz et al., 1986; Fraden, 2010) mesurent la température du point de rosée (température à laquelle apparaît la première goutte liquide, lors d'un refroidissement isobare) avec une précision de l'ordre de 0.1°C . La température d'un miroir est contrôlée par un système d'asservissement électronique afin de rester à la température du point de rosée. Lorsque de la condensation se forme sur le miroir, la température est augmentée, et elle est diminuée

Chapitre 2 : Données

lorsque la quantité de buée diminue.

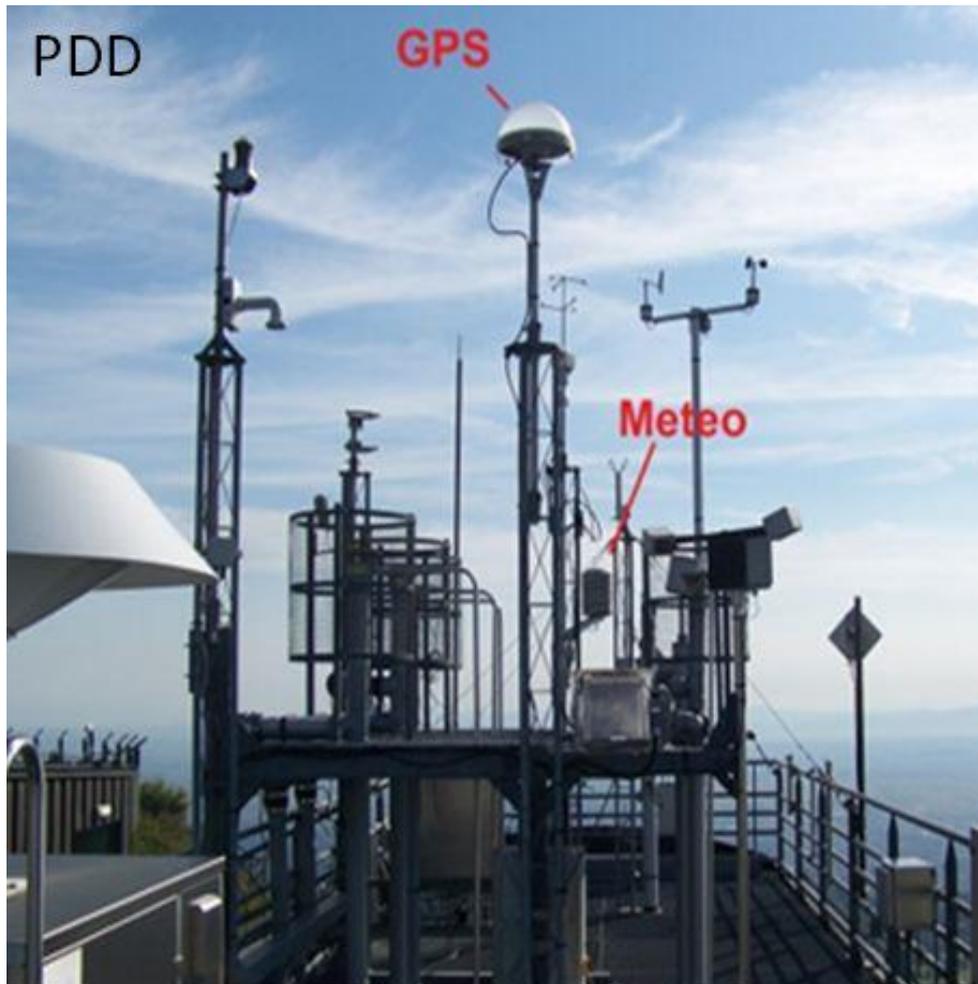


Figure 2.2. Terrasse instrumentée de la station du puy de Dôme, hébergeant, entre autres, un hygromètre Vaisala et la station de réception GPS.

La figure 2.2 représente la terrasse de la station du puy de Dôme, hébergeant, entre autres, un hygromètre Vaisala et la station de réception GPS. La plupart des mesures in-situ de l'humidité se font en utilisant des matériaux dont les propriétés électriques, telles que la capacité d'un condensateur (Delapierre et al., 1983), ou une résistance électrique (Qu et al., 2000) qui varient en fonction de l'humidité relative de l'air. L'incertitude sur l'humidité relative de ce type de capteur est de l'ordre de ± 2 à 5% (VAISALA²). On utilisera beaucoup par la suite le rapport de mélange de vapeur d'eau, qui peut être calculé à partir de la pression, de la température et de l'humidité relative.

² <https://www.vaisala.com/sites/default/files/documents/CEN-G-HMT120-and-HMT130-datasheet-B211086FR.pdf>

Chapitre 2 : Données

Par définition, le rapport de mélange d'un volume d'air désigne, en météorologie, le rapport entre la masse de vapeur d'eau qu'il contient et la masse d'air sec. Ce nombre est en kg/kg et devrait donc être sans dimension. Cependant, avec l'unité kg/kg, les valeurs obtenues restent généralement très faibles. Il est donc d'usage de les manipuler en les multipliant par 1000, ce qui revient à l'exprimer en grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec (g/kg). Le rapport de mélange de vapeur d'eau WVMR est représenté par :

$$\text{WVMR} = \frac{1608 * q * P_v}{P - P_v} \quad (2.1)$$

Avec

$$P_v = \frac{RH * e_s}{10^4} \quad (2.2)$$

RH est l'humidité relative en (%) et e_s , la pression de vapeur saturante, peut se calculer par la formule de (Hyland et al., 1983):

$$\begin{aligned} \log e_s = & 0.58002206 * \frac{10^4}{T} + 0.13914993 * 10^1 - 0.48640239 * 10^{-1} * T \\ & + 0.41764768 * 10^{-4} * T^2 - 0.14452093 * 10^{-7} * T^3 \\ & + 0.65459673 * 10 * \log T \end{aligned} \quad (2.3)$$

T (en K) et e_s (en hPa). Pour convertir des degrés Celsius en degrés Kelvin il suffit d'ajouter 273.15 à la température en degrés Celsius.

Avec

$$q = \frac{M_{H_2O}}{M_{air}} \quad (2.4)$$

Et M_{H_2O} est la masse moléculaire de l'eau en (kg/mol) et M_{air} est la masse moléculaire de l'air en (kg/mol).

Les données météorologiques utilisées sont des moyennes horaires pour chaque station et sur toute la période étudiée. Les pressions sont en hPa tandis que les températures en degrés Celsius ont été converties en Kelvin. Le rapport de mélange est obtenu à partir de ces mesures (pression, température et humidité relative).

Chapitre 2 : Données

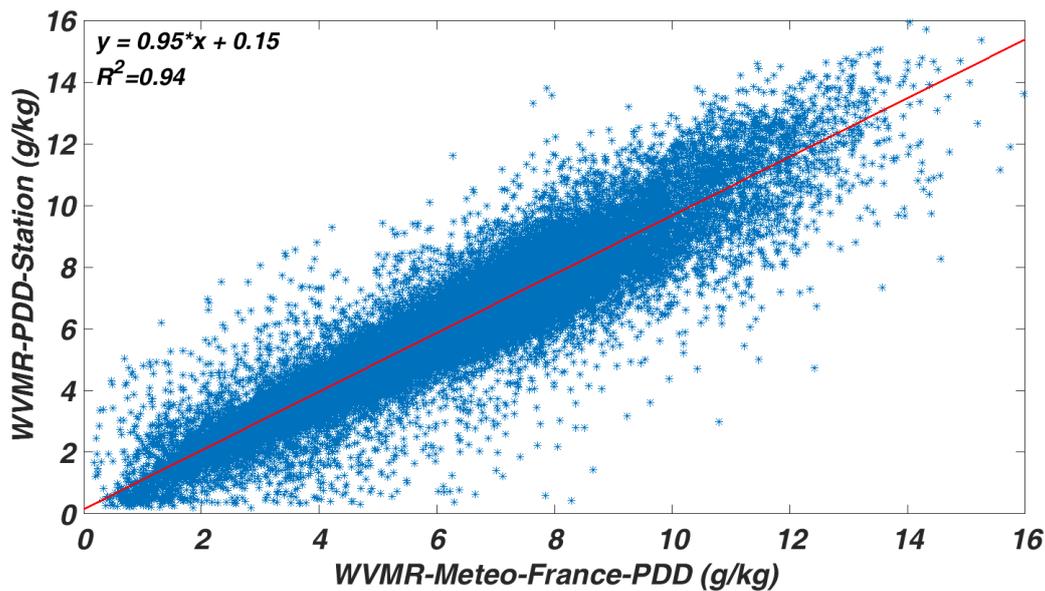


Figure 2.3. Diagramme de dispersion des mesures Météo France en coïncidences avec les mesures de la station météorologique de l'OPGC au puy de Dôme. La droite de régression est en rouge.

La figure 2.3 présente le diagramme de dispersion comparant les coïncidences directes entre la station météorologique de la station du puy de Dôme et la station Météo France, montrant un bon accord entre les deux séries de mesures ($R^2=0.944$).

2.2.2.1. Données précipitations extraites du pluviomètre de l'OPGC

Le pluviomètre est un instrument météorologique destiné à mesurer la quantité de précipitation tombée pendant un intervalle de temps et en un endroit donné. Il en existe différents types, certains à mesure directe et d'autres automatiques. Ces derniers peuvent être reliés à des enregistreurs en continu de la hauteur d'eau des précipitations et sont alors appelés pluviographes. La figure 2.4 présente Le pluviomètre à auget basculant de L'OPGC qui est installé sur la station d'Opme.

Les données de précipitations utilisées dans ce manuscrit proviennent du pluviomètre de l'OPGC, installé sur la station météorologique d'Opme. Ce pluviomètre est à auget basculant. Il est donc constitué d'un auget qui bascule lorsqu'il est plein et crée à chaque basculement un contact électrique qui est enregistré. Les données de niveau 0 sont donc l'enregistrement des temps de basculements. La sensibilité et la résolution du pluviomètre sont déterminées par le volume de l'auget. En général, un basculement correspond à $\Delta V=0.1$ mm ou 0.2 mm de pluie. L'incertitude sur la mesure de cumul de pluie qui en résulte est donc $\pm \Delta V$. On peut aussi

Chapitre 2 : Données

noter l'existence de pluviomètres automatiques à balance qui mesurent le poids des gouttes qu'ils reçoivent.



Figure 2.4. Pluviomètre à auget basculant de l'OPGC installé sur la station d'Opme. On peut voir l'auget et le tube de mercure qui est en dessous de l'auget, lorsque l'auget bascule, un contact électrique est établi et enregistré.

Les données obtenues par le pluviomètre, comme toutes les mesures, sont sujettes à certaines erreurs dues aux conditions environnementales, à la conception de l'appareil et à sa position par rapport aux obstacles environnants. Il existe encore une autre technique pour mesurer les précipitations par le disdromètre. C'est un instrument utilisé en météorologie pour mesurer la distribution de diamètre des hydrométéores ainsi que leur vitesse de chute. La distribution de diamètre et le nombre de particules de chaque diamètre permet de calculer le taux de précipitations ce qui aide dans l'étalonnage des radars précipitation.

2.2.3. Spectromètre CRDS

La spectroscopie, ou spectrométrie, est l'étude expérimentale du spectre d'un phénomène physique, c'est-à-dire de sa décomposition sur une échelle d'énergie, ou toute autre grandeur se ramenant à une énergie (fréquence, longueur d'onde, etc.). La spectroscopie à cavité optique (cavity ring-down spectroscopy, CRDS) est un type de laser où l'échantillon est placé

Chapitre 2 : Données

à l'intérieur d'une cavité hautement réfléchissante au laser et un effet induit par l'absorption de la lumière laser est détecté.

2.2.3.1. Fonctionnement du Spectromètre CRDS

Le principe de du spectromètre CRDS est fondé sur la mesure de la durée de vie des photons d'un mode de résonance d'une cavité optique de type Fabry Perot. L'objectif de cette partie est de présenter les phénomènes mis en jeu avec la technique CRDS et de mettre en évidence les paramètres principaux permettant d'optimiser les performances du système.

En première approche, on peut assimiler une impulsion lumineuse comme un train de photons dont l'extension longitudinale est petite devant la longueur de la cavité. La figure 2.5 représente une cavité optique de haute finesse formée par deux miroirs de réflectivité R et de transmission T , montés en vis à vis et séparés par la distance L . L'impulsion d'intensité initiale I_{in} est injectée par l'un des miroirs et seule une faible quantité T des photons entre dans la cavité. Ensuite, à chaque réflexion sur les miroirs, presque la totalité des photons est réfléchi R et seule une faible partie est transmise T .

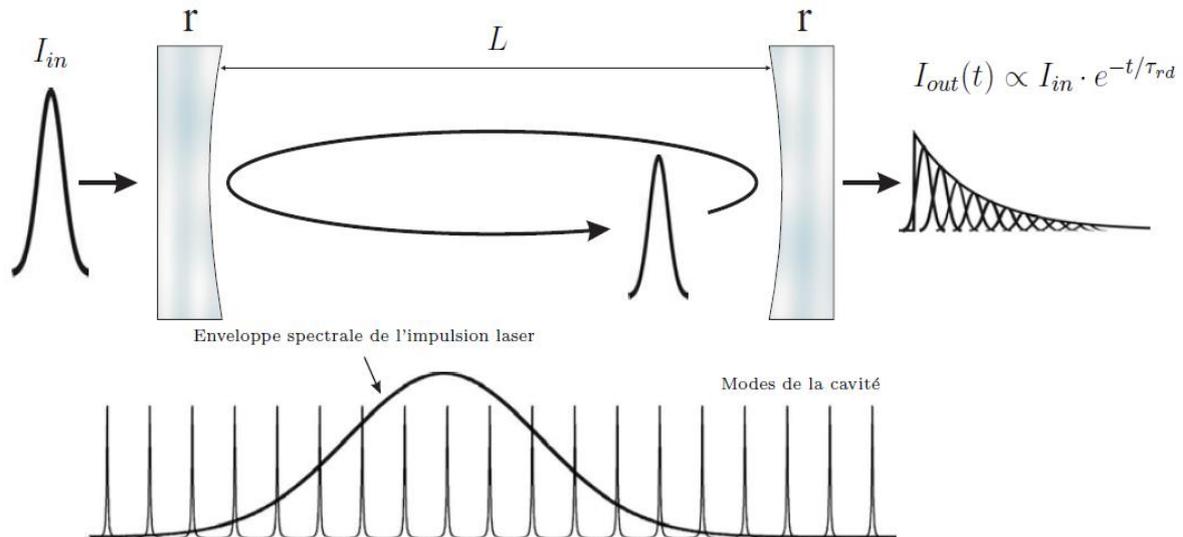


Figure 2.5. Principe général de la technique CRDS. Une impulsion lumineuse est piégée dans une cavité optique. La relaxation de l'intensité transmise par la cavité suit une loi exponentielle. L'enveloppe spectrale de l'impulsion laser est également illustrée et comparée aux modes de la cavité (Motto-Ros et al., 2005).

L'intensité en sortie de cavité est alors caractérisée par une succession d'impulsion dont l'amplitude décroît avec une enveloppe exponentielle et peut s'écrire (Busch et al., 1999) :

Chapitre 2 : Données

$$I_{out}(t) = I_{in} \times T^2 \times \exp\left(\frac{-t}{\tau_0}\right) \text{ avec } \tau_0 = \frac{L}{c(1-R)} \quad (2.5)$$

Ou τ_0 est le temps de déclin, ou temps de ring down, à vide de la cavité. Si à présent une espèce absorbante α est placée dans la cavité, l'absorption moléculaire induit une augmentation des pertes et l'intensité transmise devient :

$$I_{out}(t) = I_{in} \times T^2 \times \exp\left(\frac{-t}{\tau_{rd}}\right) \text{ avec } \tau_{rd} = \frac{L}{c(1-R+\alpha L)} \quad (2.6)$$

Le temps de déclin de la cavité τ_{rd} est ainsi directement lié à l'absorption moléculaire α et à la réflectivité des miroirs R , il représente le temps que mettent environ 60% des photons pour sortir de la cavité. En combinant les équations 1.2 et 1.3 et ce quel que soit la fréquence ω de l'impulsion laser, le coefficient d'absorption peut s'exprimer directement en fonction des temps de ring down τ_{rd} et τ_0 de la cavité :

$$\alpha(\omega) = \frac{1}{c} \times \left(\frac{1}{\tau_{rd}(\omega)} - \frac{1}{\tau_0} \right) \quad (2.7)$$

En modifiant la fréquence de l'impulsion, on peut ainsi reconstruire le spectre d'absorption qui se détache alors des pertes de la cavité à vide représentée par τ_0 . La mesure de l'absorption moléculaire est indépendante de l'énergie incidente et donc des fluctuations d'intensité de la source laser. Pour des systèmes ring down typiques, les constantes de temps obtenues varient entre la μs et la centaine de μs , ce qui représente des chemins optiques variant entre quelques centaines de mètres et quelques dizaine de kilomètres. Il est ainsi possible de mettre en évidence de très faibles absorptions moléculaires généralement comprises entre 10^{-6} et 10^{-10} /cm.

2.2.3.2. Le Spectromètre CRDS au puy de Dôme

Le spectromètre CRDS de la station du puy de Dôme est en exploitation depuis avril 2011 sous la responsabilité scientifique de Michel Ramonet, du laboratoire LSCE. Au cours de cette période, trois instruments ont été utilisés. Le premier (modèle G1301) mesurait le CO_2 , le CH_4 et la vapeur d'eau d'avril 2011 à février 2015, tandis que les deux suivants (modèle G2401) mesuraient en plus le CO de février 2015 à août 2016 et d'août 2016 à maintenant. La spectroscopie en anneau à cavité balayée par longueur d'onde est une mesure basée sur le temps utilisant un laser proche infrarouge pour quantifier les caractéristiques spectrales de molécules dans un gaz circulant dans une cavité de mesure optique (Todd et al., 2002).

La longueur effective du trajet jusqu'à 20 kilomètres optimise la précision et la sensibilité.

Chapitre 2 : Données

L'intervalle de temps de mesure d'H₂O est d'environ 5 secondes, et dans ce travail nous avons utilisé des moyennes horaires. La précision fournie par le fabricant est de 0.05 g/kg. Contrairement au CO₂ et au CH₄ dont les mesures sont dans le cadre d'ICOS, il n'y a pas d'étalonnage régulier pour la vapeur d'eau. Les données brutes sont corrigées en fonction d'un étalonnage par rapport à un hygromètre calibré (Winderlich et al., 2010 ; Rella et al., 2013) appliqué à tous les analyseurs CRDS-Picarro:

$$H_{cal} = 0,772 \times H_{raw} + 0,019493 \times H_{raw}^2 \quad (2.8)$$

La figure 2.6 présente le diagramme de dispersion comparant les coïncidences directes entre la station météorologique et le CRDS WVMR à la station du puy de Dôme, montrant un bon accord entre les deux mesures ($R^2 = 0.98$).

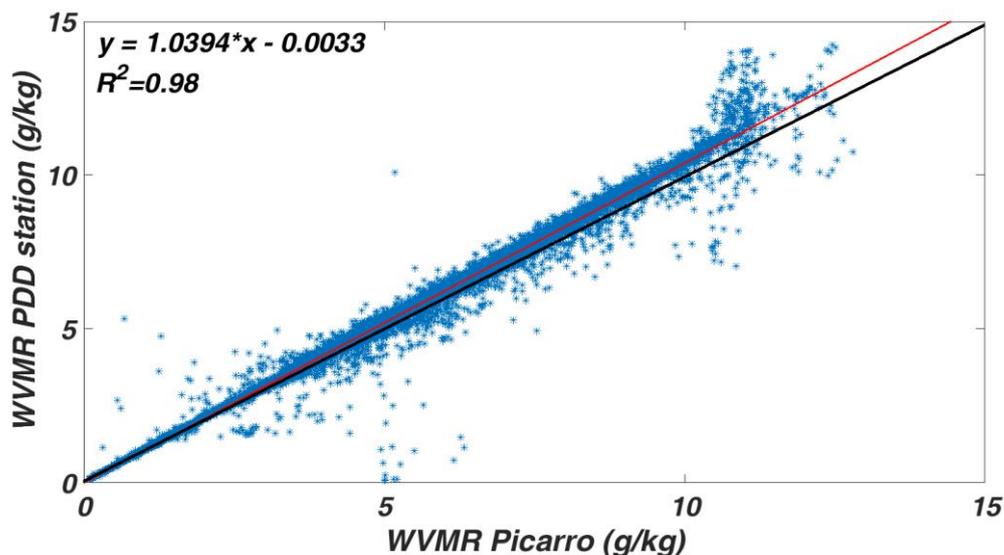


Figure 2.6. Diagramme de dispersion des mesures de WVMR par CRDS en coïncidence avec les mesures de la station météorologique du puy de Dôme. La droite $y=x$ est en noir et la droite de régression en rouge.

2.2.4. GPS

2.2.4.1. Fonctionnement du GPS

Le GPS, Global Positioning System était initialement, dans les années soixante-dix, un projet de positionnement du département de la défense des Etats-Unis permettant connaître la position d'un récepteur quelle que soit sa localisation avec une précision importante. Cet

Chapitre 2 : Données

instrument a été rendu public dans le début des années 2000. Il a ainsi connu un grand succès dans le domaine civil, notamment dans la navigation maritime, terrestre mais également dans le domaine scientifique avec l'exploitation des signaux pour l'étude atmosphérique.

Le GPS reçoit des signaux provenant des satellites en orbite autour de la terre. Le premier satellite a été envoyé en 1978 et en 1994, 24 satellites (dont 3 de réserve) étaient en orbite et opérationnels. La figure 2.7 (a) représente l'ensemble des satellites se déplaçant sur 6 plans orbitaux inclinés à 55° par rapport à l'équateur, à une altitude d'environ 20 200 km.

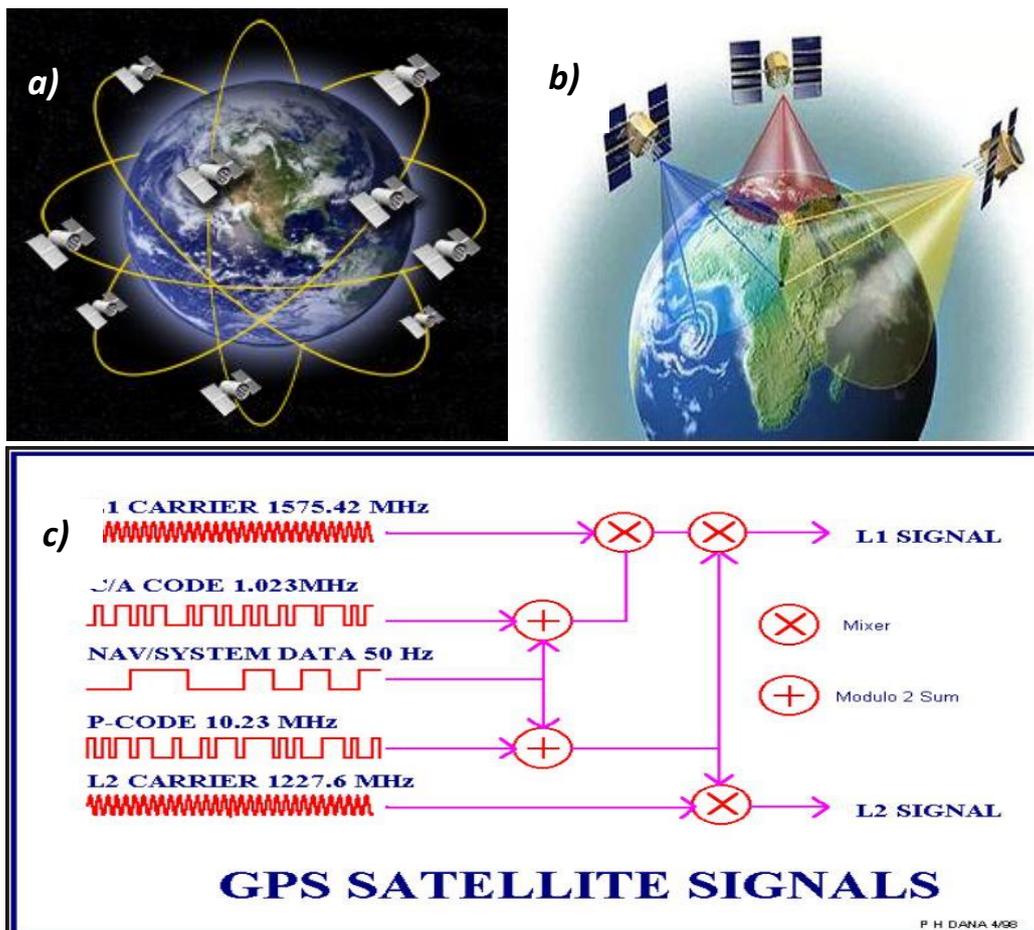


Figure 2.7. Illustration représentant les 24 satellites GPS (a), le principe de la triangulation (b) et le principe d'analyse des signaux GPS (c).

Ces satellites sont équipés d'une horloge atomique. Quatre satellites suffisent pour recevoir un signal GPS depuis n'importe quel endroit du globe. Le principe de la triangulation permet la mesure de la différence de temps (ou plus précisément les différences de phase) entre l'émission et la réception du signal, permettant ainsi l'accès aux variables d'espace et de temps x , y , z et t (Figure 2.7 (b)). Cette position, d'une grande précision dans le vide, est perturbée par les gradients de pression et par la vapeur d'eau atmosphérique. C'est

Chapitre 2 : Données

l'estimation de ces perturbations induisent des délais que l'on peut estimer et qui nous permettent de calculer les colonnes verticales de vapeur d'eau. Ces satellites émettent en permanence des signaux radio sur deux fréquences $L1 = 1575.42$ MHz $L2 = 1227.60$ MHz ces signaux sont représenté par la figure 2.7 (c).

2.2.4.2. Les récepteurs GPS sur les sites de CO-PDD

Sur les sites de CO-PDD, trois récepteurs GNSS au sol fonctionnent en continu depuis 2006 (CLFD, Cézeaux) et 2013 (PDOM, puy de Dôme) et 2012 (OPME). Ces stations appartiennent à l'OPGC et les données sont diffusées via le réseau permanent français (RGP,³); dans le cadre du projet ACTRIS, les observations de ces deux récepteurs sont analysées en continu (avec environ 50 autres récepteurs GNSS terrestres français) en utilisant un traitement dédié afin de récupérer les contenus IWV.

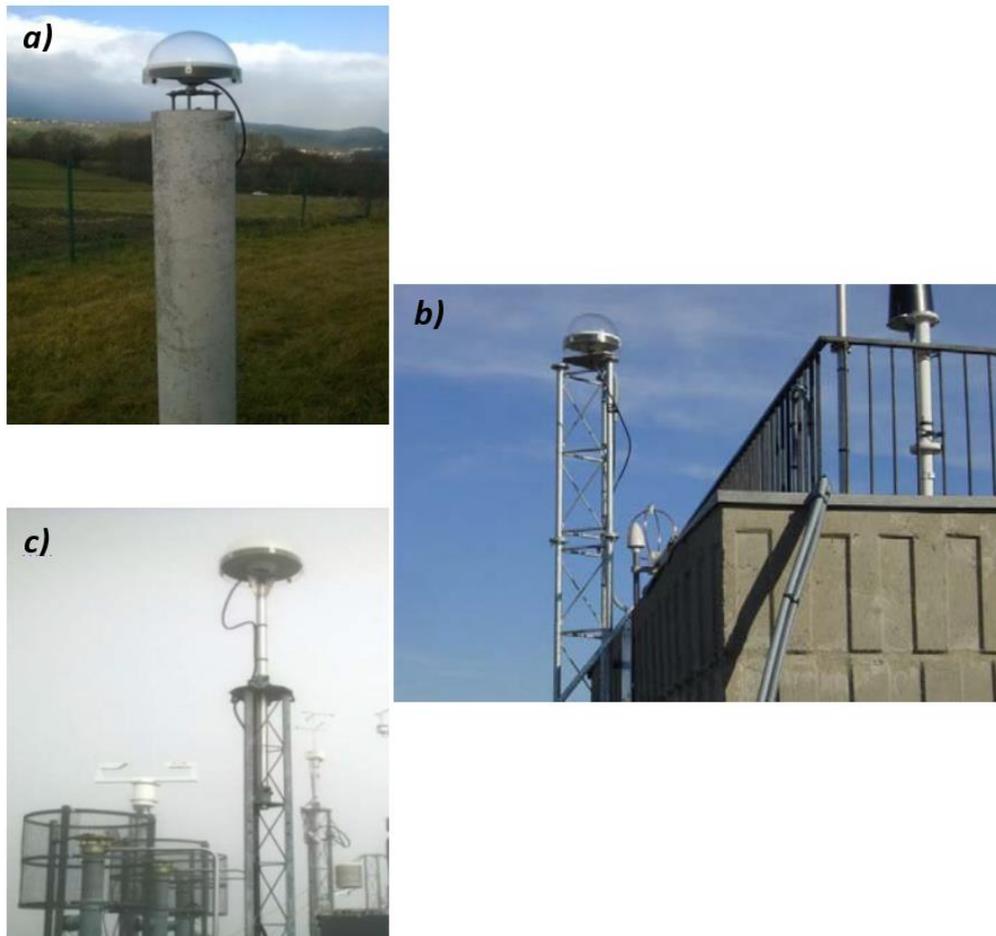


Figure 2.8. Récepteurs GPS à OPME (a), aux Cézeaux (b) et au puy de Dôme (c).

³ <http://rgp.ign.fr>

Chapitre 2 : Données

La figure 2.8 présente le GPS à OPME, aux Cézeaux et au puy de Dôme. Les données GPS ont été traitées par Pierre Bosser, du laboratoire LAREG, qui a appliqué la version 6.4 du logiciel Gipsy / oasis II en mode Positionnement ponctuel précis par (Zumberge et al., 1997) en utilisant des éphémérides et des horloges JPL. Il a appliqué les recommandations IERS2010 pour le modèle des marées solides (Petit et al., 2010) et le modèle FES2004 pour l'effet de charge des marées (Lyard et al., 2006), mais sans correction de charge atmosphérique. Les modèles d'antennes absolues sont utilisés pour les émetteurs (satellites) et les récepteurs. La correction de l'ionosphère du second ordre est utilisée. Les ambiguïtés de phase sont fixées en utilisant les biais de phase à large bande calculés par JPL (Bertiger et al., 2010). Les délais troposphériques sont modélisés par les retards hydrostatiques Zenith (ZHD), les retards zénithaux (ZWD) et les gradients horizontaux avec leurs fonctions respectives de cartographie de la fonction de cartographie de Vienne (VMF1, Boehm et al., 2006). Les valeurs a priori pour les retards zénithaux et les valeurs pour les fonctions de cartographie sont calculées à partir d'analyses ECMWF de 6 heures. Les paramètres ZWD et les gradients horizontaux sont modélisés comme des processus de marche aléatoire avec une résolution temporelle de 5 minutes et les corrections aux valeurs a priori sont estimées pendant le traitement des données. Les paramètres de la marche aléatoire sont fixés à $5 \text{ mm} / \sqrt{h}$ et $0.5 \text{ mm} / \sqrt{h}$ pour les ZWD et les gradients, respectivement, suite aux tests effectués dans des études antérieures par Bosser et al. (2010) et Bock et al. (2013). Les ZWD sont converties dans la vapeur d'eau intégrée (IWV) en utilisant a priori ZHD, la formule de Bevis et al. (1992) et la T_m fournie par TU-Wien. La précision sur IWV varie, d'après la littérature, entre 0,5 et 2,5 mm (Bock et al., 2013).

2.2.5. LIDAR

2.2.5.1. Fonctionnement du LIDAR

Le LIDAR (Light Detection and Ranging) est un instrument de télédétection actif développé pour la première fois dans les années soixante (Goyer et al., 1963). Cet instrument comprend un laser émettant verticalement dans l'atmosphère des impulsions de lumière à une longueur d'onde donnée et un télescope recueillant la lumière rétrodiffusée par les molécules d'air et les particules de l'atmosphère.

Le LIDAR Raman de Clermont Ferrand utilise un laser Nd: Yag Quantel qui émet 60 mJ / impulsion à 355 nm, avec un taux de répétition de 10 Hz. Un télescope galiléen développe dix

Chapitre 2 : Données

fois le diamètre du faisceau (50 mm) et réduit la divergence du faisceau laser à 0,14 mrad. La partie réception est basée sur:

- un télescope Cassegrain de 400 mm, équipé d'un jeu de butées de 1 mm à 4 mm,
- une boîte de détection dédiée à la division des photons collectés par rapport à leur longueur d'onde,
- Modules photomultiplicateurs LICEL équipés de tubes PMT R7400 Hamamatsu pour chaque canal différent.

L'interaction du faisceau laser avec la cible (ici, les molécules de vapeur d'eau et d'azote) produit un signal de rétro-diffusion. La diffusion Raman (inélastique) est ici mise en jeu : la longueur d'onde du signal rétrodiffusé diffère de celle du signal émis, et ce décalage est caractéristique de l'élément impacté par le laser (résulte de son énergie vibrationnelle-rotationnelle). Les signaux lumineux rétrodiffusés par les molécules atmosphériques (longueur d'onde 387 et 408 nm) sont détectés par le télescope de réception, converti en signal électrique et enregistré par un système d'acquisition. L'altitude de l'élément rétrodiffusant peut être déduit du temps de trajet des photons dans l'atmosphère: on peut ainsi réaliser un profil vertical de la vapeur d'eau atmosphérique avec les données LIDAR.

$$P(R) = \frac{E_0 * C * O(R)}{R^2} * \beta(R) * e^{\int_0^R -2*\alpha(r)dr} \quad (2.9)$$

$P(R)$ est la puissance rétrodiffusée, E_0 l'énergie émise, C la constante LIDAR, $O(R)$ la fonction de recouvrement, R la distance du télescope à la cible (altitude), α et β coefficients de rétro-diffusion et d'extinction sont expliqués par Weitkamp et al. (2005).

Une estimation rapide de l'ordre de grandeur de la puissance rétrodiffusée dans le cas du LIDAR vapeur d'eau indique qu'elle sera de l'ordre de 10^{10} fois plus faible que celle du signal émis. En conséquence, la puissance des pulses émis doit être élevée pour qu'on puisse détecter un signal de retour, et les mesures de vapeur d'eau devront s'effectuer la nuit pour limiter le bruit de fond du ciel. Les nuages et les précipitations peuvent également perturber les mesures : il peut donc arriver que certains profils soient de mauvaise qualité à partir d'une certaine altitude ou que la mesure soit interrompue pendant la nuit, conduisant à un profil intégré sur la nuit moyen moins représentatif. L'erreur statistique du LIDAR augmente également naturellement avec l'altitude, on obtiendra en général un profil valide sur les 10 premiers kilomètres au maximum. Les 431 premiers mètres du profil ne sont pas disponibles,

Chapitre 2 : Données

ceci étant dû à la fonction de recouvrement du LIDAR : ceci correspond à la zone où le signal émis se trouve dans l'angle mort du champ de vision du télescope.

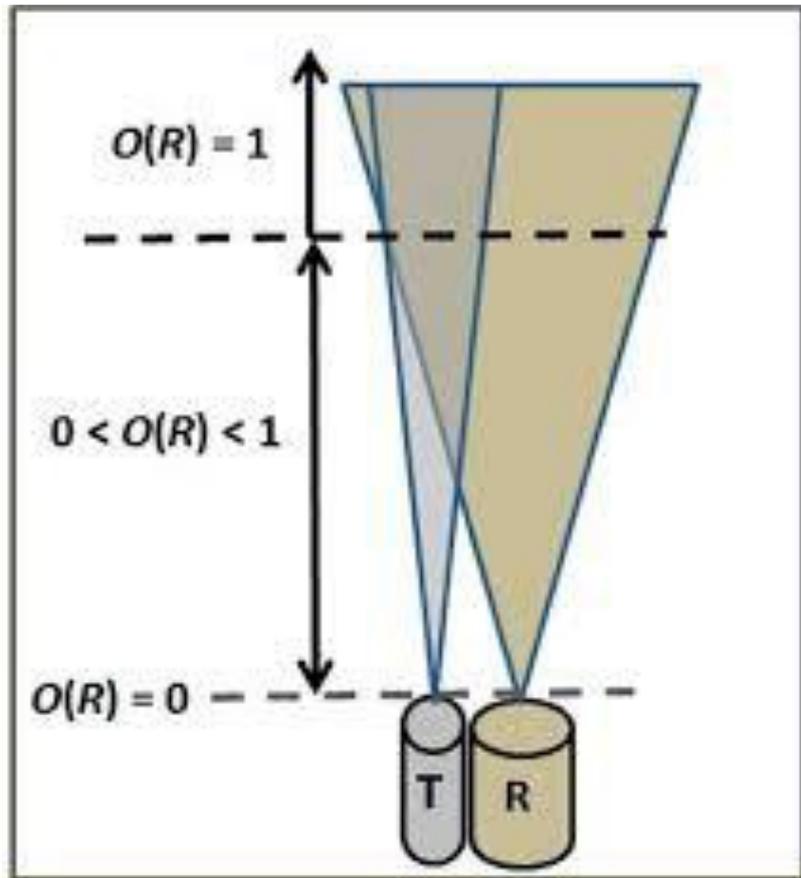


Figure 2.9. Fonction de recouvrement du LIDAR.

La fonction de recouvrement représentée dans la figure 2.9 est nulle lorsque le faisceau laser est entièrement en dehors du champ de vue du télescope, inférieure à 1 lorsqu'il y est partiellement et égale à 1 lorsqu'il est totalement.

2.2.5.2. LIDAR Raman sur le site des Cézeaux

Un LIDAR Raman en fonctionnement aux Cézeaux produit des profils verticaux de vapeur d'eau depuis 2009. Les concentrations de vapeur d'eau sont calculées en utilisant le rapport entre les signaux Raman 408 nm et 387 nm. Les coefficients de calibration sont calculés en utilisant les profils d'humidité spécifique ECMWF ERA-Interim du point de grille le plus proche du LIDAR (45,75 ° N, 3,125 ° E), et moyennés sur des périodes pendant lesquelles le système LIDAR était suffisamment stable pour que le coefficient de calibration varie peu. La résolution verticale brute des profils de vapeur d'eau est de 7,5 m et leur plage typique est de 1 à 10 km, pour une session de nuit de 8 heures. Le système est implémenté avec un module

Chapitre 2 : Données

complémentaire original pour la gestion automatique des opérations (Freville et al., 2015). Le canal de vapeur d'eau a été mis en place en 2009 et les données de 2010 à 2016 sont utilisées dans ce travail.

En 2018, un projet de rénovation financé par CNRS-INSU, ACTRIS-FR et CNES a permis de changer la source laser Quantel vieillissante pour un Laser Spectra Physics Indy de 100 mJ/impulsion, d'optimiser l'infrastructure du LIDAR en le rentrant, à l'intérieur du bâtiment de l'Université, ce qui permettra de faciliter les opérations d'alignement et de contrôle qualité, d'améliorer la stabilité du système et enfin d'ajouter des canaux d'acquisition à 532 et 1064 nm de longueur d'onde utilisés pour les mesures aérosol-cirrus. La figure 2.10 présente la partie optique du LIDAR Raman sur le site des Cézeaux.



Figure 2.10. Partie optique du LIDAR Raman sur le site des Cézeaux.

Chapitre 2 : Données

2.3. Satellites

Dans cette partie, nous présentons les satellites AIRS et COSMIC dont les données ont été extraites et utilisées dans nos études.

2.3.1. AIRS

Le sondeur infrarouge atmosphérique (AIRS, Figure 2.11) est un sondeur à balayage nadir à piste croisée lancé le 4 mai 2002 à bord du système d'observation de la terre (EOS) du satellite AQUA de la NASA. AQUA a une orbite quasi-polaire et synchrone avec une inclinaison de $98,2^\circ$ et une période de 98,8 minutes, à une altitude de 705 km (Parkinson et al., 2004).



Figure 2.11. Satellite AIRS (NASA).

La période du cycle de répétition est de 233 orbites (16 jours) avec une répétabilité de la piste au sol de ± 20 km. Les heures locales de traversée équatoriale sont 1h30 sur une orbite descendante et 1h30, dans une orbite ascendante. L'analyse de l'orbite d'AQUA par balayage Nadir et la géométrie du balayage d'AIRS permettent de sonder la majeure partie du globe deux fois par jour. Les profils de vapeur d'eau sont obtenus sur des empreintes de $45 \text{ km} \times 45 \text{ km}$, avec une résolution verticale de 1 km dans la troposphère. Le spectre infrarouge est mesuré dans 2378 canaux couvrant la gamme spectrale de $3,7 \mu\text{m}$ à $15,4 \mu\text{m}$, dont 41 sont utilisés pour la récupération de la vapeur d'eau. La version 6 (6.0.7.0) des produits de récupération de niveau 2 créés à l'aide d'AIRS IR uniquement entre le 31 août 2002 et le 31

Chapitre 2 : Données

août 2017 (AIRS2RET) a été extraite par Nadège Montoux et exploitée dans notre étude. La résolution spatiale est de 50 km par 50 km. Les rapports de mélange de vapeur d'eau fournis sur les 9 niveaux de pression de 925 hPa à 200 hPa ont été utilisés (H2OMMRLEVSTD). Les données ont été sélectionnées dans un rayon de 100 km autour du site des Cézeaux. Selon le Guide de l'utilisateur du produit AIRS Version 6 Release Level 2⁴, AIRS est insensible à la vapeur d'eau pour des rapports de mélange inférieurs à 0.015-0.02 g/kg. Les profils d'humidité sont obtenus avec une précision de 15% par couche de 2 km d'épaisseur dans la basse troposphère et de 20% à 60% dans la haute troposphère.

2.3.2. COSMIC

COSMIC FORMOSAT-3 (Constellation Observing System for Meteorology, Ionospheric, and Climate) est un programme spatial expérimental de météorologie utilisant 6 microsattellites identiques placés en orbite basse mesurant les occultations radio des signaux GPS par l'atmosphère et l'ionosphère terrestre pour déterminer le profil vertical de celle-ci (Figure 2.12).

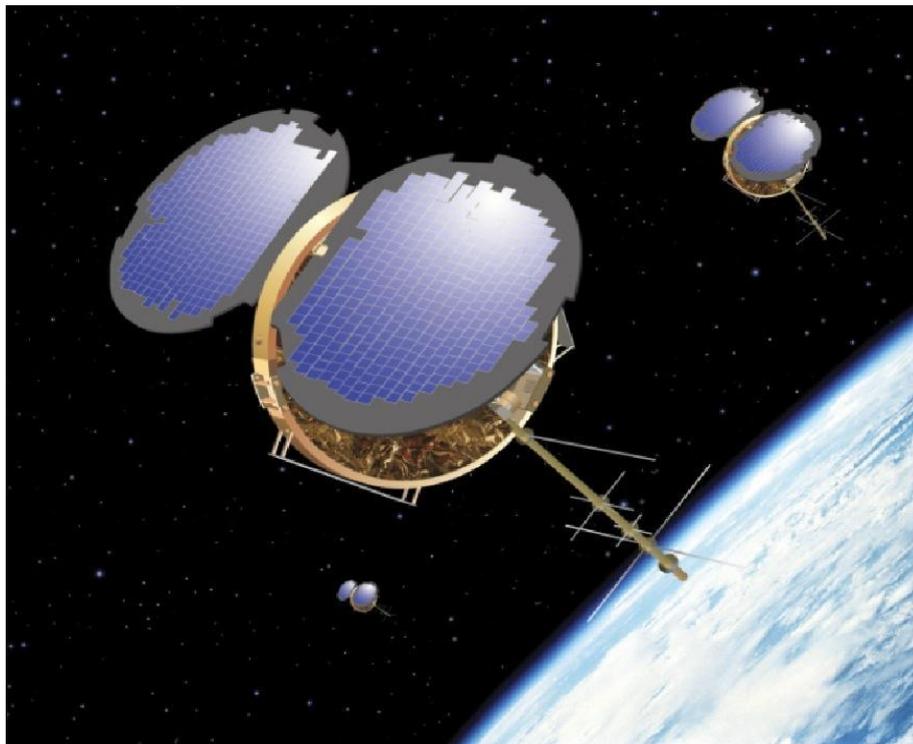


Figure 2.12. Satellite COSMIC (FormoSat-3 / COSMIC).

4

http://docserver.gesdisc.eosdis.nasa.gov/repository/Mission/AIRS/3.3_ScienceDataProductDocumentation/3.3.4_ProductGenerationAlgorithms/V6_L2_Product_User_Guide.pdf

Chapitre 2 : Données

Il s'agit d'un programme conjoint entre Taïwan, qui finance 80% du projet, et diverses institutions des États-Unis. La constellation de satellites placée en orbite le 15 avril 2006 par une fusée Pegasus est toujours opérationnelle début 2013.

La méthode d'occultation radio du système de positionnement global est une technique basée sur les retards de phase de signal enregistrés sur un récepteur GPS-GNSS à capacité spatiale monté sur des satellites en orbite terrestre basse (Kursinski et al., 1997). Depuis avril 2006, la mission COSMIC (Système Constellation Observatoire de Météorologie, Ionosphère et Climat) / FORMOSAT 3 fournit des mesures d'occultation radio de profils verticaux de réfractivité utilisés pour dériver des profils verticaux de température atmosphérique et de pression de vapeur d'eau (Anthes et al., 2008). Nous avons calculé les profils WVMR en utilisant les pressions atmosphériques et de vapeur d'eau. Nous avons extrait tous les points 100 km autour des sites CO-PDD en utilisant l'interface de téléchargement de données du CDAAC. Depuis son lancement, les données de la mission COSMIC / FORMOSAT ont été utilisées dans les études météorologiques et climatiques, notamment les conditions météorologiques africaines (Isioye et al., 2015), la hauteur de la couche limite (Ho et al., 2015), la largeur de la ceinture tropicale (Davis et al., 2013) ou l'inversion tropopause couche (Gettelman et al., 2015).

2.4. ECMWF ERA-Interim

Le centre européen fournit plusieurs types d'analyses en temps réel et en temps différé. ERA interim est une réanalyse en temps différé qui couvre la période de 1979 à trois mois avant la date d'extraction et les paramètres atmosphériques peuvent être extraits à toutes les 6 heures (00, 06, 12 et 18UT) pour les données tridimensionnelles ou toutes les 3 heures (00, 03, 06, 09, 12, 18, 18 et 21 UT) pour certains paramètres de surface ou de colonnes. Les grilles de latitude-longitude vont de $3^\circ \times 3^\circ$ à $0,125^\circ \pm 0,125^\circ$ sur 15 niveaux isentropiques, 37 niveaux de pression entre 1 et 1000 hPa ou 60 niveaux verticaux natifs de modèle. ERA-Interim a remplacé l'archive ERA-40. Les principales avancées dans l'assimilation de données ERA-Interim par rapport à ERA-40 sont l'analyse vibrationnelle 4D (4D-Var), la résolution originale horizontale T255, l'amélioration de l'analyse de l'humidité, la physique des modèles et le contrôle de la qualité. Des données de radiance satellitaire et d'autres améliorations dans la gestion des biais (Dee et al., 2011). Ces ensembles de données sont actuellement disponibles sur le site web du centre ECMWF⁵. Dans ce manuscrit, l'humidité spécifique et

⁵ <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily>

Chapitre 2 : Données

relative, le contenu intégré de vapeur d'eau, les champs de vent horizontaux et verticaux, la vorticité potentielle, la couverture nuageuse et les précipitations ont été extraites sur la carte de l'Europe (entre 30° N et 75° N, et entre -25° E et -45° E) et pour le point de grille (45.75° N, -3.125° E). Afin de pouvoir comparer avec les observations présentées dans les chapitres suivants et d'étudier les processus dynamiques associés à des cas d'étude dans le chapitre 3. Pour pouvoir comparer les variations de l'humidité spécifique vapeur d'eau déduit de la réanalyse ECMWF Era-Interim avec les variations du rapport de mélange de vapeur d'eau mesurées sur les stations météorologiques (Cézeaux, puy de Dôme et Opme), l'humidité spécifique a été convertie en rapport de mélange de vapeur d'eau. L'humidité spécifique, ou teneur en eau, est le rapport de la masse d'eau dans l'air sur la masse d'air humide, elle a été converti en rapport de mélange de vapeur d'eau par la relation suivante :

$$WVMR = \frac{Q}{1 - Q} \quad (2.10)$$

Avec Q est l'humidité spécifique en (g/kg) et $WVMR$ est le rapport de mélange de vapeur d'eau en (g/kg).

2.5. Outgoing Longwave Radiation (OLR)

Les données OLR sont produites par l'Administration nationale océanique et atmosphérique - Centre national de prévision environnementale (NOAA-NCEP). Les séries de données sont interpolées spatio-temporellement deux fois par jour à partir du satellite environnemental polaire NOAA-16 puis NOAA-18 à partir de 2001. Les données sont disponibles dans la grille de latitude-longitude de 2,5 ° × 2,5 ° du 1^{er} juin 1974 au 31 janvier 2013.

2.6. Synthèse

Le tableau 2.1 synthétise les différents types, emplacements, disponibilités et résolutions temporelles et spatiales des séries de données utilisées dans ce manuscrit.

Chapitre 2 : Données

Technique	Site	Type des données	Disponibilité	Résolution temporelle	Résolution spatiale
GPS	Cézeaux	IWV	2006-2017	5 min	Colonne vertical
GPS	Puy de Dôme	IWV	2013-2017	5 min	Colonne vertical
Station météo	Cézeaux	WVMR	2003-2017	5 min	Point unique
Station météo	Puy de Dôme	WVMR	1995-2017	15 min	Point unique
Station Météo-France	PDD	WVMR	1994-2014	1 heures	Point unique
CRDS	Puy de Dôme	WVMR	2016-2018	Une heure	Point unique
LIDAR Raman	Cézeaux	WVMR	2009-2016	2 min	Profil vertical
Pluviomètre	Opme	Precip	1995-2014	5 min	Point unique
AIRS	44.8-46.7°N, 1.8-4.4°E	WVMR	2002-2017	Quelques minutes	Profil vertical
AIRS	30 ° N 75° N, -30 ° E et 45 ° E	WVMR	2002-2017	Quelques minutes	Profils verticaux
COSMIC	45-46°N, 2-4°E	WVMR	2006-2017	Quelques jours	Profil vertical
ECMWF ERA-Interim	45.75°N, 3.125°E	IWV	1978-2017	3 heures	Point unique
ECMWF ERA-Interim	45.75°N, 3.125°E	WVMR	1978-2017	6 heures	Colonne verticale

Tableau 2.1 : Résumé descriptif de l'ensemble des données utilisées dans ce manuscrit.

Dans ce chapitre nous avons montré un très bon accord entre les données de vapeur d'eau extraits de la station météorologique du puy de Dôme de l'OPGC, de Météo France et les données CRDS du puy de Dôme, avec une corrélation de 0.94 et 0.98 respectivement. Cela

Chapitre 2 : Données

montre que nos données vapeur d'eau sont fiables pour étudier des cas d'étude particuliers, des variations saisonnières, mensuelles et journalières et des tendances à long terme. Les résolutions temporelles à court terme (une heure) permettent d'étudier les variations rapides de vapeur d'eau. Les profils verticaux de vapeur d'eau nous donnent accès à la structure verticale des distributions de vapeur d'eau. Les longues séries (par exemple : ECMWF ERA-Interim qui couvre 1978-2017) nous permettent d'étudier des tendances à long terme. La diversité des techniques de la mesure de vapeur d'eau et la diversité des résolutions spatiales et temporelles enrichit l'étude et la rendent plus fiable.

Chapitre 3 : Analyse dynamique d'une anomalie de vapeur d'eau

3. Analyse dynamique d'une anomalie de vapeur d'eau

3.1. Introduction

Dans un contexte d'évolution climatique, il est important de bien comprendre les échanges entre les différents compartiments atmosphériques et en particulier entre la stratosphère et la troposphère pour améliorer leur représentation dans les modèles numériques de prévision météorologique et climatique. Plusieurs études des échanges stratosphère-troposphère ont été reportées depuis plus d'une vingtaine d'années : associés à la dynamique des courants jet et des ondes planétaires (Ancellet et al., 1994; Postel et al., 1999; Scott et al., 2001, Scott et al., 2002; Baray et al., 2000 ; Baray et al., 2003 ; Baray et al., 2017), associés à la dynamique des systèmes jet-front d'altitude (Donnadille et al., 2001; Flentje et al., 2005) ou encore associés aux cyclones tropicaux (Das et al., 2011; Leclair de Bellevue et al., 2006).

L'intrusion stratosphérique se caractérise par des masses d'air d'origine stratosphérique qui s'introduisent dans la troposphère, isentropiquement ou non (Appenzeller et al., 1992; Holton et al., 1995). Lorsqu'une intrusion stratosphérique se produit, de l'air sec, stable et enrichi en ozone descend dans la troposphère et des signatures sur les profils d'ozone et de vapeur d'eau peuvent être détectées. La base de données vapeur d'eau de COPDD est potentiellement impactée par ce type de signature, nous nous y intéresserons dans ce chapitre par le biais d'un cas d'étude, en analysant en particulier l'influence courant-jet sur les profils de vapeur d'eau observés à Clermont en Février 2015. Notre intérêt sera d'examiner, étudier et comprendre, les processus dynamiques au moyen de l'observation de traceurs de ces événements (vorticité potentielle, vapeur d'eau, vent, OLR) et de leur modélisation.

Ce chapitre s'articule de la manière suivante : la description de l'anomalie de vapeur d'eau dans la section 3.2.1 ; l'étude de l'évolution spatiale et temporelle avant et après l'anomalie est présentée dans la section 3.2.2, l'analyse les champs de vent horizontal et vertical avant et après l'anomalie est présentée dans la section 3.3.1 et 3.3.2, l'analyse de PV avant et après l'anomalie est présentée dans la section 3.3.3, l'analyse du Rayonnement OLR avant et après

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

l'anomalie est présentée dans la section 3.4 et enfin l'étude des rétro-trajectoires est fait dans la section 3.5 . Une synthèse est présentée dans la section 3.6 pour résumer le chapitre.

3.2. Anomalie vapeur d'eau

3.2.1. Anomalie vapeur d'eau sur le site des Cézeaux

Dans la nuit entre le 27 février 2015 à 23 UT et le 28 février 2015 à 6 UT, le LIDAR Raman était en opération aux Cézeaux et les profils de vapeur d'eau issus de cette nuit d'acquisition présentent une anomalie (une couche très sèche sur des moyennes altitudes) observée d'une manière stable avec une légère subsidence au cours de la nuit.

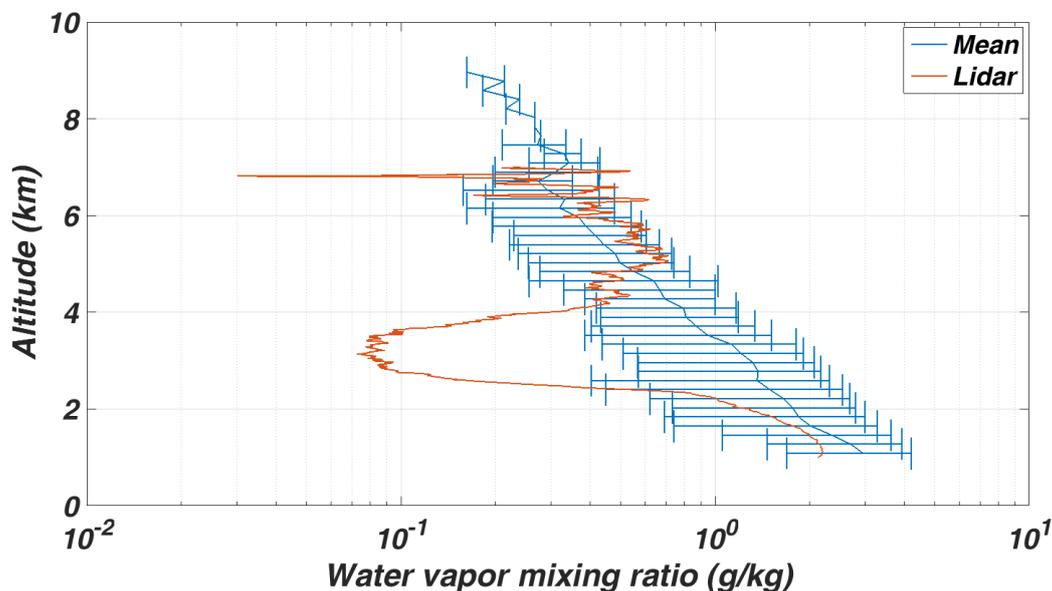


Figure 3.1. Profil LIDAR du rapport de mélange de vapeur d'eau en (g/kg) entre 27 février 2015 à 23 UT et 28 février 2015 à 6 UT (en rouge), superposé à la moyenne +/- un écart-type de la période entre le 25 et le 29 février entre 2010 et 2018 (en bleu).

La figure 3.1 présente le profil LIDAR entre 27 février 2015 à 23 UT et 28 février 2015 à 6 UT et la moyenne de la période entre le 25 et le 28 février entre 2010 et 2018 du profil de rapport de mélange de vapeur d'eau en (g/kg) en fonction de l'altitude, obtenu par LIDAR. Cette figure montre une anomalie (apparition de couches sèches inhabituelle) à environ 3,5 km. L'anomalie de vapeur d'eau observée pendant le cas d'étude, puisque les valeurs mesurées entre 2 et 4 km le 27 février 2015 est égale environ 0.08 (g/kg) ce qui est plus de dix fois inférieures aux moyenne entre le 25 et le 29 février 2010- 2018 qui est égale a 0.9 (g/kg).

Pour approfondir l'étude de cette anomalie la réanalyse ERA-Intérim du modèle ECMWF

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

permet de détailler la répartition spatiale et l'évolution temporelle de l'humidité spécifique et relative avant, pendant, et après la mesure. La figure 3.2 représente l'évolution des répartitions verticales de la modélisation ECMWF ERA-Interim du rapport de mélange de vapeur d'eau et de l'humidité relative au-dessus de la zone la plus proche du site des Cézeaux, du niveau 300 hPa (haute troposphère proche tropopause) au niveau du sol (1000 hPa), sur la période entre le 25 février et le 1^{er} mars 2015. La figure 3.2 montre que sur la période de la mesure LIDAR, l'humidité spécifique et relative atteint leur minimum entre 650 et 750 hPa. En général, la vapeur d'eau diminue avec l'altitude. La couche sèche entre 2 et 4 km le 27 février 2015 par le profil LIDAR, apparaît également sur ECMWF ERA-Interim. Cet accord permet d'accorder une bonne confiance aux paramètres atmosphériques d'ERA-Interim pour ce cas d'étude.

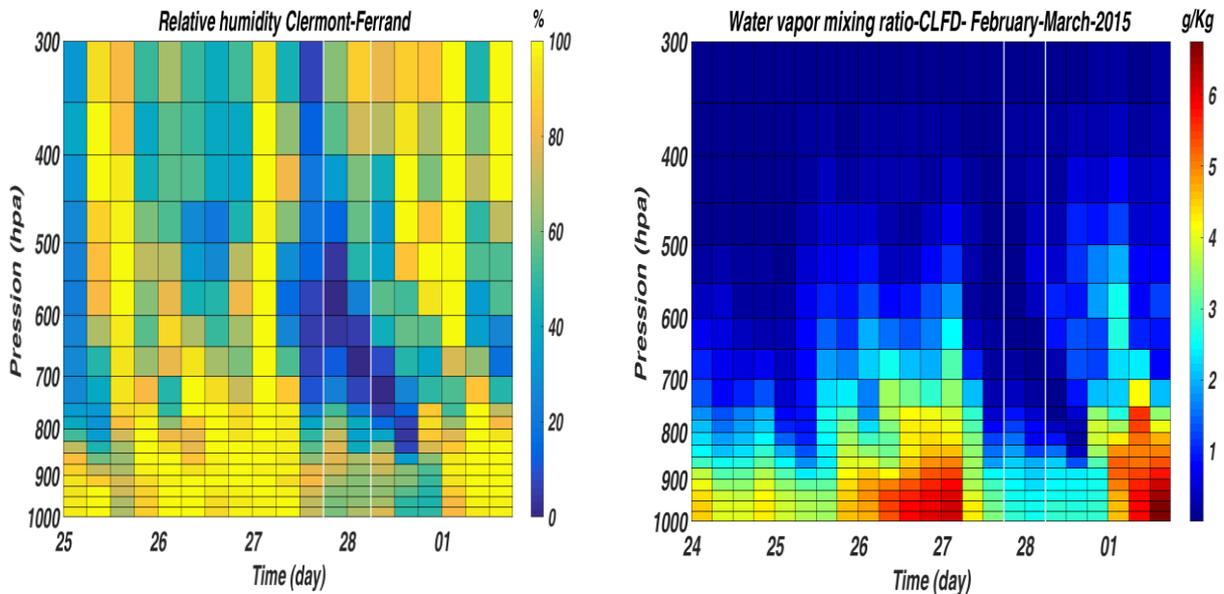


Figure 3.2. Evolution temporelle du profil vertical d'humidité relative (à gauche) et du rapport de mélange de vapeur d'eau (à droite) déduits de ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux du 25 février 2015 jusqu'au 1^{er} mars 2015. Les lignes blanches verticales marquent le début et la fin de la mesure LIDAR.

3.2.2. Evolution spatiale et temporelle de vapeur d'eau avant et après l'anomalie

Pour comprendre l'évolution spatiale et temporelle de vapeur d'eau sur la période de notre étude, nous présentons dans la figure 3.3 les observations du satellite AIRS sur la carte de l'Europe (entre -30°E et 40°E ; entre 30°N et 70°N) sur le niveau de pression 300 hpa en 2015 entre le 26 et le 28 février. Nous pouvons voir clairement une zone sèche à assez grande échelle spatiale le 27 février entre 12:00 et 18:00 h au-dessus de l'Islande, l'Irlande et du nord de l'Angleterre. Cette masse d'air sec se déplace ensuite vers le sud-est. Elle se situe dans la moitié ouest de la France le 27 février entre 0 et 6h UTC, sur le 3/4 ouest de la France. Le 28

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

février entre 0h et 6h UTC, cette masse d'air sec est seulement sur la moitié de la France, enfin elle quitte toute la France le 28/02 entre 12h et 18h UTC. Ces observations fournissent un premier élément suggérant que les processus dynamique jouant sur la couche sèche observée sur le profil LIDAR sont gouvernés par la haute troposphère.

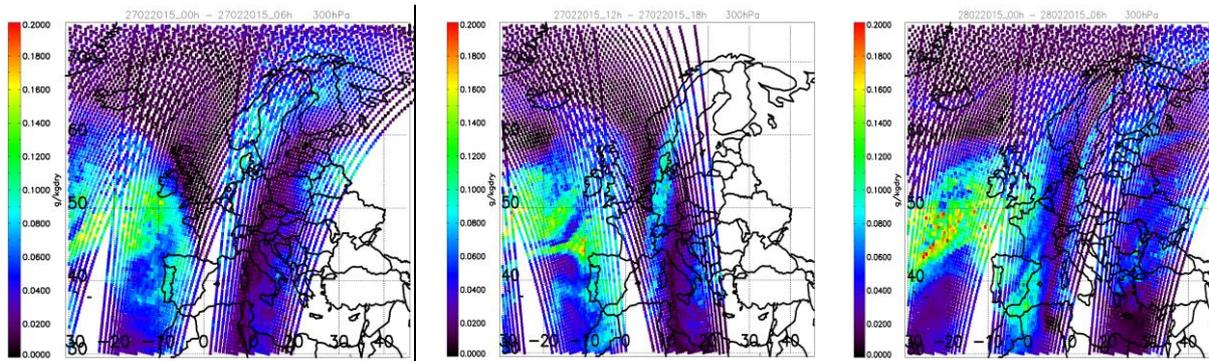


Figure 3.3. Evolution de rapport de mélange de vapeur d'eau (en g/kg) entre le 27 février 0 UT et le 28 février 2015 06 UTC, sur le niveau isobare 300 hPa entre -30°E et 40°E ; entre 30°N et 70°N déduit du satellite AIRS. La carte du 27 février entre 6 et 12 UTC n'est pas montrée car la trace du satellite ne couvre pas le centre de la France.

3.3. Les processus dynamiques associés à l'anomalie de vapeur d'eau

3.3.1. Analyse des champs de vent horizontaux avant et après l'anomalie

Afin d'expliquer la couche sèche de la vapeur d'eau du point de vue dynamique, nous avons analysé les champs de vents horizontaux déduits de l'analyse ERA-Intérim du modèle ECMWF à la tropopause sur le site des Cézeaux qui couvre un jour avant notre mesure, pour examiner si l'anomalie est accompagnée par un courant-jet polaire (qui est situé entre 7 et 12 kilomètres au-dessus du niveau de la mer, figure 3.3). La figure 3.4 montre deux long courant de vents à grande vitesse (70 m/s), entourant la France (latitude 45° à 60°, longitude -20° à -10° pour le premier noyau et longitude -10° à 10°, latitude 35° à 50°, pour le second noyau) au niveau 300 hPa (c'est à dire proche de la tropopause), qu'il souffle de l'ouest à l'est. Le courant-jet (jet-stream en anglais) est un flux d'air très rapide (plus de 55 m/s) de quelques centaines de kilomètres de large, et de quelques kilomètres d'épaisseur. Les courants-jets sont situés à proximité de la tropopause entre la troposphère (où la température décroît avec l'altitude) et la stratosphère (où la température croît avec l'altitude). Ces courants soufflent de l'Ouest vers l'Est du fait de la rotation de la terre. La vitesse des vents à l'intérieur de ces courants est d'environ de 55 à 90 m/s mais ils peuvent dépasser 110 m/s. Il y a deux principaux courants jets : le courant jet subtropical à environ 30 degrés de latitude et le

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

courant jet polaire à environ 60 degrés de latitude.

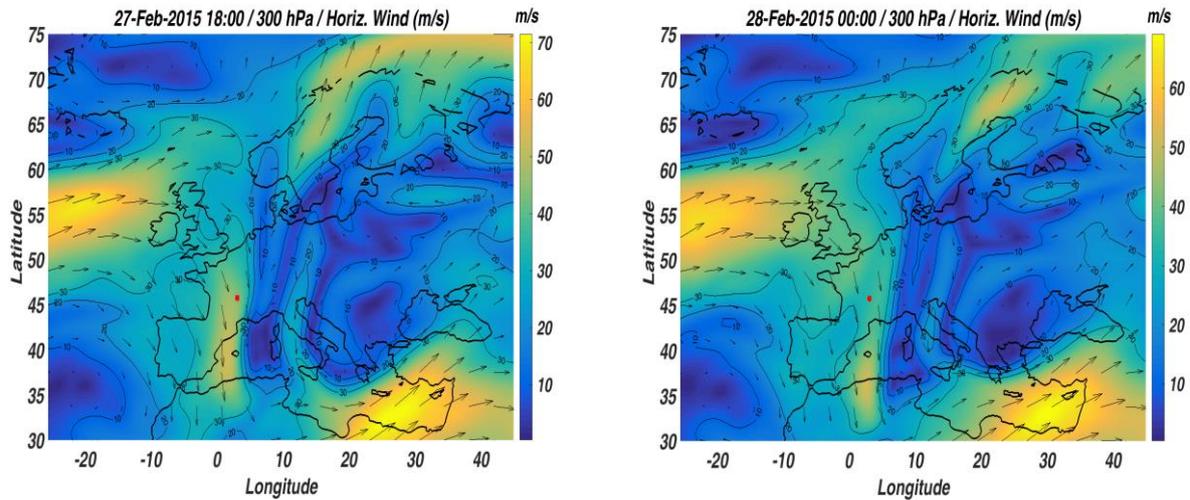


Figure 3.4. Champs de vents horizontaux sur le niveau isobare 300 hPa entre -25°E et 45°E et entre 30°N et 75 °N) modélisés par ECMWF ERA-Interim le 27 février 2015 à 18 UTC (à gauche) et le 28 février 2015 à 00 UTC (à droite).

La figure 3.5 montre la position climatologique des courants-jets polaires et subtropicaux dans l'hémisphère Nord et dans l'hémisphère Sud.



Figure 3.5. Illustration des courants-jets polaires et subtropicaux dans l'hémisphère Nord (The COMET Program/NASA).

La figure 3.4 représente une forme induite par des méandres sinusoïdaux des champs de vent typique des événements des courants-jets de grandeur entre 50 et 70 m/s. Pour le site Clermontois, le courant-jet a déjà fait l'objet d'une étude climatologique sur la base des

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

profils de vent du profileur VHF d'Opme (Baray et al., 2017).

3.3.2. Interprétation de l'anomalie de vapeur d'eau par les champs de vent verticaux avant et après l'anomalie

Les événements de courant-jet perturbent la dynamique de l'atmosphère, qui peut être étudiés au moyen de variables atmosphériques telles que la vorticité potentielle. Des zones de divergence et de convergence de l'air peuvent apparaître à la sortie et à l'entrée du courant-jet, et dans les courbures. La convergence et la divergence de l'air provoquent des mouvements agéostrophiques verticaux, descendant et ascendant (Holton et al., 1980; Keyser et al., 1982 ; Shapiro et al., 1981; Van Delden et al., 2003).

La figure 3.6 présente le schéma des échanges stratosphère-troposphère à grande échelle.

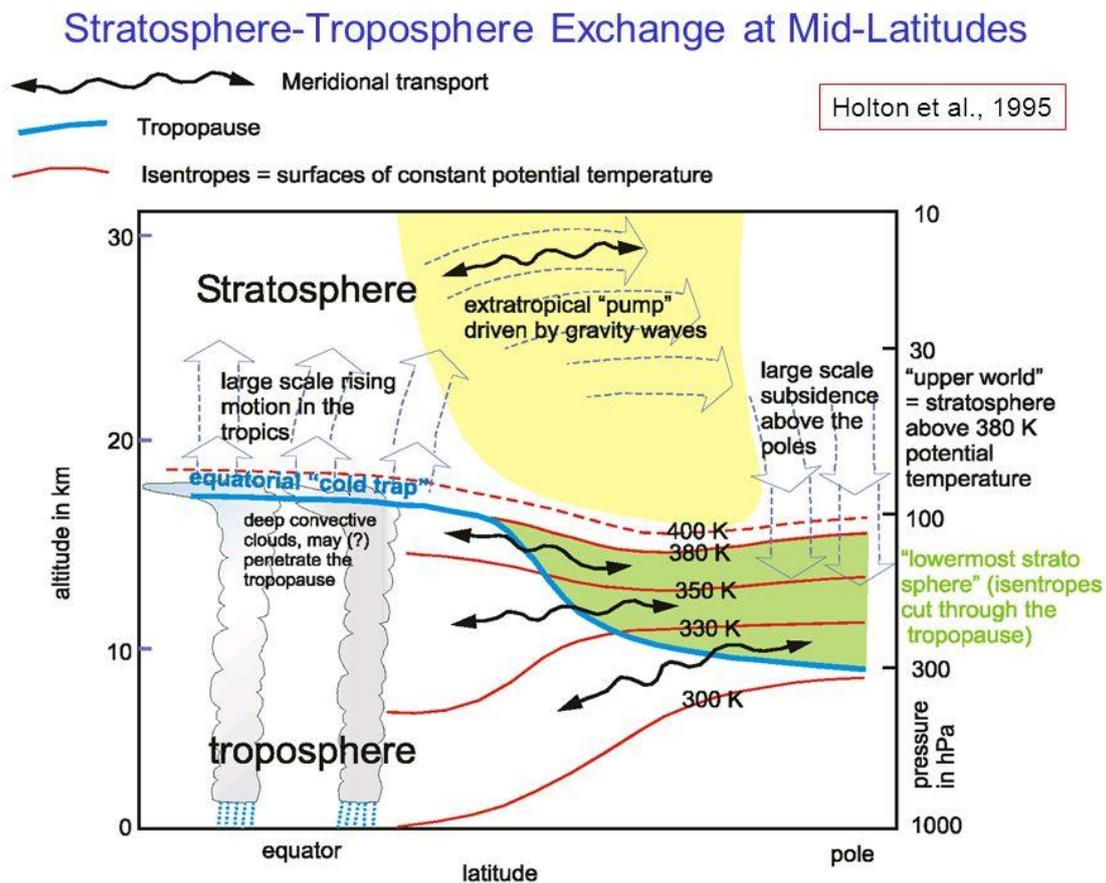


Figure 3.6. Représentation schématique de la dynamique atmosphérique planétaire mettant en évidence les processus d'échanges stratosphère-troposphère à grande échelle (d'après Holton et al., 1995).

L'étude des champs de vents verticaux en cours de l'anomalie aide donc à comprendre la dynamique associée à cette anomalie. La figure 3.7 présente les vents verticaux ECMWF

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

ERA-Interim. Cette figure nous montre un fort vent vertical ascendant d'environ -1 Pa/s entre les niveaux de pression 500 hPa et 850 hPa un jour avant la mesure LIDAR et un vent vertical subsident d'environ 0.8 Pa/s qui apparaît lors de notre mesure (entre les niveaux de pression 850 et 550 hpa). On peut donc relier cette structure de vent vertical à la structure d'anomalie de la vapeur d'eau étudiée par le LIDAR.

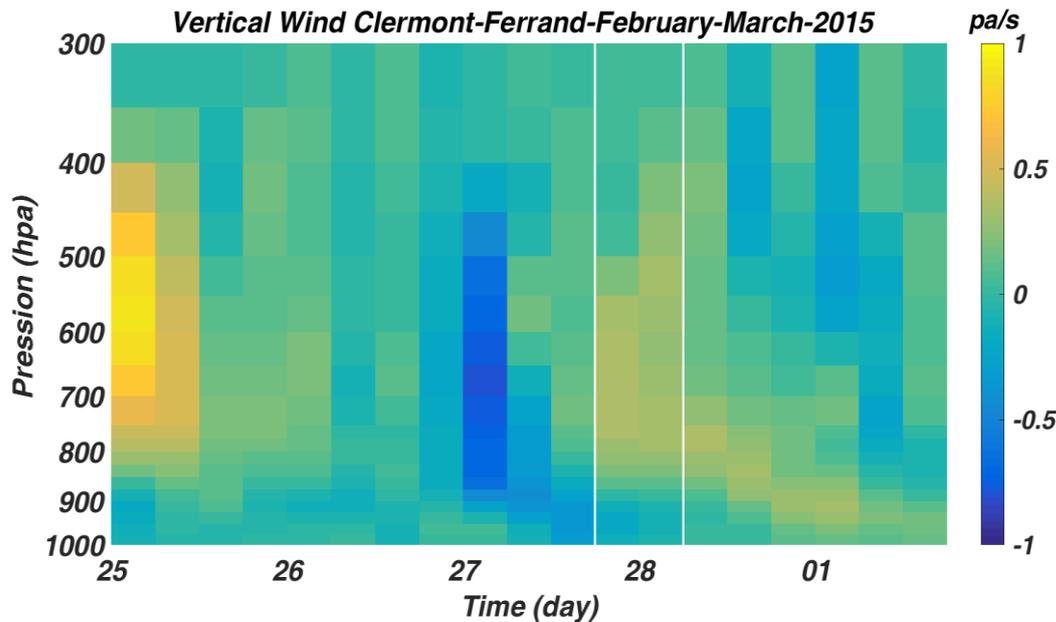


Figure 3.7. Evolution temporelle du vent vertical ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux entre le 25 février 2015 et le 1^{er} mars 2015.

Cette ascendance et subsidence du vent vertical a perturbé la distribution habituelle de la vapeur d'eau (la vapeur d'eau diminue avec l'altitude), ce qui explique la couche sèche entre 2 et 4 km (entre 600 et 800 hpa).

3.3.3. Les variations spatiales, temporelles et verticales de la vorticité potentielle avant, pendant et après l'anomalie

La vorticité potentielle (PV) est un paramètre dynamique qui se définit de la manière suivante (Hoskins et al, 1985):

$$PV = \frac{1}{\rho} \times \zeta^a \times \nabla\theta \quad (3.1)$$

Dans cette équation, ρ est la densité du fluide, ζ la vorticité absolue et θ la température potentielle. La PV est l'analogie fluide du moment angulaire pour les solides : c'est une quantité qui se conserve sans l'influence de forces de frottement ou de changement de température par apport de chaleur (irréversible). Grâce au terme du gradient de température, la

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

PV peut être un très bon marqueur de la stratification et indique donc un air stratosphérique pour de fortes valeurs. Les frottements peuvent aussi être la cause d'une création de PV, on pourra donc avoir de fortes valeurs proches du sol.

L'étude de la PV peut fournir des informations sur la masse naturelle de l'air stratosphérique ou troposphérique. L'étude de (Baray et al., 1999) documente plusieurs processus d'échange stratosphère-troposphère. Cette étude montre donc que la PV est un paramètre intéressant dans les cas de courant-jet, qui perturbe la position de la tropopause. En conséquence, il est intéressant d'étudier le profil de PV avant, en cours et après l'anomalie. La figure 3.8 représente l'évolution du profil de PV à Clermont-Ferrand pendant le cas d'étude.

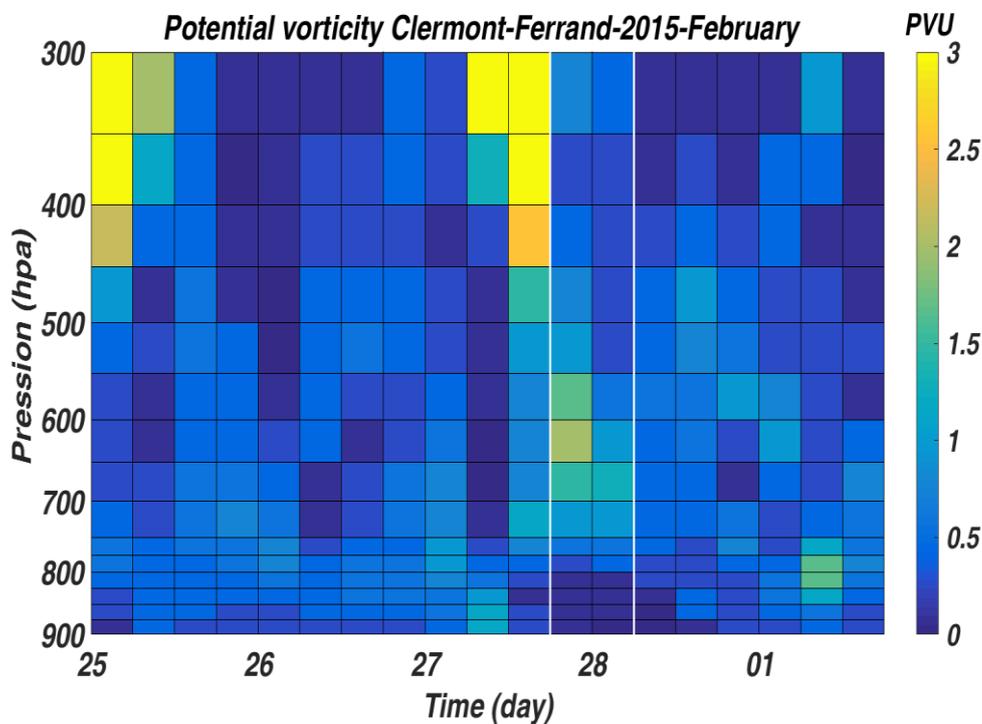


Figure 3.8. Evolution temporelle de la vorticité potentielle ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux entre le 25 février 2015 et le 1^{er} mars 2015.

Les intrusions stratosphériques sont identifiées par des fortes valeurs de PV accompagnées par de très faibles concentrations d'humidité relative et spécifique. Waugh et al. (2000) a étudié les régions des vents d'ouest équatoriaux de la haute troposphère, observées au-dessus des océans Pacifique et Atlantique pendant l'automne septentrional jusqu'au printemps et les intrusions PV ont été identifiées à partir d'une valeur de PV relativement élevée (> 2 PVU).

Les valeurs élevées de PV peuvent être associées à de l'air fortement stratifié (typiquement dans la stratosphère) ou à des valeurs de friction élevées. Dans cette étude, nous ignorons les valeurs proches de la surface (entre 900 et 1000 hPa), car elles indiquent le phénomène de

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

frottement au niveau du sol ce qui n'est pas pertinent pour détecter les intrusions stratosphériques. Dans la présente étude, nous voyons des valeurs significatives, 3 PVU ou plus dans la nuit du 27 février, entre les niveaux de pression 300 hPa et 450 hPa.

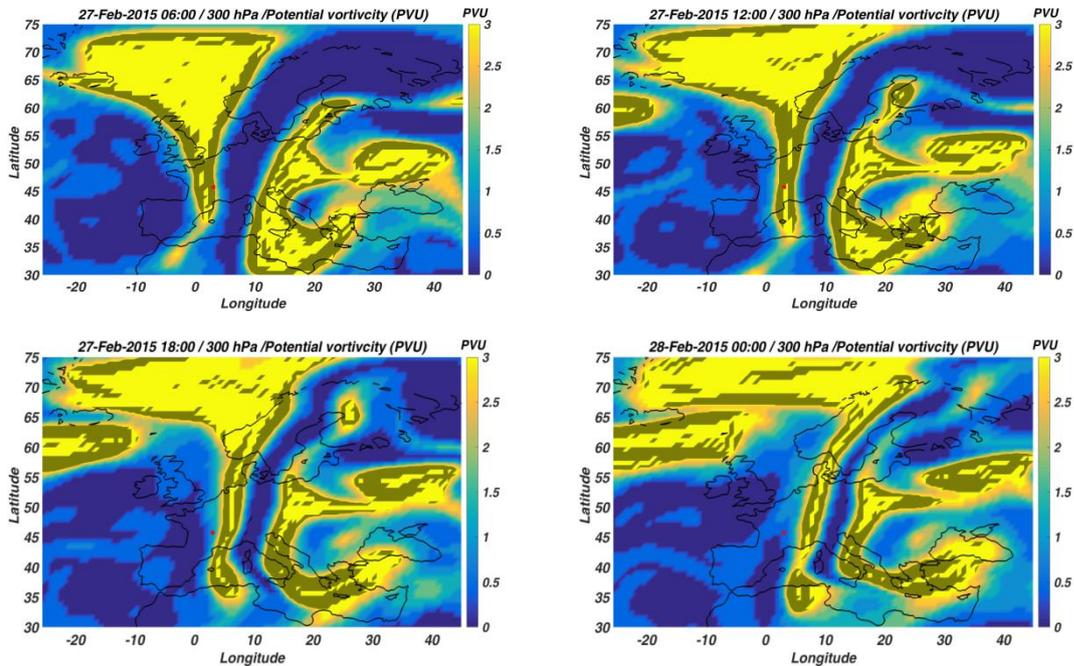


Figure 3.9. Cartes de PV ECMWF ERA-Interim sur le niveau de pression 300 hPa le 26 février 2015 à 18 UTC (en haut à gauche), le 27 février 2015 à 0 UTC (en haut à droite), le 27 février 2015 à 6 UTC (en bas à gauche) et le 27 février 2015 à 12 UTC (en bas à droite).

Les intrusions stratosphériques amènent de l'air sec potentiellement jusque dans des couches de la basse troposphère (Holton et al., 1995). Le fort vent ascendant et la forte valeur de PV (plus de 2 PVU) au niveau d'une basse altitude (entre 650 et 700 hPa), nous conduit à identifier la présence d'une deuxième intrusion stratosphérique. On observe que cette intrusion se déroule au même moment que le passage du premier noyau de courant-jet. La figure 3.9 présente l'évolution spatiale et temporelle de la première intrusion sur la carte de l'Europe au niveau de 300 hPa.

En coupe horizontale, cette intrusion est présente au niveau de 650 hPa (Figure 3.10). Le 27 février 2015 à 6 UTC la PV à Clermont Ferrand au niveau de 650 hPa est presque nulle, mais on voit des PV de valeur plus forte que 2 PVU au niveau de 650 hPa au nord-ouest de Clermont Ferrand. Le 27 février 2015 à 18 UTC, la PV atteint la valeur plus forte que 2 PVU au niveau de 650 hPa au-dessus de Clermont Ferrand. Ces valeurs de PV plus forte que 2 PVU sont identifiées au-dessus de Clermont Ferrand le 28 février 2015 à 0 UTC et se dirigent vers l'est. En conclusion, cette intrusion est au niveau de 650 hPa, vient du nord-ouest et se

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

déplace vers l'est de Clermont Ferrand.

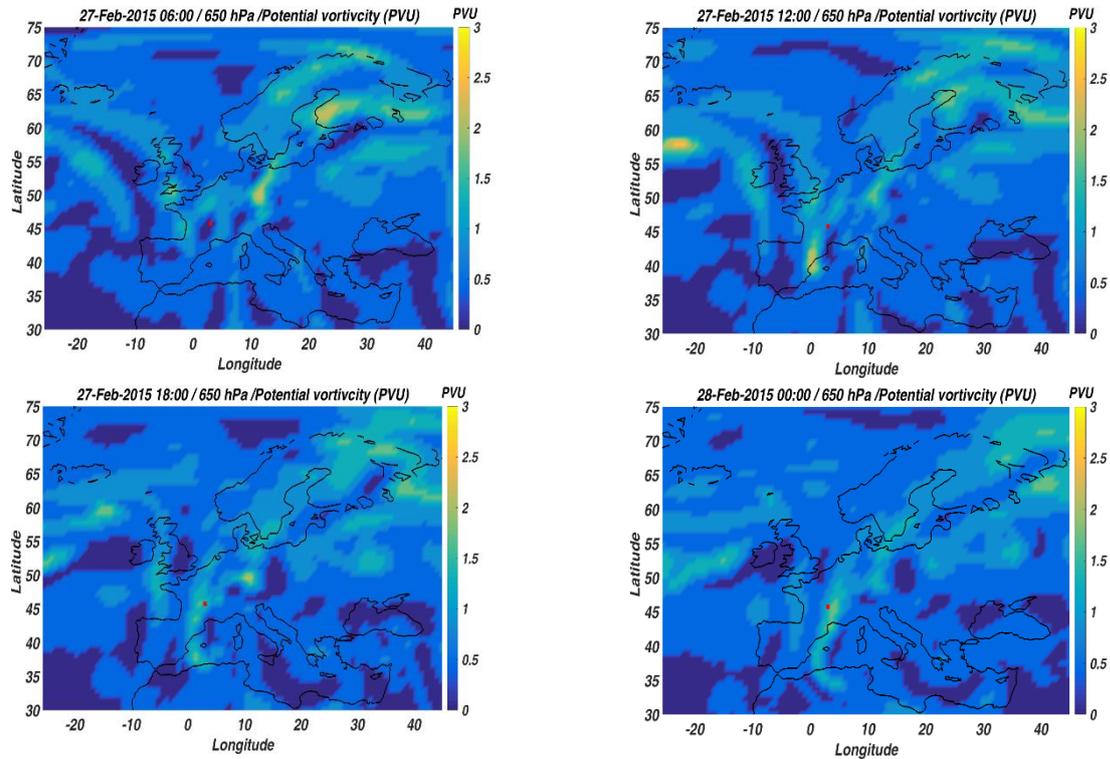


Figure 3.10. Cartes de PV ECMWF ERA-Interim sur le niveau 650 hPa le 26 février 2015 à 18 UTC (en haut à gauche), le 27 février 2015 à 0 UTC (en haut à droite), le 27 février 2015 à 6 UTC (en bas à gauche) et le 27 février 2015 à 12 UTC (en bas à droite).

3.4. Lien entre l'intrusion et la convection profonde

Outgoing Longwave Radiation (OLR) est l'énergie rayonnante de la terre rayonnement à faible énergie pour l'espace, c'est un rayonnement électromagnétique émis de la terre et de son atmosphère vers l'espace sous la forme de rayonnement thermique. L'OLR représente des hauteurs de nuages élevées et est un indicateur de convection profonde (Liebmann et al., 1982). Le flux d'énergie transporté par l'OLR est mesuré en W / m^2 . Pour la présente étude, des valeurs d'OLR inférieures à $180 W / m^2$ sont prises comme seuil pour l'identification de la convection profonde (Wild et al., 2006).

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

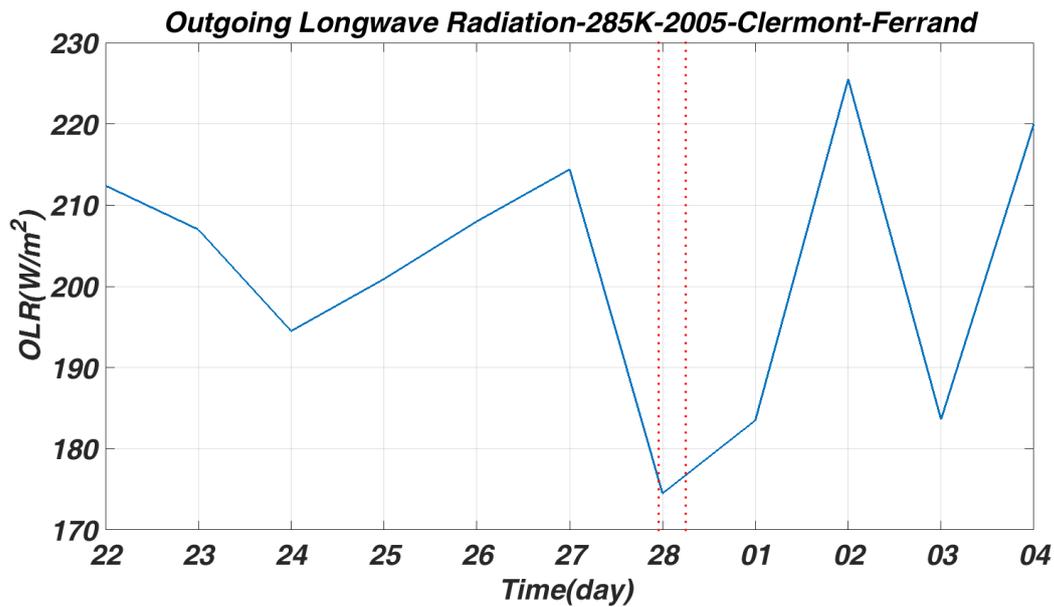


Figure 3.11. OLR sur le point disponible le plus proche du site des Cézeaux ($45^{\circ}N$, $2.5^{\circ}E$) de 22 février 2015 jusqu'à 4 mars 2015, sur le niveau isentrope 285K ce qui correspond approximativement au niveau de pression 632 hPa et 3.4 km d'altitude.

Pour voir si cette intrusion est accompagnée ou non de convection profonde, la figure 3.11 représente les variations de l'OLR entre 22 février et 4 mars 2015, cette étude nous montre une faible valeur d'OLR (inférieure à $180 W/m^2$) lors de l'intrusion. Sandhya, et al., (2015) ont présenté 4 cas d'études d'intrusions stratosphérique dans la région de l'Inde en mars 2009, mai 2009, avril 2010 et février 2012 dans lesquels les taux d'humidité relative sont de plus de 50% dans la haute troposphère (200-250 hPa). L'accompagnement de l'intrusion stratosphérique par la convection profonde était examiné par l'OLR, si l'OLR était inférieur à $220 W/m^2$ alors l'intrusion était accompagnée de convection profonde. Dans notre cas d'étude nous avons une faible valeur d'OLR inférieures à $180 W/m^2$ lors de l'intrusion ce qui identifie que l'intrusion est également accompagné d'une convection profonde au niveau de la couche sèche (3.4 km). Sur le site des Cézeaux, OLR atteint une valeur extrême (inférieure à $180 W/m^2$) qui est localisée avec l'intrusion stratosphère troposphère identifiée par la PV. Ce résultat nous amène à l'hypothèse de l'accompagnement de l'intrusion stratosphère troposphère par une convection profonde. Par contre la caractérisation précise du processus dynamique nécessiterait une étude d'OLR plus approfondie avant, en cours et après l'intrusion en fonction de la longitude et des niveaux isentropiques de la température potentielle.

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

3.5. Etude de retro-trajectoires de masse d'air

Pour étudier l'historique de la masse d'air sèche observée à Clermont Ferrand, nous avons calculé des rétro-trajectoires avec le code LACYTRAJ, été développé à l'Université de la Réunion, au laboratoire de l'atmosphère et des cyclones (Clain et al., 2010).

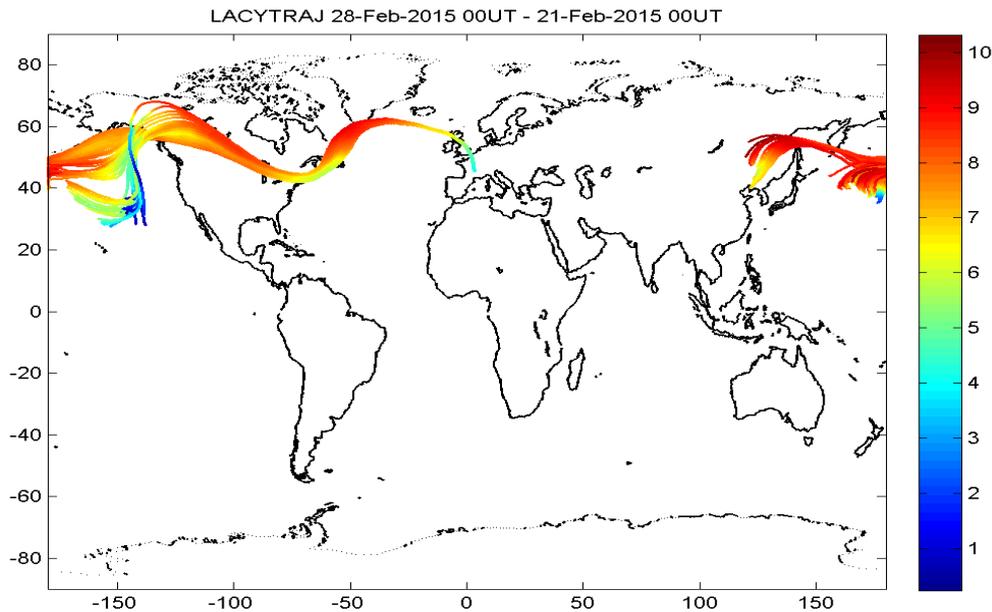


Figure 3.12. Rétro-trajectoires montrant l'évolution de la masse d'air arrivant au-dessus de Clermont-Ferrand le 28 février 2015 à 0h (7 jours de rétro-trajectoires). La couleur indique l'altitude des points de trajectoire (en km).

La figure 3.12 présente les rétro-trajectoires LACYTRAJ pour le cas d'étude. Elles confirment l'origine stratosphérique (altitude de plus de 10 km d'altitude à 60°N au-dessus de l'océan Atlantique) d'une partie de la masse d'air qui est présente au-dessus de Clermont-Ferrand le 27 février à 6 UTC, à l'altitude de 4 km. Alors on peut conclure que cette masse d'air d'origine stratosphérique vient du nord-est de l'Amérique du nord, se dirige en descendant vers Clermont Ferrand, et arrive à Clermont Ferrand à l'altitude de 4 km le 28 février 2015 à 0 UTC. Par conséquent, ces calculs confirment l'origine stratosphérique de l'anomalie d'air sec étudiée dans la partie 3.2.1 de ce chapitre.

3.6. Synthèse

Dans ce chapitre, un cas d'étude d'intrusion stratosphérique induisant une signature sur un profil de vapeur d'eau observé par LIDAR à Clermont Ferrand est détaillé, et notamment,

Chapitre 3 : Anomalie de la vapeur d'eau

l'influence des événements de courant-jet sur la position de la tropopause, et les mouvements verticaux qu'ils peuvent provoquer dans l'atmosphère.

L'anomalie de vapeur d'eau, était constituée par la présence d'une couche sèche inhabituelle en basse altitude (environ 3,5 km), et fut analysée dynamiquement au moyen des paramètres atmosphériques de l'analyse ERA-Interim du modèle ECMWF. Des vents verticaux subsidents ont été identifiés par l'analyse des distributions de PV, et reliés à l'intrusion d'air sec par les rétrotrajectoires LACYTRAJ. L'analyse de l'OLR nous nous amène à l'hypothèse de l'accompagnement de l'intrusion stratosphère troposphère par une convection profonde, mais la caractérisation précise des processus dynamiques faisant le lien entre convection et intrusion exigera un travail d'étude supplémentaire.

Chapitre 4 : Analyse de la variabilité et des oscillations journalières, saisonnières et annuelles de la vapeur d'eau

4. Analyse de la variabilité et des oscillations journalières, saisonnières et annuelles de la vapeur d'eau

4.1. Introduction

La vapeur d'eau est un gaz à effet de serre naturel. La quantité de vapeur d'eau atmosphérique augmentant avec la température, ce qui induit des effets de rétroaction importants dans un climat changeant (IPCC, 2013). La vapeur d'eau a un cycle saisonnier qui lui fait atteindre des concentrations maximales lorsque les températures sont plus élevées en été qu'en hiver. De plus, les concentrations de vapeur d'eau sont très variables selon les échelles de temps et en fonction de la situation météorologique (Morlan et al., 2007). La vapeur d'eau présente donc une grande variabilité spatiale, temporelle (Trenberth et al., 1998) et verticale (Morland et al., 2007).

Dans l'étude de Wypych et al. (2018), l'Europe a été caractérisée en régions d'humidités différentes. En s'appuyant sur cette étude, la géolocalisation du CO-PDD le situe à la limite de deux régions différentes identifiées par les auteurs comme mi-continentale et mi-atlantique.

Dans ce chapitre nous allons étudier le cycle saisonnier et journalier de vapeur d'eau en surface, en colonne verticale et en profil vertical à partir des observations faites sur le site CO-PDD. La valeur moyenne du rapport de mélange de vapeur d'eau WVMR sera calculée pour chaque saison en fonction des variations de la journée à partir des stations météorologique Cézeaux, puy de Dôme, Opme et les données CRDS du puy de Dôme. Par suite nous décrirons les variations du contenu intégré de vapeur d'eau IWV calculé à partir des stations GPS Cézeaux, puy de Dôme et Opme. Nous utiliserons également les profils verticaux de vapeur d'eau du LIDAR des Cézeaux, ainsi que les profils COSMIC et AIRS.

Le chapitre est divisé en 3 sections : nous allons faire une étude des variations saisonnières et

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

journalières à la surface dans la première section, de la colonne totale de vapeur d'eau dans la deuxième section et la moyenne mensuelle des profils verticaux de vapeur d'eau dans la troisième section. Un résumé sera présenté après la troisième section pour conclure le chapitre.

4.2. Cycle saisonnier et variabilité à court terme de la vapeur d'eau

4.2.1. Vapeur d'eau de surface

La vapeur d'eau joue un rôle majeur dans le processus de radiation, de formation des nuages, d'échange d'énergie dans un système, et reste une composante clé de l'atmosphère terrestre. Wypych et al., (2018) a examiné dans son étude les variations spatiales et temporelles de la colonne totale de la vapeur d'eau et les flux de vapeur d'eau qui sont déduits de la réanalyse ECMWF ERA-Interim en Europe et dans l'Atlantique Nord. Il est intéressant d'étudier les variations saisonnières du WVMR sur le site CO-PDD car il est composé de plusieurs sites instrumentés qui sont d'altitudes très différentes (différence d'altitude entre Cézeaux et Puy de Dôme plus 1000 mètres) d'une part, et situé proche de la limite de deux régions différentes, mi-atlantique et mi-continentale d'autre part.

Les moyennes saisonnières de WVMR sont données dans le tableau 4.1:

Moyenne :	Été	Automne	Printemps	Hiver
CLFD	8.9±0.6	6.8±1.2	5.4±1.1	3.9±0.3
PDOM	8.7±0.6	6.6±1.3	5.1±1.0	3.6±0.3
Picarro	8.6±1.7	5.5±1.7	4.9±1.6	3.3±1.2
ECMWF-950hPa	8.9±0.5	6.8±1.3	5.7±1.1	4.1±0.3
ECMWF-850hPa	7.2±0.6	5.2±1.2	4.2±1.1	3.1±0.3
Météo-France	8.5±0.8	6.1±1.5	5.1±1.2	3.6±0.6

Tableau 4.1 : Moyennes saisonnières et écart type de WVMR (en g/kg) de la station météorologique de Cézeaux, de la station météorologique et de l'analyseur CRDS de puy de Dôme.

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

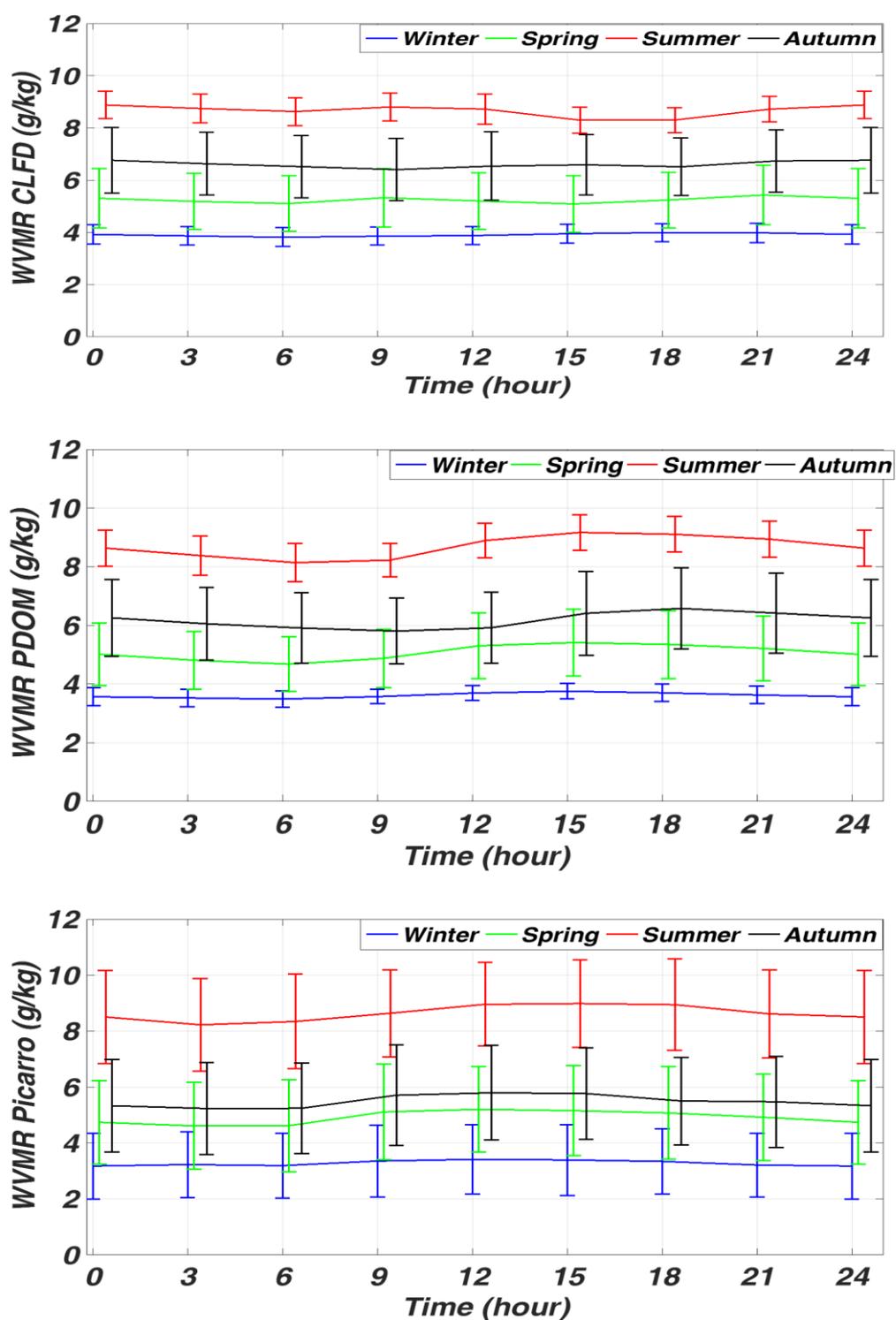


Figure 4.1. Valeur moyenne WVMR par saison en fonction des heures de la journée (UTC). De haut en bas: station météorologique de Cézeaux, station météorologique du Puy de Dôme, CRDS du Puy de Dôme. Les barres d'erreur indiquent +/- un écart-type.

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

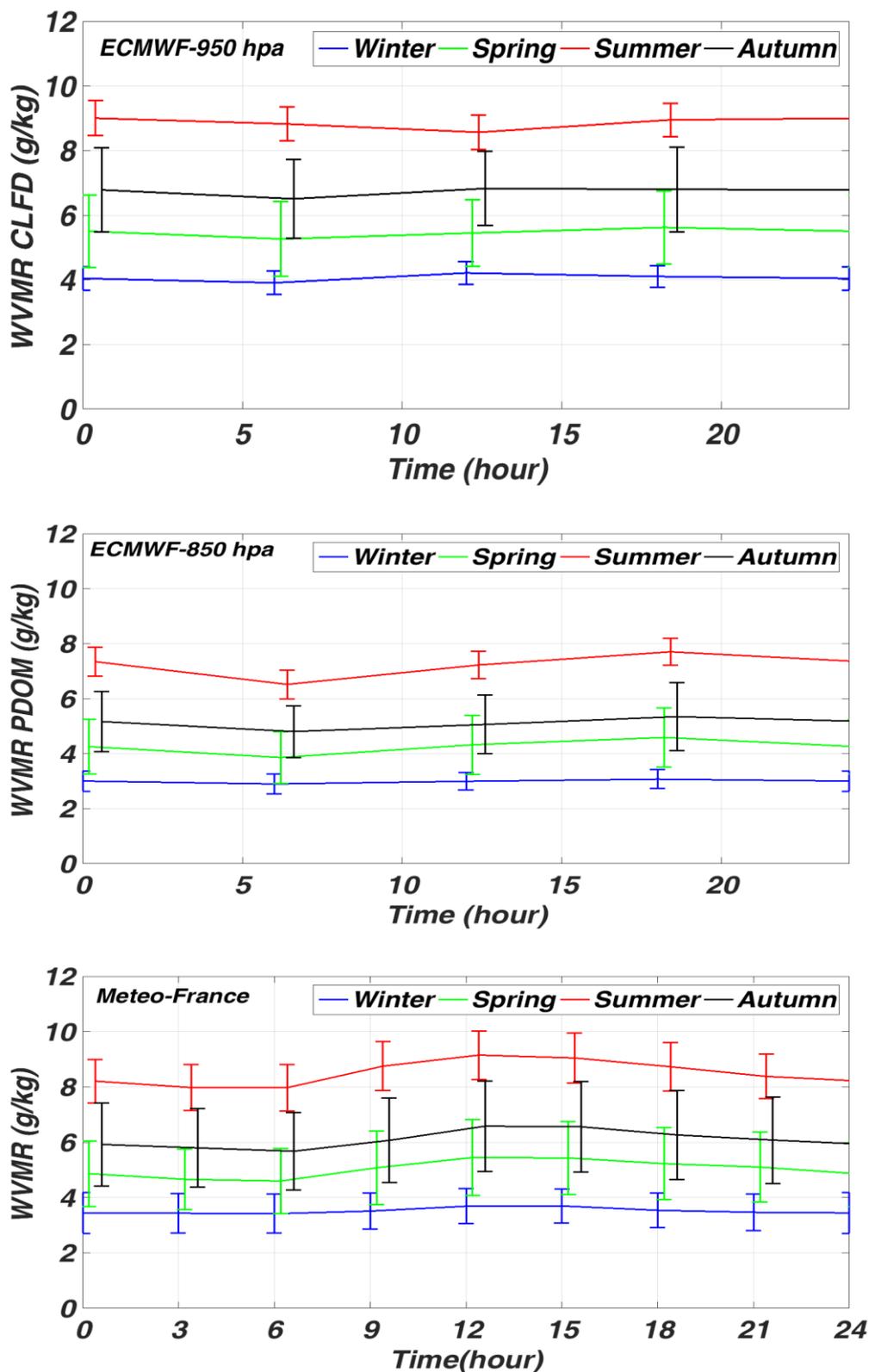


Figure 4.2. Valeurs moyennes du WVMR calculées par saison et en fonction des heures de la journée (UTC). De haut en bas: WVMR ECMWF à 950 hPa , WVMR ECMWF à 850 hPa et à partir de Météo-France au puy de Dôme. Les barres d'erreur indiquent +/- un écart-type.

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

La figure 4.1 illustre les variations saisonnières et journalières des WVMR de surface mesurés aux Cézeaux et au puy de Dôme et la figure 4.2 représente les variations saisonnières et journalières des WVMR extraits de la réanalyse ECMWF ERA-Interim et la série Météo-France du puy de Dôme. Le cycle annuel de la vapeur d'eau est clairement établi pour les sites et les types de mesure. Le maximum de vapeur d'eau est observé en été et le minimum en hiver, et l'automne est légèrement plus humide que le printemps.

Les valeurs moyennes de WVMR à la surface mesurées par la station météorologique de Cézeaux, puy de Dôme et Météo France au puy de Dôme sont très proches pour chaque saison ce qui est surprenant, car normalement la moyenne de WVMR, qui diminue avec l'altitude en général, devrait être moins importante au puy de Dôme par rapport aux Cézeaux, du fait de leur différence d'altitude. La figure 4.3 présente l'évolution du profil vertical de WVMR de la réanalyse ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux sur la période 1979- 2018, en fonction de la pression. Cette figure permet de quantifier la diminution de la moyenne du WVMR en fonction de l'altitude ; de plus de 10 g/kg en hiver et en automne entre 1000 et 850 hPa et en été et printemps entre 1000 et 750 hPa , elle décroît entre 5 et 10 g/kg en hiver et en automne entre 850 et 700 hPa et en été et printemps entre 750 et 550 hPa et passe à moins de 1 g/kg jusqu'à 0.001 g/kg entre 550 et 200 hPa. En général, la moyenne de WVMR diminue avec l'altitude et les concentrations de vapeur d'eau se trouvent dans la basse troposphère (Soden et al., 2002). Des études sur d'autres régions confirment la diminution de la moyenne de vapeur d'eau avec l'altitude. Par exemple, Hoareau et al. (2012) a étudié les profils verticaux moyens de rapport de mélange de vapeur d'eau LIDAR Rayleigh sur la saison humide et sèche entre 2002 et 2005 à l'île de la Réunion. Sur la base troposphère (entre 0 et 2 km) la moyenne de WVMR est plus grande que 10 g/kg, par contre elle décroît de 10 g/kg à l'altitude de 2 km vers à 1 g/kg à l'altitude de 6 km et enfin elle décroît de 1 g/kg à l'altitude de 6 km jusqu'à 0.1 g/kg à l'altitude de 12 km. Cette étude confirme la diminution générale de la moyenne de WVMR avec l'altitude et l'emplacement des fortes concentrations de vapeur d'eau dans la basse troposphère.

La moyenne de WVMR à 950 hPa ce qui est équivalent à 540 mètres (altitude proche du site des Cézeaux) est 8.9 g/kg en été, 6.7 g/kg en automne, 5.2 g/kg en printemps et 4.2 g/kg en hiver. Par contre, à 850 hPa ce qui est équivalent à 1450 mètres (altitude proche du puy de Dôme) est 7.2 g/kg en été, 5.2 g/kg en automne, 4.2 g/kg en printemps et 3.1 g/kg en hiver.

Les variations de WVMR modélisé par ECMWF à 950 hPa sont en accord avec celle sur le

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

site des Cézeaux. Par contre les variations de WVMR modélise par ECMWF à 850 hPa ne sont pas en accord avec celle sur le puy de Dôme. Ces résultats montrent que la modélisation ECMWF ne prend pas en compte l'effet de foehn suggéré.

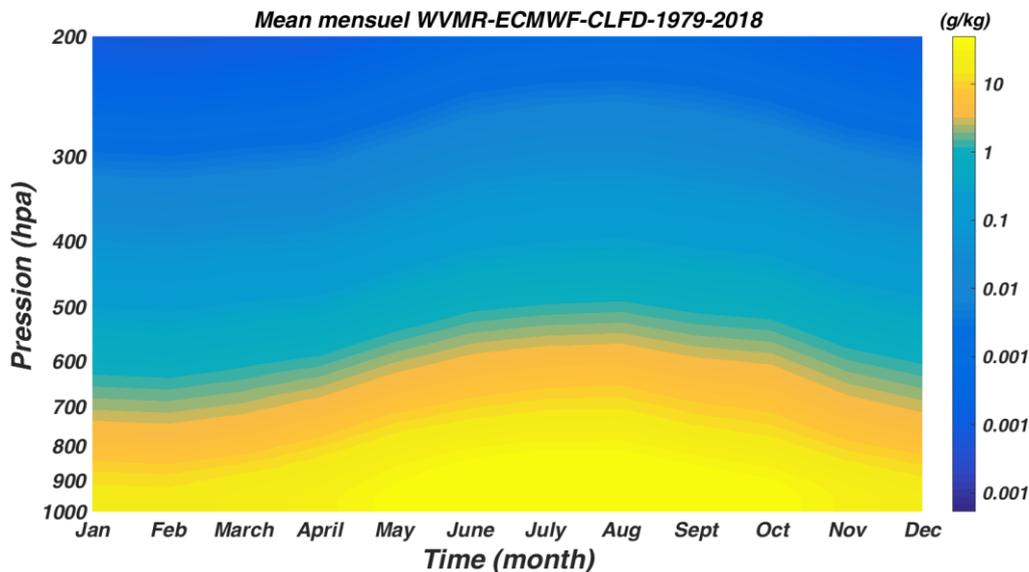


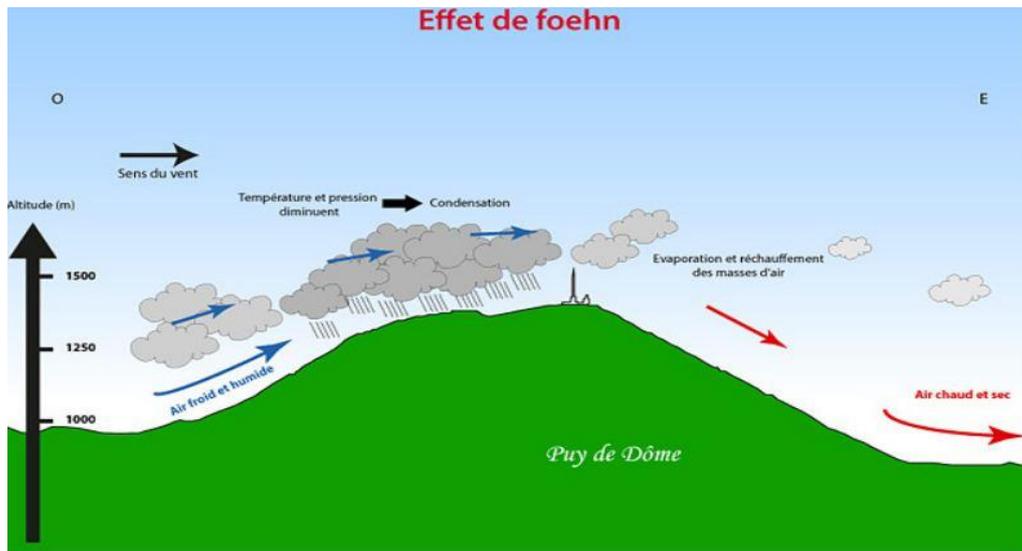
Figure 4.3. Moyenne mensuelle du WVMR extrait de la réanalyse ECMWF-ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux entre 1979 et 2018.

L'effet de foehn est lié à la présence de reliefs. Ce phénomène découle des mouvements ascendants et descendants des masses d'air lorsqu'elles rencontrent un relief. Ces masses d'air ascendantes sont humides. Elles viennent de l'ouest et se dirigent vers l'est. Lorsqu'elles rencontrent un relief, la température et la pression diminuent ce qui favorise la condensation de l'humidité et la formation de nuages et de précipitations. Après avoir franchi le relief, les mouvements descendants des masses d'air s'accompagnent d'une évaporation et d'un réchauffement ce qui peut entraîner des situations de stabilité de l'atmosphère par formation de couches d'air chaud en altitude. Ce processus dynamique a été étudié pour d'autres chaînes de montagnes, par exemple sur les Andes dans l'Extratropical latitudes de l'Amérique du Sud, (Seluchi et al.,2003) qui a étudié la zonda qui est un vent chaud et extrêmement sec qui se produit à l'est de la Cordillère des Andes. Son origine orographique est similaire au foehn qui souffle en Allemagne et en Autriche et le chinook qui se trouve à l'est des montagnes Rocheuses. La figure 4.4 présente le schéma montrant l'effet de Foehn sur la chaîne des Puys au passage du relief.

Le site CO-PDD est affecté par des vents d'ouest dominants d'origine océanique (Deguillaume et al., 2014), et nous suggérons que les processus locaux foehn pourraient déshydrater l'air à Clermont-Ferrand par rapport au puy de Dôme, par effet de foehn après avoir franchi les

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

reliefs de la chaîne des puys.



La figure 4.4. Schéma montrant l'effet de Foehn sur la chaîne des Puys au passage du relief (saint-Verny⁶).

La variabilité de la vapeur d'eau de surface illustrée par l'écart-type est similaire pour les stations météorologiques de Puy de Dôme et de Cézeaux et les données Météo France au puy de Dôme. Elle est plus importante en automne et au printemps (plus de 1 g/kg) qu'en été (0.6 g/kg) et en hiver (0.3 g/kg). Les données CRDS présentent une variabilité légèrement plus grande (entre 1.2 et 1.7 g/kg), mais la série temporelle est plus courte (moins de deux ans). Trois séries de données de stations météorologiques montrent une variabilité du même ordre de grandeur que la série CRDS. Les deux sites et les données Météo France ne présentent presque aucun cycle diurne. La nuit est généralement un peu plus sèche que le jour, mais la différence observée est inférieure à 0.38 g/kg correspondant à 4% de variation. Cela suggère que la variabilité de la vapeur d'eau de surface à ce site est plus influencée par des systèmes météorologiques sporadiques que par des variations diurnes régulières.

Pour le rapport de mélange ECMWF ERA-Interim, le cycle annuel de la vapeur d'eau est également clairement établi pour les niveaux de pression 950 et 850 hPa correspondant à peu près aux altitudes des Cézeaux et du puy de Dôme respectivement. Le maximum de vapeur d'eau est observé en été et le minimum en hiver, et l'automne est légèrement plus humide que le printemps.

La moyenne WVMR calculée pour chaque saison à partir du modèle ECMWF à 950 hPa est très proche de celle du modèle ECMWF à 850 hPa, cette large différence est de 0.3 g/kg en

⁶ <http://www.saint-verny.com/content/8-ses-terroirs>

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

été et 0.2 g/kg en en hiver printemps et automne. La variabilité de la vapeur d'eau de l'analyse ECMWF ERA-Interim est similaire sur les niveaux de pressions 950 et 850 hPa. Cette variabilité est plus importante en automne et au printemps (plus de 1.1 g/kg) qu'en été (0.6 g/kg) et en hiver (0.3 g/kg). L'étude sur 850 et 950 hPa ne présente presque aucun cycle diurne.

En comparant les variations saisonnières et journalières des WVMR observées par les stations météorologiques et celle modélisées par ECMWF ERA-Interim, on peut déduire que la moyenne WVMR à la surface calculée pour chaque saison à partir de la station météorologique est très proche de celle modélisé par ECMWF à 950 hPa et 850 hPa. Cette similarité apparait pareillement pour la variabilité de vapeur d'eau et le cycle diurne.

4.2.2. Colonnes verticales

Dans cette section, nous décrivons la variabilité d'IWV sur le site des Cézeaux, Opme et puy de Dôme. La figure 4.5 présente la variabilité saisonnière et journalière d' IWV à Cézeaux, à Opme et au Puy de Dôme.

À l'instar des observations de surface, un fort cycle saisonnier est observé sur les trois sites: à Cézeaux, les valeurs moyennes se situent entre 23 mm en été et 9,6 mm en hiver, à Opme entre 20,8 mm en été et 9,2 mm en hiver et au puy de Dôme, les valeurs moyennes sont entre 15,9 mm en été et 7,2 mm en hiver.

Les différences de teneur en IWV entre le site des Cézeaux et le puy de Dôme sont de 7 mm (30%), 4.7 mm (28%), 4.7 mm (34%) et 2.4 mm (25%) respectivement pour l'été, l'automne, le printemps et l'hiver. On trouve une différence en IWV entre le site d'Opme et le puy de Dôme est respectivement de 4.9 mm (23%), 4.9 mm (29%), 3.1 mm (26 %) et 2.0 mm (21%) respectivement pour l'été, l'automne, le printemps et l'hiver, cette différence est due à la différence d'altitude entre les deux sites.

Ce résultat montre que l'effet de foehn que nous avons mentionné dans la mesure de surface n'affecte pas significativement la colonne totale, et se limite aux mesures au sol.

Après cette étude c'est intéressant d'étudier les variabilités d'IWV sur une région proche du CO-PDD pour faire une comparaison en fonction de la géolocalisation et en fonction de l'altitude.

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

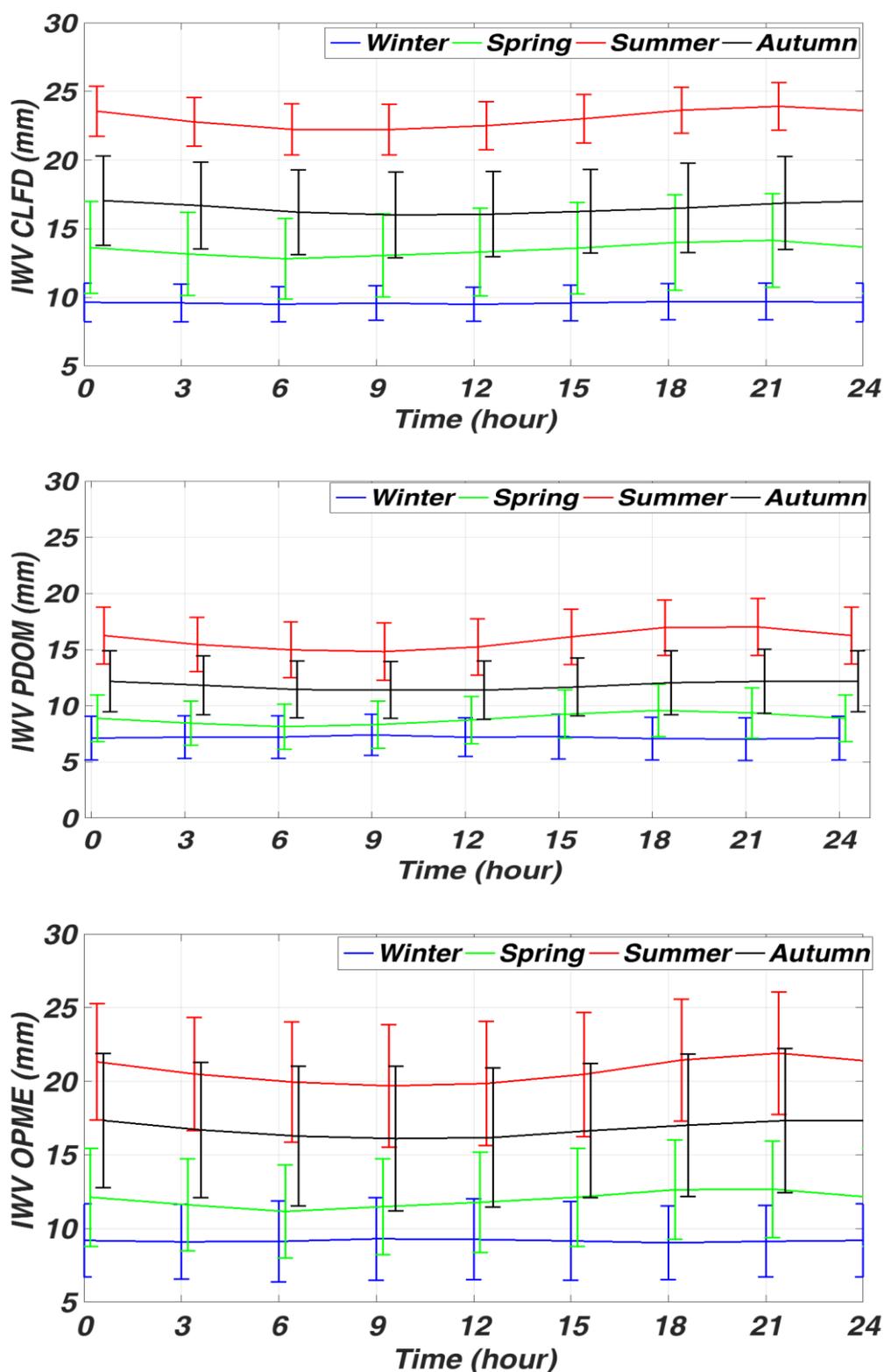


Figure 4.5. Valeurs moyennes de l'IWV GPS calculées par saisons (hiver en bleu, printemps en vert, été en rouge et automne en noir) et en fonction des heures de la journée (UTC), aux Cézéaux (CLFD, en haut), à Opme (OPME, au milieu) et puy de Dôme (PDOM, en bas). Les barres d'erreur indiquent \pm un écart-type.

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

Les valeurs moyennes de l'IWV sur la carte de la Suisse sont entre 22.5 et 29.5 mm en été, entre 15 et 18.5 mm en automne, entre 12.5 et 16 mm en printemps et entre 7.5 et 10 mm en hiver. Le cycle annuel d'IWV étudié par Morland et al. (2007) est clairement établi de la moyenne maximale en été minimale en hiver et entre les 2 l'automne puis le printemps sur tous les sites et les types de mesure sur la carte de la Suisse. La moyenne des variations saisonnières sur le site COPDD présente le même cycle avec des valeurs maximales en été et minimales en hiver, entre eux l'automne puis le printemps. La moyenne des variations saisonnières sur le site des Cézeaux (23 mm en été, 17 mm en automne, 13.7 mm en printemps et 9.6 mm en hiver) sont en accord avec tous les moyennes saisonnières sur la carte de la Suisse. Nous pouvons comparer les moyennes saisonnières sur le site des Cézeaux avec celles sur la station de Genève d'altitude 420 mètres, la station la plus proche spatialement et en altitude du site des Cézeaux. La moyenne saisonnière de la station de Genève est : 24 mm en été, 17 mm en automne, 13 mm en printemps et 9.4 mm en hiver ce qui montre une grande affinité entre les deux sites. Nous pouvons également comparer les moyennes saisonnières du site du puy de Dôme avec celles de la station de Saanen d'altitude 1369 mètres, la plus proche spatialement et en altitude au puy de Dôme. La moyenne saisonnière sur le puy de Dôme est : 15.9 mm en été, 12.5 mm en automne, 9.5 mm en printemps et 7.9 en hiver par contre la moyenne saisonnière sur la station de Saanen est : 27.5 mm en été, 18 mm en automne, 15 mm en printemps et 10 en hiver ce qui montre un écart moyen entre les deux sites d'environ 40%, 30%, 27% et 20 % respectivement pour l'été, l'automne, le printemps et l'hiver. La moyenne saisonnière sur la station Saanen est plus forte que celle au puy de Dôme d'environ 50 % en plus.

On peut donc suggérer l'hypothèse que les montagnes (de plus de 1300 mètres d'altitude) sur la chaîne des Alpes sont plus humides d'environ 50% que celle au puy de Dôme à cause de la hausse altitude de la chaîne des Alpes (plus de 4000 mètres) et la cumulation de la neige pendant toute l'année qui pourrait rendre les stations aux alentours plus nuageuses, plus froides et plus exposées à la pluie et à la neige, en conséquent plus humide des autres stations loin de la chaîne des Alpes, comme par exemple le cas de notre étude du COPDD. Cela pourrait expliquer l'écart constaté entre le puy de Dôme et Saanen par exemple.

La figure 4.6 présente les variations saisonnières moyennes d'IWV pour les stations GPS sur la carte de Suisse pour la période 2001-2004.

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

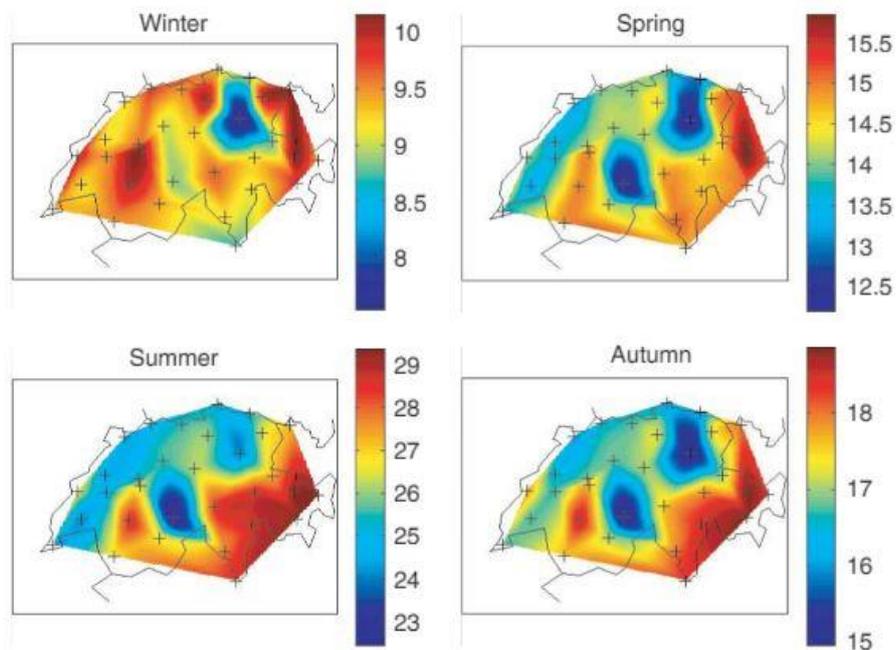


Figure .4.6. Moyennes saisonnières d'IWV pour les stations GPS suisses pour la période 2001-2004. (d'après Morland et al., 2007).

Morland et al. (2007) a également étudié la variation d'IWV observé par GPS et deux radiomètres à micro-ondes (MR) durant un cas d'études entre le 11 et le 15 janvier 2004 sur plusieurs sites d'étude en Suisse qui ont des altitudes très différentes. La figure 4.7 montre l'évolution de la vapeur d'eau entre le 11 et le 15 janvier 2004, on peut voir clairement que pareillement à notre étude l'IWV décroît avec l'altitude, (Morland et al., 2007) montre que entre le 11 et le 15 janvier 2004, l'IWV mesuré par GPS varie entre : 0.1 et 5 mm sur la station JUJO à 3584 mètres, 2.5 et 10 mm sur la station ANDE à 2318 mètres et 9 et 18mm sur la station SAAN à 1369 mètres. Ce qui confirme la diminution d'IWV avec l'altitude de la station.

De même que pour les observations de surface, la variabilité est légèrement plus élevée au printemps et en automne, comparée à l'été et à l'hiver, et comparable pour le site d'Opme, de puy de Dôme et des Cézeaux. Ce résultat est légèrement différent de ceux observés au-dessus de Zugspitze (Allemagne, 2962 mètres d'altitude), où la variabilité est plus grande en été (Vogelmann et al., 2015). Récemment, le cycle diurne d'IWV a été déterminé par Kalinnikov et Khutorova (2017) à partir du réseau terrestre GPS de la région de Volga-Oural de la Russie dans la période 2013-2015. Il montre également qu'aucun cycle diurne n'est établi et que la variabilité est la plus grande en été et la moins faible en hiver. Egalement dans l'étude de

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

Kalinnikov et Khutorova (2017), une similarité entre le cycle journalier en printemps sur le site COPDD et 4 sites de l'étude de Kalinnikov et Khutorova (2017) sont : SURA de latitude : 53.2°N, longitude : 45°E et altitude : 180 mètres, KZN2 de latitude : 55.8 °N, longitude : 49.5°E et altitude : 132 mètres, SAMR de latitude : 53.2°N, longitude : 50.2°E et altitude : 116 mètres et OREN de latitude : 51.8°N, longitude : 5.1°E et altitude : 120 mètres, l'IWV du cycle journalier en printemps atteint son minimum à 6 heure et son maximum à 18 heure pour le site COPDD et les quatre sites russes.

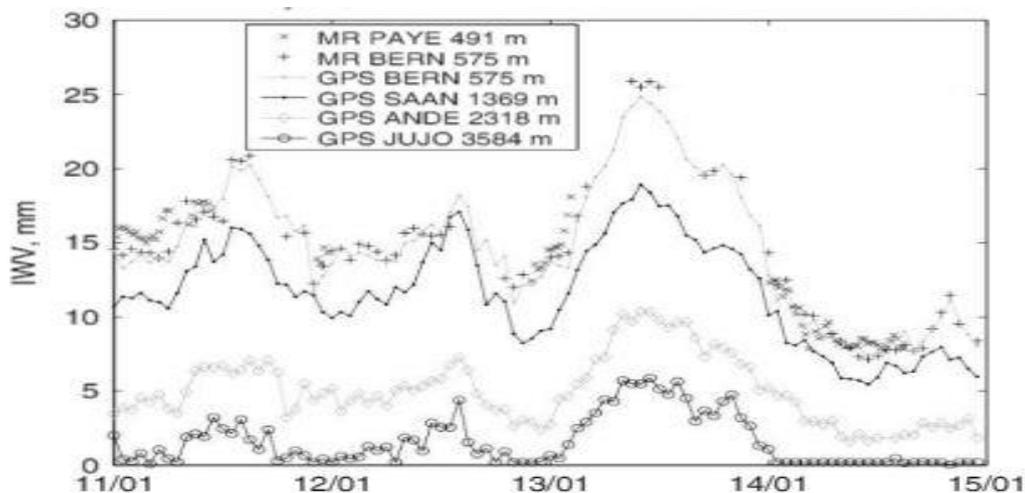


Figure 4.7. IWV observé en Suisse par GPS et deux radiomètres à micro-ondes (MR) entre le 11 et le 15 janvier 2004 (d'après Morland et al., 2007).

4.2.3. Profils verticaux

La figure 4.8 présente la moyenne mensuelle et l'écart-type des profils WVMR du LIDAR, comparativement à deux produits satellites, COSMIC et AIRS. Le cycle annuel de la vapeur d'eau (valeurs maximales en été et minimum en hiver) observé sur le GPS IWV s'étend sur toute la troposphère jusqu'à la tropopause (près de 12 km) et est similaire pour les trois ensembles d'amplitude et d'altitude.

Une différence que nous pouvons observer est que la variabilité mensuelle est plus grande pour les données LIDAR, que COSMIC, et finalement AIRS. Il est normal d'avoir une grande variabilité de vapeur d'eau en été sur les basses couches car les basses couches sont les plus riches en vapeur d'eau, et l'été est la saison qui a les plus fortes concentrations de vapeur d'eau pendant l'année. Alors, pour bien comprendre la variabilité de vapeur d'eau, il est intéressant d'étudier le pourcentage mensuel de variations de vapeur d'eau pour les données

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

Cosmic, AIRS et LIDAR.

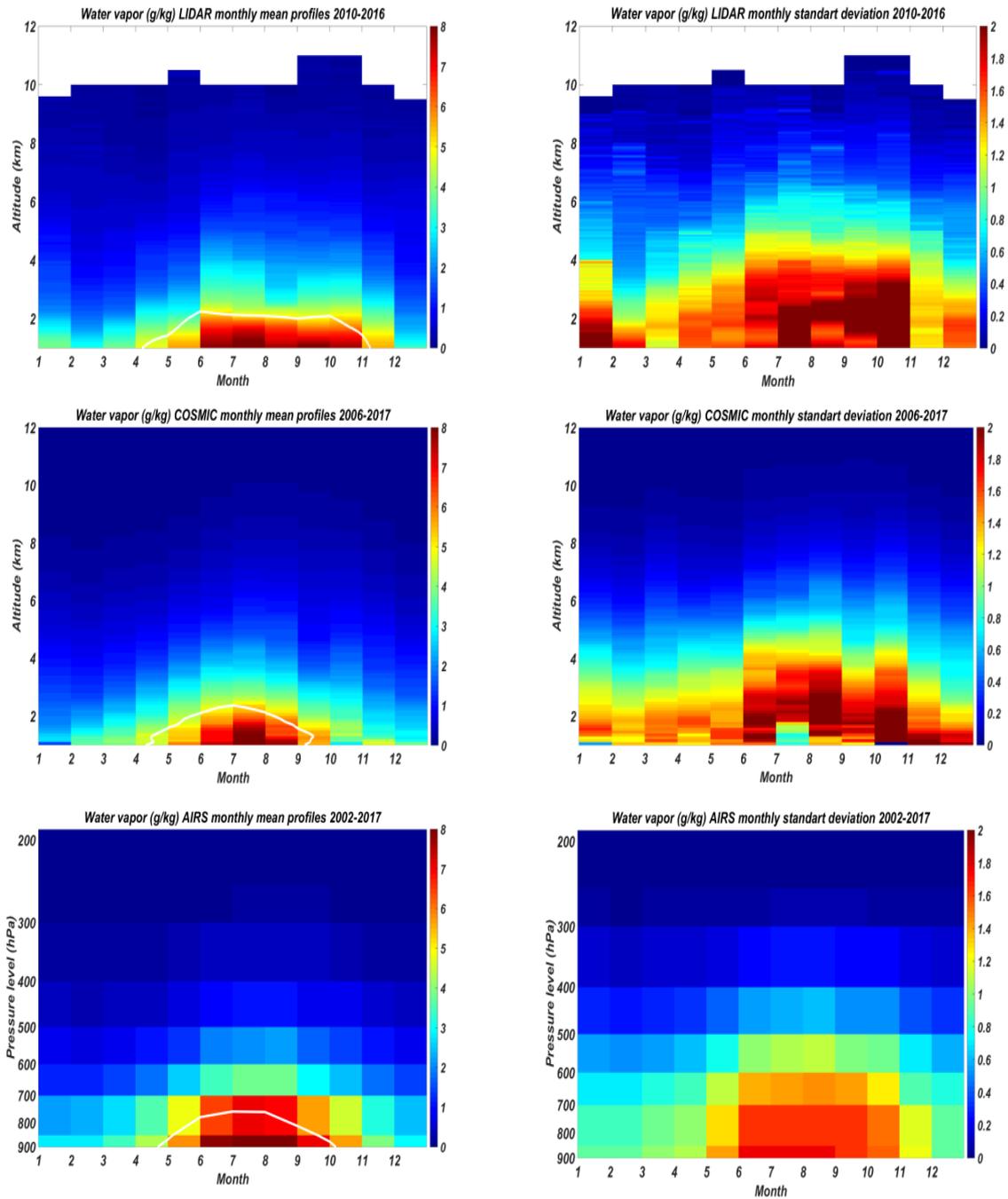


Figure 4.8. Moyennes mensuelles (gauche) et écarts-types (droite) des profils WVMR de haut en bas: LIDAR (2010-2016), COSMIC (2006-2017) et AIRS (2002-2017), les lignes blanches représentent la limite de WVMR autour du seuil 5 g/kg.

La figure 4.9 représente le pourcentage mensuel de variation de vapeur d'eau en fonction de l'altitude et de la pression.

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

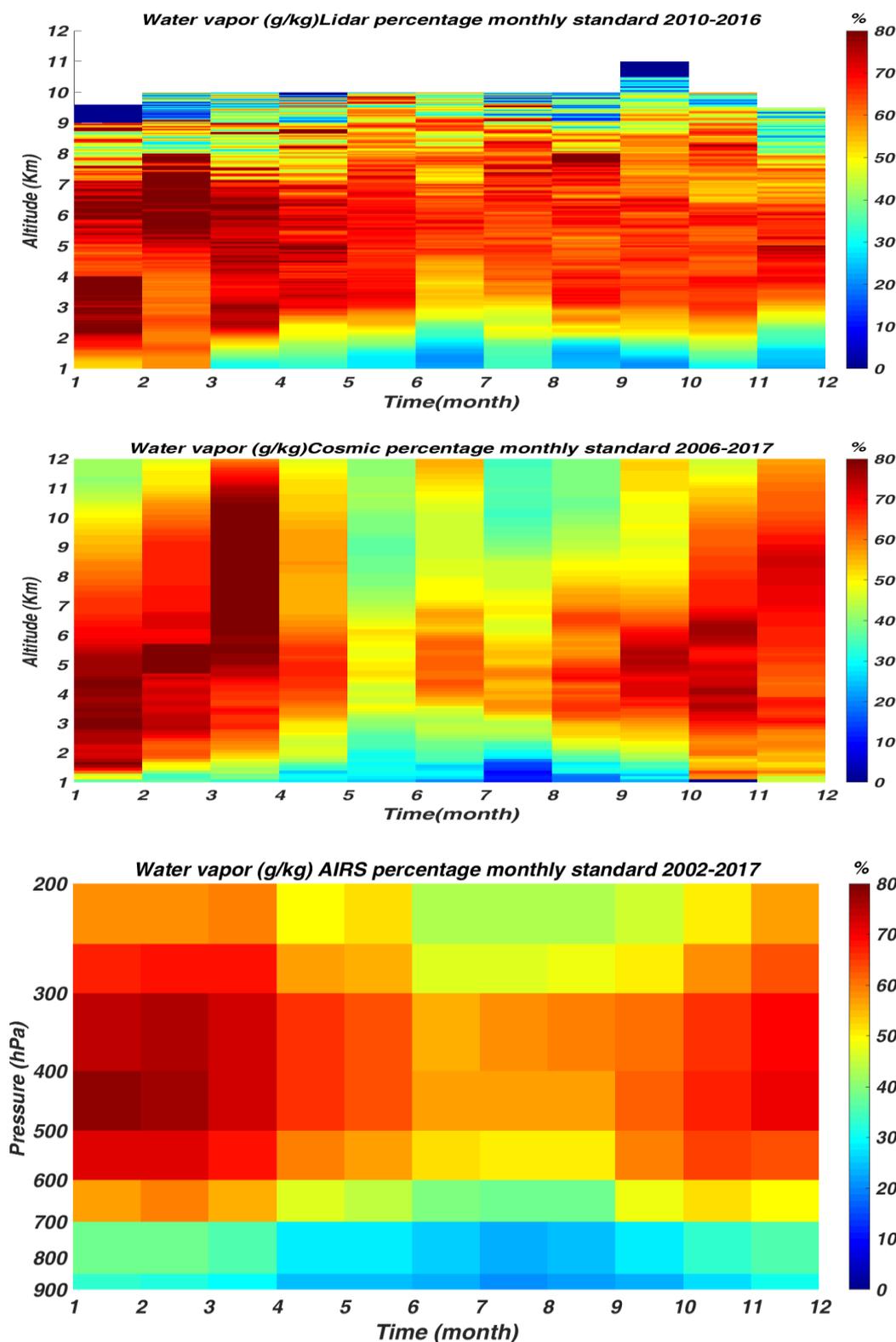


Figure 4.9. Pourcentage des variations mensuelles des profils WVMR de haut en bas: LIDAR (2010-2016), COSMIC (2006-2017) et AIRS (2002-2017).

Une incertitude de moins de 10% sur les données COSMIC sur les altitudes plus que 1 km (transformateur du satellite COSMIC), par contre AIRS donne un critère de qualité sur les

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

données de vapeur d'eau, les données sont classées dans 3 catégories : soit des données à rejeter, soit des données de bonne qualité et soit données sont de très bonne qualité, dans cette étude les données à rejeter ne sont pas utilisées. En somme, la comparaison entre les satellites AIRS et COSMIC et LIDAR Raman est significative. La variabilité la plus importante est la variabilité des données LIDAR, elle atteint son maximum (plus de 80%) en hiver entre 2 et 8 km. Egalement on a une importante variabilité pour les données Cosmic, mais moins que celle de LIDAR.

Le pourcentage de la variation de WVMR pour les trois ensembles de données a été calculé, et montre une différence entre 38 % et 45 % sur la colonne verticale entre 1100 et 250 hPa cette variabilité décroît avec l'altitude de 45% à 250 hPa jusqu'à 8 % à 50 hPa.

En général, les trois ensembles de données mettent en évidence une plus grande variabilité mensuelle dans la troposphère libre que dans les couches inférieures et en hiver plutôt qu'en été. Cette variabilité plus élevée de l'ensemble de données LIDAR peut s'expliquer par le fait que le LIDAR mesure la vapeur d'eau très localement, alors que chaque point COSMIC et AIRS représente une plus grande partie de l'atmosphère, les deux satellites Cosmic et AIRS sur un rayon de 100 km autour du site des Cézeaux.

L'altitude de l'isocontour de 5 g/kg est proche de 2 km en été et de moins de 1 km en hiver. (Farah et al., 2018) ont utilisé plusieurs approches différentes pour déterminer la hauteur de la couche limite, et ont montré que la couche limite varie de 400 m à 2500 m, avec des variations journalières et saisonnières importantes. Une comparaison plus précise avec les profils de vapeur d'eau pourrait fournir des éléments supplémentaires pour déterminer la hauteur de la couche limite pour ce site.

La figure 4.10 présente la moyenne mensuelle et l'écart-type du hanteur de la couche déduit du modèle européen ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux entre 1979 et 2017. La figure 4.10 confirme l'iso contour du rapport de mélange de 5 g/kg, on voit un cycle annuel très clair la couche limite, ce cycle annuel est similaire de celle de rapport de mélangé. L'altitude de la couche limite atteint son maximum en été et son minimum en hiver. L'altitude de couche limite qui varie entre 1200 et 1300 mètres en été, entre 1000 et 1200 mètres en printemps, entre 880 et 970 mètres en automne et varie entre 800 et 930 mètre en hiver.

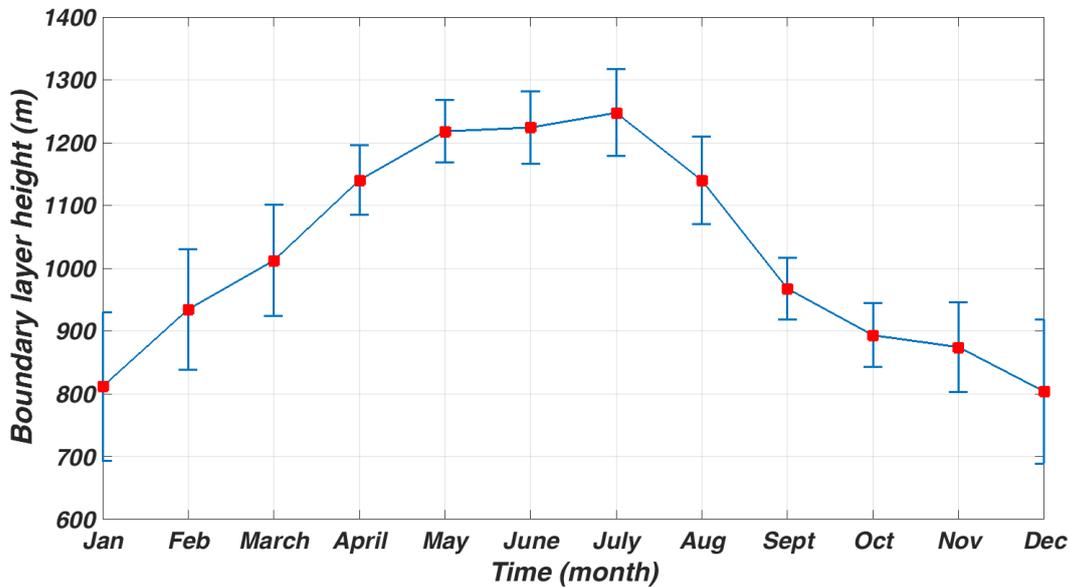


Figure 4.10. Moyennes mensuelles et écarts-types de la hauteur de la couche limite déduit d'ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche du site des Cézeaux entre 1979 et 2017.

4.3. Synthèse

Le rapport de mélange WVMR et l'IWV suit un cycle annuel avec un maximum en été, un minimum en hiver, et l'automne légèrement plus humide que le printemps sur tous les sites dans notre étude. Toutes les données montrent une variabilité journalière plus importante en été qu'en hiver, mais presque pas de cycle journalier (moins de 1 g/kg), la nuit est généralement plus sèche que le jour, mais la différence observée est très faible entre 4% et 6% pour toutes les données. Cela suggère que la variabilité de la vapeur d'eau de surface à ce site est plus influencée par des systèmes météorologiques sporadiques que par des variations diurnes régulières. Les WVMR observés sur le site de puy de Dôme sont proches de ceux observés aux Cézeaux et à Opme, malgré la différence d'altitude entre les trois sites environ 1000 mètres entre puy de Dôme et Cézeaux et environ 780 mètres entre le puy de Dôme et Opme. Le CO-PDD est sous l'influence de vents d'ouest dominants d'origine océanique, et nous suggérons que les processus locaux foehn déshydratent l'air à Clermont-Ferrand par rapport au puy de Dôme, après avoir franchi les reliefs de la chaîne puy. Ce processus dynamique a été étudié pour d'autres chaînes de montagnes, par exemple sur les Andes ou les Pyrénées.

Chapitre 4 : Variabilité et oscillations de vapeur d'eau

Le contenu intégré de vapeur d'eau IWV suit le même cycle annuel de WVMR il atteint son maximum en été, et son minimum en hiver, et l'automne est légèrement plus humide que le printemps. Le processus local de foehn semble n'avoir un impact que sur les basses couches, les IWV du puy de Dôme étant inférieures à celles mesurées aux Cézeaux. L'altitude des sites d'observations impacte sur les variations d'IWV. On peut déduire que l'IWV décroît avec l'altitude et que l'IWV n'a presque pas de cycle journalier sur les trois sites.

L'analyse des profils verticaux LIDAR et satellite montre un cycle annuel de la vapeur d'eau (valeurs maximales en été et minimum en hiver) pour les données LIDAR, AIRS et Cosmic sur toute la troposphère jusqu'à la tropopause (près de 12 km) et est similaire pour les trois ensembles d'amplitude et d'altitude. L'analyse des profils verticaux LIDAR et satellite montre que la variabilité mensuelle est plus grande pour l'ensemble de données LIDAR que pour les produits satellites utilisés dans cette étude (COSMIC et AIRS). Les trois ensembles de données mettent en évidence une plus grande variabilité mensuelle dans la troposphère libre que dans les couches inférieures et en hiver plutôt qu'en été.

Chapitre 5 : Quantification de la contribution des forçages géophysiques sur la variabilité de vapeur d'eau

5. Quantification de la contribution des forçages géophysiques sur la variabilité de vapeur d'eau

5.1. Introduction

Le but de ce chapitre est de présenter un modèle de régression multi-variables et son application à des séries d'observation pour quantifier la part de contribution de certains forçages géophysiques sur la variabilité de vapeur d'eau, les précipitations et les nuages sur les sites de mesures à Clermont Ferrand, à partir des mesures in-situ, des observations satellite AIRS et des réanalyses ECMWF ERA-Interim.

La modélisation par régression multi-variables a été utilisée pour étudier la variabilité de composants atmosphériques tels que l'ozone ou la température (Toihir, et al., 2016; Bègue, et al., 2010). Avec de type d'approche, il est très important de bien sélectionner les forçages que l'on rentre dans le modèle pour quantifier de manière pertinente leur influence sur le paramètre étudié. Ce chapitre s'articule donc de la manière suivante : la description du modèle de régression multilinéaire est présentée dans la section 2; les résultats de sorties de ce modèle appliqué aux séries de vapeur d'eau, précipitations et nuages sont présentés à la section 3. Une synthèse est présentée dans la section 4 pour résumer le chapitre.

5.2. Le modèle de régression multi-variables

5.2.1. Description du modèle

Nous avons appliqué ici une régression multi-variables pour étudier la variabilité et quantifier la contribution des forçages géophysiques sélectionnés sur la vapeur d'eau, les précipitations et les nuages mesurés et observés à Clermont-Ferrand. Les variables entrées dans le modèle de régression sont les valeurs moyennes mensuelles de la vapeur d'eau, des précipitations, des nuages et les forçages géophysiques dont nous pensons à priori qu'ils contribuent sur la variabilité de la vapeur d'eau atmosphérique, sur les nuages et sur les précipitations. Ces forçages sont : l'oscillation nord-atlantique (NAO), le modèle de l'Atlantique Est (EA), Le

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

modèle de l'Atlantique Est / Russie de l'Ouest (EA-WR). Le modèle génère une fonction linéaire qui couvre la période de l'étude pour calculer l'indice et l'incertitude de la tendance à long terme au sein de la matrice des forçages. Les cycles annuel et semi-annuel sont paramétrés sous forme de fonctions sinusoïdales, selon les expressions suivantes :

$$Y_{annuel}(t) = \cos\left(\frac{2\pi t}{12}\right) + \emptyset$$
$$Y_{semiannuel}(t) = \cos\left(\frac{2\pi t}{6}\right) + \emptyset \quad (5.1)$$

Où $\emptyset = \frac{2\pi I}{180}$

“I” est le coefficient de phasage entre le signal temporel de vapeur d'eau et la fonction sinusoïdale annuelle ou semi-annuelle, déterminé par la maximisation de la valeur absolue du coefficient de corrélation entre la courbe de la variation de vapeur d'eau et celle de la fonction sinusoïdale.

La NAO est le premier forçage entré dans le modèle. C'est un phénomène touchant le système climatique du nord de l'Océan Atlantique et l'Europe (Trigo et al., 2002), qui a un effet sur les précipitations en Europe (Wibig et al., 1999). EA est le deuxième mode dominant de variabilité à basse fréquence au-dessus de l'Atlantique Nord et apparaît comme un mode dominant dans tous les mois sur les variations climatiques (Barnston et al., 1987). EA est structurellement similaire à la NAO et il est également affectant sur les précipitations en Europe (Wibig et al., 1999). EA-WR est un troisième modèle de téléconnexion qui affecte l'Eurasie tout au long de l'année (Barnston et al., 1987). Il impacte également fortement les précipitations européennes en hiver, et un lien avec et la température européenne persiste entre le milieu de l'hiver et la fin du printemps (Lonita, 2014). Ces forçages sont calculés à partir des données de réanalyse NCEP / NCAR et leurs indices sont publiés par NOAA ⁷.

Pour bien comprendre l'effet de ces forçages géophysiques sur le climat en Europe, nous avons cherché des périodes caractérisées par des valeurs extrêmes des indices de ces forçages géophysique, par exemple EA-WR des valeurs extrêmement fortes pour EA-WR, extrêmement faible pour EA et moyenne pour NAO et respectivement l'inverse, ou encore

⁷ ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/tele_index.nh

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

des mois d'anomalie de NAO avec des valeurs moyennes de EA et d'EA-WR. Le tableau 5.1 présente quatre mois d'étude pour expliquer l'effet de ces forçages géophysiques en Europe:

Pour identifier l'effet des anomalies de la NAO, EA et EA-WR sur le climat en Europe, nous comparons l'évaluation d'IWV et de la couverture nuageuse moins celle de la moyenne générale du mois d'anomalie sur la carte d'Europe.

Périodes	Forçages géophysique		
	NAO	EA	EA-WR
Août 1984	1.1	-2.2	2.1
Février 2014	1	2.3	-2
Novembre 1986	2.3	0.7	-0.1
Juillet 1993	-3.2	-1.2	-0.2

Tableau 5.1. Indices d'EA, d'EA-WR et de NAO sur les 4 mois d'étude.

La figure 5.1 présente la distribution de couverture nuageuse et d'IWV en Europe en mois d'août 1984 moins la moyenne des mois d'août entre 1979 et 2017.

L'anomalie étudiée en août 1984 présente des valeurs extrêmes de EA, EA-WR et moyenne de NAO, on trouve que le nord et le nord-est de l'Atlantique sur la partie proche de la France est plus riche en nuages que la moyenne générale des mois d'août entre 1979 et 2017. On remarque que, sur Clermont Ferrand, il n'y a pas une grande différence (environ 3%) entre le mois d'anomalie (août 1984) et la moyenne générale des mois d'août entre 1979 et 2017. Pour l'IWV sur Clermont Ferrand et son alentour il y a une différence significative (environ 2.5 mm, ce qui est équivalent à 10 % de la valeur moyenne d'IWV en mois d'août sur Clermont Ferrand entre 1979 et 2017) entre le mois d'anomalie (août 1984) et la moyenne générale des mois d'août entre 1979 et 2017. Ce qui montre que le couplage EA et EA-WR ont un effet sur l'IWV sur Clermont Ferrand. La figure 5.2 présente la distribution de couverture nuageuse et d'IWV en Europe en février 2014 (des valeurs extrêmes d'EA, EA-WR et moyenne de NAO) moins la moyenne des mois de février entre 1979 et 2017.

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

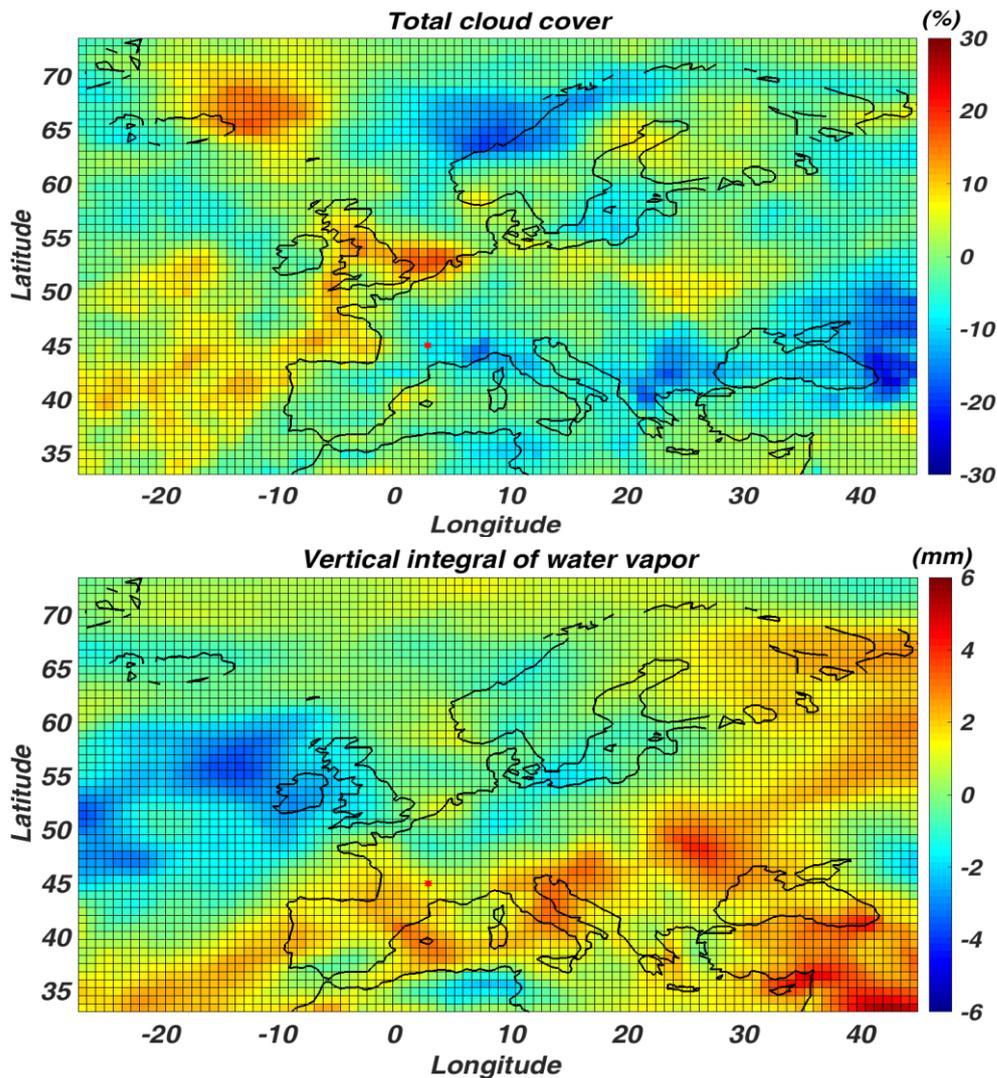


Figure 5.1. Anomalie de couverture nuageuse (haut) et d'IWV (bas) en Europe au mois d'août 1984 par rapport à la moyenne des mois d'août entre 1979 et 2017.

L'anomalie étudiée en février 2014 présente des valeurs extrêmes d'EA, EA-WR et moyenne de NAO, on trouve que le nord l'Atlantique sur la partie proche de la France est plus riche en nuages que la moyenne générale des mois de février entre 1979 et 2017. On remarque que sur Clermont Ferrand il n'y a pas une grande différence (environ 1%) entre le mois d'anomalie (février 2014) et la moyenne générale des mois février entre 1979 et 2017. Pour l'IWV sur Clermont Ferrand et son alentour il y a une différence significative d'environ 1.5 mm, ce qui est équivalent à 20 % de la valeur moyenne générale d'IWV en mois de février sur Clermont Ferrand entre 1979 et 2017) entre le mois d'anomalie (février 2014) et la moyenne générale des mois de février entre 1979 et 2017. Ce qui montre que le couplage EA et EA-WR ont un effet sur l'IWV sur Clermont Ferrand et sont moins affectant sur la couverture nuageuse.

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

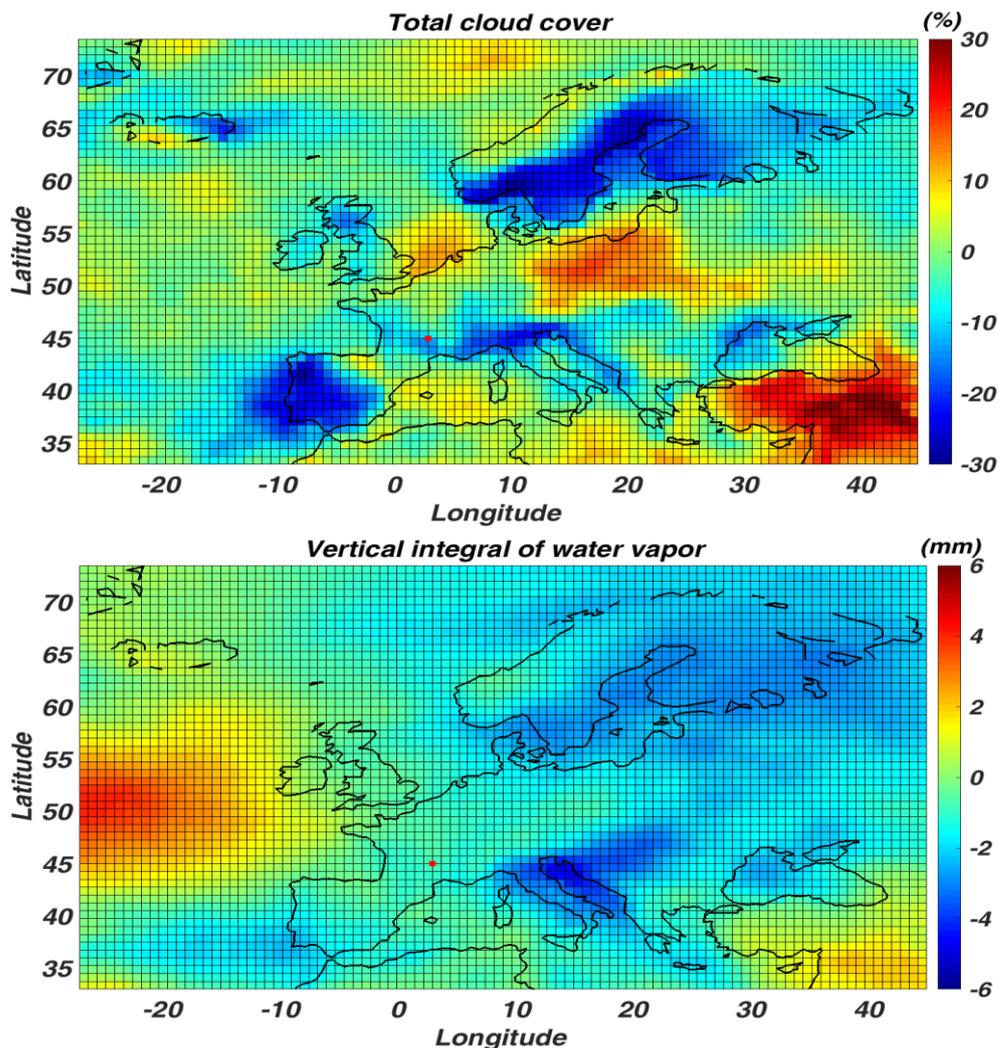


Figure 5.2. Anomalie de couverture nuageuse (haut) et d'IWV (bas) en Europe au mois de février 2014 par rapport à la moyenne des mois de février entre 1979 et 2017.

La figure 5.3 présente la distribution de couverture nuageuse et d'IWV en Europe en novembre 1986 moins la moyenne des mois de novembre entre 1979 et 2017. L'anomalie étudiée en novembre 1986 présente une valeur extrême de NAO et moyenne d'EA et d'EA-WR. Pour la couverture nuageuse on remarque que sur Clermont Ferrand il y a une différence (environ 4 %) entre le mois d'anomalie (novembre 1986) et la moyenne générale des mois de novembre entre 1979 et 2017. Pour l'IWV sur Clermont Ferrand et son alentour il y a une petite différence (environ 0.4 mm, ce qui est équivalent à 3 % de la valeur moyenne d'IWV en mois de novembre sur Clermont Ferrand entre 1979 et 2017) entre le mois d'anomalie (novembre 1984) et la moyenne générale des mois de novembre entre 1979 et 2017.

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

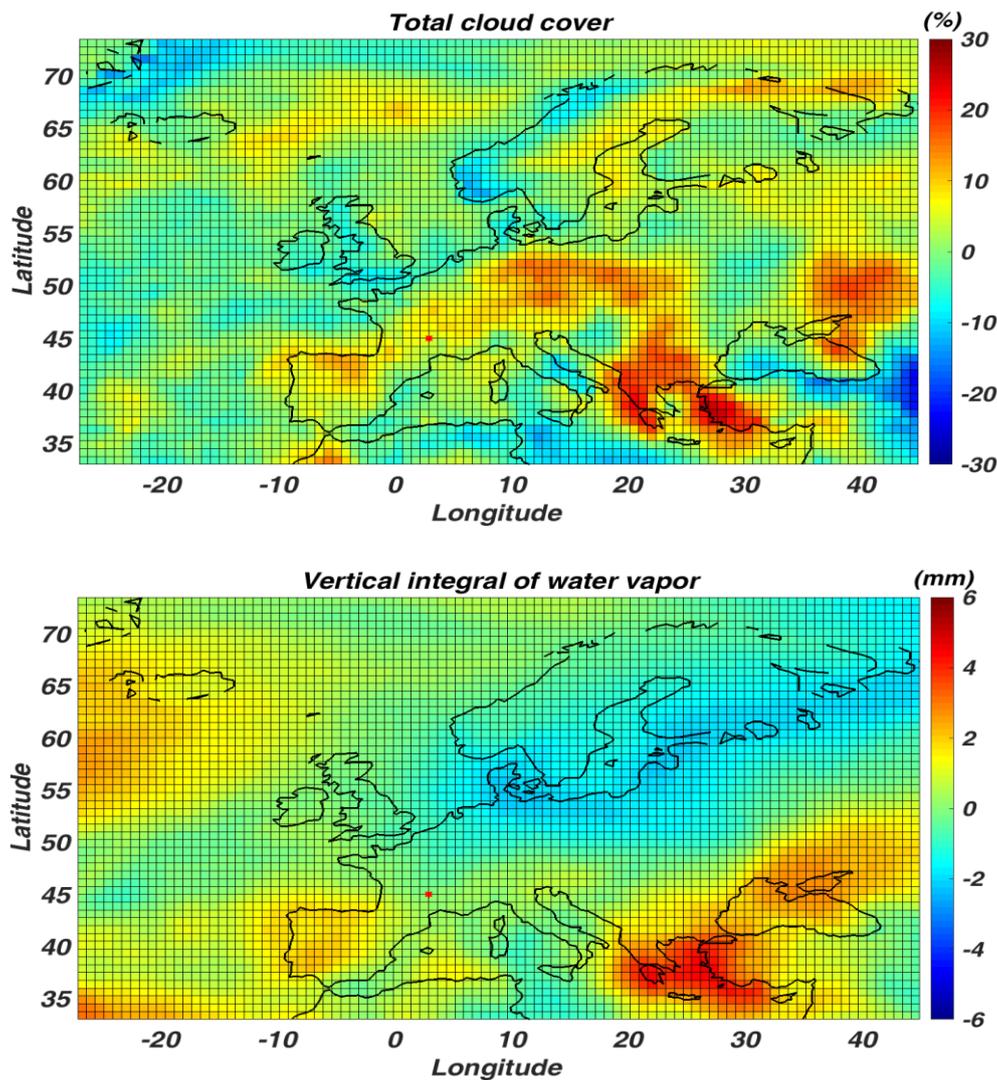


Figure 5.3. Anomalie de couverture nuageuse (haut) et d'IWV (bas) en Europe au mois de novembre 1986 par rapport à la moyenne des mois de novembre entre 1979 et 2017

La figure 5.4 présente la distribution de couverture nuageuse et d'IWV en Europe en juillet 1993 moins la moyenne des mois de juillet entre 1979 et 2017. L'anomalie étudiée en juillet 1993 présente une valeur extrême de NAO et moyenne d'EA et d'EA-WR. On remarque que sur Clermont Ferrand il y a une petite différence (environ de 4%) entre le mois d'anomalie (juillet 1993) et la moyenne générale des mois de juillet entre 1979 et 2017. Pour l'IWV sur Clermont Ferrand, il y a une différence d'environ 2.5 mm entre le mois d'anomalie (juillet 1993) et la moyenne générale des mois de juillet entre 1979 et 2017. On peut déduire que les valeurs extrêmes de NAO affectent Clermont Ferrand et son alentour par les nuages qui viennent du nord de l'océan Atlantique en hiver et en été et par suite affectent l'IWV en été (de 10%), mais par contre un très faible effet en hiver (3%). En conclusion EA, EA-WR et

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

NAO ont un impact significatif mais pas durant toutes les saisons, ce qui nous pousse à quantifier la contribution de chacun de ces forçages géophysiques sur des longues séries temporelle de vapeur d'eau par une méthode statistique, plus précise et performante. La figure 5.5 présente l'évolution des oscillations annuelles, semi-annuelles et l'évolution des forçages géophysique NAO, EA, EA-WR.

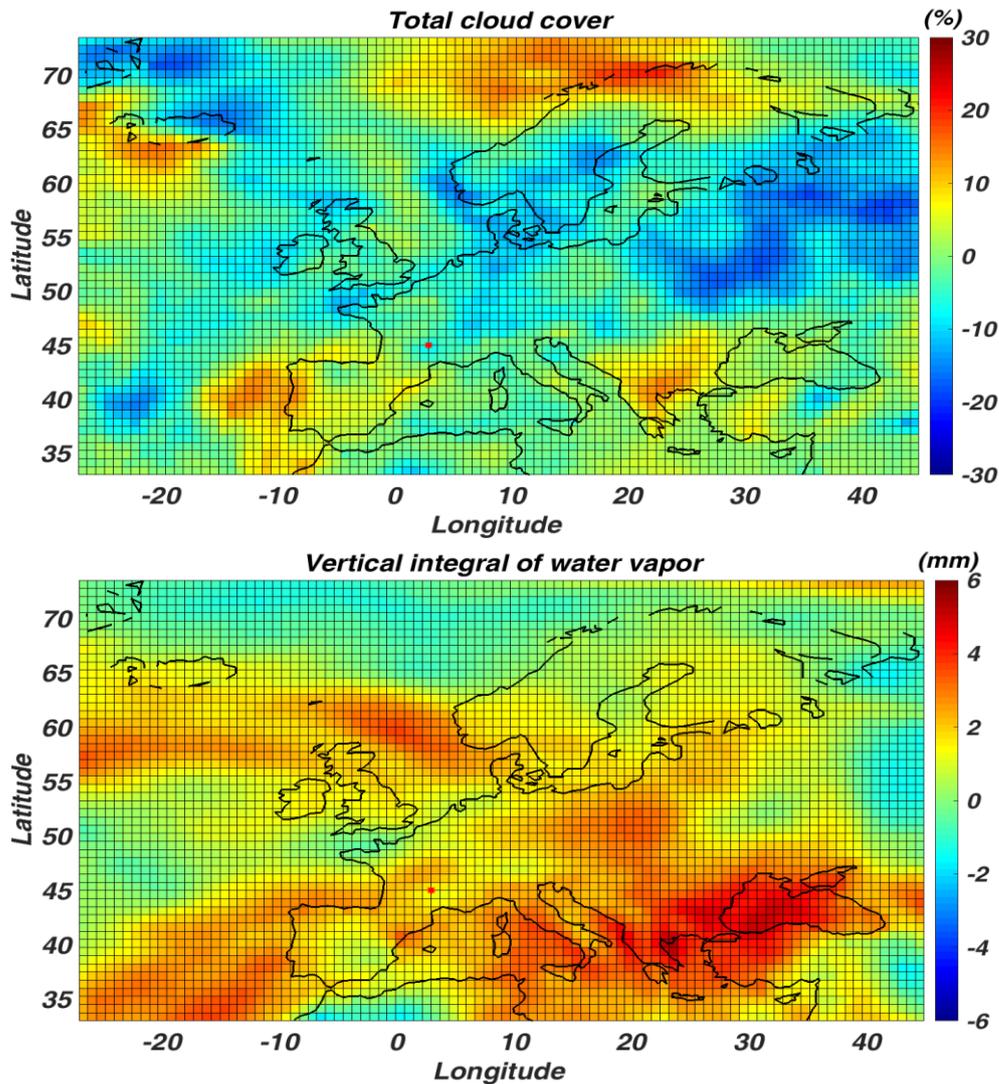


Figure 5.4. Anomalie de couverture nuageuse (haut) et d'IWV (bas) en Europe au mois de juillet 1993 par rapport à la moyenne des mois de juillet entre 1979 et 2017.

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

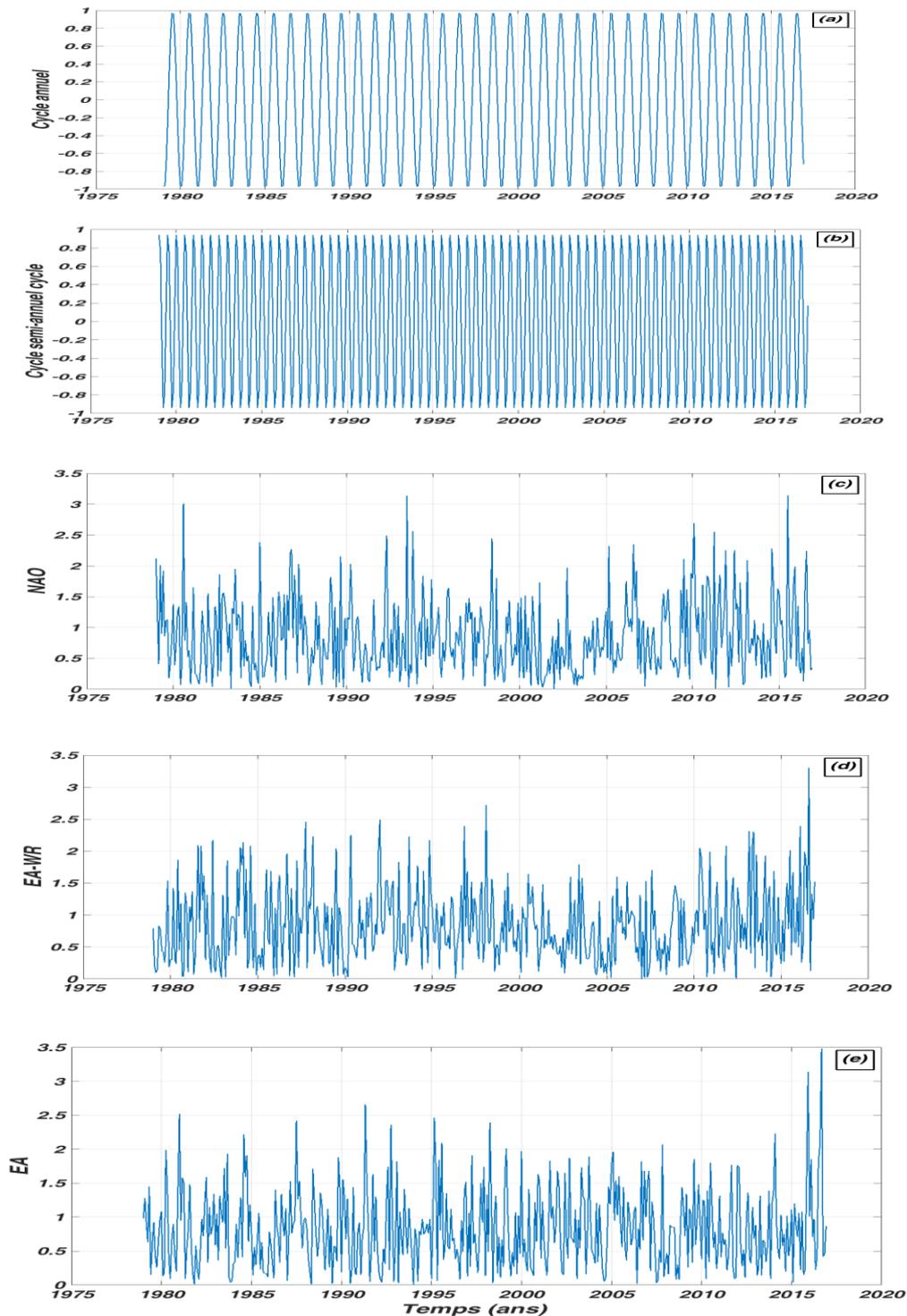


Figure 5.5. Evolution temporelle des forçages utilisés comme entrées du modèle. Fonctions sinusoïdales de période de 12 mois (a) et 6 mois (b) exprimant respectivement la variabilité saisonnière annuelle et semi-annuelle du climat, oscillation nord-atlantique (NAO, c), Atlantique Est / Russie de l'Ouest (EA-WR, d) et Atlantique Est (EA, e).

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

Ces forçages géophysiques se constituent en une matrice de variables servant à décrire la variation du vapeur d'eau. Le signal temporel de la vapeur d'eau « Y » sorti du modèle à l'instant « t » est formulé de la manière suivante :

$$Y(t) = \beta_0 + \beta_1 Y_{semiannuel}(t) + \beta_2 Y_{annuel}(t) + \beta_3 NAO(t) + \beta_4 EA(t) + \beta_5 EA - WR(t) + \varepsilon(t) \quad (5.2)$$

Où $\beta_{i=0...5}$ sont les coefficients de régression caractérisant la réponse de la variable paramétrée sur le signal temporel de la vapeur d'eau.

- Y_{annuel} : forçage annuel
- $Y_{semiannuel}$: forçage semi-annuel
- NAO : North Atlantic Oscillation
- EA : East Atlantic Pattern
- EA-WR : East Atlantic/West Russia Pattern

Où $\varepsilon(t)$ est le terme résiduel.

L'approche que nous proposons dans cette étude s'inspire du modèle Trend-Run (Portafaix, 2003; Bencherif et al., 2006; Bègue et al., 2010), un modèle de régression multiple utilisé à l'Université de la Réunion pour étudier la variabilité et estimer les tendances de l'ozone et de la température. La principale différence avec notre modèle étant dans le choix des forçages géophysiques entrés dans le modèle, puisque les processus influant la vapeur d'eau au sol et dans la troposphère aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord ne sont pas les mêmes que ceux influant sur l'ozone et la température stratosphérique dans les régions tropicales de l'hémisphère sud. Il est à noter que Trend-Run était lui-même dérivé du modèle AMOUNT (Keckhut et al., 1995), développé auparavant au Service d'Aéronomie (Paris) pour l'étude des tendances d'ozone et de température aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord.

Les coefficients de régression sont calculés en se basant sur la méthode de moindres carrés ordinaires afin de minimiser la somme des carrés du terme résiduel $\varepsilon(t)$. Le degré de dépendance entre les variables est évalué à travers le coefficient d'autocorrélation ϕ du terme résiduel. Les incertitudes de régression sont calculées en s'appuyant sur le coefficient d'autocorrélation ; qui est formulé de la manière suivante :

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

$$\sigma_a^2 = v(k) * \sigma_s^2 \frac{1 + \varphi}{1 - \varphi} \quad (5.3)$$

Où σ_s^2 désignent la variance du terme résiduel et $v(k)$ la variance de la matrice de covariance des forçages utilisés comme entrées du modèle σ_a^2 est utilisée pour calculer l'incertitude de la tendance. La magnitude de la réponse du forçage (par unité de forçage normalisé) sur la variabilité de vapeur d'eau est définie comme étant le rapport entre le coefficient affecté au forçage et le coefficient β_0 associé au poids total du signal temporel de vapeur d'eau.

5.2.2. Evaluation du modèle sur les colonnes totales de vapeur d'eau

Il est possible d'analyser la qualité de prédiction du modèle de la variation de vapeur d'eau en calculant le coefficient de détermination R^2 . Ce dernier est un terme statistique qui mesure de la qualité de la prédiction d'une régression linéaire. Il est défini comme le rapport entre la variance expliquée et la variance totale: La variance expliquée est la variance entre la valeur estimée par les modèles et la moyenne totale. Par contre la variance totale est la variance entre les valeurs brutes (observations) et la moyenne totale.

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \in [0, 1] \quad (5.4)$$

Avec y_i les valeurs des mesures, \hat{y}_i , les valeurs prédites, et \bar{y} la moyenne des mesures. Le coefficient de détermination linéaire est le carré du coefficient de corrélation linéaire R . La valeur de R^2 varie selon la qualité d'explication du modèle, quand le modèle décrit une grande partie des données de vapeur d'eau, la valeur de R^2 se rapproche à 1; dans le cas contraire, R^2 se rapproche de 0 (Santamaría et al., 2006). La figure 5.6 et 5.7 représente l'évolution du modèle de multi-variable sur les variables météorologiques étudiées. En général un bon accord s'observe entre le modèle et les observations pour les données de vapeur d'eau (IWV ET WVMR), et le meilleur ajustement est observé aux Cézeaux pour le contenu intégré de vapeur d'eau (95%), où la variabilité est généralement influencée par le cycle annuel (contribution $62.7 \pm 1.4\%$) qui est bien produit par le modèle de régression suivant l'équation 5.1. Les coefficients de détermination statistiques R^2 sont distribués entre 0.95 et 0.23 respectivement pour: le contenu intégré de vapeur d'eau au Cézeaux et la précipitation totale le site des Cézeaux.

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

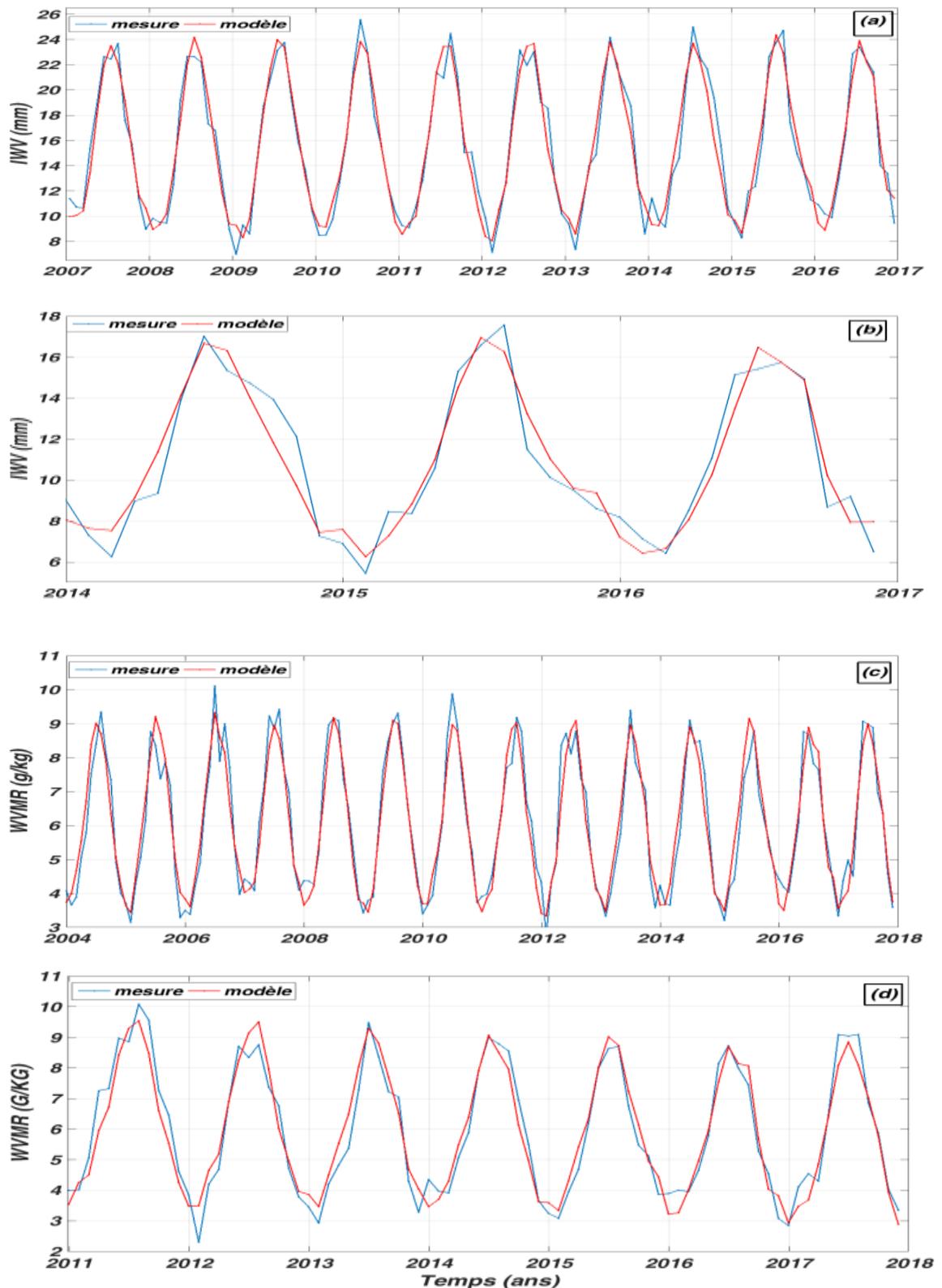


Figure 5.6. Evolution temporelle de la moyenne mensuelle (bleu) et simulés par le modèle de régression multilinéaire (rouge) de l'IWV aux Cézeaux (a), et au puy de Dôme (b), de WVMR aux Cézeaux (c), et au puy de Dôme (d).

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

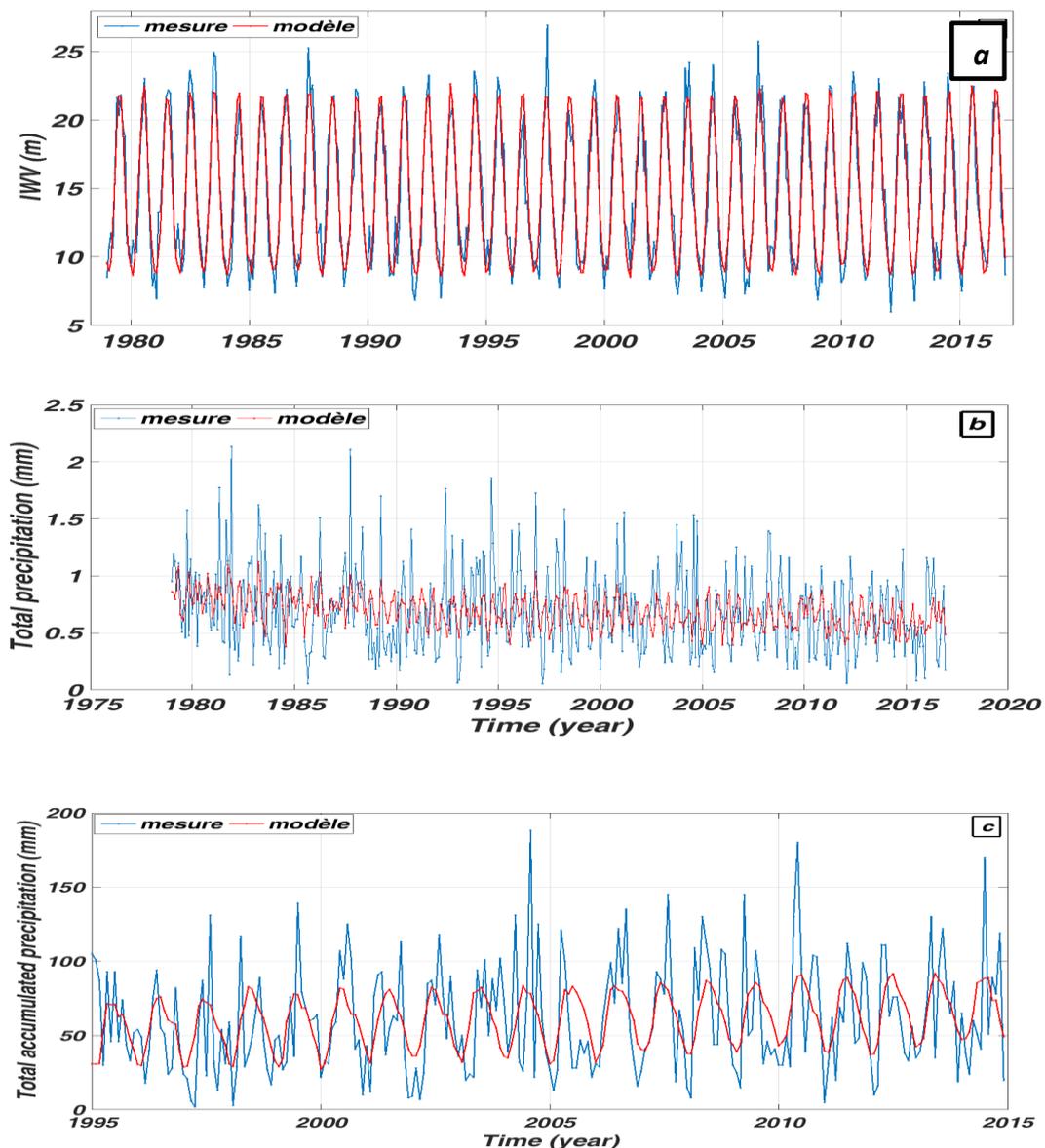


Figure 5.7. Evolution temporelle de la moyenne mensuelle (bleu) et simulée par le modèle de régression multilinéaire (rouge) de l'IWV (a), de la précipitation totale ECMWF. ERA-Interim (b) et des précipitations observées aux Cézeaux (c).

5.3. Résultats sur la quantification de la variabilité des différentes séries d'observation

L'application du modèle de régression multi-variables sur les données mensuelles de vapeur d'eau, de précipitations et nuages déduits des sites de mesures, du modèle ECMWF, pluviomètre OPGC et du satellite AIRS sur Clermont Ferrand a permis de quantifier la part de contribution et la réponse de chaque forçage géophysique sur la variabilité de vapeur d'eau, de précipitations et nuages.

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

	CSA	CA	EA	EA/ WR	NAO	R ² (%)
Mixing ratio CLFD (2004-2017)	5.7 ± 1.7	62.1 ± 1.8	11.9 ± 4.5	12.4 ± 4.1	1.2 ± 3.6	93
Mixing ratio PDOM (2011-2017)	6.6 ± 2.6	57.4 ± 2.9	12 ± 7.2	12 ± 5.2	4.7 ± 5.5	93
Mixing ratio AIRS 850-hPa (2003-2016)	8.1 ± 1.02	65.6 ± 1	12.7 ± 4.2	-5.1 ± 4	4.6 ± 3.6	96
IWV GPS CLFD (2009-2016)	8.1 ± 1.4	62.7 ± 1.4	12.7 ± 3.8	10.9 ± 3.1	0.5 ± 2.9	95
IWV GPS PDOM (2014-2017)	10.5 ± 3.2	49.6 ± 3.7	19.2 ± 8.5	8.5 ± 5.9	-3.2 ± 7.4	91
IWV ECMWF (1979-2017)	8.4 ± 1.1	65.7 ± 1.1	-1.4 ± 4.4	3.9 ± 4.7	10.8 ± 4.1	90
Total cloud cover (1979-2017)	7.1 ± 1.1	16.2 ± 1.1	5 ± 2.5	-13.7 ± 2.3	-11.2 ± 2.1	54
Total precipitation (1995-2014)	2.9 ± 1.8	13.1 ± 1.8	2.9 ± 3.2	-2.8 ± 3.7	-1.8 ± 3.4	23

Tableau 5.2 : Pourcentage de contribution moyenne (± incertitude) de chaque forçage (cycles annuel et semi-annuel, NAO, EA et EA-WR) sur le contenu intégré de vapeur d'eau sur les Cézeaux et puy de Dôme et déduit de ECMWF ERA-Interim et AIRS au niveau de pression de 850 hpa, couverture nuageuse totale et la précipitation totale déduit du pluviomètre OPGC aux Cézeaux.

Le tableau 5.2 présente les résultats de l'application du modèle de régression sur les séries de données. Globalement un très bon accord est trouvé entre les observations de vapeur d'eau et le modèle de régression pour tous les sites de mesure de notre étude : le modèle explique au moins 91% de la variabilité de la vapeur d'eau sur toutes les observations de notre étude. Par contre, on trouve un accord moyen entre la couverture nuageuse totale (54%) et le modèle est en mauvais accord avec les précipitations totales (23%), ce faible accord est dû au faible cycle annuel des précipitations d'une part et que les forçages géophysique sélectionnés ne contribuent pas sur les précipitations d'une autre part.

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

5.3.1. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur WVMR CLFD

La ligne 1 des tableaux 5.2 présente une quantification de la contribution des forçages géophysique et des oscillations semi annuelles et annuelles sur le rapport de mélange de vapeur d'eau sur le site des Cézeaux. L'oscillation annuelle constitue le mode de variabilité le plus dominant. L'influence des oscillations annuel est égale à $62.1 \pm 1.8\%$ et celle des oscillations semi-annuel est moins important il est égale à $5.7 \pm 1.7\%$, le cycle annuel est très fort sur les donnes de vapeur d'eau à la surface sur le site des Cézeaux. La contribution de EA-WR et celle de EA sont importantes ($12.4 \pm 4.1\%$ et $11.9 \pm 4.5\%$ respectivement) ce qui confirme l'effet du couple EA et EA-WR sur le climat en Europe cet effet est apparaît fortement sur Clermont Ferrand. La NAO a une contribution non significative (figure 5.3 et 5.4).

Les valeurs positives et significatives de la contribution d'EA et d'EA-WR sur la variabilité totale du rapport de mélange vapeur d'eau sur le site des Cézeaux nous montrent qu'EA et EA-WR sont en phase avec le signal temporel réel du rapport de mélange vapeur d'eau sur le site des Cézeaux.

5.3.2. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur WVMR PDOM

Les contributions des forçages géophysiques et des oscillations semi annuelles et annuelles sur la variabilité totale du rapport de mélange de vapeur d'eau sur le site de puy de Dôme sont quantifiées et présentées dans la ligne 2 du tableau 5.2. L'influence de l'oscillation annuelle est égale à $57.41 \pm 2.9\%$ et celle de l'oscillation semi-annuelle est moins importante ($6.6 \pm 2.6\%$). La contribution de EA-WR et celle de EA sont importantes ($12.0 \pm 5.2\%$ et $12.0 \pm 7.2\%$ respectivement). La NAO a une contribution non significative. C'est similaire pour WVMR sur le site des Cézeaux donc on peut déduire que le cycle annuel est très fort sur la vapeur d'eau à la surface et que EA et EA-WR ont une contribution environ 12 % sur le rapport de mélange de vapeur d'eau à la surface. Par contre la contribution de la NAO n'est pas significative pour le rapport de mélange à la surface.

On peut déduire que EA et EA-WR sont en phase avec le signal temporel réel du rapport de mélange vapeur d'eau déduit sur le site de puy de Dôme ces deux forçages sont en phase avec le rapport de mélange de vapeur d'eau a la surface. Le déphasage est similaire sur les surfaces

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

au stations météorologique Cézeaux et puy de Dôme.

5.3.3. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur WVMR AIRS au niveau de 850 hPa

Les parts de la contribution des forçages géophysiques et des oscillations semi annuelles et annuelles sur la variabilité du rapport de mélange de vapeur d'eau au niveau du puy de Dôme sont quantifiées et présentées dans la ligne 3 du tableau 5.2. Les valeurs présentées montrent que l'oscillation annuelle constitue le mode de variabilité le plus dominant. L'influence de l'oscillation annuelle est égale à $65.6 \pm 1.0\%$ et celle de l'oscillation semi-annuelle est moins importante ($8.1 \pm 1.0\%$). On trouve que le cycle annuel est assez important à la surface et au niveau de 850 hPa. La contribution de EA est égale à $12.7 \pm 4.2\%$ est la contribution la plus importante parmi les contributions des forçages géophysiques, cette contribution est très proche de celle trouve pour le rapport de mélange a la surface, par contre la contribution d'EA-WR $-5.1 \pm 4.0\%$ n'est pas importante au niveau de 850 hPa ce n'est pas le cas pour la vapeur d'eau à la surface. Enfin la contribution de la NAO est égale à $4.6 \pm 3.6\%$ elle n'est pas significative ni pour les donnes de rapport de mélange de vapeur d'eau à la surface ni pour celle déduit du satellite AIRS. On peut déduire que EA-WR n'affecte pas sur les donnes satellite AIRS au niveau de 850 hPa par contre EA-WR est affectant sur le WVMR a la surface sur le site des Cézeaux et de Puy de dôme.

EA est en phase avec rapport de mélange de vapeur d'eau déduit du satellite AIRS c'est pareille sur la surface (le site des Cézeaux et puy de Dôme) par contre EA-WR est en opposition de phase avec le rapport de mélange de vapeur d'eau déduit du satellite AIRS ce n'est pas le cas pour le rapport de mélange de vapeur d'eau à la surface sur le site des Cézeaux et puy de Dôme.

5.3.4. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur IWV GPS CLFD

Les parts de la contribution des forçages géophysique et des oscillations semi annuelles et annuelles sur la variabilité totale d'IWV GPS sur le site des Cézeaux sont quantifiées et présentées dans la ligne 4 du tableau 5.2. Les valeurs présentées montrent que l'oscillation annuelle constitue le mode de variabilité le plus dominant. L'influence des oscillations annuelles est égale à $62.7 \pm 1.4\%$ et celle des oscillations semi-annuelles est moins importante, et est égale à $8.1 \pm 1.4\%$, après la surface ont peut dire qu'un cycle annuel est fort sur la verticale. La contribution d'EA est égale à $12.7 \pm 3.8\%$. C'est la contribution la plus importante parmi les contributions des forçages géophysiques. EA-WR contribue pour $10.9 \pm$

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

3.1% et la NAO a une contribution non significative. C'est tout à fait similaire à la contribution de ces forçages sur le rapport de mélange de vapeur d'eau à la surface et celle déduits par AIRS en exception EA-WR qui contribue d'une manière négative et pas significative sur WVMR AIRS.

Les valeurs positives et significatives de la contribution de EA et EA-WR sur la variabilité totale d'IWV GPS sur le site des Cézeaux nous montrent que EA et EA-WR sont en phase avec le signal temporel réel du contenu intégré de vapeur d'eau GPS sur le site des Cézeaux. Ce qui est similaire à leur déphasage avec WVMR CLFD, WVMR PDOM et WVMR AIRS en exception le déphasage de EA-WR avec WVMR AIRS.

5.3.5. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur IWV GPS PDOM

Les parts de la contribution des forçages géophysique et des oscillations semi annuelles et annuelles sur la variabilité totale d'IWV GPS sur le site de puy de Dôme sont quantifiées et présentées dans la ligne 5 du tableau 5.2. Les valeurs présentées montrent que l'oscillation annuelle constitue le mode de variabilité le plus dominant. L'influence de l'oscillation annuelle est égale à $49.6 \pm 3.7\%$ et celle de l'oscillation semi-annuelle est moins importante ($10.5 \pm 3.2\%$). La contribution d'EA est égale à $19.2 \pm 8.5\%$. C'est la contribution la plus importante parmi les contributions des forçages géophysiques. EA-WR contribue pour $8.5 \pm 5.9\%$ et la NAO a une contribution non significative. Les contributions des forçages géophysiques sont similaires sur les stations météorologiques Cézeaux et puy de Dôme à la surface et sur la colonne verticale.

Les valeurs positives et significatives de la contribution d'EA et d'EA-WR sur la variabilité totale de l'IWV GPS sur le site du puy de Dôme montrent qu'EA et EA-WR sont en phase avec le signal temporel réel du contenu intégré de vapeur d'eau déduit par GPS sur le site de puy de Dôme. Le déphasage entre les forçages géophysique et l'IWV PDOM est similaire avec celle au puy de dôme et similaire avec le déphasage entre les forçages géophysique et WVMR sur la surface. Alors on peut déduire que le déphasage et les forçages géophysiques est le même sur la surface et la colonne verticale sur les sites de Cézeaux et du puy de dôme.

5.3.6. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur IWV ECMWF

Les contributions des forçages géophysiques et des oscillations semi annuelles et annuelles sur la variabilité totale du contenu intégré de vapeur d'eau modélisé par ECMWF ERA-Interim sont quantifiées et présentées dans la ligne 1 du tableau 5.2. Les valeurs présentées

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

montrent que l'oscillation annuelle constitue le mode de variabilité le plus dominant. L'influence des oscillations annuelles est égale à $65.7 \pm 1.1\%$ et celle des oscillations semi-annuelles est moins importante, $8.4 \pm 1.1\%$ le cycle annuel est fort sur tous les données de vapeur d'eau sélectionnées dans notre étude. La NAO contribue pour $10.8 \pm 4.1\%$, c'est la contribution la plus importante après celle du cycle annuel ce n'est pas le cas pour IWV CLFD et PDOM, la contribution de la NAO n'est pas significative sur ces deux sites, on peut expliquer cette importante contribution par l'effet important ses anomalies de la NAO présenté dans la figure 5.3. Enfin EA et EA-WR ont des faibles contributions non significatives, par contre leur contribution est important et significative sur IWV CLFD, IWV PDOM WVMR CLFD, WVMR PDOM et WVMR AIRS.

Les valeurs positives et significatives de la contribution des forçages géophysique sur la variabilité totale du contenu intégré de vapeur d'eau de l'analyse ECMWF ERA-Interim montrent que la NAO est en phase avec le signal temporel réel du contenu intégré de vapeur d'eau modélisé par ECMWF ERA-Interim. On peut déduire que la NAO a une importante contribution significative sur l'IWV EVMWF et pas significative sur l'IWV CLFD, IWV PDOM WVMR CLFD, WVMR PDOM et WVMR AIRS. Cela montre que la modélisation ECMWF d'IWV prend en compte la NAO mais ce n'est pas similaire a l'IWV sur les sites Cézeaux et puy de Dôme.

5.3.7. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur la couverture totale des nuages

Dans cette partie nous avons étudié les parts des contributions des forçages géophysique et des oscillations semi annuelles et annuelles sur la variabilité de la couverture totale des nuages modélisés par ECMWF ERA-Interim sur le site des Cézeaux. Ces contributions sont quantifiées et présentées dans la ligne 7 du tableau 5.2. Les valeurs présentées montrent que l'oscillation annuelle constitue le mode de variabilité le plus dominant mais elle n'est pas assez forte par rapport aux données déjà étudiées. L'influence de l'oscillation annuelle est égale à $16.2 \pm 1.1\%$ et celle de l'oscillation semi-annuelle est moins importante ($7.1 \pm 1.1\%$), le cycle annuel n'est pas assez fort comme les cas de vapeur d'eau. La contribution de EA-WR et celle de la NAO sont importantes ($-13.7 \pm 2.3\%$ et $-11.2 \pm 2.1\%$ respectivement). EA contribue pour $5.0 \pm 2.5\%$. L'importante contribution d'EA-WR sur la couverture totale des nuages est expliquée par le fort impact d'anomalie de EA et EA-WR sur la couverture nuageuse dans la figure 5.1 et 5.2. On peut déduire un fort impact de EA-WR sur les données vapeur d'eau à la surface à la colonne et sur la couverture totale des nuages sur Clermont

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

Ferrand, par contre EA est significative sur les données vapeur d'eau à la surface à la colonne mais pas sur la couverture totale des nuages. La NAO a une importante contribution sur la couverture totale des nuages et l'IWV modélisé par ECMWF mais ne contribue pas significativement sur les données de vapeur d'eau en surface et en colonne.

Les valeurs négatives et significatives de la contribution de EA-WR et de la NAO sur la variabilité totale de la couverture totale des nuages, nous montre que EA-WR et la NAO sont en opposition de phase avec le signal temporel réel de la couverture totale des nuages modélisé par ECMWF c'est le contraire des cas d'étude de vapeur d'eau, EA-WR et la NAO sont en phase avec la vapeur d'eau en surface et en colonne. Par contre la contribution d'EA est significative et positive ce qui montre que EA est en phase avec le signal temporel réel de la couverture totale des nuages modélisé par ECMWF.

5.3.8. Contribution des forçages géophysiques et les oscillations semi annuelles et annuelles sur les précipitations

On voit dans cette partie que le modèle n'est pas en bon accord avec la précipitation obtenue avec le pluviomètre de l'OPGC avec $R^2 = 0.23$, la contribution des oscillations semi annuelle est significative mais assez faible égale à $2.9 \pm 1.8 \%$, par contre la contribution des oscillations annuelle est égale à 13% cette contribution est forte par rapport aux contributions des forçages géophysique, mais faible par rapport à la contribution du cycle annuel sur la vapeur d'eau. La contribution de EA, de EA-WR et celle de la NAO sont faibles et pas significatives (2.9 ± 3.2 , -2.8 ± 3.7 , $-1.8 \pm 3.4\%$ respectivement). On peut déduire que le cycle annuel a un fort effet sur toutes les données météorologiques de vapeur d'eau, de nuages et de précipitations.

5.4. Corrélation précipitations, nuages, température et rapport de mélange de vapeur d'eau.

Dans cette partie on a étudié la corrélation statistique entre les précipitations, les nuages, le rapport de mélange de vapeur d'eau et la température sur Clermont Ferrand. on a trouvé une bonne corrélation entre les nuages et les précipitations (69%) et une corrélation très forte entre la température et le rapport de mélange de vapeur d'eau (96%). On est tenté d'interpréter la corrélation entre nuages et précipitations en supposant que le nuage "se vide" pour donner de la pluie ou de la neige. Cette image n'est pas fausse dans le cas d'averses engendrées par des nuages à fort développement vertical, comme les cumulonimbus; mais dans les autres cas, elle demeure inexacte : pour qu'il y ait précipitation, en effet, il faut que des courants aériens

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

alimentent le nuage en vapeur d'eau susceptible de se condenser, et ce dernier, alors, n'exerce qu'un rôle de "catalyseur" dans le mécanisme de transformation de la vapeur d'eau ainsi apportée. Pareil mécanisme ne peut le plus souvent se dérouler à l'intérieur du nuage que là où des cristaux de glace coexistent avec des gouttelettes d'eau surfondues, c'est-à-dire demeurées à l'état liquide à des températures négatives.

Le rapport de mélange de vapeur d'eau est très corrélé à la température car il est calculé à partir de la pression, l'humidité relative et température (Hyland and Wexler 1983). La génération de la vapeur d'eau est due à l'évaporation de l'eau liquide cette évaporation aura lieu avec l'augmentation de la température ce qui explique la corrélation entre la vapeur d'eau et la température plus précisément la vapeur d'eau augmente avec la température dans l'atmosphère.

5.5. Synthèse

Dans ce chapitre, la variabilité du contenu intégré et du rapport de mélange de vapeur d'eau, les précipitations et la couverture nuageuse est analysée à partir de l'application du modèle de régression multi-variables sur les observations Cézeaux et Puy de Dôme, sur les produits de réanalyse ECMWV ERA-Interim et sur les données du satellite AIRS. Les différents forçages géophysiques ayant une influence sur la variabilité de la vapeur d'eau, à savoir : les oscillations annuelles et semi-annuelles, EA, EA-WR et NAO ont été injectés dans le modèle. L'objectif principal est de quantifier puis analyser la contribution de chacun de ces forçages sur la variabilité de vapeur d'eau, des précipitations et des nuages. Avant de procéder à la quantification, le modèle est évalué grâce à un coefficient de détermination R^2 . Toutes les valeurs des coefficients de détermination R^2 sont supérieures à 54% exception les précipitations a un coefficient de détermination égale à 23%. Cela montre que le modèle de régression explique correctement la variabilité de la vapeur d'eau et la couverture totale de nuage dans le temps. Comme prévu, le cycle annuel est la composante dominante parmi les forçages géophysiques et le cycle semi-annuel dans tous les paramètres étudiés pour toutes les données étudiées. Le cycle annuel explique au moins $49.6 \pm 3.7\%$ de la variation de la vapeur d'eau pour tous les paramètres étudiés, avec une valeur maximale de $65,6 \pm 1\%$ pour WMMR AIRS. Par conséquent il explique 16.2 % et 13.1 % pour la couverture totale de nuage respectivement. On a un fort cycle annuel sur la surface, au niveau de 850 hPa et sur la verticale.

EA et EA-WR ont un fort impact sur le couplage entre l'Atlantic Jet subtropical et l'African

Chapitre 5 : Forçages géophysiques

Jet, qui à son tour affecte la variabilité climatique en Europe (Ionita et al., 2014). Ce fort impact explique une forte contribution des EA- WR et EA sur la variabilité de la vapeur d'eau à Clermont-Ferrand. Ils contribuent pour tous les paramètres de l'étude à plus de $10,9 \pm 3,1\%$ sauf pour : EA qui a une contribution négative ($-5,1 \pm 4,0\%$) pour WVMR IWV ECMWF. Egalement EA et EA-WR ont une forte contribution sur les nuages, par contre la contribution de EA-WR est négative c'est-à-dire que EA-WR est en opposition de phase avec les nuages. Ces résultats sont expliqués par l'impact de la phase positive de EA-WR qui est associée à des anomalies de hauteur positive situées au-dessus de l'Europe (Barnston et al., 1987).

La contribution de la NAO sur la variabilité de la vapeur d'eau à Clermont-Ferrand n'est pas significative, à l'exception IWV ECMWF ($10,8 \pm 4,1\%$) et WVMR AIRS ($4,6 \pm 3,6\%$). Ce résultat est assez surprenant car l'analyse des rétro-trajectoires montre que les origines des masses d'air dominantes sont l'Ouest (53%), puis le Nord (18%), puis l'Est (15%) et le Sud (13%) (Colomb et al., 2018). On pourrait penser que les masses d'air océaniques d'ouest devraient être corrélées avec une plus grande influence de la NAO sur les variations de la vapeur d'eau observée à Cézeaux et à puy de Dôme, mais ce n'est pas le cas ici. Nous pouvons expliquer cela par l'impact de la NAO sur la composition de l'hiver en Europe, mais pas sur les autres saisons (Pope et al., 2018). L'étude de Wypych et al (2018) a confirmé l'importance de la circulation atmosphérique dans la formation de la teneur en humidité pendant la saison hivernale, mais son impact est nettement plus faible dans les autres saisons. Dans cette étude, COPDD est proche de la limite de deux régions différentes, soit le milieu de l'Atlantique et le milieu du continent, avec un rôle possible de facteurs locaux ayant une incidence sur la teneur en eau. Cela pourrait expliquer pourquoi la démonstration de l'influence de la NAO sur de longues séries d'observations de vapeur d'eau est difficile à mettre en évidence avec notre approche de multi-régression.

Chapitre 6 : Tendance de vapeur d'eau

6. Tendance de vapeur d'eau

6.1. Introduction

Il est possible d'estimer la tendance à long terme d'un constituant atmosphérique avec le modèle de régression multi-variables appliqué dans le chapitre 5 sur les séries de données pour quantifier la part de contribution des forçages géophysiques sur la variabilité de vapeur d'eau, en calculant une régression linéaire sur le résidu. Toutefois, dans notre étude des tendances de vapeur d'eau sur le site COPDD, ce n'est pas idéal à cause de la discontinuité de certaines séries temporelles, et surtout à cause du fait que si un forçage subit une tendance à long terme, celle-ci sera prise en compte dans la régression du forçage et donc ne sera pas prise en compte dans l'estimation de la tendance du paramètre atmosphérique. De plus, l'échantillonnage mensuel utilisé dans le chapitre 5 perd la représentation réelle des données à plus petite échelle que le mois ce qui, pour des variables atmosphériques ayant la variabilité de la vapeur d'eau dans la troposphère, pourrait poser problème. Dans ce chapitre, nous présentons donc une autre méthodologie pour estimer la tendance à long terme des observations de vapeur d'eau. Cette méthodologie est également basée sur des régressions, mais sans introduire les forçages utilisés dans le chapitre 5, et après avoir déterminé le meilleur échantillonnage pour l'estimation des tendances de vapeur d'eau à la surface, en colonne totale et de la distribution verticale, et des significativités. Les profils verticaux de vapeur d'eau qui sont étudiés dans ce chapitre sont issus de la réanalyse ECMWF ERA-Interim et d'AIRS.

Les distributions de vapeur d'eau pouvant présenter un cycle annuel (Chapitre 5), je propose une méthode de correction permettant de le supprimer avant d'établir le meilleur ajustement linéaire. Cette approche est basée sur l'analyse de régression, présentée par Mastenbrook et al. (1971) qui l'ont appliqué à la vapeur d'eau dans la stratosphère.

Ce chapitre s'articule de la manière suivante : la description de la méthode de régression est présentée dans la partie 2; les résultats de la tendance sur la colonne totale de vapeur d'eau sont présentés à la section 3 et les résultats sur les profils verticaux de vapeur d'eau sont

Chapitre 6 : Tendance de vapeur d'eau

présentés et discutés à la section 4. Une synthèse est présentée à la section 5 pour conclure le chapitre.

6.2. Le modèle de régression linéaire

Dans le chapitre 5, nous avons montré que le cycle annuel de la vapeur d'eau est fort sur Clermont Ferrand. Il est donc indispensable de supprimer ce cycle pour avoir le meilleur ajustement de la tendance linéaire et réduire la dispersion des points autour de la droite de tendance. Cette approche est basée sur l'analyse de régression, développée par Mastenbrook et al. (1971) et appliquée à la vapeur d'eau stratosphérique. Elle consiste à ajuster la décomposition de la série de données au moyen d'une équation de la forme:

$$Y_t = a_0 + a_1 * t + a_2 * \cos\left(\frac{2 * \pi * t}{I}\right) + a_3 * \sin\left(\frac{2 * \pi * t}{I}\right) + \epsilon_t \quad (6.1)$$

Cette équation, proche de celle utilisée dans le chapitre 5 mais sans les forçages, est établie pour chaque observation indépendamment par la méthode des moindres carrés. t est l'heure de l'ensemble de données, $a_0 + a_1 * t$ est l'équation de la tendance linéaire avec a_1 la pente et a_0 l'ordonnée à l'origine, $a_2 * \cos\left(\frac{2*\pi*t}{I}\right) + a_3 * \sin\left(\frac{2*\pi*t}{I}\right)$ est le cycle annuel, et correspond à la période d'étude, I est le nombre de données qui constituent le cycle annuel et ϵ_t est le terme résiduel.

Cette technique réduit le bruit lié à l'humidité maximale et minimale à certaines périodes de l'année, puis l'incertitude associée au calcul de la tendance. Les séries des stations météorologiques au puy de Dôme constituent un cas spécifique en raison du changement de localisation et d'instrument de station en 2010. Ensuite, la tendance de cet ensemble de données sera estimée en séparant deux périodes, 1995-2010 et 2011-2017.

L'incertitude de la tendance est liée à l'erreur statistique de la pente qui représente la variabilité géophysique des données d'humidité. Nous sommes dans le cadre de la loi Student, qui permet l'estimation de l'erreur statistique sur la pente de la droite de régression par:

$$\Delta a_1 = \hat{\sigma}_{a_1} \cdot t_{(1-\alpha)/2}^{n-2} \quad (6.2)$$

Avec

$$\hat{\sigma}_{a_1} = \frac{\hat{\sigma}_\epsilon}{n \cdot V(x)} \text{ and } \hat{\sigma}_\epsilon = \frac{1}{n-2} \cdot \sum_{t=1}^n \epsilon_t^2 \quad (6.3)$$

Chapitre 6 : Tendance de vapeur d'eau

Où $V(x)$ est la variance et $t_{(1-\alpha)/2}^{n-2}$ est le quantile de la distribution t de Student, égal à 1,645 à 95% de confiance.

Pour la meilleure estimation de la tendance, il faut trouver un compromis entre le choix d'un échantillonnage qui diminue le degré d'auto-corrélation des données successives de la série temporelle, tout en gardant un nombre suffisant de points. La Figure 6.1 représente les corrélations entre les données successives de rapport de mélange sur le site des Cézeaux, en utilisant plusieurs échantillonnages, de l'heure au mois.

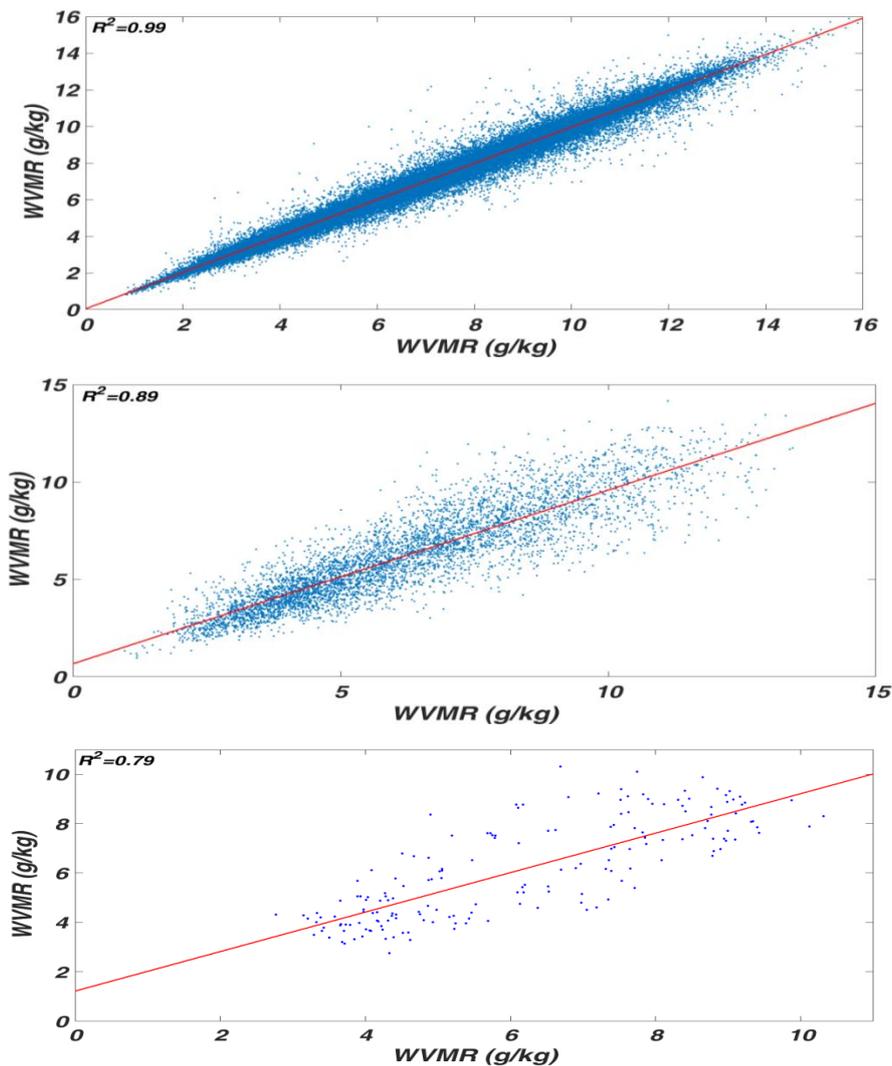


Figure 6.1. Autocorrélation entre les valeurs successives du rapport de mélange de vapeur d'eau (points bleus) et régression linéaire (ligne rouge). De haut en bas: échantillonnage horaire, journalier et mensuel.

On constate que le degré d'autocorrélation diminue avec la durée d'échantillonnage, de $R^2=0.99$ pour les données horaires, à $R^2=0.89$ pour les données journalières et $R^2=0.79$ pour

Chapitre 6 : Tendances de vapeur d'eau

les données mensuelles.

Le modèle développé par Mastenbrook et al. (1971) prend en compte le cycle annuel par $a_2 * \cos\left(\frac{2*\pi*t}{l}\right) + a_3 * \sin\left(\frac{2*\pi*t}{l}\right)$. Il est donc indispensable de choisir un échantillonnage qui ne supprime pas ce cycle. Le choix de l'échantillonnage joue peu sur le calcul de tendance lui-même, mais qu'il est important de bien le choisir pour une estimation réaliste de la significativité de la tendance. Nous avons montré dans le chapitre 4 que la vapeur d'eau présentait un cycle journalier assez faible, nous choisissons donc de prendre l'échantillonnage journalier pour une estimation réaliste de la significativité de la tendance. Cette estimation prend en compte le cycle annuel et un nombre suffisant des données pour l'étude de la tendance.

6.3. Tendances sur la variabilité de vapeur d'eau par le modèle de régression de Mastenbrook

Nous présentons dans cette partie la tendance à long terme de la vapeur d'eau (rapport de mélange et colonnes intégrées) sur le site des Cézeaux, du puy de Dôme ainsi les données de la réanalyse ERA-Interim du modèle européen ECMWF, Météo France et du satellite AIRS.

6.3.1. Tendances sur le site des Cézeaux

La période couverte par l'ensemble de données est de plus d'une dizaine d'années, ce qui permet d'envisager une première estimation de tendance décennale. La figure 6.2 illustre les variations, cycles annuels et tendances à long terme de: WVMR sur le site météorologique des Cézeaux entre 2002 et 2018, GPS IWV sur le site météorologique des Cézeaux entre 2007 et 2018 et la figure 6.3 illustre le WVMR à 950 hPa et l'IWV déduite de ECMWF ERA -Interim au point le plus proche des Cézeaux (45°N, 3°E) également entre 2002 et 2018 et WVMR déduit du satellite AIRS à 925 hPa également sur le point le plus proche de Cézeaux entre 2002 et 2018.

L'IWV du GPS présente une tendance positive sur le site des Cézeaux: $0,42 \pm 0,45$ mm / décade, mais la série ECMWF ERA-Interim ne présente quasiment aucune tendance: $+ 0,02 \pm 0,29$ mm / décade. La tendance GPS IWV sur le site des Cézeaux n'est pas significative, elle varie entre -0.3 et 0.87 mm / décade ce qui montre que cette tendance est probablement positive. Sussmann et al. (2009) ont également observé des tendances positives pour les colonnes totales de vapeur d'eau pour le site de Zugspitze Allemagne (47°N, 11°E, 2964

Chapitre 6 : Tendances de vapeur d'eau

mètres au-dessus du niveau de la mer), $0,79 \pm 0,14$ mm / décade entre 1996 et 2008. Ning et al. (2016) ont également estimé les tendances de l'IWV sur 101 sites équipés de mesures GPS. Les tendances des 101 sites présentent une grande variabilité, entre $-0,67 \pm 0,34$ mm / décade à Tibb (38°N , -122°E) et $1,03 \pm 0,78$ mm / décade à Coco (-12°N , 96°E). Le site le plus proche des Cézeaux est Zimm (47°N , $7,5^\circ\text{E}$), dont la tendance est de $0,18 \pm 0,18$ mm / décade. Par rapport à ces valeurs, les tendances observées sur le site des Cézeaux sont à l'intérieur de l'échelle de l'étude de Ning et al. (2016).

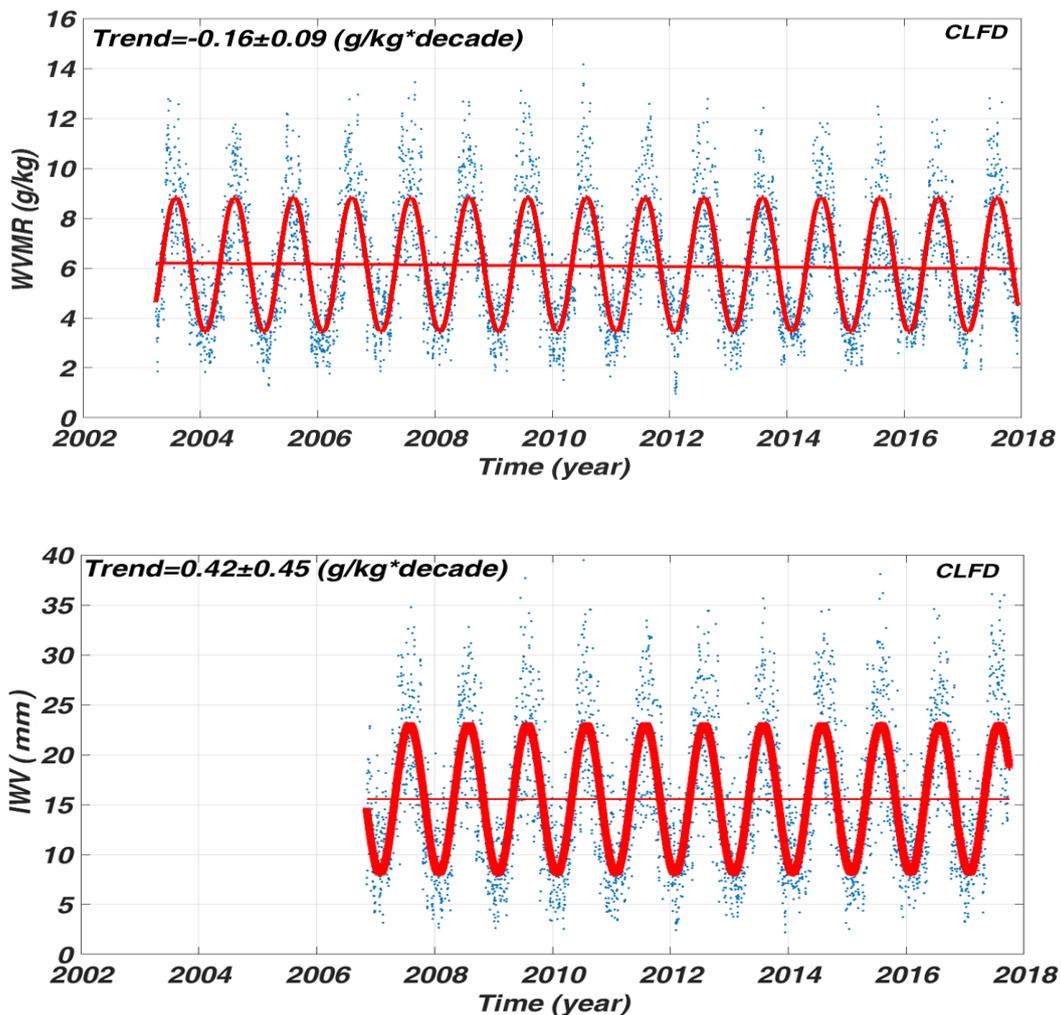


Figure 6.2. Variations de la vapeur d'eau en fonction du temps pour le site de Cezeaux (points bleus), cycles annuels et tendances (lignes rouges). WVMR du capteur météorologique en haut et IWV GPS en bas.

Chapitre 6 : Tendence de vapeur d'eau

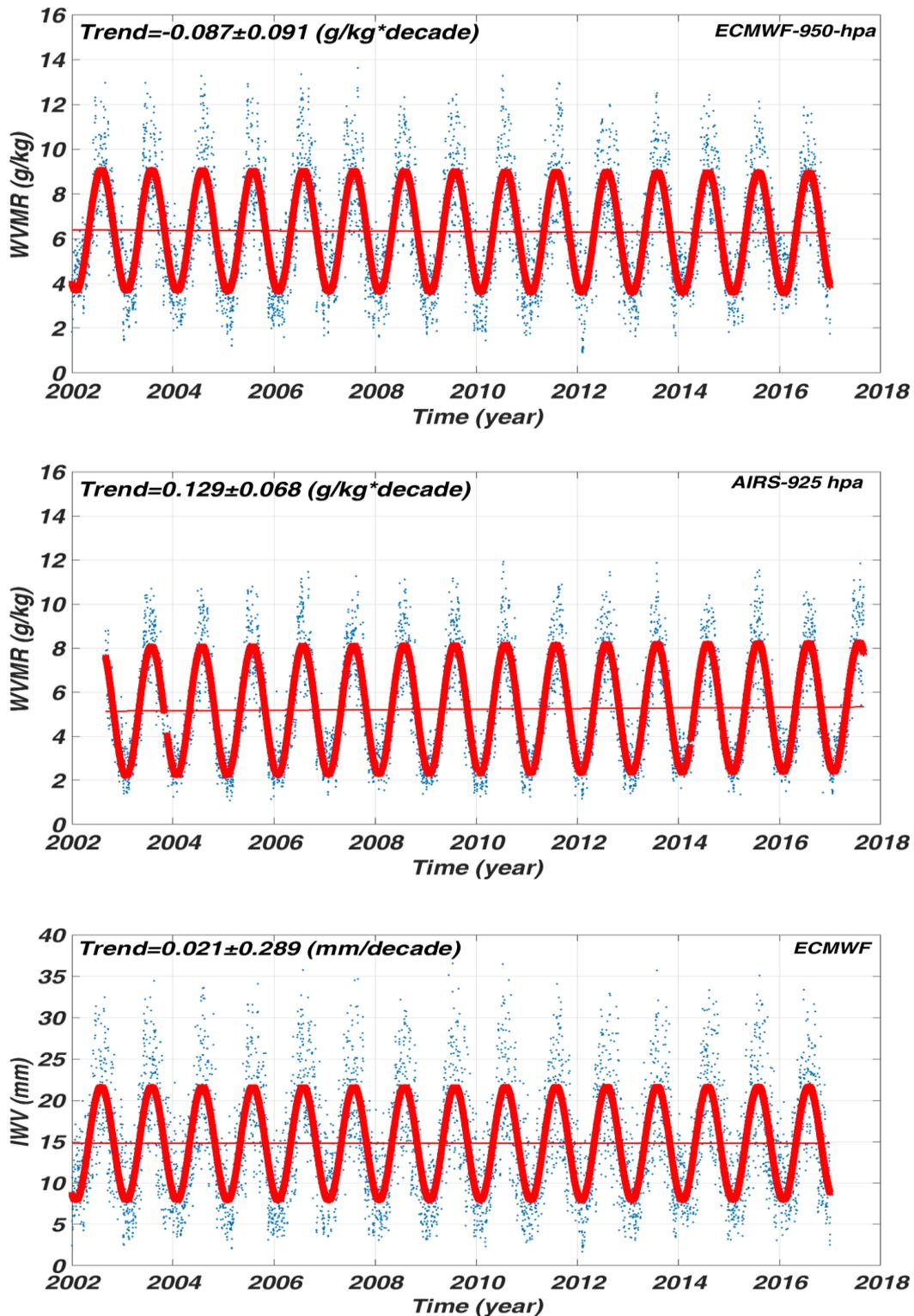


Figure 6.3. Variations de la vapeur d'eau en fonction du temps pour le site de Cezeaux (points bleus), cycles annuels et tendances (lignes rouges). De haut en bas: WVMR ECMWF ERA-Interim (950 hPa), satellite WVMR AIRS (925 hPa) et IWV ECMWF ERA-Interim.

Chapitre 6 : Tendances de vapeur d'eau

Nilsson et al. (2008) ont également présenté une estimation des tendances GPS au sol sur 10 ans en Finlande et en Suède. Les tendances linéaires de l'IWV sont comprises entre -0,2 et +1,0 mm / décade. Haas et al. (2011) présentent des tendances à long terme (30 ans) de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique sur la côte ouest de la Suède dérivée de quatre techniques différentes; interférométrie de base très longue, GPS, radiométrie micro-onde au sol et radiosondes. Les quatre techniques détectent des tendances positives de l'IWV de l'ordre de $0,37 \pm 0,02$ à $0,62 \pm 0,04$ mm / décade. Les tendances observées aux Cézeaux se situent dans l'intervalle des valeurs de Ning et al. (2016) et Nilsson et al. (2008).

La tendance IWV de l'ECMWF ERA-Interim est très faible par rapport à celle de GPS IWV. Cela pourrait être dû à la différence entre l'échelle temporelle originale de l'ECMWF ERA-Interim (un point chaque 6 heures) et celle de GPS (une observation chaque 5 minutes). Malgré au même échantillonnage (une journée : 24 heures) choisi dans l'étude de la tendance IWV GPS et l'ECMWF ERA-Interim, l'échantillonnage journalier de l'IWV GPS est déduit de la moyenne de 288 observations (chaque 5 minutes une observation), par contre l'échantillonnage journalier de l'IWV ECMWF est déduit de la moyenne de 4 observations (chaque 6 heures une observation). Cette différence en échelle temporelle originale (chaque 5 minutes une observation vs chaque 6 heures une observation) rend les données IWV ECMWF moins représentative par rapport à celle IWV GPS.

Au niveau des mesures in situ au niveau du sol, la tendance WVMR calculée à partir des données de la station météorologique de Cézeaux présente une valeur négative, $-0,16 \pm 0,09$ g/kg*décade, et la tendance de WVMR à 950 hPa déduite de ECMWF ERA-Interim sur le point le plus proche des Cézeaux est également négative: $-0,09 \pm 0,09$ g/kg *décade. Le niveau de pression ce que nous avons adopté par ECMWF au niveau de 950 hPa est environ 540 mètres d'altitude ce qui est proche de l'altitude du site des Cézeaux 423 mètres, par contre l'échelle temporel originale de WVMR sur le site des Cézeaux est horaire (données chaque heure et moyennes pour avoir l'échantillonnage journalier) et celle de la modélisation ECMWF est chaque six heures (donnes chaque six heures et moyennes pour avoir l'échantillonnage journalier) ce qui implique une sous-estimation sur la tendance WVMR ECMWF ERA-Interim par rapport à la tendance WVMR calculée à partir des données de la station météorologique de Cézeaux.

Thao et al. (2014) ont étudié les tendances linéaires locales des anomalies mensuelles de la

Chapitre 6 : Tendances de vapeur d'eau

vapeur d'eau sur les océans entre 2004 et 2010 en utilisant 4 sources de données : Radiomètre à balayage hyperfréquence avancé pour système d'observation de la terre (AMSR-E), Jason-1 radiomètre à hyperfréquences (JMR), Enlise radiomètre à micro-ondes (MWR) et ECMWF ERA-Interim. La tendance linéaire de vapeur d'eau au-dessus de la section de la frontière avec la France de l'océan Atlantique se situe entre 0 et -0,2 mm / décennie qui est en accord avec la tendance négative obtenue à partir de la station météorologique aux Cézeaux. La tendance WVMR déduite du satellite AIRS à 925 hPa sur le point le plus proche des Cézeaux est de $0,13 \pm 0,07$ g/kg*décennie, est en désaccord avec la tendance WVMR déduite de la station météorologique de Cézeaux et avec la tendance WVMR ECMWF ERA-Interim. Le niveau de pression que nous avons adopté par AIRS au niveau de 925 hPa est environ 760 mètres d'altitude par contre l'altitude du site des Cézeaux 423 mètres. Il y a donc une différence d'altitude remarquable entre les deux. Le satellite AIRS n'a pas une bonne précision en basse troposphère, ce qui pourrait expliquer le désaccord entre la tendance du rapport de mélange déduit du satellite AIRS et celle de la station météorologique de Cézeaux et ECMWF ERA-Interim.

6.3.2. Tendances sur le site de puy de Dôme

La figure 6.4 illustre les variations, les cycles annuels et les tendances de vapeur d'eau au niveau du puy de Dôme: WVMR à la station météorologique de puy de Dôme entre 1995 et 2018, GPS IWV à la station météorologique de puy de Dôme entre 2013 et 2018 et la figure 6.5 présente l'IWV ECMWF ERA-Interim et WVMR AIRS à 850 hPa.

Les données IWV à la station météorologique de puy de Dôme sont disponibles entre 2013 et 2018; cette période est trop courte pour établir une tendance décennale. Nous avons identifié une discontinuité en 2010 dans la série de WVMR de la station météorologique de puy de Dôme, correspondant à un déplacement de l'instrument d'une vingtaine de mètres lors de la rénovation de la station du puy de Dôme, combiné à un changement de capteur. Ensuite, nous avons séparé la série en deux parties: après et avant 2010.

Chapitre 6 : Tendance de vapeur d'eau

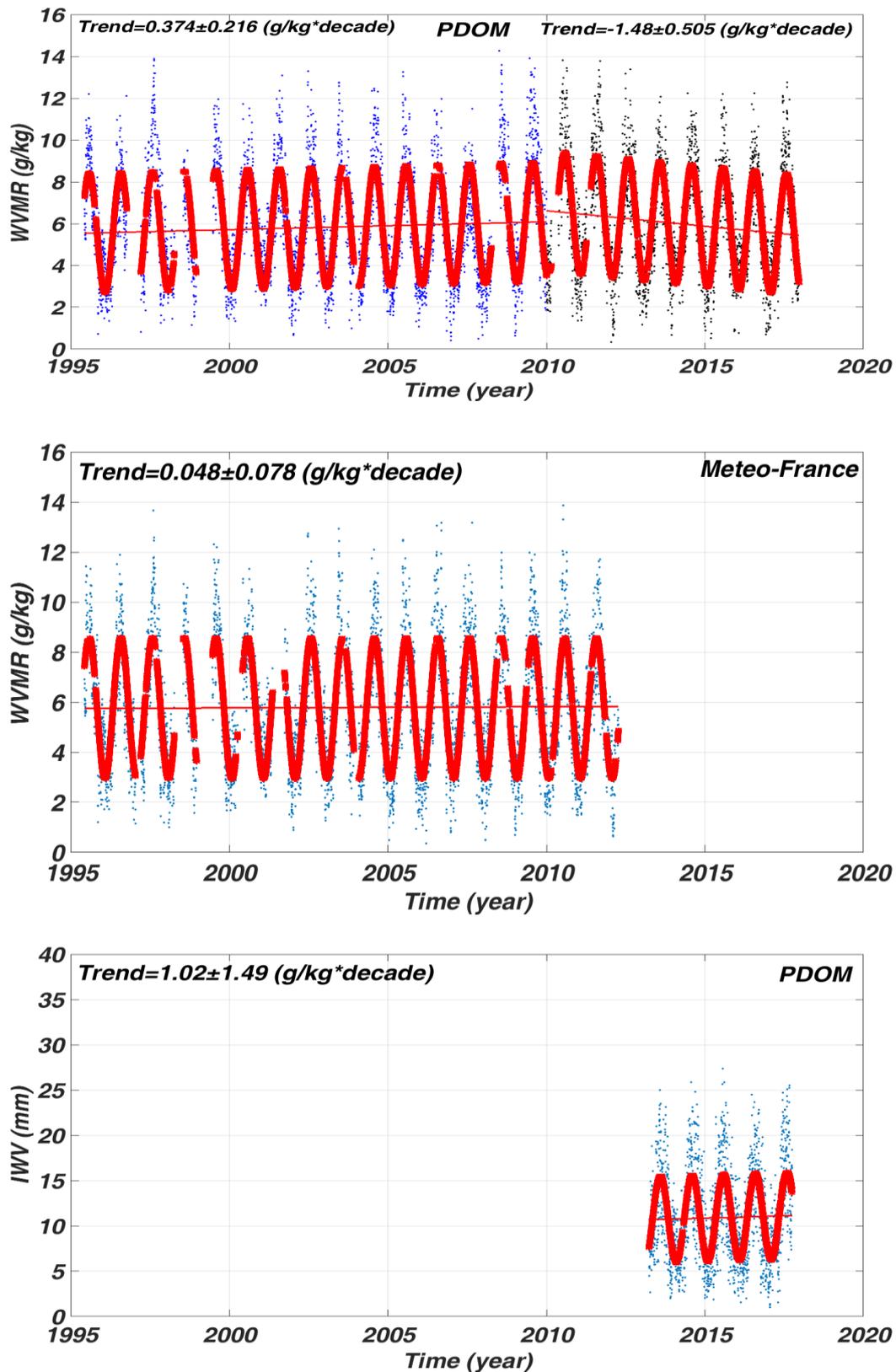


Figure 6.4. Variations de la vapeur d'eau en fonction du temps pour la station du Puy de Dôme (points bleus), cycles annuels et tendances (lignes rouges). De haut en bas: WVMR du capteur météorologique, WVMR Météo France et contenu GPS IWV.

Chapitre 6 : Tendances de vapeur d'eau

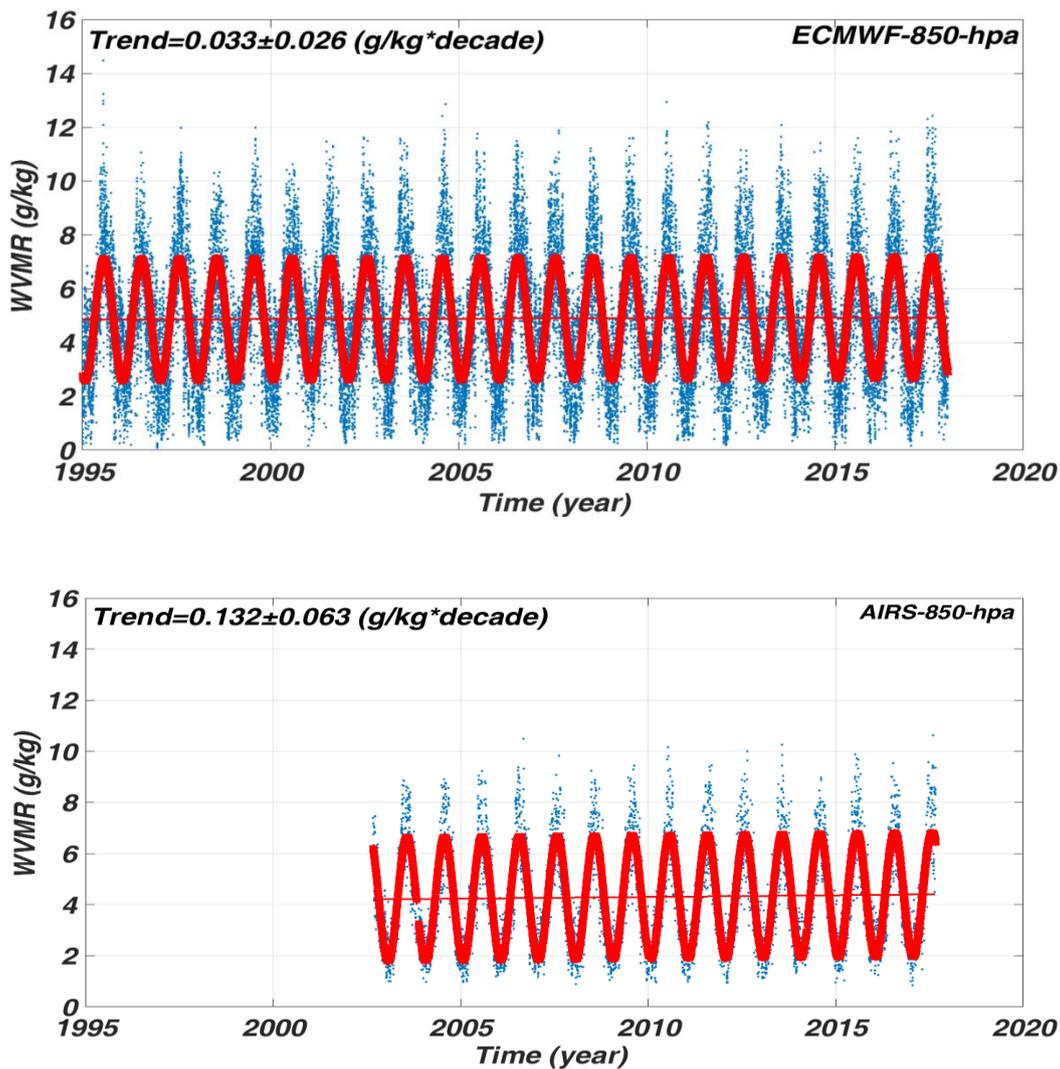


Figure 6.5. Variations de la vapeur d'eau en fonction du temps pour la station du Puy de Dôme (points bleus), cycles annuels et tendances (lignes rouges). De haut en bas: WVMR ECMWF ERA-Interim (850 hPa), et AIRS (850 hPa).

Le rapport de mélange WVMR ECMWF ERA-Interim à 850 hPa ne présente presque aucune tendance: $0.033 \pm 0,002$ g/kg *décade. Le WVMR à la station météorologique de puy de Dôme présente une tendance positive dans la première partie jusqu'en 2010 ($0,38 \pm 0,22$ g/kg *décade) et une tendance négative après 2010 ($-1,5 \pm 0,50$ g/kg *décade). Cette tendance positive est proche de la tendance WVMR détectée par AIRS à 850 hPa ($0,13 \pm 0,06$ g/kg *décade). Le niveau de pression adopté pour les données AIRS (850 hPa) correspond environ à 1450 mètres d'altitude, ce qui est très proche de l'altitude du site se puy de Dôme (1465 mètres). La précision du satellite AIRS s'améliore avec l'altitude, on peut penser que l'on a une meilleure précision au niveau de puy de Dôme que celle au niveau du site des Cézeaux.

Le rapport de mélange WVMR calculé à partir des données météorologique Météo France

Chapitre 6 : Tendence de vapeur d'eau

présente une tendance positive : $0.048 \pm 0,078$ g/kg *décade, cette tendance est de même signe de celles calculée à partir de la station météorologique de puy de Dôme, AIRS et ECMWF au niveau de 850 hPa.

6.4. Tendence sur la variabilité de vapeur d'eau par le modèle de régression multiple

L'étude de la tendance de vapeur d'eau dans les différents cas d'études est réalisée à partir du modèle de régression multiple présenté dans le chapitre 5 à la section 2. Parmi les entrées du modèle figure une fonction linéaire permettant de calculer la tendance de vapeur d'eau durant les périodes d'observations. Il a été possible d'évaluer, tendance sur la variabilité totale de de vapeur d'eau en calculant son incertitude.

	Modèle de régression multiple
WVMR AIRS 850 (hpa) entre 2003-2016	0.11 ± 0.07 (g/kg*décade)
IWV GPS CLFD entre 2007-2016	-0.97 ± 0.42 (mm/décade)
IWV GPS PDOM entre 2014-2016	-4.3 ± 2.41 (mm/décade)
WVMR CLFD entre 2004-2017	-0.2 ± 0.13 (g/kg*décade)
WVMR PDOM entre 2011-2017	-1.6 ± 0.48 (g/kg*décade)
IWV ECMWF entre 1979-2016	-0.005 ± 0.07 (mm/décade)

Tableau 6.1 : Tendence et incertitude du contenu intégré de vapeur d'eau sur le site des Cézeaux, du Puy de dôme déterminées à partir de l'approche développée dans la section 5 (Trend-run modifié) sur les différentes séries de WVMR et IWV (AIRS, GPS et ECMWF ERA-Interim). La réponse est donnée en g/kg*decade et mm/decade pour WVMR et IWV respectivement.

L'analyse de la tendance de la vapeur d'eau est effectuée sur chacune des séries de données concernées par cette étude. Les résultats présentés dans le tableau 6.1 montrent des valeurs de tendances parfois positives et négatives, et qui ne sont pas en accord avec les estimations faites à partir de l'équation 6.1. Ceci indique que les tendances de la vapeur d'eau sur Clermont-Ferrand ne sont pas du même sens durant toutes les périodes d'observations, et que le fait de retrancher de la tendance des forçages avant l'estimation de la série n'est pas opportun dans le cas de la vapeur d'eau en surface et en colonne totale.

Chapitre 6 : Tendances de vapeur d'eau

6.5. Tendances sur la distribution verticale de vapeur d'eau

L'analyse de la colonne totale de vapeur d'eau met en évidence une tendance à la hausse sur les trois sites étudiés. Une exploitation du profil vertical de vapeur d'eau est donc nécessaire pour explorer la variation de cette tendance en fonction de l'altitude. Ce travail est réalisé par les données du modèle européen ECMWF ERA-Interim et du satellite AIRS. La série temporelle du rapport de mélange de vapeur d'eau est estimée par ECMWF et elle est disponible entre janvier 1979 et décembre 2018. Alors que la série temporelle du rapport de mélange de vapeur d'eau estimée par le satellite AIRS est disponible entre janvier 2002 et décembre 2017.

Les distributions verticales de vapeur d'eau disponibles et suffisantes pour étudier la tendance sont les modélisations ECMWF ERA-Interim et les données AIRS. L'échantillonnage et la durée des observations LIDAR Raman et satellite COSMIC sont insuffisants pour estimer les tendances de façon suffisamment fiable.

La figure 6.6 présente la tendance du rapport de mélange de vapeur d'eau ECMWF ERA-Interim sur plusieurs périodes pour étudier la variabilité de la tendance en fonction des périodes d'étude.

La tendance du rapport de mélange est très variable en fonction de l'altitude et en fonction de chaque période d'étude. En général, la concentration de vapeur d'eau diminue avec l'altitude, ce qui affecte la variabilité de la tendance. Sur la haute troposphère la tendance du rapport de mélange est moins variable que celle qui est dans la basse troposphère.

Sur la haute troposphère, entre 200 et 400 hPa, on trouve des tendances positives et proches de zéro précisément entre 0.0001 et 0.01 g/kg*décade sur toutes les périodes d'études. Cette tendance diminue avec l'altitude sur tous les périodes de notre étude. Alors on peut déduire une augmentation de vapeur d'eau sur la haute troposphère entre 200 et 400 hPa.

Chapitre 6 : Tendence de vapeur d'eau

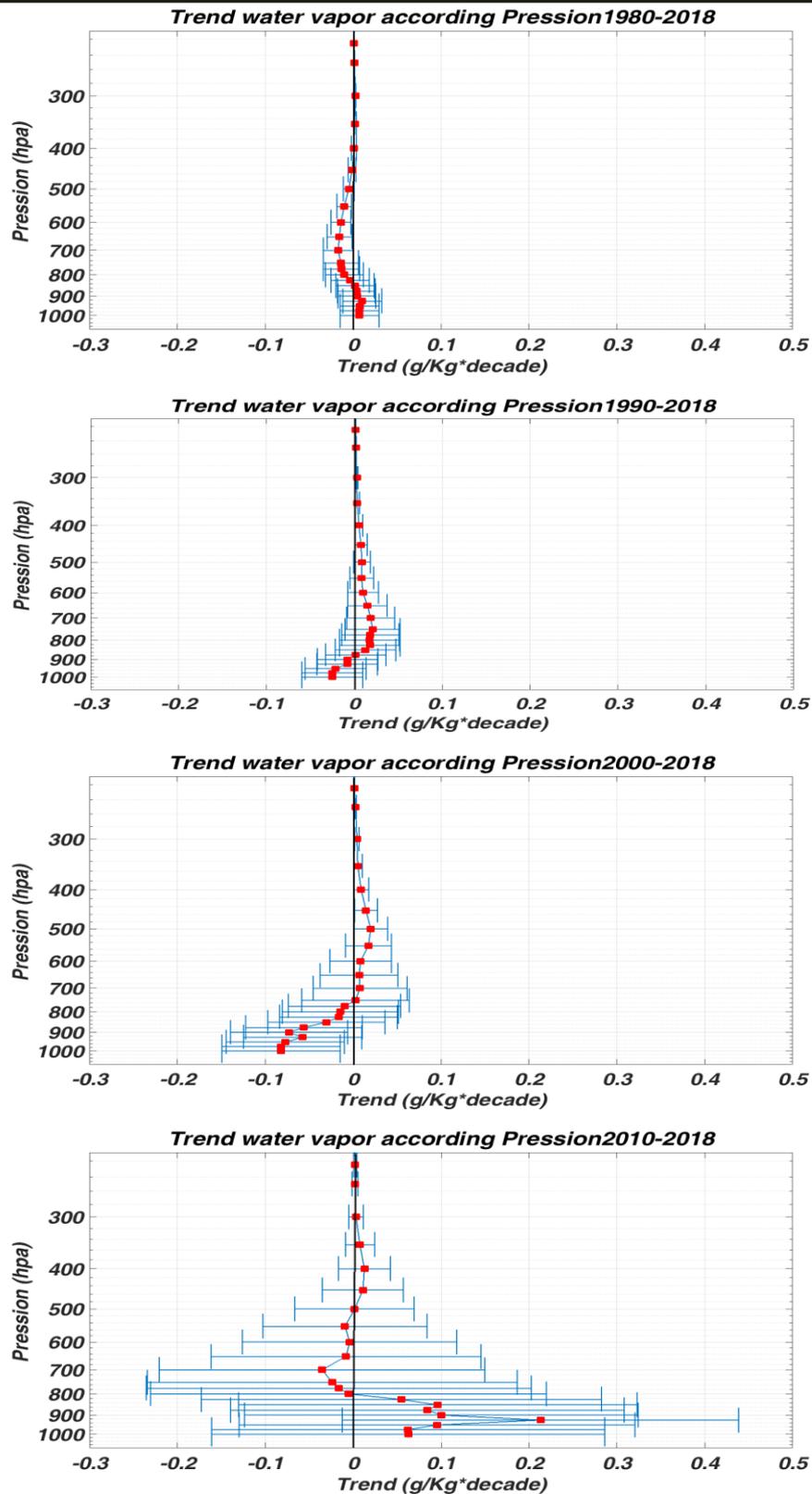


Figure 6.6. Profil vertical de la tendance du rapport de mélange de vapeur d'eau ECMWF ERA-Interim en fonction de la pression, sur les périodes de haut en bas 1980-2018, 1990-2018, 2000-2018 et 2010-2018. Les barres d'erreur sont déterminées avec un échantillonnage journalier.

Chapitre 6 : Tendance de vapeur d'eau

La tendance sur la moyenne et la basse troposphère, est plus variable que la haute troposphère. La distribution verticale de la tendance sur la période 1980-2018 est négative entre 450 et 800 hPa, par contre elle est positive sur entre 825 et 1000 hPa. La distribution de la tendance sur la période 2010-2018 est similaire de celle de la période 1980-2018, elle est négative entre 550 et 800 hPa et positive sur entre 850 et 1000 hPa. La distribution verticale de la tendance est similaire sur les périodes 1990-2018 et 2000-2018, cette tendance est positive entre 550 et 825 hPa et négative entre 900 et 1000 hPa. On peut déduire à partir des distributions verticales de vapeur d'eau une diminution de vapeur d'eau entre 1980 et 1990 entre les niveaux de pression 450 et 800 hPa, par contre on déduit une augmentation de vapeur d'eau entre 1980 et 1990 entre les niveaux de pression 900 et 1000 hPa. A partir de la distribution verticale de la tendance sur les périodes 2000-2018 et 2010-2018, on peut déduire une augmentation de vapeur d'eau entre 2000 et 2010 entre les niveaux de pression 550 et 820 hPa, par contre on déduit une diminution entre 1980 et 1990 entre les niveaux de pression 8750 et 1000 hPa.

La Figure 6.7 présente la tendance verticale du rapport de mélange déduit du satellite AIRS sur le point le plus proche de Cézeaux (45 ° N, 3 ° E) comparé à celle déduite des données AIRS sur la même période. La tendance AIRS verticale est positive sur tous les niveaux de pressions, ce qui est en accord avec la tendance ECMWF ERA-Interim positive au-dessus de 600 hPa, mais en désaccord avec la tendance ECMWF ERA-Interim négative dans la basse troposphère.

Pour mieux comprendre la distribution verticale de la tendance du WVMR, une étude plus fine et avec d'autres jeux de données serait nécessaire pour comprendre les désaccords observés.

Chapitre 6 : Tendence de vapeur d'eau

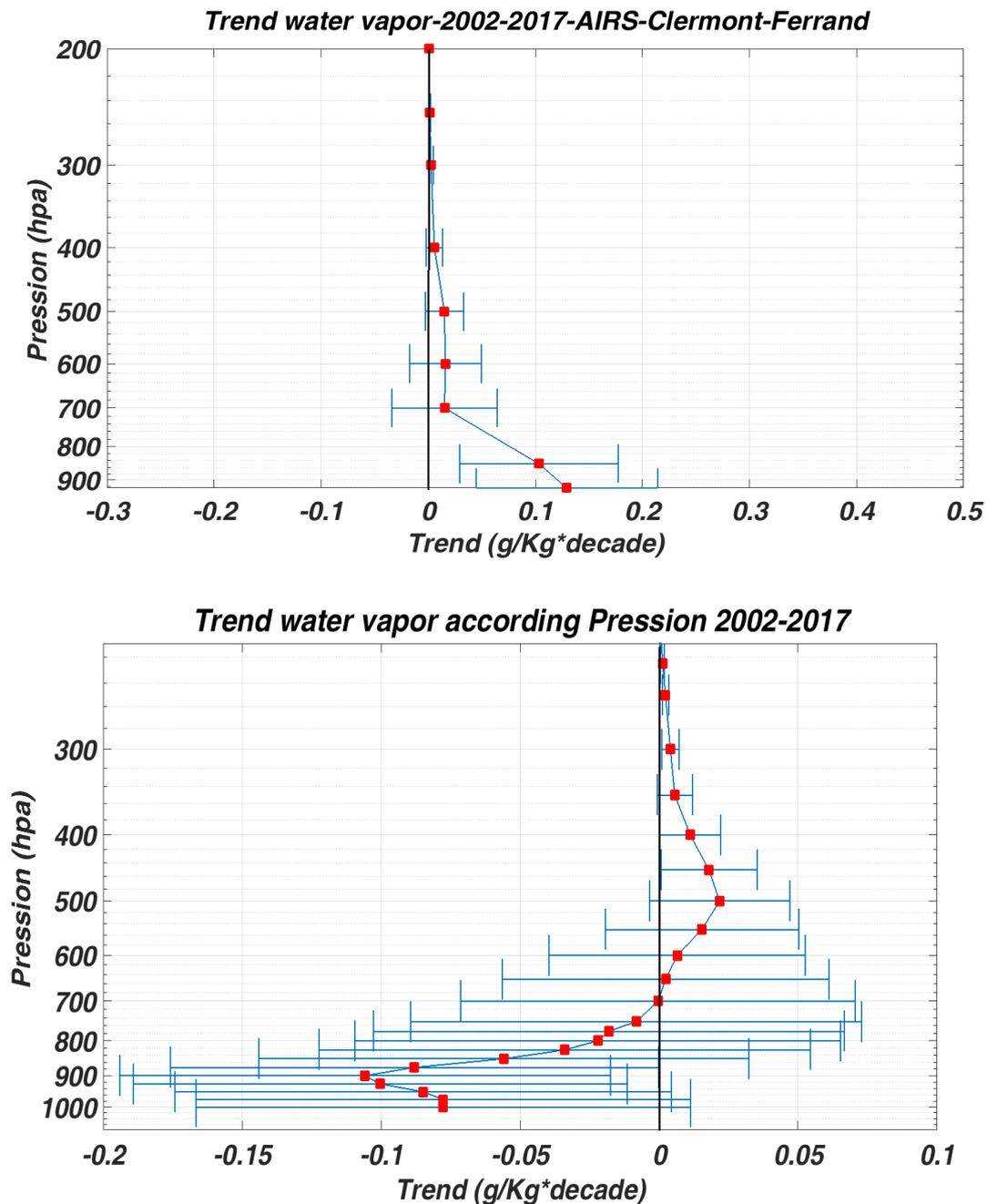


Figure 6.7. Profil vertical de la tendance du rapport de mélange de vapeur d'eau déduit par AIRS en fonction de la pression sur le point le plus proche de Cézeaux sur la période 2002-2017 (haut), et ECMWF-ERA-Interim sur la même période (bas).

6.6. Synthèse

Pour conclure, dans ce chapitre, nous avons montré que sur le site de Cézeaux, la tendance de l'IWV (2007-2017) est positive et égale à $0,42 \pm 0,45$ mm/décade ce qui est en accord avec : les tendances estimées par (Sussmann et al., 2009) dans Zugspitze Allemagne (47°N , 11°E , 2964 mètres au-dessus du niveau de la mer), $0,79 \pm 0,14$ mm / décade entre 1996 et 2008 et avec la tendance calculée par (Ning et al., 2016) en Zimm (47°N , $7,5^\circ\text{E}$), dont la tendance est

Chapitre 6 : Tendances de vapeur d'eau

de $0,18 \pm 0,18$ mm / décennie. Le contenu intégré de vapeur d'eau est très corrélé à la température, l'IWV augmente avec la température. On peut donc lier l'augmentation d'IWV sur le site des Cézeaux à l'augmentation globale de la température due au réchauffement global. Les températures moyennes à la surface du globe ont augmenté de $0,74 \text{ }^\circ\text{C} \pm 0,18 \text{ }^\circ\text{C}$ lorsqu'elles ont été estimées par une tendance linéaire au cours des 100 dernières années (1906-2005). Le taux de réchauffement au cours des 50 dernières années est presque le double de celui des 100 dernières années ($0,13 \text{ }^\circ\text{C} \pm 0,03 \text{ }^\circ\text{C}$ contre $0,07 \text{ }^\circ\text{C} \pm 0,02 \text{ }^\circ\text{C}$ par décennie). Les températures moyennes sur les surfaces terrestres et océaniques, issues de trois estimations différentes, chacune ayant été ajustée indépendamment pour divers problèmes d'homogénéité, sont cohérentes dans les estimations de l'incertitude de 1901 à 2005 et montrent des taux d'augmentation similaires au cours des dernières décennies IPCC (2007). La tendance de WVMR (2003-2017) est négative de valeur de $-0,16 \pm 0,09$ g/kg*décade. Sur le site du puy de Dôme, les tendances sont difficiles à analyser car les séries sont temporellement courtes ou inhomogènes. De plus, nous pouvons conclure que les tendances de l'IWV et de WVMR de la ré-analyse ECMWF ERA-Interim sont de même sens mais plus faibles que les tendances calculées à partir des séries d'observations. L'application du modèle de régression multiple présenté dans le chapitre 5 à la section 2 n'est pas idéale pour l'étude de la tendance à cause de la discontinuité des séries temporelles qui nous oblige à appliquer ce modèle sur des courtes périodes. L'échantillonnage mensuel perd la représentation réelle des données en raison de la représentativité des données qui sont très rare sur des mois ce qui implique sur la représentativité de l'échantillonnage.

Pour la distribution verticale du rapport de mélange de vapeur d'eau ECMWF ERA-Interim et déduit du satellite AIRS, nous pouvons déduire une tendance verticale positive en haute troposphère entre 200 et 400 hPa sur tous les périodes de notre étude. On ne peut pas expliquer bien la tendance du rapport de mélange de vapeur d'eau déduit par ECMWF ERA-Interim car cette tendance est très variable en fonction de l'altitude et en fonction du période d'étude associé. Enfin pour la meilleure estimation fiable de la tendance à long terme il est indispensable d'avoir des séries temporelles homogènes et avec un nombre suffisant d'observations pour que la fréquence des observations soit équitable sur la série temporelle. Cela souligne l'importance pour ce type d'études de poursuivre les mesures de routine avec un haut niveau de qualité pour avoir des séries longues, homogènes et bien résolues temporellement.

Conclusion générale et perspectives

Conclusion générale et perspectives

La variabilité spatiale, temporelle, verticale de la vapeur d'eau est un obstacle scientifique important dans l'étude du changement climatique. Pour étudier au mieux cette variabilité, il faut à la fois établir la tendance, les cycles saisonniers et annuels à échelle globale à long terme et étudier leur distribution verticale, mais aussi caractériser les structures à petite échelles et documenter les processus climatiques et dynamiques qui les gouvernent. Pour documenter, étudier et analyser la variabilité de vapeur d'eau, il est indispensable d'avoir des données fiables, homogènes et à la meilleure résolution temporelle possible. Pour cela nous avons utilisé plusieurs sources de données de vapeur d'eau sur le site COPDD à Clermont Ferrand dans le centre de la France. Ces données sont : les mesures météorologiques in situ, les réanalyses et les observations de plusieurs satellites. Après l'extraction des données de vapeur d'eau sur le site COPDD, nous avons trouvé un très bon accord entre le rapport de mélange de vapeur d'eau déduit de la station météorologique du puy de Dôme, de Météo France et du CRDS (Picarro). Nous avons obtenu une corrélation entre les rapports de mélange de vapeur d'eau de la station météorologique et Météo France, et du CRDS sur Puy de Dôme de 94 % et 98 respectivement. Ce bon accord et cette diversité de source, technique et résolution temporelle et spatiale des données nous aident à documenter, étudier et analyser les variabilités de vapeur d'eau sur plusieurs échelles temporelles : à court terme (chaque 5 minutes) et à long termes (plus que 30 ans).

Les profils verticaux obtenus par le LIDAR Raman ont été utilisés pour sélectionner un cas d'étude d'anomalie de vapeur d'eau dans la basse troposphère. Nous avons ensuite identifié une intrusion stratosphère-troposphère en analysant les processus dynamiques associés à cette anomalie, et établi le lien avec le courant jet. Les retro-trajectoires LACYTRAJ confirment l'origine stratosphérique d'une partie de la masse d'air présente au-dessus de Clermont-Ferrand en cours de l'anomalie. Les longues séries d'observations (ex : Puy de Dôme 1995-2015) et des réanalyses ECMWF ERA-Interim (1979-2017) et la diversité des sources de données (ex : satellites AIRS et COSMIC), nous permettent de documenter, analyser et comparer la variabilité, les cycles et la tendance de la vapeur d'eau à la surface et troposphérique, à différentes échelles de temps et déterminer les processus géophysiques responsables des distributions de vapeur d'eau sur le site CO-PDD. Le cycle saisonnier de la vapeur d'eau est clairement établi pour les sites de différentes altitudes et pour tous les types

Conclusion générale et perspectives

de mesure. Les sites de Cézeaux et du puy de Dôme ne présentent presque aucun cycle diurne, suggérant que la variabilité de la vapeur d'eau à la surface sur ces sites est plus influencée par un système de météorologie sporadique que par les variations diurnes régulières. Une affinité du cycle saisonnier de WVMR entre les Cézeaux et le Puy de Dôme, nous pousse à suggérer l'hypothèse de l'effet de foehn entre ces deux sites. Les données déduites par LIDAR montrent une plus grande variabilité mensuelle de la distribution verticale que les produits satellites COSMIC et AIRS. La colonne totale de vapeur d'eau GPS sur le site des Cézeaux présente une tendance positive ($0,42 \pm 0,45$ g/kg*décade entre 2006-2017). L'analyse de régression multi-linéaire montre que les forçages continentaux (Atlantique Est Le modèle et le modèle de l'Atlantique Est-Russie de l'Ouest) ont une plus grande influence que le forçage océanique (Nord Atlantic Oscillation) sur les variations de vapeur d'eau.

Les travaux effectués au cours de cette thèse ont permis de mettre en évidence, d'étudier et d'analyser la variabilité spatiale, temporelle et verticale de la vapeur d'eau sur le site COPDD. Cependant d'autres travaux pourraient être menés pour compléter et améliorer le présent travail. D'abord utiliser des données in situ de radiosondages, ce qui nous permettrait d'étudier le profil vertical des données mesurées sur une coupe de l'atmosphère, car les radiosondages permettent d'obtenir simultanément la pression, la température et l'humidité, l'intensité du vent et sa direction. Des mesures d'ozone peuvent également être faites par radiosondage, ce qui pourrait compléter les mesures disponibles pour des cas d'étude d'intrusion stratosphérique. Les données vapeur d'eau obtenues par LIDAR Raman sur le site des Cézeaux ont été calibrées avec les réanalyses ECMWF ERA-Interim, ce qui n'est pas optimal en particulier pour les études de tendances à long terme. Il est envisagé dans le futur de calibrer ces données par les mesures GPS du puy de Dôme, ou avec des profils verticaux par radiosondages.

Pour compléter et améliorer l'analyse du cas d'étude d'intrusion présentée dans le chapitre 3, il serait intéressant de faire une analyse climatologique des intrusions stratosphère troposphère. La base de données d'observation de gaz (ozone, monoxyde de carbone) du puy de Dome pourra être analysée pour essayer trouver des signatures d'intrusion stratosphérique dans le cas où des intrusions stratosphériques auraient atteint l'altitude du sommet du puy de Dôme. Des estimations du flux de l'ozone par rapport à celle de la vapeur d'eau nécessiteraient des travaux de modélisation à méso-échelle, ce qui pourrait être envisagé car le modèle WRF est opérationnel sur les calculateurs du LaMP. Il serait intéressant de

Conclusion générale et perspectives

quantifier la fréquence de ces cas d'études extrêmes et déterminer les caractéristiques et les processus dynamiques associés. Une étude statistique basée sur les retro trajectoires LACYTRAJ pourrait aussi être envisagée. Enfin, le modèle LACYTRAJ pourrait être amélioré pour qu'il prenne en compte les changements de phase de l'eau atmosphérique au cours du transport en fonction des conditions thermodynamiques rencontrées (Pression, température...etc).

L'étude statistique des oscillations de la vapeur d'eau nous a conduit à identifier un cycle saisonnier de vapeur d'eau et à suggérer de l'impact l'effet de foehn sur le site CO-PDD. Pour compléter ce travail et approfondir cette hypothèse de l'effet de foehn, d'autres analyses dynamiques pourraient s'appuyer sur les données vent du Profileur UHF en opération à Aulnat. La variabilité de vapeur d'eau et son lien avec l'altitude, l'heure de la journée et l'orientation par rapport au puy de Dôme pourrait être documentée avec les données des capteurs embarqués dans le coffret du train à crémaillère qui monte au puy de Dôme, et pouvant être entrées dans des modélisations à petite échelle pour identifier cet effet. Le lien entre la vapeur d'eau et les variations spatiales et temporelles des cirrus, leurs cycles, leurs caractéristiques par altitude, épaisseur et composition et leurs relations avec la vapeur d'eau pourraient être menées avec le LIDAR Rayleigh-Raman qui sera plus performant après 2018, et la caméra plein ciel.

La quantification de la contribution des forçages géophysiques suivant : North Atlantic oscillation (NAO), East Atlantic pattern (EA), East Atlantic West Russia pattern (EA-WR) et les oscillations annuelles et semi-annuelles sur la variabilité de vapeur d'eau sur le site CO-PDD, a été faite dans le chapitre 5. Cependant d'autres travaux pourraient être menés pour compléter et améliorer ce travail. On pourrait étudier d'autres séries de données (ERA-5 par exemple), et sur des autres sites d'études en France et à l'extérieur de la France pour faire des comparaisons avec le travail qui a été déjà mené dans cette thèse. Le modèle de régression-multiple pourrait être complété avec des autres forçages qui pourraient avoir un impact sur le climat et qui n'ont pas été utilisés dans la thèse. La méthode par régressions multi-linéaires pourrait être appliquée pour quantifier les contributions des forçages par saisons ou par mois, ou en fonction des cas extrêmes de ces forçages mêmes. D'autres méthodes statistiques pourraient être envisagés, tel que des méthodes de classification de type ACP (Analyse en composantes principales) ou HCA (Hierarchical clustering) pour qualifier les contributions de

Conclusion générale et perspectives

ces forçages ou d'autres.

La tendance de la vapeur d'eau pourrait être étendue à d'autres sites ou d'autres paramètres (précipitations, des cirrus...) sur le site CO-PDD et sur des autres sites de mesures, pour pouvoir étudier le lien entre ces variables.

Références

Références

Allan, R.P.; Ringer, M.A.; Slingo, A. Evaluation of moisture in the Hadley Centre Climate Model using simulations of HIRS water vapour channel radiances. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2003, 129, 3371–3389.

Allan, R.P.; Zveryaev, I.I. Variability in the summer season hydrological cycle over the Atlantic-Europe region 1979–2007. *Int. J. Climatol.* 2011, 31, 337–348.

Ancellet, G., J. Pelon, M. Beekmann, A. Papayannis, and G. Mégie, 1991: Ground-based LIDAR studies of ozone exchanges between the stratosphere and the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 96, 22 401–22 421.

Ancellet, G., M. Beekmann, and A. Papayannis (1994), Impact of a cutoff low's development on downward transport of ozone in the free troposphere, *J. Geophys. Res.*, 99, 3451–3468, doi:10.1029/93JD02551.

Andreae, M.O., et al., 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 303, 1337–1342.

Anthes, R.A., P.A. Bernhardt, Y. Chen, L. Cucurull, K.F. Dymond, D. Ector, S.B. Healy, S. Ho, D.C. Hunt, Y. Kuo, H. Liu, K. Manning, C. McCormick, T.K. Meehan, W.J. Randel, C. Rocken, W.S. Schreiner, S.V. Sokolovskiy, S. Syndergaard, D.C. Thompson, K.E. Trenberth, T. Wee, N.L. Yen, and Z. Zeng: The COSMIC/FORMOSAT-3 Mission: Early Results, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2008, 89, 313–334, <https://doi.org/10.1175/BAMS-89-3-313>.

Appenzeller, C., and H. C. Davies (1992), Structure of stratospheric intrusions into the troposphere, *Nature*, 358(6387), 570–572.

Appenzeller, C., H. C. Davies, and W. A. Norton (1996), Fragmentation of stratospheric intrusions, *J. Geophys. Res.*, 101(D1), 1435–1456, doi:10.1029/95JD02674.

Appenzeller, C., Holton, J. R., & Rosenlof, K. H. (1996b). Seasonal variation of mass transport across the tropopause. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D10), 15071-15078.

Baray J.-L. , Y. Pointin, J. Van Baelen, M. Lothon, B. Campistron, J.-P. Cammas, O. Masson, A. Colomb, C. Hervier, Y. Bezombes, S. Banson, C. Duroure, D. Hadad, and F. Tridon, Case study and climatological analysis of upper tropospheric jet stream and stratosphere-troposphere exchanges using VHF profilers and radionuclide measurements in France, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 2017, 56:11, 3081-3097.

Baray, J.-L., G. Ancellet, F. G. Taupin, M. Bessafi, S. Baldy, and P. Keckhut, 1998: Subtropical tropopause break as a possible stratospheric source of ozone in the tropical

Références

troposphere. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 60, 27–36.

Baray, J.-L., S. Baldy, R. D. Diab, and J. P. Cammas (2003), Dynamical study of a tropical cut-off low over South Africa, and its impact on tropospheric ozone, *Atmos. Environ.*, 37(11), 1475–1488.

Baray, J.-L., V. Daniel, G. Ancellet, and B. Legras (2000), Planetary-scale tropopause folds in the southern subtropics, *Geophys. Res. Lett.*, 27(3), 353-356, doi:10.1029/1999GL010788.

Baray, Jean-Luc, et al. "Tropical cyclone Marlene and stratosphere-troposphere exchange." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 104.D11 (1999): 13953-13970.

Barnston, A. G., & Livezey, R. E. (1987). Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly weather review*, 115(6), 1083-1126.

Bègue N., Bencherif H., Sivakumar V., Kirgis G., Mzé N., and Leclair de Bellevue J.: Temperature variability and trend in the UT-LS over a subtropical site: Reunion (20.08S,55.5E), *Atmos. Chem. Phys.*,10,8563-8574, doi:10.5194/acp-10-8563-2010, 2010.

Bell, Gerald, et al. "The 2004 North Atlantic hurricane season: A climate perspective." (2005).

Bencherif, H., El Amraoui, L., Kirgis, G., Leclair, de Bellevue J., Hauchecorne, A., Mzé, N., Portafaix, T., Pazmiño, A., and Goutail, F.: Analysis of a rapid increase of stratospheric ozone during late austral summer 2008 over Kerguelen (49.4 S,70.3 E), *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 363–373, doi:10.5194/acp-11-363-2011, 2011.

Bertiger, W., Desai, S.D., Haines, B., Harvey N., Moore A.W., Owen S., and Weiss J.P. : Single receiver phase ambiguity resolution with GPS data, *J. Geod.*, 2010, 84: 327. <https://doi.org/10.1007/s00190-010-0371-9>.

Bevis, M., Businger, S., Herring, T. A., Rocken, C., Anthes, R. A., and Ware, R. H.: GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 1992, 97, 15787–15801, doi:10.1029/92JD01517.

Blackburn, M., J. Methven, and N. Roberts, 2008: Large-scale context for the UK floods in summer 2007. *Weather*, 63, 280–288.

Bock, O., Bosser, P., Bourcy, T., David, L., Goutail, F., Hoareau, C., Keckhut, P., Legain, D., Pazmino, A., Pelon, J., Pipis, K., Poujol, G., Sarkissian, A., Thom, C., Tournois, G., and Tzanos, D.: Accuracy assessment of water vapor measurements from in situ and remote sensing techniques during the DEMEVAP 2011 campaign at OHP, *Atmos. Meas. Tech.*, 2013, 6, 2777-2802, <https://doi.org/10.5194/amt-6-2777-2013>.

Boehm, J., Niell, A., Tregoning, P., and Schuh, H.: Global Mapping Function (GMF): A new

Références

empirical mapping function based on numerical weather model data, *Geophys. Res. Lett.*, 2006, 33, L07304, doi:10.1029/2005GL025546.

Bosser, P., Bock, O., Thom, C. et al. A case study of using Raman LIDAR measurements in high-accuracy GPS applications, *J. Geod.*, 2010, 84: 251. <https://doi.org/10.1007/s00190-009-0362-x>.

Busch K.W. and M.A. Busch. *Cavity-Ringdown Spectroscopy - An Ultratrace- Absorption Measurement Technique*. American Chemical Society, Washington, DC,1999.

Cammas, J. and D. Ramond, 1989: Analysis and Diagnosis of the Composition of Ageostrophic Circulations in Jet-Front Systems. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2447–2462, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<2447:AADOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<2447:AADOTC>2.0.CO;2).

Cattiaux, J., H. Douville, and Y. Peings, 2013: European temperatures in CMIP5: Origins of present-day biases and future uncertainties. *Climate Dyn.*, 41, 2889–2907.

Cess, Robert D., et al. "Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models." *Science* 245.4917 (1989): 513-516.

Chahine, Moustafa T. "The hydrological cycle and its influence on climate." *Nature* 359.6394 (1992): 373.

Clain, G., Baray, J. L., Delmas, R., Keckhut, P., & Cammas, J. P. (2010). A lagrangian approach to analyse the tropospheric ozone climatology in the tropics: Climatology of stratosphere–troposphere exchange at Reunion Island. *Atmospheric Environment*, 44(7), 968–975.

Cohen, E. G., & Lotan, R. A. (2014). *Designing Groupwork: Strategies for the Heterogeneous Classroom* Third Edition. Teachers College Press.

Cohen, J., J. Foster, M. Barlow, K. Saito, and J. Jones, 2010: Winter 2009–2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L17707.

Colomb A., et al., The instrumented station Cézeaux-Opme-Puy De Dôme (CO-PDD) : 20 years of measurement to document the atmospheric composition and climate change, to be submitted, 2018.

Considine, D.B., et al., 2001: An interactive model study of the influence of the Mount Pinatubo aerosol on stratospheric methane and water trends. *J. Geophys. Res.*, 106, 27711–27728.

Dalmedico, Amy Dahan, and Hélène Guillemot. "Changement climatique: dynamiques scientifiques, expertise, enjeux géopolitiques." *Sociologie du travail* 48.3 (2006): 412-432.

Danielsen, E. F. (1968), *Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone*

Références

and potential vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 25(3), 502–518.

Danielsen, E., R. Bleck, J. Shedlovsky, A. Wartburg, P. Haagenson, and W. Pollock (1970), Observed distribution of radioactivity, ozone, and potential vorticity associated with tropopause folding, *J. Geophys. Res.*, 75(12), 2353–2361, doi: 10.1029/JC075i012p02353.

Das, S. S., S. Sijikumar, and K. N. Uma (2011), Further investigation on stratospheric air intrusion into the troposphere during the episode of tropical cyclone: Numerical simulation and MST radar observations, *Atmos. Res.*, 101(4), 928–937.

D'Aulerio, P., Fierli, F., Congeduti, F., and Redaelli, G.: Analysis of water vapor LIDAR measurements during the MAP campaign: evidence of sub-structures of stratospheric intrusions, *Atmos. Chem. Phys.*, 2005, 5, 1301-1310, <https://doi.org/10.5194/acp-5-1301-2005>, 2005.

Davis, N. A., and T. Birner: Seasonal to multidecadal variability of the width of the tropical belt. *J. Geophys. Res.*, 2013, 118(14), 7773-7787, doi:10.1002/jgrd.50610.

Deguillaume, L.; Charbouillot, T.; Joly, M.; Vaïtilingom, M.; Parazols, M.; Marinoni, A.; Amato, P.; Delort, A.-M.; Vinatier, V.; Flossmann, A. I.; Chaumerliac, N.; Pichon, J.-M.; Houdier, S.; Laj, P.; Sellegri, K.; Colomb, A.; Brigante, M.; Mailhot, G.: Classification of clouds sampled at the puy de Dôme (France) based on 10 yr of monitoring of their physicochemical properties *Atmos. Chem. Phys.*, 2014; 14, 3, 1485-1506. 656 56.

Delapierre, G., H. Grange, B. Chambaz, and L. Destannes, 1983: Polymer-based capacitive humidity sensor: characteristics and experimental results. *Sensors and Actuators*, 4, 97–104.

Dessler, A.E., and S.C. Sherwood, 2004: Effect of convection on the summertime extratropical lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 109, D23301, doi:10.1029/2004JD005209.

Donnadille, J., J.-P. Cammas, P. Mascart, D. Lambert, and R. Gall (2001), FASTEX IOP 18: A very deep tropopause fold. I: Synoptic description and modelling, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 2247–2268, doi:10.1002/qj.49712757703.

Dosoretz, V. J., and S. Ronchinsky, 1986: Chilled mirror hygrometer with performance monitoring.

Farah A., Freney E., Chauvigné A., Baray J.-L., Rose C., Picard D., Colomb A., Hadad D., Abboud M., Farah W. and Sellegri K., Seasonal variation of aerosol size distribution data at the Puy de Dôme station with emphasis on the boundary layer/ free troposphere segregation, *Atmosphere*, en revision, 2018.

Fereday, D. R., A. Maidens, A. Arribas, A. A. Scaife, and J. R. Knight, 2012: Seasonal forecasts of Northern Hemisphere winter 2009/10. *Environ. Res. Lett.*, 7, 034031.

Références

Ferrare, R.A., S.H. Melfi, D.N. Whiteman, K.D. Evans, F.J. Schmidlin, and D.O. Starr: A Comparison of Water Vapor Measurements Made by Raman LIDAR and Radiosondes. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1995, 12, 1177–1195, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1995\)012<1177:ACOWVM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012<1177:ACOWVM>2.0.CO;2).

Flentje, H., A. Dörnbrack, G. Ehret, A. Fix, C. Kiemle, G. Poberaj, and M. Wirth (2005), Water vapor heterogeneity related to tropopause folds over the North Atlantic revealed by airborne water vapor differential absorption LIDAR, *J. Geophys. Res.*, 110, D03115, doi:10.1029/2004JD004957.

Fraden, J., 2010: Humidity and Moisture Sensors. *Handbook of Modern Sensors*, 445–459, Springer New York.

Fréville P., N. Montoux, J.-L. Baray, A. Chauvigné, F. Réveret, M. Hervo, D. Dionisi, G. Payen, K. Sellegri, LIDAR developments at Clermont-Ferrand – France for atmospheric observation, *Sensors*, 2015, 15, 3041–3069; doi:10.3390/s150203041.

Gaffen, D.J.; Barnett, T.P.; Elliott, W.P. Space and time scales of global tropospheric moisture. *J. Clim.* 1991, 4, 989–1008.

Gettelman, A., and T. Wang: Structural diagnostics of the tropopause inversion layer and its evolution, *J. Geophys. Res.*

Goldsmith J.E.M, S.E. Bisson, R.A. Ferrare, K.D. Evans, D.N. Whiteman and S.H. Melfi, Raman LIDAR profiling of atmospheric water vapor : simultaneous measurements with two collocated systems, *Bull. American Meteorol. Soc.*, 1994, 75, 6, 975–982.

Goyer, G.G.; Watson, R. The Laser and Its Application to Meteorology. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **1963**, 44, 564–575.

Guichard, F., D. Parsons, and E. Miller, 2000: Thermodynamic and radiative impact of the correction of sounding humidity bias in the tropics. *J. Clim.*, 13, 3611–3624.

Haas, R., Tong Ning, and Elgered G., Long-term trends in the amount of atmospheric water vapour derived from space geodetic and remote sensing techniques. *ESA Proceedings WPP 326: Proc. 3rd Int. Colloquium—Scientific and Fundamental Aspects of the Galileo Programme*. 2011.

Hall, A.; Manabe, S. The role of water vapor feedback in unperturbed climate variability and global warming. *J. Clim.* 1999, 12, 2327–2334.

Halpert, Michael S., and Gerald D. Bell. "Climate assessment for 1996." *Bulletin of the American Meteorological Society* 78.5s (1997): S1-S50.

Hansen, James, et al. "Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms." *Climate*

Références

processes and climate sensitivity 29 (1984): 130-163.

Harding, J. C., 1985: A chilled mirror dew-point sensor/psychrometric transmitter for energy monitoring and control systems. Proc. Moisture and Humidity Symp., Washington, DC, USA, 491–504.

Held, I.M., and B.J. Soden, 2000: Water vapor feedback and global warming. *Annu. Rev. Energy Environ.*, 25, 441–475.

Ho, S.-P., L. Peng, R. A. Anthes, Y.-H. Kuo, and H.-C. Lin: Marine Boundary Layer Heights and Their Longitudinal, Diurnal, and Interseasonal Variability in the Southeastern Pacific Using COSMIC, CALIOP, and Radiosonde Data. *J. Climate*, 2015, 28, 2856-2872, doi:10.1175/JCLI-D-14-00238.1.

Hoareau, C., Keckhut, P., Baray J.-L., Robert, L., Courcoux, Y., Porteneuve, J., Vömel, H., and Morel, B.: A Raman LIDAR at La Reunion (20.8° S, 55.5° E) for monitoring water vapour and cirrus distributions in the subtropical upper troposphere: preliminary analyses and description of a future system, *Atmos. Meas. Tech.*, 2012, 5, 1333-1348.

Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister (1995), Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33(4), 403–439, doi:10.1029/95RG02097.

Holton, James R. "The dynamics of sudden stratospheric warmings." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 8.1 (1980): 169-190.

Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., & Robertson, A. W. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(470), 877-946.

Huntington, Thomas G. "Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis." *Journal of Hydrology* 319.1 (2006): 83-95.

Hurrell, J. "NAO index data provided by the climate analysis section, NCAR, Boulder, USA." Online: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html> (1995).

Hurrell, J.W., et al., 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 1–35.

Hurrell, James W. "Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation." *Science* 269.5224 (1995): 676-679.

Hyland, R. W. and A. Wexler, Formulations for the Thermodynamic Properties of the

Références

- saturated Phases of H₂O from 173.15K to 473.15K, ASHRAE Trans, 1983, 89(2A), 500-519.
- Ingram, W. A very simple model for the water vapour feedback on climate change. Q.J.R. Meteorol. Soc. 2010, 136, 30–40.
- Ionita, M.: The Impact of the East Atlantic/Western Russia Pattern on the Hydroclimatology of Europe from Mid-Winter to Late Spring, *Climate*, 2014, 2 (4), pp. 296-309 . doi: 10.3390/cli2040296.
- IPCC, 1999: Aviation and the Global Atmosphere [Penner, J. E., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 384pp.
- IPCC, 2007: Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press: Cambridge, UK and New York, NY.
- Isioye, O. A., L. Combrinck, J. O. Botai, and C. Munghemezulu, 2015: The Potential for Observing African Weather with GNSS Remote Sensing . *Adv. Meteorol.*, 2015, 723071, doi:10.1155/2015/723071.
- Ivanova, A. R., 2016: Stratosphere-troposphere exchange and its specific features at extratropical latitudes. *Russ. Meteor. Hydrol.*, 41, 170–185.
- Joshi, M.M., and K.P. Shine, 2003: A GCM study of volcanic eruptions as a cause of increased stratospheric water vapour. *J. Clim.*, 16, 3525–3534.
- Jung, Martin, et al. "Global patterns of land-atmosphere fluxes of carbon dioxide, latent heat, and sensible heat derived from eddy covariance, satellite, and meteorological observations." *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 116.G3 (2011).
- Kahn, B.H.; Teixeira, J.; Fetzer, E.J.; Gettelman, A.; Hristova-Veleva, S.M.; Huang, X.; Kochanski, A.K.; Köhler, M.; Krueger, S.K.; Wood, R.; et al. Temperature and water vapor variance scaling in global models: Comparisons to satellite and aircraft data. *J. Atmos. Sci.* 2011, 68, 2156–2168.
- Kalinnikov, V. V. and Khutorova, O. G.: Diurnal variations in integrated water vapor derived from a GPS ground network in the Volga–Ural region of Russia, *Ann. Geophys.*, 2017, 35, 453-464, <https://doi.org/10.5194/angeo-35-453-2017>.
- Keckhut, P., Hauchecorne, A., and Chanin, M. L.: Midlatitude long-term variability of the middle atmosphere: Trends and cyclic and episodic changes, *J. Geophys. Res.*, 100, 9263–9272, 1995.
-

Références

Keyser, Dennis A., and Donald R. Johnson. "Effects of diabatic heating on the ageostrophic circulation of an upper tropospheric jet streak." *Monthly weather review* 112.9 (1984): 1709-1724.

Kiehl, Jeffrey T., and Kevin E. Trenberth. "Earth's annual global mean energy budget." *Bulletin of the American Meteorological Society* 78.2 (1997): 197-208.

Kley, D., J.M. Russell, and C. Phillips, 2000: SPARC Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapour. WCRP Report No. 113, WMO/TD Report No. 1043, World Climate Research Programme, Geneva, 325 pp.

Krichak, Simon O., and Pinhas Alpert. "Decadal trends in the east Atlantic–west Russia pattern and Mediterranean precipitation." *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 25.2 (2005): 183-192.

Krishnamurti, T. N., 1961: The subtropical jet stream of winter. *J. Meteor.*, 18, 172–191.

Kursinski, E. R., G. A. Hajj, K. R. Hardy, J. T. Schofield, and R. Linfield: Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements. *J. Geophys. Res.*, 1997, 102, 23 429-23 465.

Lawson, R.P., Leigh J. Angus, and Andrew J. Heymsfield, Cloud Particle Measurements in Thunderstorm Anvils and Possible Weather Threat to Aviation, *Journal of Aircraft*, 1998, 35, 1, 113-121. <https://doi.org/10.2514/2.2268>.

Leclair De Bellevue, J., A. Réchou, J.-L. Baray, G. Ancellet, and R. D. Diab (2006), Signatures of stratosphere to troposphere, transport near deep convective events in the southern subtropics, *J. Geophys. Res.*, 111, D24107, doi:10.1029/2005JD006947.

Liebmann, B., & Hartmann, D. L. (1982). Interannual variations of outgoing IR associated with tropical circulation changes during 1974–78. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(5), 1153-1162.

London, Julius, Stephen G. Warren, and Carole J. Hahn. "Thirty-year trend of observed greenhouse clouds over the tropical oceans." *Advances in Space Research* 11.3 (1991): 45-49.

Lyard F., F. Lefevre, T. Letellier, and O. Francis, Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004, *Ocean Dynamics*, 2006 56: 394. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x>.

Maistrova, V.V., et al., 2003: Long-term trends in temperature and specific humidity of free atmosphere in the Northern Polar region. *Dokl. Earth Sci.*, 391, 755–759.

Mastenbrook, H. J., The variability of water vapor in the stratosphere, *J. Atmos.Sci.*,

Références

1971,28.8, 1495-1501.

Mattar, C.; Sobrino, J.A.; Julien, Y.; Morales, L. Trends in column integrated water vapour over Europe from 1973 to 2003. *Int. J. Climatol.* 2011, 31, 1749–1757.

Mieruch, S.; Noël, S.; Bovensmann, H.; Burrows, J.P. Analysis of global water vapour trends from satellite measurements in the visible spectral range. *Atmos. Chem. Phys.* 2008, 8, 491–504.

Miloshevich, L.M., et al., 2004: Development and validation of a timelag correction for Vaisala radiosonde humidity measurements. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 21, 1305–1327.

Minschwaner, K., and A.E. Dessler, 2004: Water vapor feedback in the tropical upper troposphere: Model results and observations. *J. Clim.*, 17, 1272–1282.

Morland, J., and C. Mätzler, Spatial interpolation of GPS integrated water vapour measurements made in the Swiss Alps, *Meteorol. Appl.*, 2007, 14.1: 15-26.

Morland, J.; Collaud Coen, M.; Hocke, K.; Jeannet, P.; Mätzler, C. Tropospheric water vapour above Switzerland over the last 12 years. *Atmos. Chem. Phys.* 2009, 9, 5975–5988.

Motto-Ros, Vincent. Cavités de haute finesse pour la spectroscopie d'absorption haute sensibilité et haute précision: Application à l'étude de molécules d'intérêt atmosphérique. Diss. Université Claude Bernard-Lyon I, 2005.

Nath, D., Chen, W., Graf, H. F., Lan, X., Gong, H., Nath, R., ... & Wang, L. (2016). Subtropical potential vorticity intrusion drives increasing tropospheric ozone over the tropical central Pacific. *Scientific reports*, 6, 21370.

Nilsson, T., and G. Elgered, Long-term trends in the atmospheric water vapor content estimated from ground-based GPS data, *J. Geophys. Res.*, 2008, 113, D19101, doi: 10.1029/2008JD010110.

Ning, T., J. Wickert, Z. Deng, S. Heise, G. Dick, S. Vey, and T. Schöne, Homogenized time series of the atmospheric water vapor content obtained from the GNSS reprocessed data, *J. Climate*, 2016, 29.7: 2443-2456.

Ning, T.; Elgered, G.; Willén, U.; Johansson, J.M. Evaluation of the atmospheric water vapor content in a regional climate model using ground-based GPS measurements. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2013, 118, 329–339.

Notholt, Justus, et al. "Influence of tropospheric SO₂ emissions on particle formation and the stratospheric humidity." *Geophysical Research Letters* 32.7 (2005).

Oltmans, S.J., et al., 2000: The increase in stratospheric water vapor from balloon borne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, DC, and Boulder, Colorado. *Geophys.*

Références

Res. Lett, 27, 3453–3456.

Ortiz de Galisteo, J.P.; Bennouna, Y.; Toledano, C.; Cachorro, V.; Romero, P.; Andrés, M.I.; Torres, B. Analysis of the annual cycle of the precipitable water vapour over Spain from 10-year homogenized series of GPS data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2014, 140, 397–406.

Palmin, E., and C. W. Newton. "A study of the mean wind and temperature distribution in the vicinity of the polar front in winter." *Journal of Meteorology* 5.5 (1948): 220-226.

Parkinson, C. L.: Aqua: An Earth-Observing Satellite Mission to Examine Water and Other Climate Variables, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2003, 41, 173–183.

Petit G. and B. Luzum, IERS conventions, IERS Technical, 2010, Note No. 36, ISSN: 1019-4568, online version : <http://www.iers.org/TN36/>.

Philipona, R., Durr, B., Marty, C., Ohmura, A., and Wild, M.: Radiative forcing - measured at Earth's surface – corroborate the increasing greenhouse effect, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03202, doi:10.1029/2003GL018765, 2004.

Philipona, R., Durr, B., Ohmura, A., and Ruckstuhl, C.: Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapor feedback increase temperature in Europe, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19809, doi:10.1029/2005GL023624, 2005.

Pope, R. J., Chipperfield, M. P., Arnold, S. R., Glatthor, N., Feng, W., Dhomse, S. S., Kerridge, B. J., Latter, B. G., and Siddans, R.: Influence of the wintertime North Atlantic Oscillation on European tropospheric composition: an observational and modelling study, *Atmos. Chem. Phys.*, 2018, 18, 8389-8408, <https://doi.org/10.5194/acp-18-8389-2018>.

Portafaix, T., Morel, B., Bencherif, H., Godin-Beekmann, S., Baldy, S., and Hauchecorne, A.: Fine scale study of a thick stratospheric ozone lamina at the edge of the southern subtropical barrier, *J. Geophys. Res.*, 108, 4196–4205, 2003.

Postel, G. A., and M. H. Hitchman (1999), A climatology of Rossby wave breaking along the subtropical tropopause, *J. Atmos. Sci.*, 56(3), 359–373.

Qu, W., and W. Wlodarski, 2000: A thin-film sensing element for ozone, humidity and temperature. *Sensors and Actuators B: Chemical*, 64, 42–48, doi:10.1016/S0925-4005(99)00481-5.

Quadrelli, R., and J.M. Wallace, 2004: A simplified linear framework for interpreting patterns of Northern Hemisphere wintertime climate variability. *J. Clim.*, 17, 3728–3744.

Reed, R. J., and E. F. Danielsen (1958), Fronts in the vicinity of the tropopause, *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. A.*, 11(1), 1–17.

Références

Regnault, V., 1845: Etudes sur l'hygrométrie. Bachelier, Paris, 126 pp.

Rella, C. W., Chen, H., Andrews, A. E., Filges, A., Gerbig, C., Hatakka, J., Karion, A., Miles, N. L., Richardson, S. J., Steinbacher, M., Sweeney, C., Wastine, B., and Zellweger, C.: High accuracy measurements of dry mole fractions of carbon dioxide and methane in humid air, *Atmos. Meas. Tech.*, 2013, 6, 837–860, doi:10.5194/amt-6-837-2013.

Revercombe, H.E., et al., 2003: The ARM program's water vapor intensive observation periods: Overview, initial accomplishments, and future challenges. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84, 217–236.

Röckmann, T., et al., 2004: The impact of anthropogenic chlorine emissions, stratospheric ozone change and chemical feedbacks on stratospheric water. *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 693–699.

Rogers, Jefery C., and Harry Van Loon. "The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part II: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes." *Monthly Weather Review* 107.5 (1979): 509-519.

Salstein, D.D.; Rosen, R.D.; Peixoto, J.P. Modes of variability in annual hemispheric water vapor and transport fields. *J. Atmos. Sci.* 1983, 40, 788–804.

Sandhya, M., Sridharan, S., & Indira Devi, M. (2015, September). Tropical upper tropospheric humidity variations due to potential vorticity intrusions. In *Annales Geophysicae* (Vol. 33, No. 9, pp. 1081-1089). Copernicus GmbH.

Santamaría, I., Pokharel, P. P., & Principe, J. C. (2006). Generalized correlation function: definition, properties, and application to blind equalization. *IEEE Transactions on Signal Processing*, 54(6), 2187-2197.

Schaefer, Vincent J. "Cloud forms of the jet stream." *Tellus* 5.1 (1953): 32-35.

Schneider, E.K.; Kirtman, B.P.; Lindzen, R.S. Tropospheric water vapor and climate sensitivity. *J. Atmos. Sci.* 1999, 56, 16491–16658.

Scott, R. K., and J.-P. Cammas (2002), Wave breaking and mixing at the subtropical tropopause, *J. Atmos. Sci.*, 59(15), 2347–2361.

Scott, R. K., J.-P. Cammas, P. Mascart, and C. Stolle (2001), Stratospheric filamentation into the upper tropical troposphere, *J. Geophys. Res.*, 106(D11), 11, 835–11,848, doi:10.1029/2001JD900049.

Seluchi, M.E., F.A. Norte, P. Satyamurty, and S.C. Chou, Analysis of three situations of the foehn effect over the Andes (zonda wind) using the Eta–CPTEC regional model, *Weather and forecasting*, 2003, 18.3: 658 481-501.

Références

Shapiro, M. A. "Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere." *Journal of the Atmospheric Sciences* 37.5 (1980): 994-1004.

Shapiro, M. A. (1974), A multiple structured frontal zone-jet stream system as revealed by meteorologically instrumented aircraft, *Mon. Weather Rev.*, 102(3), 244–253.

Shapiro, M. A. (1978), Further evidence of the mesoscale and turbulent structure of upper level jet stream–frontal zone systems, *Mon. Weather Rev.*, 106(8), 1100–1111.

Shapiro, M. A., and P. J. Kennedy. "Research aircraft measurements of jet stream geostrophic and ageostrophic winds." *Journal of the Atmospheric Sciences* 38.12 (1981): 2642-2652.

Sherwood, S.C., 2002: A microphysical connection among biomass burning, cumulus clouds, and stratospheric moisture. *Science*, 295, 1271–1275.

Sniderman, A., Shapiro, S., Marpole, D., Skinner, B., Teng, B., & Kwiterovich, P. O. (1980). Association of coronary atherosclerosis with hyperapobetalipoproteinemia [increased protein but normal cholesterol levels in human plasma low density (beta) lipoproteins]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 77(1), 604-608.

Soden, B.J., et al., 2004: An analysis of satellite, radiosonde, and LIDAR observations of upper tropospheric water vapor from the Atmospheric Radiation Measurement Program. *J. Geophys. Res.*, 109, D04105, doi:10.1029/2003JD003828.

Soden, Brian J., et al. "Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor." *science* 296.5568 (2002): 727-730.

Solomon, Susan, et al. "Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming." *Science* 327.5970 (2010): 1219-1223.

Staley, D., 1960: Evaluation of potential vorticity changes near the tropopause and the related vertical motions, vertical advection of vorticity, and transfer of radioactive debris from the stratosphere. *J. Meteor.*, 17, 591–620, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1960\)017,0591:EOPVCN.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1960)017,0591:EOPVCN.2.0.CO;2).

Stenseth, Nils Chr, et al. "Studying climate effects on ecology through the use of climate indices: the North Atlantic Oscillation, El Nino Southern Oscillation and beyond." *Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences* 270.1529 (2003): 2087-2096.

Stocker, T. F., et al. "IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535 pp." (2013).

Références

Sussmann, R., Borsdorff, T., Rettinger, M., Camy-Peyret, C., Demoulin, P., Duchatelet, P., Mahieu, E., and Servais, C., Harmonized retrieval of column-integrated atmospheric water vapor from the FTIR network—first examples for long-term records and station trends, *Atmos. Chem. Phys.*, 2009, 9.22 : 8987-8999.

Thao, S., L. Eymard, E. Obligis, and B. Picard, Trend and variability of the atmospheric water: A mean sea level issue. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2014, 31.9: 1881-1901.

Todd, M. W., R. A. Provencal, T. G. Owano, B. A. Paldus, A. Kachanov, K. L. Vodopyanov, M. Hunter, S. L. Coy, J. I. Steinfeld et J. T. Arnold, Application of mid-infrared cavity-ringdown spectroscopy to trace explosives vapor detection using a broadly tunable (6-8 μm) optical parametric oscillator: *Applied Physics B*, 2002, 75, 367-376, DOI: 10.1007/s00340-002-0991-8.

Toihir, A. M., Sivakumar, V., Portafaix, T., & Bencherif, H. Study on variability and trend of Total Column Ozone (TCO) obtained from combined satellite (TOMS and OMI) measurements over the southern subtropic.

Trenberth, K. E., Jones, P. D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J. A., Rusticucci, M., Soden, B., and Zhai, P.: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., et al., 10 Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2007.

Trenberth, K.E. Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation. *J. Clim.* 1999, 12, 1368–1381.

Trenberth, K.E., and D.P. Stepaniak, 2003a: Co-variability of components of poleward atmospheric energy transports on seasonal and interannual timescales. *J. Clim.*, 16, 3690–3704.

Trenberth, K.E., and D.P. Stepaniak, 2003b: Seamless poleward atmospheric energy transports and implications for the Hadley circulation. *J. Clim.*, 16, 3705–3721.

Trenberth, K.E.; Fasullo, J.; Smith, L. Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Clim. Dyn.* 2005, 24, 741–758.

Trenberth, Kevin E. "Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change." *Climatic change* 39.4 (1998): 667-694.

Trickl, T., N. Bärtsch-Ritter, H. Eisele, M. Furger, R. Mücke, M. Sprenger, and A. Stohl, 2011: High-ozone layers in the middle and upper troposphere above central Europe: Potential import from the stratosphere along the subtropical jet stream. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 9343–

Références

9366.

Trigo, Ricardo M., OSBORN, Timothy J., et CORTE-REAL, João M. The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*, 2002, vol. 20, no 1, p. 9-17.

Turner, D.D., et al., 2003: Dry bias and variability in Vaisala RS80-H radiosondes: The ARM experience. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 20, 117–132.

Twomey, S.: Aerosols, clouds and radiation, *Atmos. Environ.*, 1991, 25, 2435–2442.

Van Baelen, J. , Reverdy, M. , Tridon, F. , Labbouz, L. , Dick, G. , Bender, M. and Hagen, M. (2011), On the relationship between water vapour field evolution and the life cycle of precipitation systems. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 204-223. doi:10.1002/qj.785.

Van Delden, A., & Neggers, R. (2003). A case study of tropopause cyclogenesis. *Meteorological Applications*, 10(2), 187-199.

Van Loon, Harry, and Jeffery C. Rogers. "The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description." *Monthly Weather Review* 106.3 (1978): 296-310.

Vérèmes, Hélène. *Étude de la variabilité de la vapeur d'eau dans la troposphère et la basse stratosphère en région (sub) tropicale et des processus associés*. Thèse de doctorat, Université de la Réunion, 2016.

Vogelmann, H., Sussmann, R., Trickl, T., and Reichert, A.: Spatiotemporal variability of water vapor investigated using LIDAR and FTIR vertical soundings above the Zugspitze, *Atmos. Chem. Phys.*, 2015, 15, 3135-3148, <https://doi.org/10.5194/acp-15-3135-2015>.

Wagner, T.; Beirle, S.; Grzegorski, M.; Platt, U. Global trends (1996–2003) of total column precipitable water observed by Global Ozone Monitoring Experiment (GOME) on ERS-2 and their relation to near-surface temperature. *J. Geophys. Res.* 2006, 111, D12102.

Wallace, John M., and David S. Gutzler. "Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter." *Monthly Weather Review* 109.4 (1981): 784-812.

Wang, J., et al., 2003: Performance of operational radiosonde humidity sensors in direct comparison with a chilled mirror dew-point hygrometer and its climate implication. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1860, 10.129/2003GL016985.

Wang, J.H., et al., 2002a: Corrections of humidity measurement errors from the Vaisala RS80 radiosonde – Application to TOGA COARE data. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 19, 981–1002.

Waugh, D. W. and Polvani, L. M.: Intrusions into tropical upper troposphere, *Geophys. Res.*

Références

Lett., 27, 3857–3860, 2000.

Weitkamp, C. (Ed.). (2005). LIDAR: range-resolved optical remote sensing of the atmosphere (Vol. 102). Springer Science & Business Media.

Wibig, J. (1999). Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level. *International Journal of Climatology*, 19(3), 253-269.

Wild, M., & Roeckner, E. (2006). Radiative fluxes in the ECHAM5 general circulation model. *Journal of Climate*, 19(16), 3792-3809.

Winderlich, J., Chen, H., Gerbig, C., Seifert, T., Kolle, O., Lavric, J. V., Kaiser, C., Höfer, A., and Heimann, M.: Continuous low-maintenance CO₂/CH₄/H₂O measurements at the Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO) in Central Siberia, *Atmos. Meas. Tech.*, 2010, 3, 1113–1128, doi:10.5194/amt-3-1113-2010.

Wulfmeyer, V., R. M. Hardesty, D. D. Turner, A. Behrendt, M. P. Cadeddu, P. Di Girolamo, P. Schlüssel, J. 556 Van Baelen, and F. Zus: A review of the remote sensing of lower tropospheric thermodynamic profiles and 557 its indispensable role for the understanding and the simulation of water and energy cycles, *Rev. Geophys.*, 558 2015, 53, 819–895, doi:10.1002/2014RG000476.

Wypych, A., Bochenek, B., & Różycki, M. (2018). Atmospheric Moisture Content over Europe and the Northern Atlantic. *Atmosphere*, 9(1), 18.

Ye, A.; Fetzer, E.J. Atmospheric moisture content associated with surface air temperatures over northern Eurasia. *Int. J. Climatol.* 2010, 30, 1463–1471.

Zhao, P.; Yin, Y.; Xiao, H.; Zhou, Y.; Liu, J. Role of water vapor content in the effects of aerosol on the electrification of thunderstorms: A numerical study. *Atmosphere* 2016, 7, 137.

Zhou, X.L., M.A. Geller, and M.H. Zhang, 2001: Cooling trend of the tropical cold point tropopause temperatures and its implications. *J. Geophys. Res.*, 106, 1511–1522.

Zumberge, J. F., M. B. Heflin, D. C. Jefferson, M. M. Watkins, and F. H. Webb: Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks, *J. Geophys. Res.*, 1997, 102(B3), 5005–5017, doi:10.1029/96JB03860.

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

Hadad D., J.-L. Baray, N. Montoux, J. Van Baelen, P. Fréville, J.M. Pichon, P. Bosser, M. Ramonet, C. Yver Kwok, N. Begue, and V. Duflot, Surface and tropospheric water vapor variability and decadal trends at two supersites of CO-PDD (Cézeaux and Puy de Dôme) in central France, *Atmosphere*, 2018, 9(8), 302; doi:10.3390/atmos9080302.



Article

Surface and Tropospheric Water Vapor Variability and Decadal Trends at Two Supersites of CO-PDD (Cézeaux and Puy de Dôme) in Central France

Dani Hadad¹, Jean-Luc Baray^{1,2,*} , Nadège Montoux¹, Joël Van Baelen¹, Patrick Fréville², Jean-Marc Pichon^{1,2}, Pierre Bosser³, Michel Ramonet⁴ , Camille Yver Kwok⁴, Nelson Bègue⁵ and Valentin Duflo⁵

- ¹ Laboratoire de Météorologie Physique, UMR 6016, CNRS, Clermont Auvergne University, 63178 Aubière, France; d.hadad@opgc.univ-bpclermont.fr (D.H.); n.montoux@opgc.univ-bpclermont.fr (N.M.); j.vanbaelen@opgc.univ-bpclermont.fr (J.V.B.); j.m.pichon@opgc.fr (J.-M.P.)
 - ² Observatoire de Physique du globe de Clermont-Ferrand, UMS833, CNRS, Clermont Auvergne University, 63178 Aubière, France; p.freville@opgc.fr
 - ³ Lab-STICC / PRASYS, UMR CNRS 6285, ENSTA Bretagne, 29806 Brest, France; pierre.bosser@ensta-bretagne.fr
 - ⁴ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR 8212, CEA, CNRS, Versailles Saint Quentin University, 91198 Gif-sur-Yvette, France; michel.ramonet@lsce.ipsl.fr (M.R.); camille.yver@lsce.ipsl.fr (C.Y.K.)
 - ⁵ Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR8105, CNRS, Météo-France, Reunion University, 97715 Saint-Denis, Réunion island, France; nelson.begue@univ-reunion.fr (N.B.); valentin.duflo@univ-reunion.fr (V.D.)
- * Correspondence: J.L.Baray@opgc.fr; Tel.: +33-473-405-133

Received: 28 May 2018; Accepted: 26 July 2018; Published: 1 August 2018



Abstract: We present an analysis of decadal in situ and remote sensing observations of water vapor over the Cézeaux and puy de Dôme, located in central France (45° N, 3° E), in order to document the variability, cycles and trends of surface and tropospheric water vapor at different time scales and the geophysical processes responsible for the water vapor distributions. We use meteorological stations, GPS (Global Positioning System), and lidar datasets, supplemented with three remote sources of water vapor (COSMIC-radio-occultation, ERA-interim-ECMWF numerical model, and AIRS-satellite). The annual cycle of water vapor is clearly established for the two sites of different altitudes and for all types of measurement. Cézeaux and puy de Dôme present almost no diurnal cycle, suggesting that the variability of surface water vapor at this site is more influenced by a sporadic meteorological system than by regular diurnal variations. The lidar dataset shows a greater monthly variability of the vertical distribution than the COSMIC and AIRS satellite products. The Cézeaux site presents a positive trend for the GPS water vapor total column ($0.42 \pm 0.45 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} / \text{decade}$ during 2006–2017) and a significant negative trend for the surface water vapor mixing ratio ($-0.16 \pm 0.09 \text{ mm} / \text{decade}$ during 2002–2017). The multi-linear regression analysis shows that continental forcings (East Atlantic Pattern and East Atlantic-West Russia Pattern) have a greater influence than oceanic forcing (North Atlantic Oscillation) on the water vapor variations.

Keywords: atmospheric water vapor; cycles and variability; climatology; decadal trends

1. Introduction

Water under its three phases is a key element of the atmosphere. Atmospheric icing occurs in high altitude clouds, like cirrus, which have been recognized as important regulators of the radiative balance of the earth's atmosphere system [1], and at the top of convective clouds with important issues

for aircraft security [2]. Under the liquid phase, clouds and precipitation are important components in the Earth's energy budget and water cycle, the Earth's climate, and climate variability [3]. Water vapor is the main contributor to the greenhouse effect [3]. In the lower troposphere, water vapor acts as a resource for precipitation, providing latent heating and diabatic heating to weather systems [4]. In the free troposphere, anomalously dry layers can be interpreted as small-scale features of stratospheric intrusions [5,6]. For these reasons, water vapor is an Essential Climate Variable (ECV) of the Global Climate Observing System (GCOS) program [7].

Wulfmeyer et al. [8] presented recently a review of the water and energy cycles, highlighting two scientific questions essential for the environment and society. They deal with the predictability of extreme events and with the natural and anthropogenic causes of the change of regional and global water and energy cycles. Dedicated centers, such as the European Center for Medium-Range Weather Forecasting (ECMWF), collect and provide data for climate studies, weather forecasting or other purposes. Recently, Noh et al. compared water vapor retrievals including the ERA-Interim reanalyze to radiosondes and highlighted some positive mean biases for relative humidity, especially over the upper troposphere [9].

To develop and maintain long term atmospheric observation supersites is then important for climate issues, comparisons with global model outputs, and satellite validation. CO-PDD (Cézeaux-Opme-puy de Dôme) is an instrumented site for atmospheric research located near Clermont-Ferrand (45° N, 3° E), labeled nationally and involved in international programs and networks such as GAW (Global Atmospheric Watch) or ACTRIS-2 (Aerosol Cloud and Trace Gases Research Infrastructure). It produces in situ and remote sensing measurements of atmospheric components including water vapor, clouds, and precipitations [10]. The objective of CO-PDD is to document the evolution of the composition of the troposphere by proposing to the scientific community a structure for the reception of experiments and a set of long-term measurements to document the processes linking gases, aerosols, cloud condensation and ice nuclei, clouds, and precipitation. Water vapor plays a central role linking many of these atmospheric processes. For example, Zhao et al. recently explored the role of the water vapor content below the freezing level in the response of storm electrical processes to increased concentrations of cloud condensation nuclei [11]. The objective of this paper is then to analyze decadal observations of water vapor over Cezeaux and puy de Dôme, two sites of CO-PDD, in order to document the variability and cycles of water vapor at different time scales and the geophysical processes responsible for the water vapor distributions using a multi instrumental approach.

In this paper, Section 2 provides a description of all data sets used in the study. Section 3 presents the methodology and the numerical tools. Section 4 presents the seasonal cycle and short time variability of water vapor. Section 5 provides the estimation of the contributions of geophysical forcings. Section 6 describes the long term behavior of water vapor and Section 7 summarizes the paper.

2. Data Sets

In this Section we present the instrumented site, instrumentation and in-situ, remote sensing, and satellite data used in this study.

2.1. CO-PDD, the Cézeaux, Opme, and Puy de Dôme Sites

2.1.1. Scientific Context, Networks, and Geographical Location

The puy de Dôme has a very long history related to atmospheric observation, beginning in 1876 when the first French meteorological mountain observatory was open. CO-PDD is now an atmospheric measurement site made up of the puy de Dôme microphysical and chemical station (1465 m, 45.77° N, 2.96° E), located away from immediate sources of pollution, of the Opme rain measurement site (680 m, 45.71° N, 3.09° E), located in a rural area and of the remote sensing Cézeaux University site (410 m, 45.76° N, 3.11° E), located in peri-urban area, near the town of Clermont-Ferrand.

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

A situation map is provided in Figure 1. Puy de Dôme is now a global GAW station and CO-PDD is involved in the ACTRIS-2 and ICOS European infrastructures and its French components ACTRIS-FR and ICOS-FR [10,12]. The research based on CO-PDD data aims to document the evolution of the composition of the troposphere, by improving our knowledge on:

- The temporal variations of the properties of the gases, aerosols, and clouds on the medium and long-term and their vertical distribution in the troposphere.
- The processes linking these different atmospheric components (gas, aerosol, cloud).
- The impact of anthropogenic changes on the composition of the troposphere, and their consequences in terms of climate (cloud, radiation) and meteorology (precipitation).

A summary of the data sets used in this study is provided in Table 1.

Table 1. Data sets used in this study.

Technique	Location	Variable	Availability	Temporal Resolution	Vertical Resolution
GPS ¹	Cézeaux	IWV ²	2006–2017	5 min	Vertical column
GPS	puy de Dôme	IWV	2013–2017	5 min	Vertical column
Meteorol station	Cézeaux	WVMR ³	2003–2017	5 min	Single point
Meteorol station	puy de Dôme	WVMR	1995–2017	5 min ⁴	Single point
CRDS ⁵	puy de Dôme	WVMR	2016–2018	1 h	Single point
Lidar	Cézeaux	WVMR	2009–2016	2 min	Very high
AIRS ⁶	Radius of 100 km around Cézeaux	WVMR	2002–2017	Few minutes	Low
COSMIC ⁷	Radius of 100 km around Cézeaux	WVMR	2006–2017	Few days	High
ECMWF ⁸	45.75° N, 3.125° E	WVMR	1978–2017	6 h	High
ECMWF	45.75° N, 3.125° E	IWV	1978–2017	3 h	Vertical column

¹ Global Positioning System. ² Integrated Water Vapor, in mm. ³ Water Vapor Mixing ratio, in g·kg⁻¹. ⁴ Since 1999 (15 min from 1995 to 1998). ⁵ Cavity Ring Down Spectrometer. ⁶ Atmospheric Infra-Red Sounder. ⁷ Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate. ⁸ European Centre for Medium Range Weather Forecasting.

2.1.2. Meteorological Stations

Near ground humidity measurements are available at Cézeaux since 2002 and at puy de Dôme since 1995. The meteorological sensors of the Cézeaux and puy de Dôme sites are Vaisala HMP45 (HUMICAP 180 humidity sensor and Pt100 temperature sensor). The accuracy of the humidity sensor is $\pm 2\%$ for a temperature equal to 20 °C and relative humidity values between 0% and 90%; and $\pm 3\%$ for relative humidity values above 90%. The temperature dependence of the humidity sensor is $\pm 0.05\%$ per °C. The temperature sensor has an accuracy of ± 0.2 °C at 20 °C [13]. The water vapor mixing ratios (WVMR) are calculated from relative humidity, pressure, and temperature using the Hyland–Wexler formula for the calculation of saturated water vapor pressure [14].

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

Atmosphere 2018, 9, 302

4 of 22

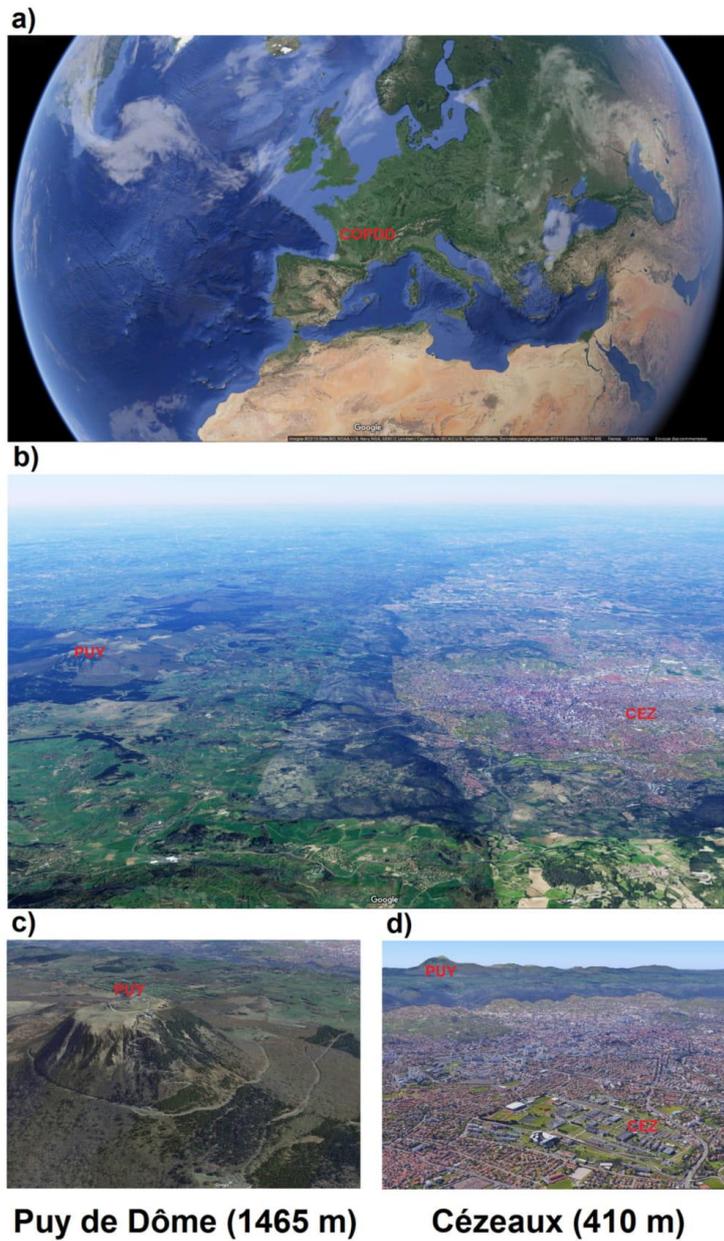


Figure 1. Situation map and Google-Earth view allowing to locate (a) COPDD in Europe, (b) Puy de Dôme (PUY) and Cézeaux (CEZ) relative to Clermont-Ferrand area viewed from South, (c) puy de Dôme view from West and (d) Cézeaux view from South East.

2.1.3. Spectrometer

A CRDS (Cavity Ring Down Spectrometer) commercialized by Picarro is in operation at the puy de Dôme station since April 2011. Over this period three instruments have been used. The first one (G1301 model) was measuring CO₂, CH₄, and H₂O from April 2011 to February 2015, whereas the next two (G2401 model) were measuring in addition CO respectively from February 2015 to August 2016, and from August 2016 up to now. Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy is a time-based measurement using a near-infrared laser to quantify spectral features of molecules in a gas circulating in an optical measurement cavity [15]. The effective path length of up to 20 km optimizes precision and sensitivity. The measurement time interval of H₂O is about 5 s, and in this work we used hourly means. The precision provided by the manufacturer is 50 ppm. Unlike CO₂ and CH₄, there is no regular calibration for water vapor. The raw data are corrected according to a calibration against a calibrated hygrometer [16,17], which is applied to all CRDS-Picarro analyzers:

$$H_{cal} = 0.772 \times H_{raw} + 0.019493 \times H_{raw}^2 \quad (1)$$

The scatterplot comparing direct coincidences between meteorological station and Picarro CRDS WVMR at the puy de Dôme station (not shown) presents a good agreement between the two instruments ($R^2 = 0.98$, regression line equation $y = 1.0394 \times x - 0.0033$).

2.1.4. GPS Ground Receivers

Two ground GNSS (Global Navigation Satellite System) receivers operate continuously on CO-PDD sites since 2006 (CLFD, Cézeaux) and 2013 (PDOM, puy de Dôme). These stations are operated by OPGC/LaMP and data are distributed through the French Permanent Network [18], in the framework of ACTRIS-2 project, observations from these two receivers are continuously analyzed (with around 50 other French ground GNSS receivers) using a dedicated processing in order to retrieve the integrated water vapor (IWV) contents. GPS data were processed using Gipsy/oasis II software version 6.4 in Precise Point Positioning mode [19] using JPL ephemerides and clocks. We apply the IERS2010 recommendations for solid Earth tides model [20] and FES2004 model for the ocean tide loading effect [21]. No atmospheric loading correction is applied. Absolute antenna models are used for transmitters (satellites) and receivers. Second order ionosphere correction is used. Phase ambiguities are fixed using the wide lane phase biases computed by JPL (Jet Propulsion Laboratory) [22]. Tropospheric delays are modeled by time varying Zenith Hydrostatic Delays (ZHDs), Zenith Wet Delays (ZWDs), and horizontal gradients along with their respective Vienna mapping functions [23]. The a priori values for the zenith delays and the values for the mapping functions are computed from 6-hourly ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasting) analyses. The ZWD parameters and horizontal gradients are modeled as random walk processes with a 5 min time resolution and corrections to the a priori values is estimated during the data processing. The random walk parameters are fixed to 5 mm/ \sqrt{h} and 0.5 mm/ \sqrt{h} for the ZWDs and gradients, respectively, following the tests made in previous studies [24,25]. ZWD are converted in IWV using a priori ZHD, Bevis formula [26] and Tm provided by TU-Wien. The precision is about 0.5 mm to 2.5 mm, in agreement with the literature [25].

2.1.5. Raman Lidar

A Raman Lidar is in operation at Cézeaux and produce vertical profiles of water vapor since 2009. It uses a Nd: Yag Quantel laser to emit nominal 60 mJ/pulse at 355 nm, with a repetition rate of 10 Hz. A Galilean telescope expands ten times the beam diameter (50 mm), and reduces the divergence of the laser beam to 0.14 mrad. The reception part is based on:

- a 400 mm Cassegrain telescope, equipped with a field stops set from 1 mm to 4 mm,
- a detection box dedicated to the splitting of the collected photons with respect to their wavelength

- LICEL photomultiplier modules equipped with R7400 Hamamatsu PMT tubes for each different channel.

Water vapor concentrations are calculated using the ratio between 408 nm and 387 nm Raman signals. The calibration coefficient is routinely calculated using ECMWF ERA-Interim specific humidity profiles of the closest grid point to the lidar (45.75° N, 3.125° E). The vertical raw resolution of water vapor profiles is 7.5 m and their typical range is 1–10 km, for a 8 h night session. The acquisition software is based on the principles of automation programming, and on a user-friendly user-machine interface. The system is implemented with a complementary module for the automatic operation management [27]. The water vapor channel has been implemented in 2009, and data from 2010 to 2016 are analyzed in this work. In 2018, a renovation project funded by CNRS-INSU, ACTRIS-FR, and CNES allows to change the aging Quantel laser source for a Spectra Physics Indy Laser with a nominal 100 mJ/pulse, to optimize the infrastructure of the lidar, inside the building of the University, in order to facilitate alignment and quality check operations, to improve the stability of the system, and to add acquisition channels at 532 and 1064 nm wavelengths for aerosol-cirrus measurements (color ratio).

2.2. Satellite Observations

2.2.1. AIRS/AQUA

The Atmospheric Infra-Red Sounder (AIRS) is a cross-track nadir scanning sounder launched on 4 May 2002 on board the Earth Observing System (EOS) of the NASA's AQUA satellite. AQUA has a near-polar and sun-synchronous orbit of 98.2° inclination and 98.8 min period, at an altitude of 705 km [28]. The repeat cycle period is 233 orbits (16 days) with a ground track repeatability of ± 20 km. The equatorial crossing local times are 1:30 a.m. in a descending orbit and 1:30 p.m. in an ascending orbit. Nadir scanning AQUA orbit and AIRS scanning geometry allows sounding most of the globe twice daily. The water vapor profiles are obtained over footprints of 45 km \times 45 km, with a vertical resolution of 1 km in the troposphere. The infrared spectrum is measured in 2378 channels covering the spectral range from 3.7 μm to 15.4 μm , 41 of which are being used for water vapor retrieval. The version 6 (6.0.7.0) Level-2 retrieval products created using AIRS IR-Only has been used on the period 31 August 2002–31 August 2017 (AIRS2RET). The spatial resolution is 50 km per 50 km. The water vapor mixing ratios provided on the 9 pressure levels from 925 hPa down to 200 hPa have been used (H2OMMRLEVSTD). Data in a radius of 100 km around the Cézeaux site have been selected. According to the AIRS Version 6 Release Level 2 Product User Guide [29], AIRS is insensitive to water vapor at mixing ratios of less than 15–20 ppm. Moisture profiles are obtained at an accuracy of 15% per 2 km thick layer in the lower troposphere and 20–60% in the upper troposphere.

2.2.2. COSMIC/FORMOSAT

The global positioning system radio occultation method is a relatively new technique based on signal phase delays recorded on a space-qualified GPS-GNSS receiver mounted on low-earth-orbiting satellites [30]. Since April 2006, the COSMIC (Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate)/FORMOSAT 3 mission provides radio occultation measurements of vertical profiles of refractivity used to derive vertical profiles of atmospheric temperature and water vapor pressure [31]. We calculated the WVMR profiles using atmospheric and water vapor pressures. We extracted all points from 100 km around the CO-PDD sites using the CDAAC Data Download Interface. Since its launch, data of the COSMIC/FORMOSAT mission have been used in weather and climate studies, including, for example, African weather [32], boundary layer height [33], width of the tropical belt [34], or tropopause inversion layer [35].

3. Methodology and Numerical Tools

3.1. ECMWF ERA-Interim

ERA interim is a reanalysis dataset produced by ECMWF. It covers the period 1979 to now and atmospheric parameters can be extracted at 6-h intervals (00, 06, 12 and 18UT) for latitude–longitude grids from $3^\circ \times 3^\circ$ to $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ for 15 isentropic levels and 37 pressure levels between 1 and 1000 hPa. ERA-Interim has replaced the ERA-40 archive. The main advances in the ERA-Interim data assimilation compared to ERA-40 are the 12 h 4D variational analysis (4D-Var), the T255 horizontal original resolution, improvement in the humidity analysis, model physics and data quality control, variational bias correction of satellite radiance data, and other improvements in bias handling [36]. These data sets are currently available in the website of ECMWF [37]. In this study, specific humidity (converted to WVMR) and integrated water content have been extracted for the grid point $45.75^\circ \text{ N} - 3.125^\circ \text{ E}$ in order to compare with observations presented in Section 2.

3.2. Long Term Trend Estimation

Water vapor presents a strong annual cycle. For the best determination of long term trends of water vapor it is necessary to remove the annual cycle before establishing the best fit of a linear trend. This approach is based on the regression analysis, developed by Mastenbrook et al. [38] and applied to detect stratospheric water vapor trends. It consists of fitting equations of the form:

$$Y(t) = a_0 + a_1 \cdot t + a_2 * \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{I}\right) + a_3 \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{I}\right) + \varepsilon(t) \quad (2)$$

This equation is established for each vertical level independently by the least square method. Daily means have been used to calculate the trend. Thus, t is time, $a_0 + a_1 * t$ is the equation of the linear trend with a_1 the slope and a_0 the ordinate at the origin, $a_2 * \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{I}\right) + a_3 * \sin\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{I}\right)$ is the annual cycle during the period of our study, I is the number of data that constitutes annual cycle and $\varepsilon(t)$ is the residual term.

This technique reduces the noise related to the maximum and the minimum humidity at certain periods of the year, and then the uncertainty associated with the trend calculation. The meteorological station series at puy de Dôme are a specific case because of the change of location and station instrument in 2010. Then the trend of this data set will be estimated by separating two periods, 1995–2010 and 2011–2017.

The uncertainty of the trend is related to the statistical error of the slope, which represents the geophysical variability of the humidity data. We are in the framework of the Student law, which allows the estimation of the statistical error on the slope of the regression line by:

$$\Delta a_1 = \hat{\sigma}_{a_1} \cdot t_{(1-\alpha)/2}^{n-2} \quad (3)$$

with:

$$\hat{\sigma}_{a_1} = \frac{\hat{\sigma}_\varepsilon}{n \cdot V(x)} \text{ and } \hat{\sigma}_\varepsilon = \frac{1}{n-2} \cdot \sum_{t=1}^n \varepsilon(t)^2 \quad (4)$$

where n is the number of measurements x with a sampling of one day, $V(x)$ is the variance of the observation variable and $t_{(1-\alpha)/2}^{n-2}$ is the quantile of the Student's t distribution, equal to 1.645 at 95% level of confidence.

3.3. Determination of the Influence of Geophysical Forcings on Water Vapor Variations

We aim to estimate the influence of geophysical forcings on water vapor distributions. We must first determine that geophysical forcings can potentially influence the water vapor. For that we used the monthly teleconnection indexes calculated from NCEP/NCAR reanalysis data and published by NOAA [39].

The teleconnection indexes of 10 geophysical forcings are published, but some of them concern regions far from Clermont-Ferrand. Finally, we only used three teleconnection indexes:

- North Atlantic Oscillation (NAO).
- East Atlantic Pattern (EA).
- East Atlantic-West Russia Pattern (EA-WR).

Discovered in the 1920s, NAO is a large scale meridian dipole anomaly in sea-level pressure, with the two centers of action located approximately over Iceland and the Azores [40]. It has been shown that NAO has a strong influence on European regional distributions of surface temperature [41], precipitations [42], and ground level aerosols [43].

EA was first described by Wallace and Gutzler [44] as an anomalously high 500 mb height anomaly over the subtropical North Atlantic and Eastern Europe when in positive mode. It is a second mode of inter-annual variability of the tropospheric circulation in that area. Particularly in Southern Europe, the EA pattern is at least as important as the NAO for explaining inter-annual variations of sensible climate variables such as air temperatures, sea-surface temperatures, precipitation, and wind [45].

EA-WR is one of the three prominent teleconnection patterns that affect Eurasia throughout year. This pattern has been referred to as the Eurasia-2 pattern by Barnston and Livezey [46]. It is a zonally oriented pattern with four main anomaly centers, located over Western Europe, Caspian Sea, Northern China, and central North Atlantic. Over the eastern Mediterranean region, the positive EAWR winter periods are associated with more intense northern air flows [47]. EA-WR has a strong impact on the coupling between the sub-tropical Atlantic Jet and the African Jet, which in turn affects the climate variability over Europe from mid-winter to late spring [48].

In addition, the tropospheric water vapor presents annual and semiannual cycles, parameterized on a monthly basis as follows:

$$Y_{\text{annual}}(t) = \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{12} + \varphi\right) \quad (5)$$

and:

$$Y_{\text{semiannual}}(t) = \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{6} + \varphi\right) \quad (6)$$

where $\varphi = \frac{2 \cdot \pi \cdot \theta}{180}$.

With θ being the phase coefficient between the water vapor signal and the annual or semi-annual sinusoidal functions, determined by maximizing the correlation between the variation of water vapor and the sinusoidal functions. The time evolution of the teleconnection indexes used and of the annual and semiannual cycles is represented in Figure 2.

Finally, the method of estimation of the influence of the geophysical forcings on water vapor is based on a multiple regression fitting, the observed variable being decomposed as the sum of the contributions of all forcings, annual and semiannual cycles, and a residual term ε minimized by least-squares approach:

$$Y(t) = \beta_0 + \beta_1 \cdot t + \beta_2 \cdot Y_{\text{semiannual}}(t) + \beta_3 \cdot Y_{\text{annual}}(t) + \beta_4 \cdot \text{NAO}(t) + \beta_5 \cdot \text{EA}(t) + \beta_6 \cdot \text{EAWR}(t) + \varepsilon(t) \quad (7)$$

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

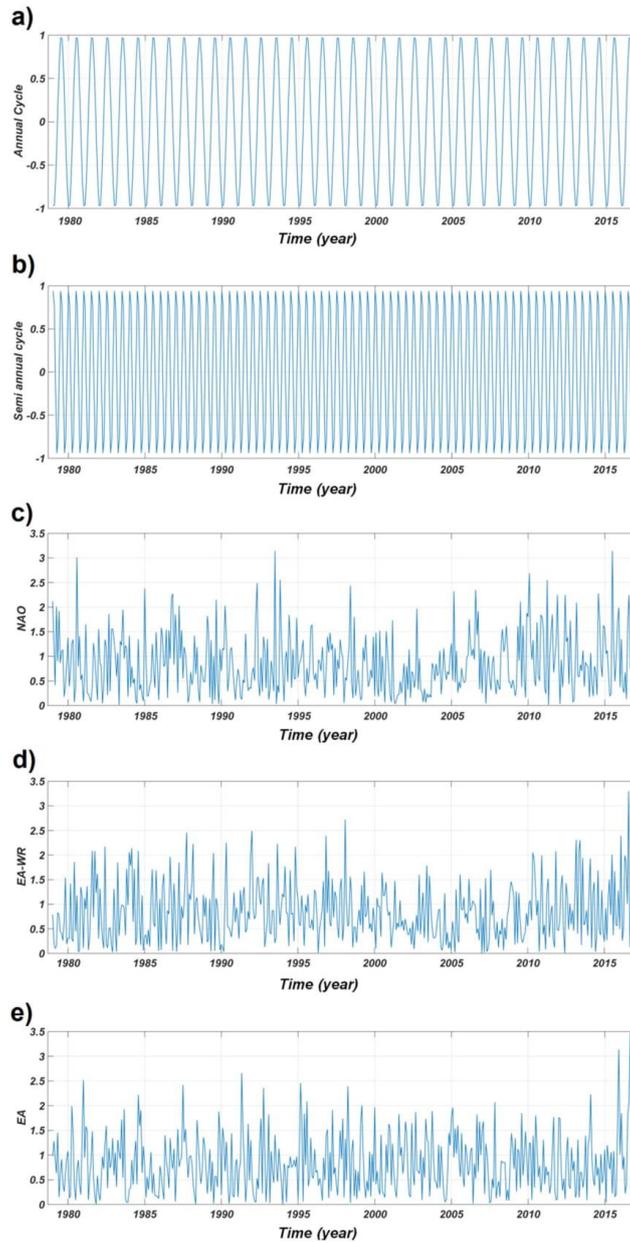


Figure 2. Time evolution of geophysical forcings used in this study. (a) twelve and (b) six month sinusoidal function parameterizing the annual and semiannual cycles respectively, (c) NAO, (d) EA-WR and (e) EA indexes.

The term β_1 of Equation (7) could be also used to estimate the long term trend. However, we prefer to use the term a_1 of Equation (2) because if the forcings have a long term evolution influencing the long term trend studied, this effect would not be quantified in the term β_1 but in the forcing terms. The degree of dependence between the variables is evaluated through the autocorrelation coefficient of the residual term. Regression uncertainties are calculated as follows [49]:

$$\sigma_a^2 = v(k) \cdot \sigma_s^2 \frac{1 + \varphi}{1 - \varphi} \quad (8)$$

where σ_s^2 is the variance of the residual term and $v(k)$ the variance of the covariance matrix of the forcing.

The capacity of regression fitting model to describe the data is estimated through the coefficient of determination R^2 , which provides a measure of how well observed water vapor data are replicated by the model, based on the proportion of total variation of outcomes explained by the model. The value of R^2 is close to one when the model explains very clearly the total variations in the geophysical signal $Y(t)$ and decreases to zero when it is not the case. This approach has been used previously for the study of stratospheric ozone and temperature trends at mid-latitudes in the northern hemisphere (AMOUNT model [50]), and for temperature and ozone trend estimates in the southern subtropical upper troposphere and lower stratosphere (TRENDRUN model [51,52]).

4. Seasonal Cycle and Short Time Variability of Water Vapor

4.1. Surface Water Vapor

In addition to carbon dioxide, variations of water vapor at the interface between the earth's surface and the atmosphere play an important role in the functioning of ecosystems [53]. It is therefore important to characterize the variations and cycles of water vapor near the surface. Figure 3 illustrates the seasonal and daily variations of surface WVMR at Cézeaux and puy de Dôme. The annual cycle of water vapor is clearly established for both sites and all types of measurements. The maximum of water vapor is observed in summer (June to August) and the minimum in winter (December to February), and autumn (September to November) is slightly wetter than spring (March to May). The seasonal means of WVMR are given in Table 2.

The mean surface WVMR calculated for each season from the meteorological station at Cézeaux is very close to ones from the meteorological station at puy de Dôme. Generally, the average of WVMR decreases with altitude, and water vapor concentrates in the low troposphere. This has been observed at different locations from radiosoundings and lidar [54–56]. Here we do not observe this vertical decrease of water vapor between the meteorological station at Cézeaux (423 m) and those of puy de Dôme (1463 m). The CO-PDD sites are affected by dominant westerly winds from oceanic origin [57], and we suggest that foehn local processes dehydrates the air at Clermont-Ferrand compared to puy de Dôme, after getting over the puy chain reliefs. This dynamical process has been studied for other mountain chains, for example over the Andes [58] or the Pyrenees [59].

Table 2. Seasonal means \pm standard deviation of WVMR (in $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) from the meteorological station at Cézeaux, the meteorological station and the CRDS analyzer at puy de Dôme.

Station	Summer	Autumn	Spring	Winter
CLFD	8.9 ± 0.6	6.8 ± 1.2	5.4 ± 1.1	3.9 ± 0.3
PDOM	8.7 ± 0.6	6.6 ± 1.3	5.1 ± 1.0	3.6 ± 0.3
CRDS	8.6 ± 1.7	5.5 ± 1.7	4.9 ± 1.6	3.3 ± 1.2

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

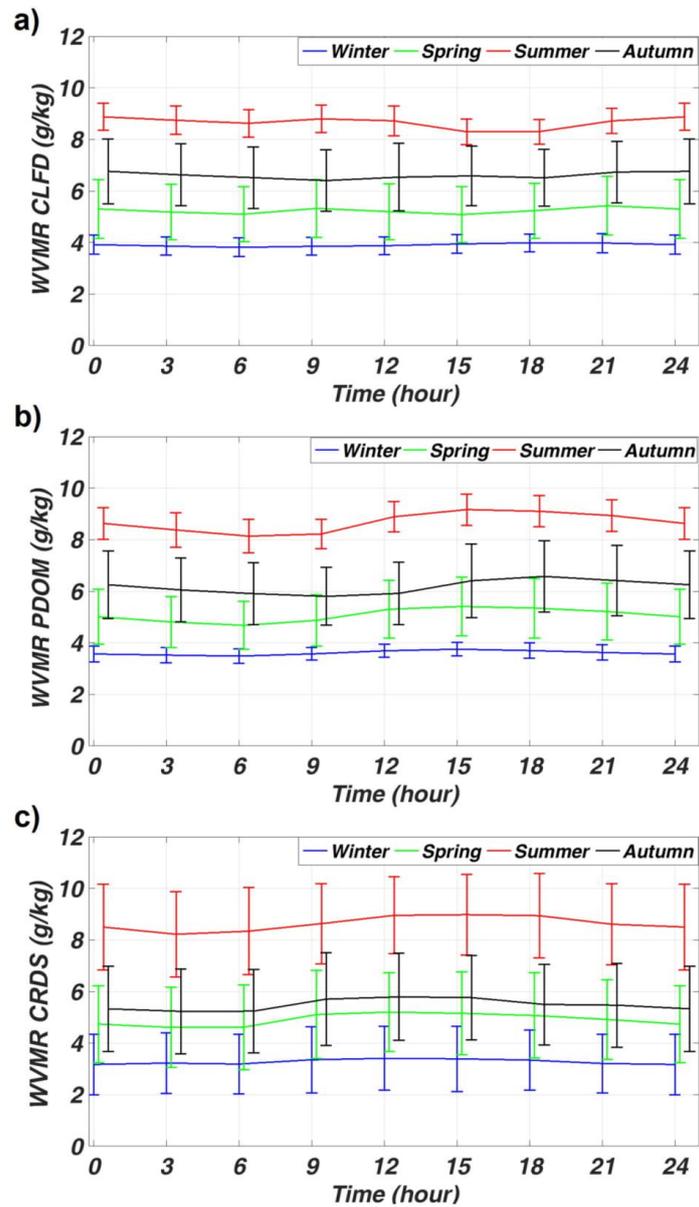


Figure 3. WVMR mean value separated by seasons (winter in blue, spring in green, summer in red and autumn in black) as function of the hours of the day (UTC). (a) Meteorological station at Cézeaux, (b) Meteorological station at puy de Dôme and (c) CRDS at puy de Dôme. The error bars indicate \pm one standard deviation representative of seasonal variability.

4.2. Vertical Columns and Profiles

The variability of surface water vapor illustrated by standard deviation is similar for puy de Dôme and Cézeaux meteorological stations. It is larger in autumn and spring (more than $1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) than summer ($0.6 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) and winter ($0.3 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$). The CRDS data presents slightly larger variability (between 1.2 and $1.7 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$), but the series are shorter (less than two years). Two years meteorological stations data series show a variability of the same order of magnitude than the CRDS series.

The two sites present almost no diurnal cycle. That suggests that the variability of surface water vapor at this site is more influenced by sporadic meteorological systems than by regular diurnal variations.

The CO-PDD sites are equipped with remote sensing instruments providing total columns and vertical profiles of water vapor. In this section, we document the variability of IWV at Cézeaux and puy de Dôme as seen by the different techniques presented in Sections 2 and 3.

Figure 4 illustrates the seasonal and daily variability of IWV at Cézeaux and puy de Dôme. Similarly to surface observations, a strong seasonal cycle is observed on the two sites: at Cézeaux the average values are between 23 mm in summer and 9.6 mm in winter, and at puy de Dôme, the average values are between 15.9 mm in summer and 7.2 mm in winter. The differences of IWV content between the two sites are 7 mm (30% of puy de Dôme IWV), 4.7 mm (28%), 4.7 mm (34%), and 2.4 mm (25%) for respectively summer, autumn, spring, and winter. This result shows that the foehn effect we mentioned in Section 4.1 does not affect significantly the total column, as observed in the Swiss Alps [60].

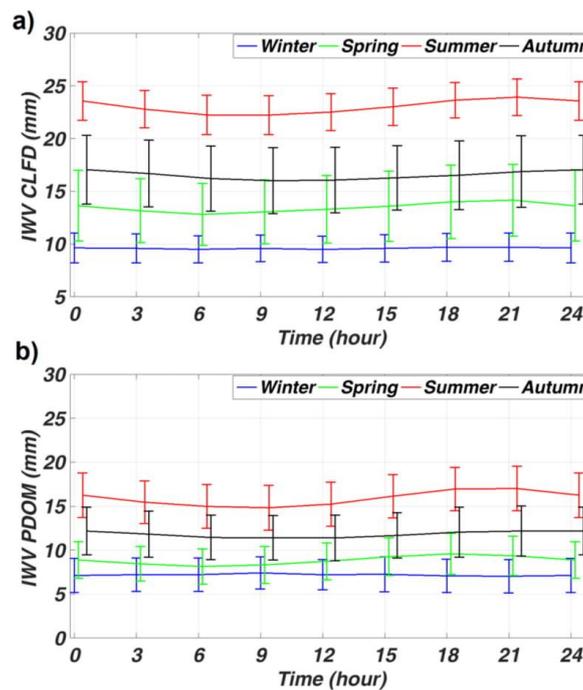


Figure 4. GPS IWV mean value separated by seasons (winter in blue, spring in green, summer in red, and autumn in black) as function of the hours of the day (UTC), at (a) Cézeaux (CLFD) and (b) puy de Dôme (PDOM). The error bars indicate \pm one standard deviation representative of seasonal variability.

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

We do not observe a significant daily cycle. Similarly to surface observations, the variability is slightly higher in spring and autumn, compared to summer and winter, and comparable for puy de Dôme and Cézeaux. This result is slightly different to those observed above Zugspitze (Garmisch-Partenkirchen, Germany, 2962 m above sea level), where the variability is larger in summer [61]. Recently, the diurnal cycle of water vapor has been determined from the GPS ground network in the Volga-Ural region of Russia by Kalinnikov and Khutorova [62], who showed also maximal amplitude of the diurnal harmonics in summer for stations located on the windward side of mountains.

Figure 5 presents the monthly mean and standard deviation of WVMR profiles from lidar, compared with two satellite products, COSMIC and AIRS.

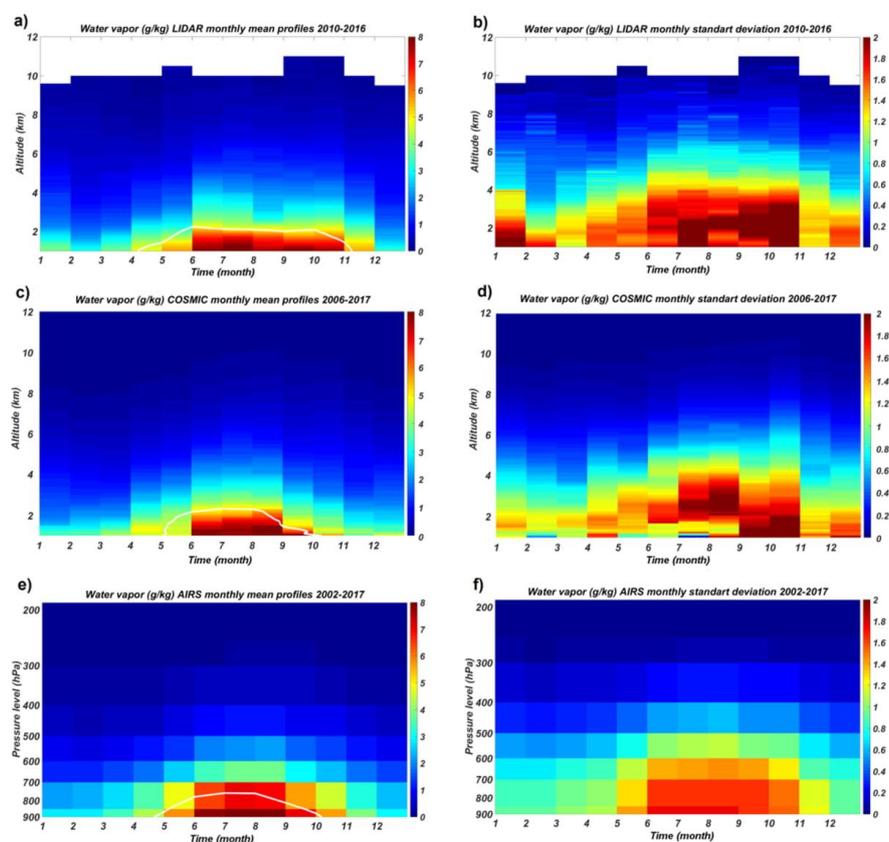


Figure 5. (a,c,e) Monthly mean and (b,d,f) standard deviation of WVMR profiles of (a–b) Lidar (2010–2016), (c–d) COSMIC (2006–2017), and (e–f) AIRS (2002–2017), the white lines represent the limit of WVMR under and above the threshold of 5 g/kg.

The annual cycle of water vapor (maximum values in summer and minimum in winter) observed on GPS IWV is occurring over the whole troposphere until the tropopause (near 12 km), and is similar for the three datasets, in amplitude and altitude. In addition, the three datasets highlight a larger monthly variability in the lower layers than in the free troposphere and in summer than in

winter. One difference we can observe is that the monthly variability is larger for the lidar dataset, than COSMIC, and finally AIRS.

This higher variability of the lidar dataset can be explained by the fact that the series do not cover the same period, and lidar measures water vapor very locally, while COSMIC and AIRS probe a larger part of the atmosphere. A part of the differences in the variability could also be attributed to the difference of vertical resolution and the number of observations.

The $5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ isocontours altitude is near 2 km in summer, and less than 1 km in winter. Farah et al. [63] used several different approaches to determine the boundary layer height, and showed that the boundary layer varies from 400 m to 2500 m, with important daily and seasonal variations. A more precise comparison with water vapor profiles could provide additional elements to determine the boundary layer height for this site.

5. Geophysical Forcing Contributions

We present the estimation of the influence of the geophysical forcings on water vapor variations using the methodology described in Section 3.3. Table 3 presents the contributions and incertitudes for the semi-annual cycle, annual cycle, EA, EA_WR and NAO forcings for the different observation series: WVMR at the meteorological site of puy de Dôme between 2011 and 2017, WVMR at the meteorological site of Cézeaux between 2004 and 2017 IWV at the meteorological site of Cézeaux between 2009 and 2016, and WVMR deduced from the satellite AIRS at 850 hPa on the most closed point of Cézeaux between 2003 and 2016.

Table 3. Contribution (in percentages) and corresponding uncertainty of the semi-annual cycle, annual cycle, and the different forcings EA, EA-WR, and NAO to WVMR at puy de Dome, WVMR at Cézeaux, IWV at Cézeaux, and WVMR deduced from AIRS at 850 hPa. The last column provides the coefficient of determination R^2 .

Data Series	Semi Annual Cycle (%)	Annual Cycle (%)	EA (%)	EA-WR (%)	NAO (%)	R^2 (%)
PDOM WVMR (2011–2017)	6.6 ± 2.6	57.4 ± 2.9	12 ± 7.2	12 ± 5.2	4.7 ± 5.5	92.7
CLFD WVMR (2004–2017)	5.7 ± 1.7	62.0 ± 1.8	11.5 ± 4.5	12.4 ± 4.0	1.2 ± 3.6	92.8
CLFD GPS IWV (2009–2016)	8.1 ± 1.4	62.7 ± 1.4	12.7 ± 3.8	10.9 ± 3.1	0.5 ± 2.9	94.9
AIRS WVMR (2003–2016)	8.1 ± 1.02	65.6 ± 1.0	12.7 ± 4.2	-5.1 ± 4.0	4.6 ± 3.6	96.1

All values of coefficients determination are higher than 92.8%. This shows that the regression model explains correctly the variability of the water vapor over time. As expected, the annual cycle is the dominant component in all the studied parameters. The annual cycle is found to explain 57% of the variation of water vapor for all the studied parameters, with a maximum value of $65.6 \pm 1\%$ for AIRS WVMR.

EA and EA-WR have a strong impact on the coupling between the sub-tropical Atlantic Jet and the African Jet, which in turn affects the climate variability over Europe [46]. A strong contribution of EA-WR and EA at the variability of water vapor at Clermont-Ferrand is observed. Each forcing contributes for all parameters more than $10.9 \pm 3.1\%$ except for EA-WR that has a negative contribution ($-5.1 \pm 4.0\%$) for AIRS WVMR. That means that EA-WR and WVMR AIRS are in phase opposition.

NAO dictates climate variability from the eastern seaboard of the United States to Siberia and from the Arctic to the subtropical Atlantic, especially during winter. It strongly affects water management [64]. The contribution of NAO on the variability of water vapor in Clermont-Ferrand is not significant, except for AIRS WVMR ($4.6 \pm 3.6\%$). This is a quite surprising result because the back trajectory analysis shows that the dominant air mass origins are West (54%), followed by North (18%),

then East (15%) and South (13%) [9]. We thought that the oceanic westerly air masses should be correlated with a greater influence of the NAO on the water vapor trends observed at Cézeaux and puy de Dôme, but this is not the case here. Recently, Pope et al., 2018 [65] used satellite observations and a chemistry transport model to investigate the influence of NAO on European tropospheric pollutants. They show that NAO circulation patterns are an important governing factor for European wintertime composition and air pollution. Wypych et al. 2018 [66] confirmed the significance of atmospheric circulation in the formation of moisture content in the winter season, but its markedly lower impact in other seasons. The relationships are characterized by statistically significant spatial differentiation. In this study CO-PDD is near the limit of two different regions, mid-Atlantic and mid-continent, with a possible role of local factors impacting moisture content. This could explain why the demonstration of the influence of NAO on the long series of water vapor observation is difficult to highlight with our multi regression approach.

6. Decadal Trends from Long Time Series of Water Vapor

The time period covered by the dataset makes it possible to envisage a first estimate of decadal trends. Figure 6 illustrates the variations, annual cycles, and trends of WVMR at the meteorological site of Cézeaux between 2002 and 2018, GPS IWV at the meteorological site of Cézeaux between 2007 and 2018, specific humidity at 925 hPa and IWV deduced from ECMWF ERA-Interim also between 2002 and 2018, and WVMR deduced from AIRS at 925 hPa between 2002 and 2018.

GPS IWV presents a positive trend at the site of Cézeaux: 0.42 ± 0.45 mm/decade, but ECMWF ERA-Interim presents almost no trend: 0.02 ± 0.29 mm/decade. Sussmann et al. [67] found also positive trends for observations of IWV in Zugspitze Germany (47° N, 11° E, 2964 m above sea level), 0.79 ± 0.14 mm/decade between 1996 and 2008. Ning et al. [68] calculated also trends of IWV at 101 GPS sites. Trends in all the 101 sites present a large variability, between -0.67 ± 0.34 mm/decade at Tibb (38° N, -122° E) and 1.03 ± 0.78 mm/decade at Coco (-12° N, 96° E). The closest site from Cézeaux is Zimm (47° N, 7.5° E), whose trend is 0.18 ± 0.18 mm/decade. Compared to these values, the trends observed at Cézeaux are inside the range of the global scale study of Ning et al. [68].

Nilsson et al. [69] also present a 10 year ground-based GPS trend estimation in Finland and Sweden. The linear trends in the IWV are between -0.2 and $+1.0$ mm/decade. Haas et al. [70] present long term trends (30 years) in the amount of atmospheric water vapor at the Swedish West coast derived from four different techniques; very long baseline interferometry, GPS, ground-based microwave radiometry, and radiosondes. The four techniques detect individual IWV positive trends on the order of 0.37 ± 0.02 mm/decade to 0.62 ± 0.04 mm/decade. The trends observed at Cézeaux are inside the range of the values of Ning et al. [64] and Nilsson et al. [65].

The WVMR trend deduced from AIRS at 925 hPa is 0.13 ± 0.07 g·kg⁻¹/decade, but WVMR deduced from the meteorological station at Cézeaux present a negative trend: -0.16 ± 0.09 g·kg⁻¹/decade. If many authors present trend estimates from the vertical columns of water vapor, very few present trend estimates for ground based WVMR. Thao et al. [71] studied the local linear trends of water vapor monthly anomalies over oceans between 2004 and 2010 using 4 sources of data: Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System (AMSR-E), Jason-1 microwave radiometer (JMR), Enlist microwave radiometer (MWR), and ECMWF ERA-Interim. The linear trend of water vapor above the border section with France from the Atlantic Ocean is between 0 and -0.2 mm/decade, which is in agreement with the negative trend obtained from the meteorological station at Cézeaux. WVMR trend at 950 hPa deduced from ECMWF ERA-Interim on the most closed point of Cézeaux is also negative: -0.09 ± 0.09 g·kg⁻¹/decade.

Figure 7 illustrates the variations, annual cycles, and trends at puy de Dôme: WVMR at the meteorological station at puy de Dôme between 1995 and 2018, GPS IWV at puy de Dôme between 2013 and 2018, ECMWF ERA-Interim and AIRS WVMR at 850 hPa.

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

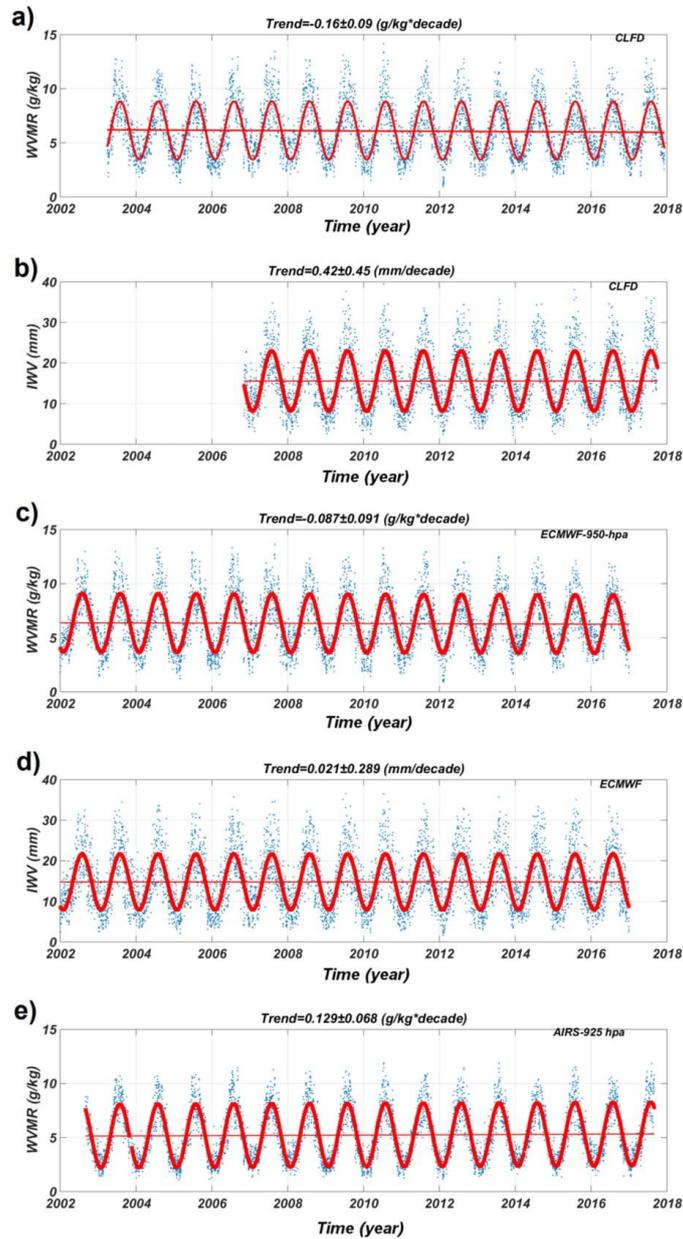


Figure 6. Variations of water vapor (blue dots), annual cycles and trends (red lines), as function of time for Cezeaux site. (a) WVMR from the meteorological sensor, (b) GPS IWV content, (c) WVMR and (d) IWV from ECMWF ERA-Interim (950 hPa), and (e) WVMR from AIRS (925 hPa level).

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

Atmosphere 2018, 9, 302

17 of 22

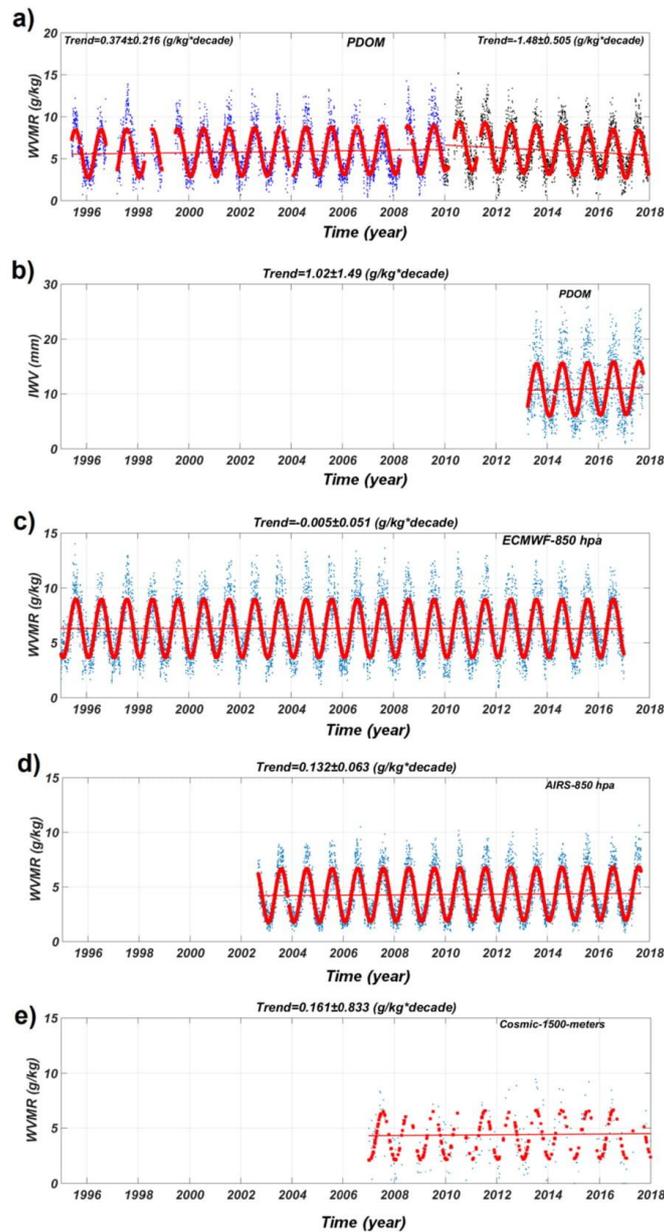


Figure 7. Variations of water vapor (blue dots), annual cycles and trends (red lines), as function of time for the puy de Dôme station. (a) WVMR from the meteorological sensor (black dots after 2010), (b) GPS IWV content, (c) WVMR from ECMWF ERA-Interim (850 hPa), (d) WVMR from AIRS (850 hPa), and (e) WVMR from COSMIC (1500 m).

IWV data at puy de Dôme is available between 2013 and 2018. This period is too short to establish a decadal trend. We have identified a discontinuity in 2010 in the series of WVMR from the meteorological station at puy de Dôme, corresponding to a displacement of the instrument of about twenty meters during the renovation of the puy de Dôme station, combined with a sensor change. Then we have separated the series in two parts: after and before 2010.

WVMR deduced from ECMWF ERA-Interim specific humidity at 850 hPa presents almost no trend: $-0.005 \pm 0.051 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}/\text{decade}$. WVMR at the meteorological station at puy de Dôme presents a positive trend in the first part until 2010 ($0.38 \pm 0.22 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}/\text{decade}$) and a negative trend after 2010 ($-1.48 \pm 0.51 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}/\text{decade}$). AIRS shows a positive WVMR trend at 850 hPa ($0.132 \pm 0.063 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}/\text{decade}$) close to the trend observed at 925 hPa ($0.129 \pm 0.068 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}/\text{decade}$), due to the low vertical resolution of the instrument. In the study of Thao et al. [67], the regional trends between 2004 and 2010 in the eastern part of the North Atlantic Ocean are also quite uncertain and dependent on the datasets analyzed. Trend of WVMR detected by AIRS at 850 hPa is equal to $0.13 \pm 0.06 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}/\text{decade}$. The vertical level 1500 m of COSMIC shows also a positive trend, but non-significant because of the small number of points.

At the end, the trend results can be summarized as follows:

- At the Cezeaux site, the trend of IWV (2007–2017) is positive but not significant and the trend of WVMR (2003–2017) is negative.
- At the puy de Dôme site, the trends are difficult to analyze because the series are temporally short or inhomogeneous.
- Trends of IWV and specific humidity of ECMWF ERA-Interim are weaker than trends calculated from observation series.
- AIRS WVMR trends are in disagreement with ECMWF and the meteorological sensor WVMR trends, probably due to the low vertical resolution of AIRS.

7. Conclusions

In this study we presented an analysis of a long data set of lidar, GPS, CRDS, and meteorological observations at the sites of puy de Dôme and Cezeaux. We compare the variability, cycles and long term trends to the ECMWF ERA-Interim reanalysis, AIRS, and Cosmic satellites.

WVMR CRDS data are very well correlated with the WVMR data of the meteorological station at puy de Dôme ($R^2 = 0.98$). The WVMR at puy de Dôme reaches its maximum in summer ($8.9 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$), and its minimum in winter ($3.6 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$), and autumn is slightly wetter than spring. Data show a daily variability larger in summer than in winter, but almost no daily cycle (less than $1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$). That suggests that the variability of surface water vapor at this site is more influenced by sporadic meteorological systems than by regular diurnal variations. WVMR observed at the site of puy de Dôme are close to those observed at Cézeaux, despite the difference of altitude between the two sites (around 1000 m). CO-PDD is under the influence of dominant westerly winds from oceanic origin, and we suggest that foehn local processes dehydrate the air close to the surface at Clermont-Ferrand compared to puy de Dôme, after getting over the puy chain reliefs. This dynamical process has been studied for other mountain chains, for example over the Andes [56] or the Pyrenees [57]. The foehn local process seems to have an impact only on the low layers as the IWV at puy de Dôme are lower than those measured at Cézeaux.

The analysis of lidar and satellite vertical profiles shows that the monthly variability is larger for the Lidar dataset than satellite products used in this study (COSMIC and AIRS). Given the high variability of water vapor and the limited time coverage of the datasets, the decadal trends are difficult to establish using these data sets.

The IWV trend at the Cezeaux site is positive but not significant and the trend of WVMR is negative. At the puy de Dôme site, the trends are difficult to analyze because the series are temporally short or inhomogeneous. The trends of IWV and specific humidity from ERA-Interim reanalysis are weaker than trends calculated from the observation series.

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

Atmosphere **2018**, 9, 302

19 of 22

The analysis of geophysical forcings shows that EA and the EA-WR are the most influent on tropospheric water vapor distributions. NAO dictates climate variability from the eastern seaboard of the United States to Siberia and from the Arctic to the subtropical Atlantic, especially during winter. It strongly affects water management, but this effect is not verified by the contribution of NAO on the variability of water vapor in Clermont-Ferrand. This is quite a surprising result because backtrajectory analyses show that dominant air masses come from West (53%), and are from oceanic origin.

In the future, we will continue to investigate variability and trends of water vapor on the CO-PDD sites. It would be interesting to couple the evolution of water vapor to geophysical mechanisms influencing water vapor, such as stratosphere-troposphere exchanges and precipitation events, through case studies or a more sophisticated statistical approach.

Author Contributions: Conceptualization, D.H. and J.-L.B.; Funding acquisition, J.V.B.; Investigation, J.-L.B. and N.M.; Methodology, D.H., J.-L.B. and N.M.; Resources, J.-L.B., P.F., J.-M.P., P.B., M.R. and C.Y.K.; Software, D.H., J.-L.B., N.B. and V.D.; Writing—original draft, D.H. and J.-L.B.; Writing—review & editing, N.M., J.V.B., P.F., J.-M.P., P.B., M.R., C.Y.K., N.B. and V.D.

Funding: This research is based on data from CO-PDD data, which is supported by the University Clermont-Auvergne (UCA), by the French institute for research (CNRS-INSU), and by the French space national center (CNES).

Acknowledgments: We acknowledge ECMWF, CDAAC, the NASA's Earth-Sun System Division and the Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC) Distributed Active Archive Center (DAAC) for providing ERA-Interim reanalysis and COSMIC and AIRS observations. We acknowledge the technical staff of LaMP/OPGC for their work on the puy de Dôme and Cézéaux instrumentations.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Twomey, S. Aerosols, clouds and radiation. *Atmos. Environ.* **1991**, *25*, 2435–2442. [[CrossRef](#)]
2. Lawson, R.P.; Angus, L.J.; Heymsfield, A.J. Cloud Particle Measurements in Thunderstorm Anvils and Possible Weather Threat to Aviation. *J. Aircr.* **1998**, *35*, 113–121. [[CrossRef](#)]
3. IPCC. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*; Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change; Cambridge University Press: Cambridge, UK; New York, NY, USA, 2013.
4. Trenberth, K.E.; Stepaniak, D.P. Seamless Poleward Atmospheric Energy Transports and Implications for the Hadley Circulation. *J. Clim.* **2003**, *16*, 3706–3722. [[CrossRef](#)]
5. D'Aulerio, P.; Fierli, F.; Congeduti, F.; Redaelli, G. Analysis of water vapor LIDAR measurements during the MAP campaign: Evidence of sub-structures of stratospheric intrusions. *Atmos. Chem. Phys.* **2005**, *5*, 1301–1310. [[CrossRef](#)]
6. Baray, J.-L.; Pointin, Y.; van Baelen, J.; Lothon, M.; Campistron, B.; Cammas, J.-P.; Masson, O.; Colomb, A.; Hervier, C.; Bezombes, Y.; et al. Case study and climatological analysis of upper tropospheric jet stream and stratosphere-troposphere exchanges using VHF profilers and radionuclide measurements in France. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **2017**, *56*, 3081–3097. [[CrossRef](#)]
7. Bojinski, S.; Verstraete, M.; Peterson, T.C.; Richter, C.; Simmons, A.; Zemp, M. The Concept of Essential Climate Variables in Support of Climate Research, Applications, and Policy. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2014**, *95*, 1431–1443. [[CrossRef](#)]
8. Wulfmeyer, V.; Hardesty, R.M.; Turner, D.D.; Behrendt, A.; Cadeddu, M.P.; di Girolamo, P.; Schlüssel, P.; van Baelen, J.; Zus, F. A review of the remote sensing of lower tropospheric thermodynamic profiles and its indispensable role for the understanding and the simulation of water and energy cycles. *Rev. Geophys.* **2015**, *53*, 819–895. [[CrossRef](#)]
9. Noh, Y.-C.; Sohn, B.-J.; Kim, Y.; Joo, S.; Bell, W. Evaluation of Temperature and Humidity Profiles of Unified Model and ECMWF Analyses Using GRUAN Radiosonde Observations. *Atmosphere* **2016**, *7*, 94. [[CrossRef](#)]
10. Colomb, A.; Baray, J.L.; Sellegri, K.; Freney, E.; Deguillaume, L.; Pichon, J.M.; Ribeiro, M.; Bouvier, L.; Picard, D.; Van Baelen, J.; et al. The instrumented station Cézéaux-Opme-Puy De Dôme (CO-PDD): 20 years of measurement to document the atmospheric composition and climate change. **2018**. to be submitted.

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

11. Zhao, P.; Yin, Y.; Xiao, H.; Zhou, Y.; Liu, J. Role of water vapor content in the effects of aerosol on the electrification of thunderstorms: A numerical study. *Atmosphere* **2016**, *7*, 137. [CrossRef]
12. Available online: <http://www.obs.univ-bpclermont.fr/SO/mesures/index.php> (accessed on 31 July 2018).
13. Available online: <https://www.vaisala.com/sites/default/files/documents/HMP45AD-User-Guide-U274EN.pdf> (accessed on 31 July 2018).
14. Hyland, R.W.; Wexler, A. Formulations for the Thermodynamic Properties of the saturated Phases of H₂O from 173.15K to 473.15K. *ASHRAE Trans.* **1983**, *89*, 500–519.
15. Todd, M.W.; Provencal, R.A.; Owano, T.G.; Paldus, B.A.; Kachanov, A.; Vodopyanov, K.L.; Hunter, M.; Coy, S.L.; Arnold, J.T. Application of mid-infrared cavity-ringdown spectroscopy to trace explosives vapor detection using a broadly tunable (6–8 μm) optical parametric oscillator. *Appl. Phys. B* **2002**, *75*, 367–376. [CrossRef]
16. Winderlich, J.; Chen, H.; Gerbig, C.; Seifert, T.; Kolle, O.; Lavric, J.V.; Kaiser, C.; Höfer, A.; Heimann, M. Continuous low-maintenance CO₂/CH₄/H₂O measurements at the Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO) in Central Siberia. *Atmos. Meas. Tech.* **2010**, *3*, 1113–1128. [CrossRef]
17. Rella, C.W.; Chen, H.; Andrews, A.E.; Filges, A.; Gerbig, C.; Hatakka, J.; Karion, A.; Miles, N.L.; Richardson, S.J.; Steinbacher, M.; et al. High accuracy measurements of dry mole fractions of carbon dioxide and methane in humid air. *Atmos. Meas. Tech.* **2013**, *6*, 837–860. [CrossRef]
18. Available online: <http://rgp.ign.fr> (accessed on 31 July 2018).
19. Zumberge, J.F.; Heflin, M.B.; Jefferson, D.C.; Watkins, M.M.; Webb, F.H. Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *J. Geophys. Res.* **1997**, *102*, 5005–5017. [CrossRef]
20. Petit, G.; Luzum, B. IERS Conventions. IERS Technical, Note No. 36, 2010, ISSN 1019-4568. Available online: <http://www.iers.org/TN36/> (accessed on 31 July 2018).
21. Lyard, F.; Lefevre, F.; Letellier, T.; Francis, O. Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004. *Ocean Dyn.* **2006**, *56*, 394. [CrossRef]
22. Bertiger, W.; Desai, S.D.; Haines, B.; Harvey, N.; Moore, A.W.; Owen, S.; Weiss, J.P. Single receiver phase ambiguity resolution with GPS data. *J. Geod.* **2010**, *84*, 327. [CrossRef]
23. Boehm, J.; Niell, A.; Tregoning, P.; Schuh, H. Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophys. Res. Lett.* **2006**, *33*, L07304. [CrossRef]
24. Bosser, P.; Bock, O.; Thom, C.; Pelon, J.; Willis, P. A case study of using Raman lidar measurements in high-accuracy GPS applications. *J. Geod.* **2010**, *84*, 251. [CrossRef]
25. Bock, O.; Bosser, P.; Bourcy, T.; David, L.; Goutail, F.; Hoareau, C.; Keckhut, P.; Legain, D.; Pazmino, A.; Pelon, J.; et al. Accuracy assessment of water vapor measurements from in situ and remote sensing techniques during the DEMEVAP 2011 campaign at OHP. *Atmos. Meas. Tech.* **2013**, *6*, 2777–2802. [CrossRef]
26. Bevis, M.; Businger, S.; Herring, T.A.; Rocken, C.; Anthes, R.A.; Ware, R.H. GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.* **1992**, *97*, 15787–15801. [CrossRef]
27. Fréville, P.; Montoux, N.; Baray, J.-L.; Chauvigné, A.; Réveret, F.; Hervo, M.; Dionisi, D.; Payen, G.; Sellegri, K. Lidar developments at Clermont-Ferrand—France for atmospheric observation. *Sensors* **2015**, *15*, 3041–3069. [CrossRef] [PubMed]
28. Parkinson, C.L. Aqua: An Earth-Observing Satellite Mission to Examine Water and Other Climate Variables. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2003**, *41*, 173–183. [CrossRef]
29. Available online: http://docserver.gesdisc.eosdis.nasa.gov/repository/Mission/AIRS/3.3_ScienceDataProductDocumentation/3.3.4_ProductGenerationAlgorithms/V6_L2_Product_User_Guide.pdf (accessed on 31 July 2018).
30. Kursinski, E.R.; Hajj, G.A.; Hardy, K.R.; Schofield, J.T.; Linfield, R. Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements. *J. Geophys. Res.* **1997**, *102*, 429–465. [CrossRef]
31. Anthes, R.A.; Bernhardt, P.A.; Chen, Y.; Cucurull, L.; Dymond, K.F.; Ector, D.; Healy, S.B.; Ho, S.; Hunt, D.C.; Kuo, Y.; et al. The COSMIC/FORMOSAT-3 Mission: Early Results. *Bull. Am. Meteor. Soc.* **2008**, *89*, 313–334. [CrossRef]
32. Isioye, O.A.; Combrinck, L.; Botai, J.O.; Munghezulu, C. The Potential for Observing African Weather with GNSS Remote Sensing. *Adv. Meteorol.* **2015**, *723071*. [CrossRef]

Annexe 1 : Hadad et al., 2018

33. Ho, S.-P.; Peng, L.; Anthes, R.A.; Kuo, Y.-H.; Lin, H.-C. Marine Boundary Layer Heights and Their Longitudinal, Diurnal, and Interseasonal Variability in the Southeastern Pacific Using COSMIC, CALIOP, and Radiosonde Data. *J. Clim.* **2015**, *28*, 2856–2872. [CrossRef]
34. Davis, N.A.; Birner, T. Seasonal to multidecadal variability of the width of the tropical belt. *J. Geophys. Res.* **2013**, *118*, 7773–7787. [CrossRef]
35. Gettelman, A.; Wang, T. Structural diagnostics of the tropopause inversion layer and its evolution. *J. Geophys. Res.* **2015**, *120*, 46–62. [CrossRef]
36. Dee, D.P.; Uppala, S.M.; Simmons, A.J.; Berrisford, P.; Poli, P.; Kobayashi, S.; Bechtold, P. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2011**, *137*, 553–597. [CrossRef]
37. Available online: <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily> (accessed on 31 July 2018).
38. Mastenbrook, H.J. The variability of water vapor in the stratosphere. *J. Atmos. Sci.* **1971**, *28*, 1495–1501. [CrossRef]
39. Available online: ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/tele_index.nh (accessed on 31 July 2018).
40. Lamb, P.J.; Pepler, R.A. North Atlantic Oscillation: Concept and application. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **1987**, *68*, 1218–1225. [CrossRef]
41. Hurrell, J.W.; van Loon, H. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Chang.* **1997**, *36*, 301–326. [CrossRef]
42. Wibig, J. Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level. *Int. J. Climatol.* **1999**, *19*, 253–269. [CrossRef]
43. Jerez, S.; Jimenez-Guerrero, P.; Montávez, J.P.; Trigo, R.M. Impact of the North Atlantic Oscillation on European aerosol ground levels through local processes: A seasonal model-based assessment using fixed anthropogenic emissions. *Atmos. Chem. Phys.* **2013**, *13*, 11195–11207. [CrossRef]
44. Wallace, J.M.; Gutzler, D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weather Rev.* **1981**, *109*, 784–812. [CrossRef]
45. Comas-Bru, L.; McDermott, F. Impacts of the EA and SCA patterns on the European twentieth century NAO–winter climate relationship. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2014**, *140*, 354–363. [CrossRef]
46. Barnston, A.G.; Livezey, R.E. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Mon. Weather Rev.* **1987**, *115*, 1083–1126. [CrossRef]
47. Krichak, S.O.; Alpert, P. Decadal trends in the east Atlantic–west Russia pattern and Mediterranean precipitation. *Int. J. Climatol.* **2005**, *25*, 183–192. [CrossRef]
48. Ionita, M. The Impact of the East Atlantic/Western Russia Pattern on the Hydroclimatology of Europe from Mid-Winter to Late Spring. *Climate* **2014**, *2*, 296–309. [CrossRef]
49. Beaufils, D.; Richoux, H.; Pagnol, L.M. Régression linéaire et incertitudes expérimentales. *Bull. Union Phys.* **1997**, *796*, 1361–1376.
50. Keckhut, P.; Hauchecorne, A.; Chanin, M.L. Midlatitude long-term variability of the middle atmosphere: Trends and cyclic and episodic changes. *J. Geophys. Res.* **1995**, *100*, 18887–18897. [CrossRef]
51. Bègue, N.; Bencherif, H.; Sivakumar, V.; Kirgis, G.; Mzé, N.; Leclair de Bellevue, J. Temperature variability and trends in the UT-LS over a subtropical site: Reunion (20.8° S, 55.5° E). *Atmos. Chem. Phys.* **2010**, *10*, 8563–8574. [CrossRef]
52. Tohir, A.M.; Portafaix, T.; Sivakumar, V.; Bencherif, H.; Pazmiño, A.; Bègue, N. Variability and trend in ozone over the southern tropics and subtropics. *Ann. Geophys.* **2018**, *36*, 381–404. [CrossRef]
53. Baldocchi, D.; Falge, E.; Gu, L.; Olson, R.; Hollinger, D.; Running, S.; Anthoni, P.; Bernhofer, C.; Davis, K.; Evans, R.; et al. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem–scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2001**, *82*, 2415–2434. [CrossRef]
54. Goldsmith, J.E.M.; Bisson, S.E.; Ferrare, R.A.; Evans, K.D.; Whiteman, D.N.; Melfi, S.H. Raman lidar profiling of atmospheric water vapor: Simultaneous measurements with two collocated systems. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **1994**, *75*, 975–982. [CrossRef]
55. Ferrare, R.A.; Melfi, S.H.; Whiteman, D.N.; Evans, K.D.; Schmidlin, F.J.; Starr, D.O. A Comparison of Water Vapor Measurements Made by Raman Lidar and Radiosondes. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **1995**, *12*, 1177–1195. [CrossRef]

56. Hoareau, C.; Keckhut, P.; Baray, J.-L.; Robert, L.; Courcoux, Y.; Porteneuve, J.; Vömel, H.; Morel, B. A Raman lidar at La Reunion (20.8° S, 55.5° E) for monitoring water vapour and cirrus distributions in the subtropical upper troposphere: Preliminary analyses and description of a future system. *Atmos. Meas. Tech.* **2012**, *5*, 1333–1348. [[CrossRef](#)]
57. Deguillaume, L.; Charbouillot, T.; Joly, M.; Vaïtilingom, M.; Parazols, M.; Marinoni, A.; Amato, P.; Delort, A.-M.; Vinatier, V.; Flossmann, A.L.; et al. Classification of clouds sampled at the puy de Dôme (France) based on 10 yr of monitoring of their physicochemical properties. *Atmos. Chem. Phys.* **2014**, *14*, 1485–1506. [[CrossRef](#)]
58. Seluchi, M.E.; Norte, F.A.; Satyamurty, P.; Chou, S.C. Analysis of three situations of the foehn effect over the Andes (zonda wind) using the Eta–CPTEC regional model. *Weather Forecast.* **2003**, *18*, 481–501. [[CrossRef](#)]
59. Dione, C.; Lohou, F.; Chiriaco, M.; Lothon, M.; Bastin, S.; Baray, J.-L.; Yiou, P.; Colomb, A. The influence of synoptic circulations and local processes on temperature anomalies at three French observatories. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2017**, *56*, 141–158. [[CrossRef](#)]
60. Morland, J.; Mätzler, C. Spatial interpolation of GPS integrated water vapour measurements made in the Swiss Alps. *Meteorol. Appl.* **2007**, *14*, 15–26. [[CrossRef](#)]
61. Vogelmann, H.; Sussmann, R.; Trickl, T.; Reichert, A. Spatiotemporal variability of water vapor investigated using lidar and FTIR vertical soundings above the Zugspitze. *Atmos. Chem. Phys.* **2015**, *15*, 3135–3148. [[CrossRef](#)]
62. Kalinnikov, V.V.; Khutorova, O.G. Diurnal variations in integrated water vapor derived from a GPS ground network in the Volga–Ural region of Russia. *Ann. Geophys.* **2017**, *35*, 453–464. [[CrossRef](#)]
63. Farah, A.; Freney, E.; Chauvigné, A.; Baray, J.-L.; Rose, C.; Picard, D.; Colomb, A.; Hadad, D.; Abboud, M.; Farah, W.; et al. Seasonal variation of aerosol size distribution data at the Puy de Dôme station with emphasis on the boundary layer/free troposphere segregation. *Atmosphere* **2018**, *9*, 244. [[CrossRef](#)]
64. Hurrell, J.W.; Kushnir, Y.; Ottensen, G.; Visbeck, M. An overview of the North Atlantic oscillation. *N. Atl. Oscil. Clim. Signif. Environ. Impact* **2003**, *134*. [[CrossRef](#)]
65. Pope, R.J.; Chipperfield, M.P.; Arnold, S.R.; Glatthor, N.; Feng, W.; Dhomse, S.S.; Kerridge, B.J.; Latter, B.G.; Siddans, R. Influence of the wintertime North Atlantic Oscillation on European tropospheric composition: An observational and modelling study. *Atmos. Chem. Phys.* **2018**, *18*, 8389–8408. [[CrossRef](#)]
66. Wypych, A.; Bochenek, B.; Różycki, M. Atmospheric Moisture Content over Europe and the Northern Atlantic. *Atmosphere* **2018**, *9*, 18. [[CrossRef](#)]
67. Sussmann, R.; Borsdorff, T.; Rettinger, M.; Camy-Peyret, C.; Demoulin, P.; Duchatelet, P.; Mahieu, E.; Servais, C. Harmonized retrieval of column-integrated atmospheric water vapor from the FTIR network—first examples for long-term records and station trends. *Atmos. Chem. Phys.* **2009**, *9*, 8987–8999. [[CrossRef](#)]
68. Ning, T.; Wickert, J.; Deng, Z.; Heise, S.; Dick, G.; Vey, S.; Schöne, T. Homogenized time series of the atmospheric water vapor content obtained from the GNSS reprocessed data. *J. Clim.* **2016**, *29*, 2443–2456. [[CrossRef](#)]
69. Nilsson, T.; Elgered, G. Long-term trends in the atmospheric water vapor content estimated from ground-based GPS data. *J. Geophys. Res.* **2008**, *113*, D19101. [[CrossRef](#)]
70. Haas, R.; Ning, T.; Elgered, G. Long-term trends in the amount of atmospheric water vapour derived from space geodetic and remote sensing techniques. In Proceedings of the 3rd International Colloquium—Scientific and Fundamental Aspects of the Galileo Programme, Copenhagen, Denmark, 31 August–2 September 2011.
71. Thao, S.; Eymard, L.; Obligis, E.; Picard, B. Trend and variability of the atmospheric water vapor: A mean sea level issue. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2014**, *31*, 1881–1901. [[CrossRef](#)]



© 2018 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Annexe 2 : Baray et al., 2017

Annexe 2 : Baray et al., 2017

Baray J.-L. , Y. Pointin, J. Van Baelen, M. Lothon, B. Campistron, J.-P. Cammas, O. Masson, A. Colomb, C. Hervier, Y. Bezombes, S. Banson, C. Duroure, D. Hadad, and F. Tridon, Case study and climatological analysis of upper tropospheric jet stream and stratosphere-troposphere exchanges using VHF profilers and radionuclide measurements in France, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2017, 56:11, 3081-3097.

Case Study and Climatological Analysis of Upper-Tropospheric Jet Stream and Stratosphere–Troposphere Exchanges Using VHF Profilers and Radionuclide Measurements in France

JEAN-LUC BARAY,^a YVES POINTIN,^a JOËL VAN BAELEN,^a MARIE LOTHON,^b BERNARD CAMPISTRON,^b
JEAN-PIERRE CAMMAS,^c OLIVIER MASSON,^d AURÉLIE COLOMB,^a CLAUDE HERVIER,^a
YANNICK BEZOMBES,^b SANDRA BANSON,^a CHRISTOPHE DUROURE,^a DANY HADAD,^a
AND FRÉDÉRIC TRIDON^e

^a *Laboratoire de Météorologie Physique, UMR6016, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, Clermont-Ferrand, France*

^b *Laboratoire d'Aérodynamique, UMR5560, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France*

^c *Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR8105, OSU-Réunion, Saint Denis de la Réunion, France*

^d *Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire, Saint Paul lez Durance, France*

^e *Earth Observation Sciences, Department of Physics and Astronomy, University of Leicester, Leicester, United Kingdom*

(Manuscript received 27 October 2016, in final form 24 August 2017)

ABSTRACT

The authors present a climatological analysis of tropospheric horizontal wind profiles and jet stream events using long series of wind profiles from two VHF profilers located in France: Lannemezan (2001–14) and Opme (1999–2014). A case study of jet stream and stratospheric intrusion of air into the troposphere that occurred in January 2013 is first described and demonstrates the capability of the VHF profilers to detect jet stream events. The climatology study over the two sites reveals the strongest values of seasonal wind during winter (21.4 m s^{-1} at 8.7-km height at Opme; 25.1 m s^{-1} at 9.6-km height at Lannemezan). A methodology based on the automatic detection of maximum winds on a decadal series of hourly wind profiles allows the detection of jet stream events and establishes its climatology for each site. A frequency analysis of jet stream events of westerly winds over 50 m s^{-1} presents a clear seasonality at the two sites, with a maximum in winter (3.5%–9.7% of hourly profiles) and a minimum in summer (near 1%). Cosmogenic radionuclides sampled at Opme also exhibit a clear seasonal variation with maximum in spring and minimum in the cold seasons; the $^7\text{Be}/^{22}\text{Na}$ activity ratio confirms stratosphere-to-troposphere exchanges for the studied cases. The mean interannual variability of the frequency of jet stream events is 1.5% in Opme and 2.9% in Lannemezan. Positive decadal trends are observed for the two sites: $+1.6 \pm 1.2\% \text{ decade}^{-1}$ for Opme and $+2.4 \pm 2.2\% \text{ decade}^{-1}$ for Lannemezan.

1. Introduction

Jet streams are strong zonal winds in the upper troposphere, identified in the first half of the twentieth century by observing the motions of clouds (Schaefer 1953). The jet streams are caused by the combination of Earth's rotation on its axis and atmospheric heating by solar radiation. Palmin and Newton (1948) showed the coincidence between the jet stream's maximum wind and tropopause discontinuities, paving the way to numerous studies of dynamical coupling and exchanges between the stratosphere and the troposphere (Shapiro 1980; Ancellet et al. 1991; Holton et al. 1995; Baray et al.

1998; Trickl et al. 2011; Ivanova 2016). Krishnamurti (1961) distinguished two eastward jet streams in the upper troposphere of the Northern Hemisphere: the subtropical jet stream located at the poleward edge of the Hadley cell, and the polar jet stream, farther poleward. Jet streams are dynamical processes that are concentrated in zones of maximum wind speed that strongly influence mesoscale meteorology. For example, shifts in the polar-front jet stream patterns are linked to the severe winter of 2009/10 in northwestern Europe and the eastern United States (Cattiaux et al. 2013; Cohen et al. 2010; Fereday et al. 2012), and to the wet British summer of 2007 (Blackburn et al. 2008). Analyzing the relationship between the European blocking and jet stream north–south shift, Davini et al. (2014) showed

Corresponding author: Dr Jean-Luc Baray, j.l.baray@opgc.fr

DOI: 10.1175/JAMC-D-16-0353.1

© 2017 American Meteorological Society. For information regarding reuse of this content and general copyright information, consult the AMS Copyright Policy (www.ametsoc.org/PUBSReuseLicenses).

that the majority of blocking events influence the westerlies above the Atlantic Ocean and are associated with their poleward displacement. The subtropical jet stream can enhance the deep-layer vertical shear of the horizontal wind and inhibit intense hurricanes (Bukunt and Barnes 2015).

In the global climate change context, the long-term evolution of the jet stream strength and location remains uncertain. Based on the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA-40 and NCEP reanalyses from 1979 to 2001, Archer and Caldeira (2008a,b) found that jet streams have risen in altitude, moved poleward, and globally weakened, with some local and seasonal exceptions. Strong and Davis (2007, 2008) found slightly different results, with jet core speeds increasing above the midlatitudes. Degirmendžić and Wibig (2007) performed a complex classification of jet stream patterns in Europe and noticed that most jet stream types produce day-to-day changes of the wind field, indicating an enhancement of circulation dynamics in the upper troposphere. Barnes and Polvani (2013) documented how the midlatitude jet stream responds to climate change using model output from CMIP5. They also found that climate change induces a poleward migration of jet streams and a change of the pattern variability.

Direct observations of jet streams using very high frequency (VHF) Doppler radar made it possible to identify and to document the dynamics of jet streams (Thomas et al. 1986; Yoe and Rüster 1992). Fukao et al. (1991) used 2 years of VHF radar observations to examine the average vertical velocity profiles near the jet stream wind maximum. However, to our knowledge, no recent publications document the evolution of jet streams using decadal direct observations. This is the purpose of this study, focusing on jet stream events characterized by westerly winds greater than 50 m s^{-1} .

Two French VHF profiler radars were installed in Lannemezan (43.1°N ; 0.4°E) and Opme (45.7°N ; 3.1°E) in the 1990s and have been operated almost continuously through the present time. This instrumentation is useful to describe dynamical processes and to establish upper-tropospheric local wind climatologies. The data from these locations are assimilated in global models within the framework of the European E-Profile network, a European Meteorological Services Network (EUMETNET) observation program (Haeefele et al. 2014), and could be used for satellite validation, such as the future satellite mission of the European Space Agency Atmospheric Dynamics Mission Aeolus (ADM-Aeolus; Reitebuch et al. 2009).

A number of observational studies have demonstrated the feasibility of using cosmogenic radionuclide measurements to estimate the presence of stratospheric air at

ground level (Leppänen et al. 2012; Steinmann et al. 2013). Because some such measurements are routinely sampled at Opme and Lannemezan, their concentrations will be studied to develop a jet stream climatology.

In this paper, after describing the instruments, datasets, and methodology, we present a case study of jet streams and stratosphere–troposphere exchange observed above the two sites. Climatology and decadal trends of wind and jet stream frequency over the two measurement sites are then presented, analyzed, and compared with stratosphere–troposphere exchanges from radionuclide measurements.

2. The instrumentation, data, and model analyses

a. VHF profiler radars

Radio waves are scattered by turbulence in the atmosphere. Remote sensing of atmospheric parameters is based on the analysis of backscattered waves. Wind profiles by radars depend on the scattering of electromagnetic energy by minor irregularities in the index of refraction, which is related to the speed at which electromagnetic energy propagates through the atmosphere. When an electromagnetic wave encounters a refractive index irregularity, part of its energy is scattered in all directions. Backscattering occurs preferentially from irregularities of a size on the order of one-half the wavelength of the incident wave. Because the refractive index fluctuations are advected by the background wind, they can be used as tracers. Tropospheric winds can be measured by VHF profilers that use the Doppler frequency shift of signals scattered from atmospheric turbulence to monitor wind profiles from near the surface to the lower stratosphere (Ecklund et al. 1979). The Opme and Lannemezan radars are clear-air Doppler wind VHF profiler radars (Fig. 1).

The pulse peak power is 4.5 kW for the Opme system, and 6 kW for Lannemezan. For both systems, the transmitter frequency is 45.0 MHz, and the pulse repetition frequency is 6.4 kHz. The antenna field is made of two perpendicular sets of 60-m coaxial–collinear lines fed with or without fixed delay, enabling the radar beam to be successively pointed vertically, and at 15° off the vertical in four oblique beams, depending on a control sequence. For each of the five beams, the radial velocity is estimated from the Doppler frequency shift. This allows the measurement of the time evolution of the vertical profiles of the three wind components and of the atmospheric reflectivity observed in the five directions, with a radial resolution of 375 m and a time resolution of 15 min.

The vertical wind measurement is directly calculated from the vertical beam. The uncertainty of the vertical wind is then only associated to the variability of the signal-to-noise ratio (SNR) and to the statistical variability of the

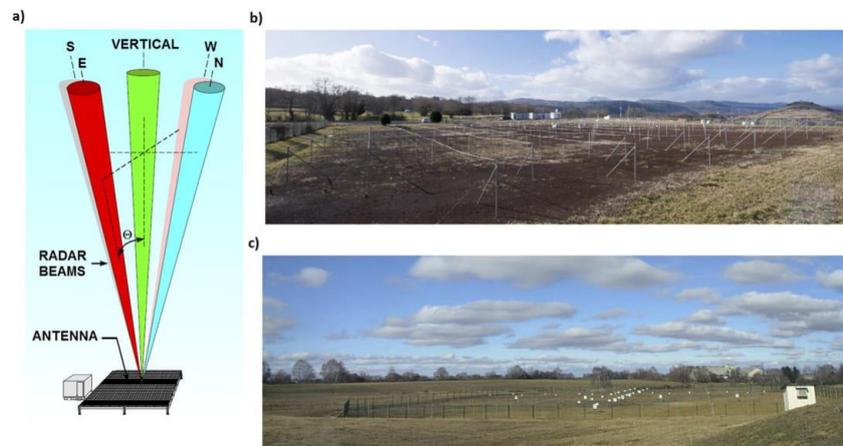


FIG. 1. (a) Schematic representation of a VHF wind profiler. Photographs of the systems at (b) Opme (copyright by LaMP@CNRS photothèque Cyril Fresillon), and (c) Lannemezan (copyright by Solène Derrien).

Doppler measurement. This has been estimated to be on the order of 1 cm s^{-1} (Nastrom et al. 1990). The error must actually increase with altitude (since the SNR decreases) but remains generally low and will increase abruptly when the SNR approaches 0 dB.

The horizontal wind is determined from a combination of inclined radar beams. Hence, the uncertainty can be more important because of the hypothesis on the uniformity of the wind field between these different beams. According to Strauch et al. (1987), Adachi et al. (2005), and Rao et al. (2008), these errors vary according to the method used (two, three, or four shots) but is on the order of $1\text{--}2 \text{ m s}^{-1}$. The measurement uncertainty is therefore negligible in comparison.

For this study, hourly averaged data were used. After being installed at Aubière (close to Clermont-Ferrand) from December 1990 to December 1995, the system was moved to Opme, a rural site about 10 km away from the center of Clermont-Ferrand and at 660 m above sea level. The number of days of operation by year and month of both systems is given in Tables 1 and 2.

With three other French VHF radars located in Toulon, Toulouse, and at the Observatoire de Haute Provence, these two systems were used previously for several studies of tropospheric dynamics, including the tropopause folding (Caccia and Cammas 1998; Bertin et al. 2001), variations of the tropopause height (Kim et al. 2001), atmospheric tides (Diaz de Argandona et al. 2010), and also a sky-mapping study (Campistron et al. 2001). They were deployed for the field campaigns the Pyrenees Experiment (PYREX; Bougeault et al. 1990), the Mesoscale Alpine Program (MAP; Petitdidier et al. 1997), and the

Stratosphere–Troposphere Exchanges, Meso-Scale Investigations (in French) (ESTIME; Caccia et al. 2000). Lannemezan and Opme are the two last VHF radars of this network still in operation.

b. Radionuclide measurements

The cosmogenic radionuclides attached to aerosols were also studied, and their variation was compared with dynamical parameters measured with VHF radars. Aerosols have been sampled in Opme since 2006 and in Lannemezan since 2014 using a homemade sampler developed by IRSN and operating at $335 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. The aerosol sampler is equipped with a four-layer polypropylene fiber filter (JPE 13160; Jonell, Inc.) to ensure a high collection efficiency (minimum of about 95% for particles with an aerodynamic diameter of 30 nm). Aerosol filters were measured by gamma spectrometry on low-background high-purity germanium (HPGe) detectors. The studied cosmogenic radionuclides are easily quantified based on gamma-ray emissions at 477.6 and 1274.5 keV, respectively. Relative error does not exceed 10%. Radionuclide measurements are sampled on a weekly basis. Among the numerous cosmogenic radionuclides, we focus on beryllium-7 (^7Be ; half-life = 53.3 days) and sodium-22 (^{22}Na ; half-life = 2.6 yr). Their production is localized in the upper troposphere and lower stratosphere. They result from interactions (named spallation reactions) of high-energy particles (mostly protons) with light atmospheric nuclei, that is, oxygen and nitrogen atoms in the case of ^7Be or argon in the case of ^{22}Na (Tokuyama and Igarashi 1998). Cosmogenic radionuclides rapidly attach to submicrometer aerosols, by which they are transported to the ground-level air (Arnold

Annexe 2 : Baray et al., 2017

TABLE 1. VHF radar dataset: number of days of operation by year for each site.

	Opme		Lannemezan	
	Days of operation	Hourly profiles	Days of operation	Hourly profiles
1998	3	68		
1999	195	4432		
2000	324	7489		
2001	306	7103	202	4493
2002	353	8449	358	8429
2003	359	8446	364	8630
2004	359	8429	363	8649
2004	363	8606	359	8436
2006	281	6560	337	7978
2007	355	8364	309	7216
2008	366	8866	39	912
2009	365	8518	336	7720
2010	363	8594	233	5285
2011	360	8517	229	5286
2012	252	5718	217	5134
2013	298	6924	359	8470
2014	174	3970	356	8442

and Al-Salih 1955). Their stratospheric concentrations are generally one to two orders of magnitude greater than corresponding ground-level concentrations (about some millibecquerels per meter cubed for ^7Be and some microbecquerels per meter cubed for ^{22}Na). There exists a large scientific literature devoted to ^7Be that can be easily quantified thanks to their high concentration levels in the air (from thousand to tens of thousands of microbecquerels per meter cubed). Regarding ^{22}Na , the number of studies is rather small because the detection requires a combination of high volume sampling and low-background gamma spectrometer. ^{22}Na was only determined in Opme because the flow rate of the sampler in Lannemezan was too low to exceed the detection limits for ^{22}Na . ^7Be and ^{22}Na have been recognized as powerful tracers of tropospheric downdrafts or springtime stratosphere–troposphere exchanges (Cristofanelli et al. 2006; Jasiulionis and Wershofen 2005; Steinmann et al. 2013) and are both used in aerosol transport modeling from the stratosphere to ground-level air (Feely et al. 1989; Peters 1959; Tokuyama and Igarashi 1998).

c. ERA-Interim, trajectories, and reverse domain filling

In our study, we use also parameters extracted from the ERA-Interim reanalysis archive produced by ECMWF. Several horizontal resolutions have been used: 1° for back-trajectory computations, 0.25° in latitude and longitude for synoptic fields and 0.125° for profiles at the grid point nearest the sites. The temporal resolution is 6 h (0000, 0600, 1200, and 1800 UTC). The parameters are extracted for 37 pressure levels between 1 and 1000 hPa. ERA-Interim is the

reanalysis of the period 1989 to the present that has replaced the ERA-40 archive. The main advances in the ERA-Interim data assimilation relative to ERA-40 are the 12-h 4D variational analysis, the T255 horizontal original resolution, improvement in the humidity analysis, model physics and data quality control, variational bias correction of satellite radiance data, and other improvements in bias handling (Dee et al. 2011).

To determine the origin of the air masses, we calculated kinetic 3D back trajectories with the “LACYTRAJ” trajectory model (Clain et al. 2010) with a 15-min time step. The resolution of ERA-Interim is sometimes too coarse to highlight subgrid-scale structures; therefore, we calculated vertical cross sections of potential vorticity with 48-h advection using the reverse domain-filling technique code based on LACYTRAJ (LACYTRAJ-RDF). This approach consists of running back trajectories with a regular gridded array, then interpolating the tracer to back-trajectory points, and finally copying values forward to regular grid; this insures improvement of the vertical resolution and retrieval of subgrid information that was not in the initial field (Dritschel 1988). LACYTRAJ and LACYTRAJ-RDF have previously been used to study stratosphere–troposphere exchange in the southern subtropics (Clain et al. 2010), monsoon depressions (Baray et al. 2010), long-range interhemispheric transport of carbon monoxide (Duflo et al. 2010), or interactions between the mixing layer and the free troposphere (Frey et al. 2016).

3. Example of jet stream and stratosphere–troposphere exchange

Before documenting the climatology of jet streams, we present an illustrative case study. Our motivation is to describe the dynamical processes during a jet stream event that occurred above western Europe in January 2013 and which was observed at the two sites.

TABLE 2. VHF profiler dataset: number of days of operation by month for each site.

Month	Opme radar	Lannemezan radar
1	420	322
2	409	264
3	468	324
4	432	295
5	458	290
6	413	345
7	407	382
8	378	375
9	401	346
10	451	372
11	412	351
12	426	395

Annexe 2 : Baray et al., 2017

NOVEMBER 2017

BARAY ET AL.

3085

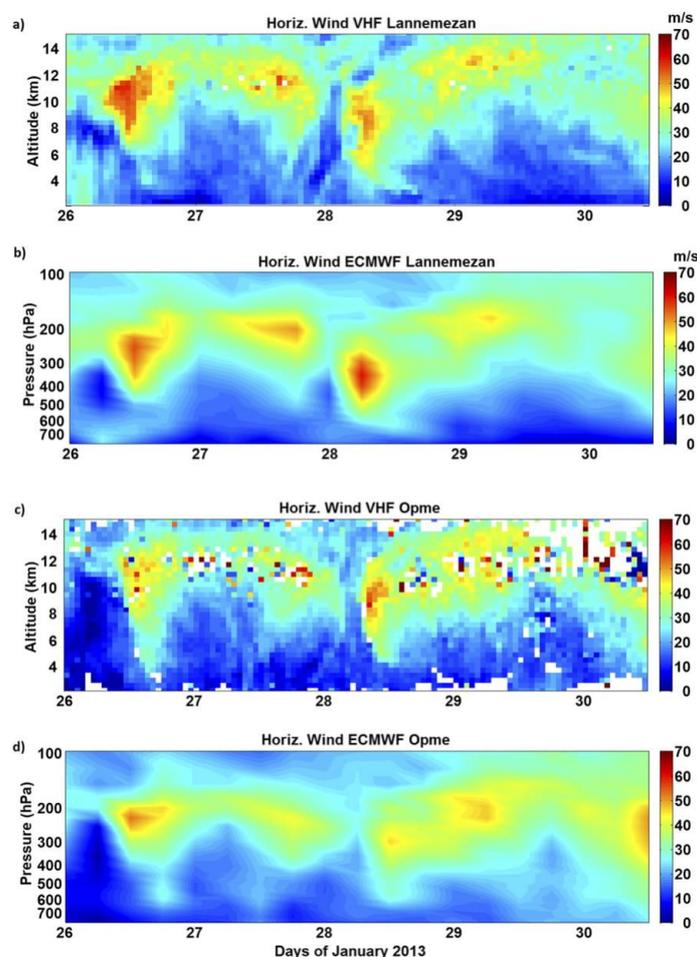


FIG. 2. Hourly averaged horizontal wind speed profile (m s^{-1}) measured by the VHF profiler above (a) Lannemezan and (c) Opme between 0000 UTC 26 Jan and 1200 UTC 30 Jan 2013, and the ERA-Interim horizontal wind speed profile (m s^{-1}) for the grid point nearest to (b) Lannemezan and (d) Opme.

Figure 2 gives the temporal evolution of the horizontal wind profiles measured by the VHF radars and compares the two ECMWF grid points nearest Lannemezan (43.125°N , 0.375°E) and Opme (45.75°N , 3.125°E). The maximum horizontal wind is found between 8- and 12-km height during the day of 26 January 2013 and between 6 and 11 km during the day of 28 January 2013. The maximum horizontal wind values observed are 59 m s^{-1} at 12 km on 1000 UTC 26 January above Lannemezan and 51 m s^{-1} at 9 km on 0900

UTC 28 January above Opme. This upper-tropospheric wind structure corresponds quite well to wind fields given by ERA-Interim, and is of the same order of magnitude, except for the maximum of wind above Opme on 28 January, which is less than 46 m s^{-1} in the ERA-Interim. Polar and subtropical jet streams are not continuous westerly wind tubes. They take a wave structure and are made up of jet cores where the wind speed is maximum. The air masses that enter or leave a jet core area are strongly accelerated or decelerated.

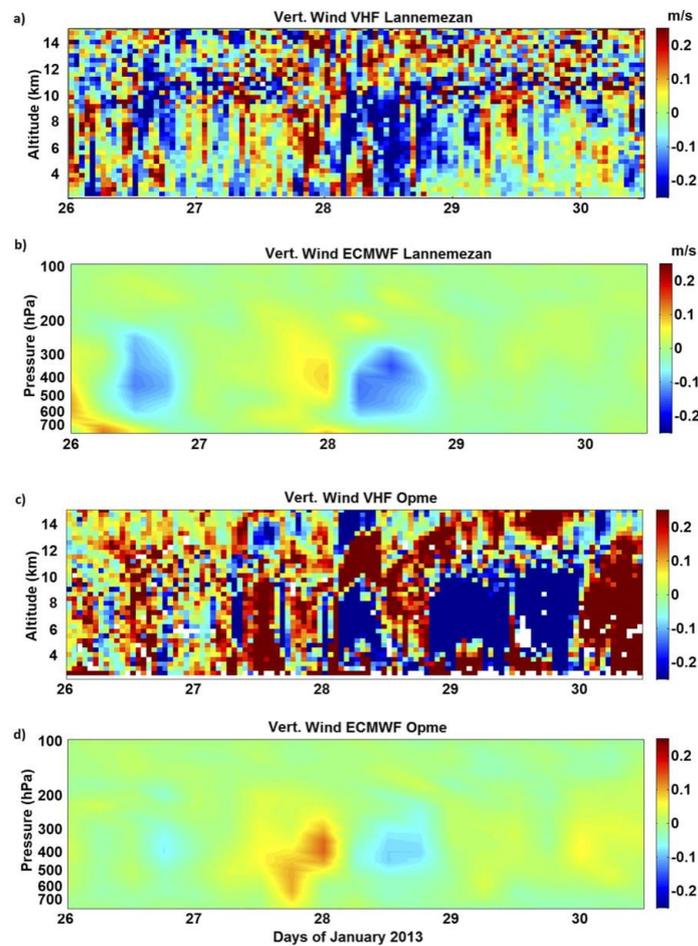


FIG. 3. As in Fig. 2, but for the vertical wind.

The present case is a succession of several jet cores that form above the Atlantic Ocean and are advected westward, giving the jet stream, a Rossby wave structure. Two of them are observed above the two sites on 26 and 28 January. This results in transverse and vertical ageostrophic circulations inducing, in the most intense cases, tropopause folds and stratosphere–troposphere exchanges (Shapiro 1980; Holton et al. 1995).

Figure 3 gives the temporal evolution of the vertical wind profiles measured by the VHF radars and compares the two ECMWF grid points nearest Lannemezan and Opme. Strong vertical winds are indeed observed in the upper troposphere during this period at both sites by VHF

radars and ERA-Interim: downdrafts on 28 January in the morning above Opme and Lannemezan and from 2000 UTC 28 January to 2200 UTC 29 January above Opme and updrafts in the evening in Opme and at noon in Lannemezan on 27 January. The ERA-Interim provides also similar vertical wind structures, but with large difference of the wind speed. The time resolution is different (6 vs 1 h) and vertical winds are stronger above Lannemezan for ERA-Interim, but stronger above Opme for the VHF profiler. The agreement between the ERA-Interim and the profiler time series at time scales larger than 6 h is good, particularly for Lannemezan. At shorter time scales, the agreement may deteriorate because the

Annexe 2 : Baray et al., 2017

NOVEMBER 2017

BARAY ET AL.

3087

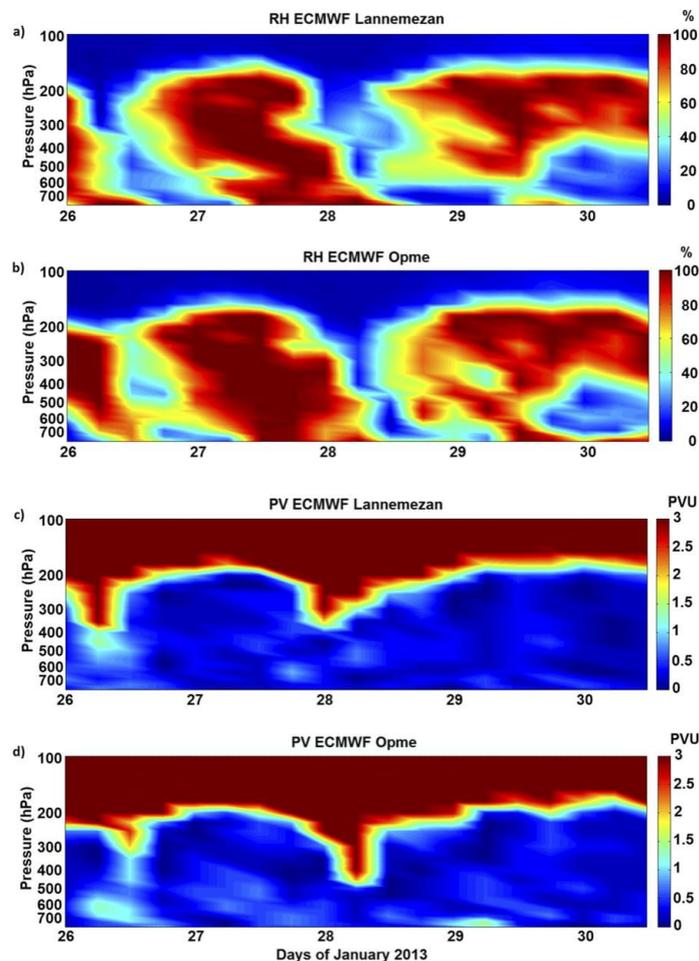


FIG. 4. (a) ERA-Interim relative humidity (%) for the grid point nearest to (a) Lannemezan and (b) Opme between 0000 UTC 26 Jan and 1200 UTC 30 Jan 2013, and ERA-Interim potential vorticity (PVU, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) for the grid point nearest (c) Lannemezan and (d) Opme.

vertical velocity is the component of the wind that has the largest variability in space and in time. Vertical winds from NCEP reanalysis (not shown) are similar to ERA-Interim vertical winds. The cause of the difference in the vertical wind speeds between observations and global models for this case study is not known.

Figure 4 shows time series of dynamical indicators, the relative humidity and potential vorticity, a tracer of stratospheric air (Staley 1960), for the nearest points from Lannemezan and Opme. They present similar

characteristics that suggest subsidence of stratospheric air into the upper troposphere on the morning of 28 January, with low values of relative humidity and high values of potential vorticity.

A Raman lidar providing water vapor mixing ratio profiles has been operational at Aubière since 2009 (Fréville et al. 2015). Figure 5 shows that the water vapor profile obtained during the night between 29 and 30 January presents successive layers of wet air (below 2 km, and between 4 and 5.5 km) and dry air (near 3 km,

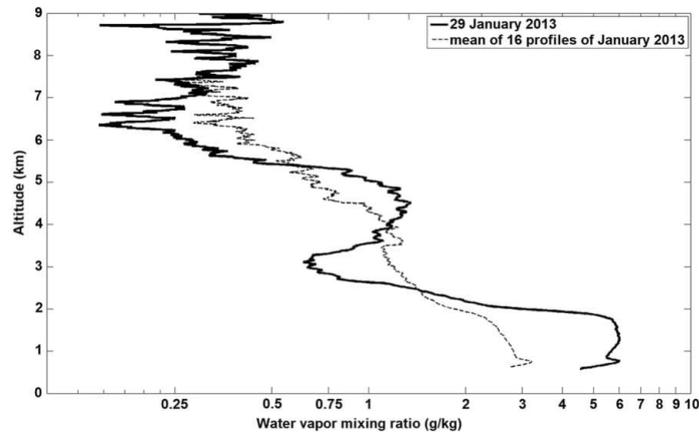


FIG. 5. Water vapor mixing ratio profile (g kg^{-1}) measured with Raman lidar at Clermont-Ferrand during the night from 29 to 30 Jan 2013 (solid line) compared with the mean of 16 lidar profiles of January 2013 (dashed line).

and above 5.5 km). These values can be compared with the monthly mean water vapor profile obtained by averaging all January profiles for 2013: The two dry layers near 3 km and above 5.5 km show water vapor mixing ratios about 0.70 and 0.25 g kg^{-1} ; this is less than the climatological profiles of about 1.2 and 0.4 g kg^{-1} at the corresponding altitude layers. This is to be contrasted with the two wet layers below 2 km and between 4 and 5.5 km that have water vapor mixing ratios near 6 and 3 g kg^{-1} as compared with the climatological profiles that have ratios near 3 and 0.9 g kg^{-1} .

Figure 6 focuses on the 28 January 2013 episode. It presents the evolution of ERA-Interim wind and potential vorticity fields. The wind field confirms the presence of a jet core, and indicates that, on 28 January in the morning, Opme is under the influence of an exit area of a jet core centered on England with a southeast direction. The potential vorticity field displays a stratospheric filament of stratospheric air (more than 6 PVU), passing over Opme on 28 January in the morning.

Figure 7 presents a group of 7-day back trajectories computed using LACYTRAJ and a vertical cross section of potential vorticity advected by back trajectories following the reverse domain-filling method. The stratification of wet and dry layers observed by Raman lidar could be the signature of air masses from different origins, with traces of stratospheric intrusions occurring before the moment of the lidar measurement, at the altitude of dry layers, or during the night of 29 January, but being not well resolved by ERA-Interim. Indeed, the Opme VHF wind profiler detects strong downward motions (more than 1 m s^{-1}) from 2000 UTC 28 January to 2200 UTC 29 January (Fig. 3c).

These subsidences are not observed at Lannemezan, and are also not clearly visible on ERA-Interim winds (Figs. 3a,b,d). The back trajectories indicate a mixing of stratospheric-polar and of lower-tropospheric-oceanic origins for the air masses arriving over Clermont-Ferrand on 0600 UTC 28 January 2013. Finescale cross sections of potential vorticity have been calculated using the reverse domain-filling technique (Fig. 7b). The high values (>2 PVU) near 45°N above 400 hPa, corresponding to 7-km altitude, confirm the stratospheric origin of the dry layer seen by the lidar above 5.5 km. Some finescale bubbles of high values of potential vorticity are also seen near 450 and 550 hPa, consistent with the successive wet and dry layers seen by the lidar, but it is difficult to establish a direct link between them with certainty.

To summarize, in this case study, we show that the two sites can be under the influence of an upper-level jet stream and associated stratospheric intrusions. In addition, in the present case study, a succession of jet cores is observed above the two sites. The Opme and Lannemezan VHF profilers have the capability to detect jet core events, while the Raman lidar in Aubière can detect signatures of stratospheric intrusions in the water vapor profiles.

4. Climatology and trends

a. Seasonal wind profiles

To address the climatological wind behavior of the two sites, we calculated the seasonal profiles in the horizontal wind speed from 1998 to 2014 at Opme (Fig. 8) and from 2001 to 2014 at Lannemezan (Fig. 9). The lower limit of

Annexe 2 : Baray et al., 2017

NOVEMBER 2017

BARAY ET AL.

3089

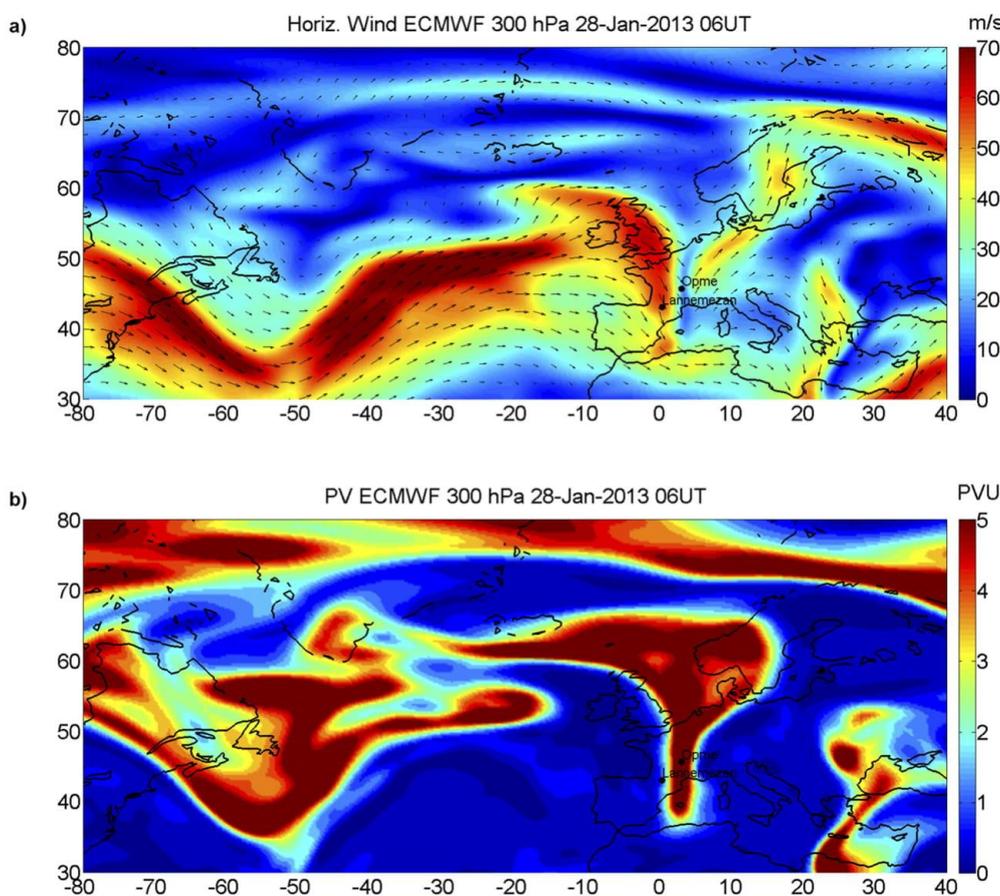


FIG. 6. ERA-Interim (a) horizontal wind (m s^{-1}) and (b) potential vorticity (PVU) on the 300-hPa surface at 0600 UTC 28 Jan 2013.

the validity domain of the Opme VHF radar is compared with surface winds measured with a sonic anemometer operating at the summit of the puy de Dôme, 1465 m above sea level, and located less than 15 km away from Opme. Both mean values and standard deviation in the wind speeds are consistent with the bottom of the profiles. Above Opme, the strongest values of the seasonal wind speed are obtained during winter reaching 21.4 m s^{-1} at 8.7 km, with a standard deviation near 13 m s^{-1} . For the rest of the year, the maximum wind speed is between 18.3 and 20.4 m s^{-1} , and located between 8.5- and 10-km height, with a standard deviation slightly lower than in winter. Above Lannemezan, the maximum climatological wind speed is also observed in winter. The wind speed profile has a maximum of 25.1 m s^{-1} at 9.6-km height,

with a standard deviation near 15 m s^{-1} . For the other seasons, the maximum is between 21.2 and 21.5 m s^{-1} and is located between 10- and 11.5-km height. The ECMWF climatological profiles present a similar structure and seasonality, but with a larger maximum of wind speed, located at a slightly higher altitude: Opme maximum wind is 27.1 m s^{-1} at 10.3-km height in winter, 24.2 m s^{-1} at 11-km height in summer, and Lannemezan maximum wind is 26.2 m s^{-1} in winter, 23.2 m s^{-1} in summer, at the same height as Opme. The wind direction calculated from the two horizontal wind components indicates strong westerly winds associated with the polar and subtropical jet streams. Opme, when compared with Lannemezan, shows a smaller maximum wind speed, located at a lower altitude. The wind speed difference between the two sites is less than

Annexe 2 : Baray et al., 2017

3090

JOURNAL OF APPLIED METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

VOLUME 56

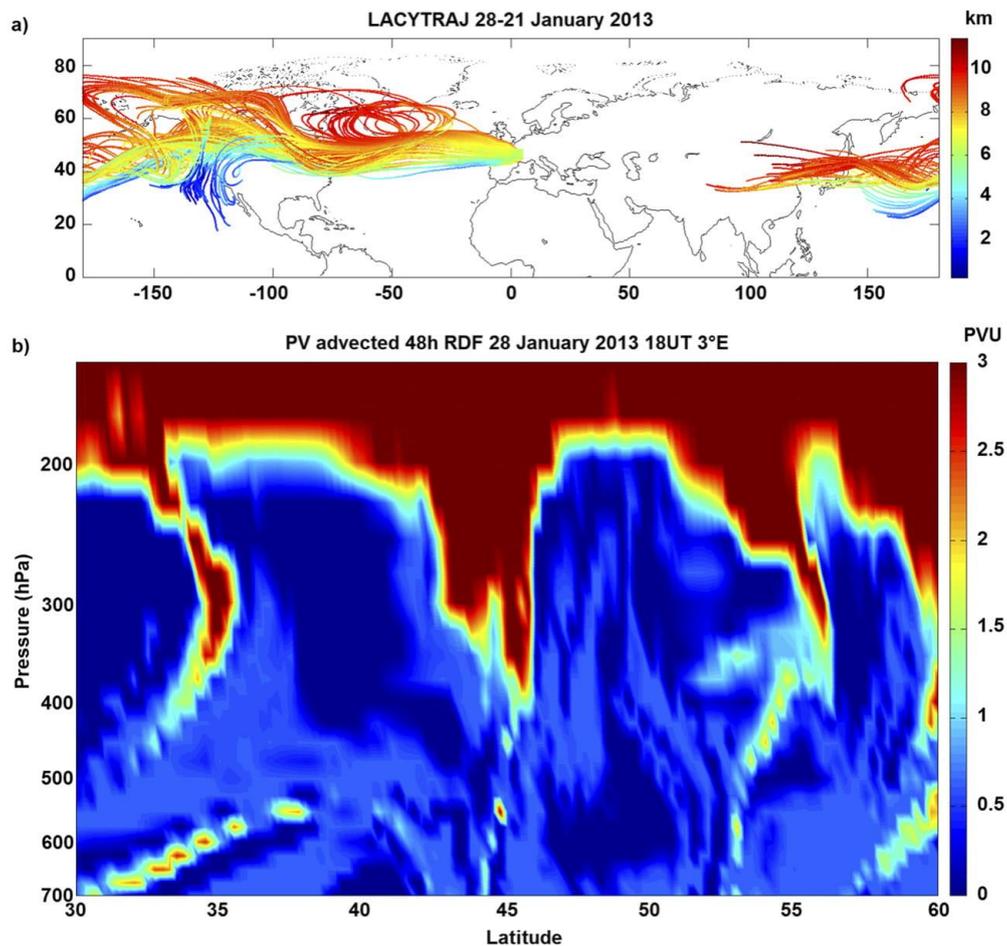


FIG. 7. (a) Seven-day back trajectories arriving over Clermont-Ferrand on the 300-hPa surface at 0600 UTC 28 Jan 2013. The color scale indicates the altitude (km) of the air masses. (b) Vertical cross section of 48-h advected potential vorticity (PVU) at 3°E as a function of pressure level (hPa) at 1800 UTC 29 Jan 2013.

4 m s^{-1} , and the altitude difference is less than 1 km. This difference, slightly higher than the measurement uncertainty, is not clearly reproduced by ERA-Interim and could be because of differences in the local topography.

b. Methodology of detection of jet stream events on VHF radar wind fields

Despite the continuous improvement of atmospheric models, it remains important to establish climatological distributions and long-term trends of climatic variables from observations. Hence, we exploit the available

decadal series of VHF radar wind profiles to automatically detect jet stream events over the stations.

Our methodology is based on the analysis of hourly wind profiles. The detection is based on several criteria: the westerly component must be positive, and the wind speed must be larger than 50 m s^{-1} . These two criteria have to be fulfilled for two (or more) radar levels, consecutive or not, between 6- and 14-km height, and during 4 h or more. With these criteria, we could detect all identified jet stream events over the stations, after performing sensibility tests with different wind speed and time values.

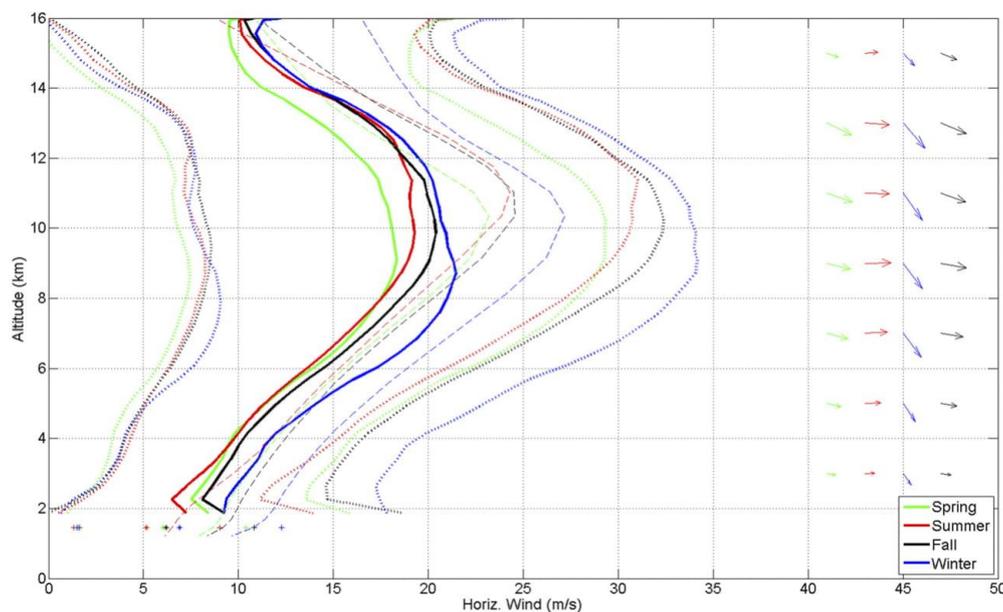


FIG. 8. Climatological profiles from the horizontal wind speed (solid lines) and direction (arrows on the right side) observed with the Opme VHF radar (1998–2014) for spring (green), summer (red), autumn (black), and winter (blue). The dotted lines mark ± 1 standard deviation. The dashed lines provide the ERA-Interim climatological profiles for the same period. The plus signs below 2 km indicate the mean and ± 1 standard deviation values obtained by the sonic anemometer at the top of the puy de Dôme station.

Jet streams are nonlinear processes in which the wind speed can decrease and increase during a single event. Their shapes can depend on the season: Kuang et al. (2014) showed that upper-tropospheric jet streams frequently have a spiral-like pattern in winter, but a quasi-annular structure in summer. Therefore, if the algorithm detects two events separated by less than 6 h, we consider that this corresponds to the same event.

To provide a cross validation between observations and reanalysis, another jet stream statistic has been obtained using solely the ECMWF reanalysis horizontal winds with the station data. We took the same threshold for the wind speed (50 m s^{-1}), and the same criteria on the direction (positive westerly component). However, the temporal and vertical resolutions of VHF and ECMWF are very different: 1 versus 6 h, and 375 m versus 1 km near the tropopause. Thus, we adapted the criteria of ECMWF detection: only one point following the criteria, in time along the vertical, is enough to consider a profile as “jet stream flagged.”

c. Seasonal variability of the jet stream and radionuclide measurements

As already stated, there is a very large variability of horizontal winds, especially below the tropopause at the

altitude of the maximum wind speed, as shown in Figs. 8 and 9. Some of this variability can be attributed to the presence or absence of jet streams over the measurement site. To evaluate the interannual and seasonal variability of the jet stream, we applied the methodology described in the section 4b.

Figure 10 displays the frequency of jet stream events per month. For the two sites, we observe a clear seasonality of the frequency of the jet stream. In winter, the occurrence reaches its peak, between 6.7% and 9.7% in Lannemezan and between 3.5% and 7.8% in Opme. The minimum, near 1%, occurs in June in Lannemezan and May and August in Opme. This result is in agreement with the seasonality of the climatological wind profiles, stronger in winter than in summer. The ECMWF statistic presents the same variations and order of magnitude as the VHF statistic.

The weekly sampling duration of radionuclide measurements is typically not sufficiently time resolved to insure checking for a possible relationship between variations in the radionuclide concentration and the stratosphere–troposphere air exchanges at a given date. However, it is suitable for seasonal variations. Indeed, an overall seasonal variability is also found on radionuclide

Annexe 2 : Baray et al., 2017

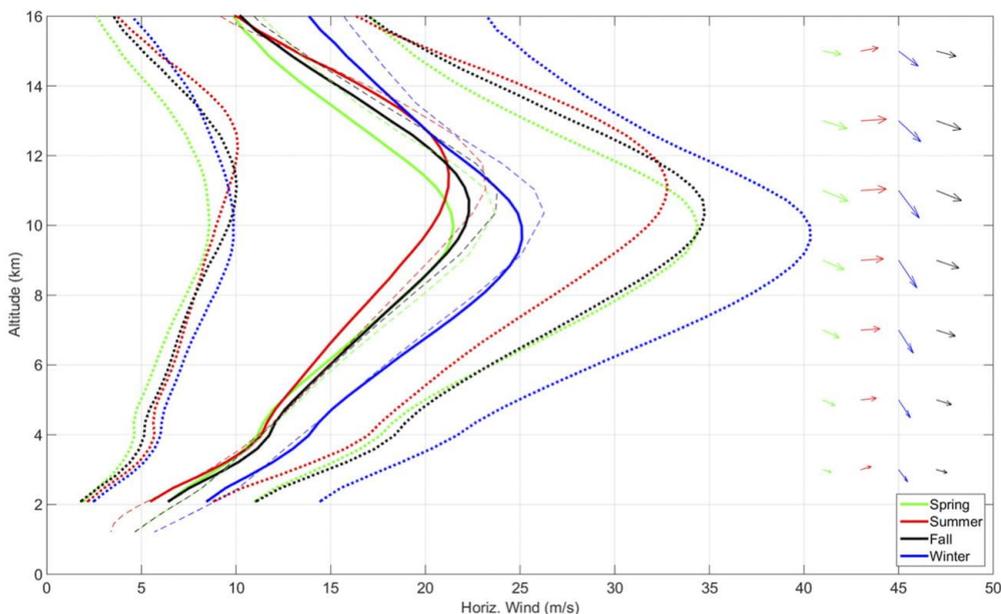


FIG. 9. As in Fig. 8, but for the Lannemezan VHF radar (2001–14).

measurements: a maximum in spring (April–June) and a minimum in autumn–winter can be found for ^7Be and ^{22}Na (Fig. 11a). The ^7Be spring value in Opme is 1.7 times as high as in autumn. The difference is even more pronounced for ^{22}Na with a 9-yr averaged ratio (spring–winter) of 2.7. This cyclic seasonal structure is typical for Europe and consistent with other seasonal patterns

found at many European locations, among them Poland (Błazej and Mietelski 2014), Sicily (Agelao et al. 1984), Serbia (Ajtic et al. 2013), Sweden, or the Czech Republic (Kulan et al. 2006). ^7Be is produced roughly 1/3 in the upper troposphere and 2/3 in the stratosphere (Gaggeler 1995). More generally, ^7Be activity concentration at a given location provides integrated information on both

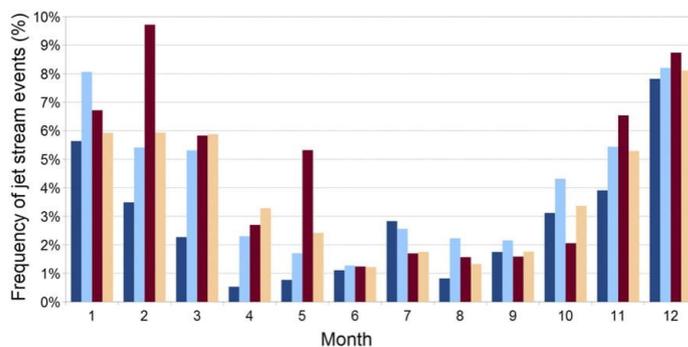


FIG. 10. Monthly frequency (%) of jet stream events at Opme (dark blue: VHF; light blue: ECMWF) and Lannemezan (dark red: VHF; orange: ECMWF). The frequency is obtained by dividing the number of hourly profiles within the jet stream by the total number of profiles produced by the radar systems.

Annexe 2 : Baray et al., 2017

NOVEMBER 2017

BARAY ET AL.

3093

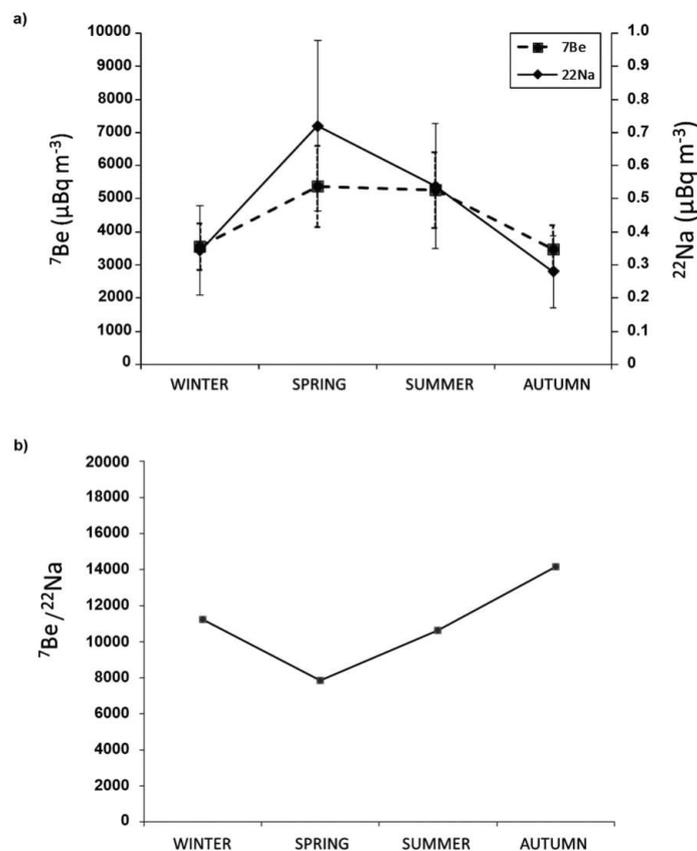


FIG. 11. The 9-yr seasonal variations (a) of average ^7Be and ^{22}Na and (b) of the $^7\text{Be}/^{22}\text{Na}$ ratio in ground-level air at Opme.

production areas and transport (Leppänen et al. 2012). Conversely, ^{22}Na is mostly produced in the upper troposphere and 1/3 in the stratosphere. Therefore, the $^7\text{Be}/^{22}\text{Na}$ activity ratio can be used to assess the seasonal stratosphere–troposphere air-mass exchange. In the upper troposphere, this ratio is higher than in lower stratosphere. At ground level, this ratio exhibits a seasonal cycle (Fig. 11b). The weekly $^7\text{Be}/^{22}\text{Na}$ ratio ranges between 4300 and 27 100 while seasonal averages clearly depict lower values in spring and higher values in autumn similarly to what was observed in Poland (Błazej and Mietelski 2014), Finland (Leppänen et al. 2012), or Switzerland (Steinmann et al. 2013).

A low $^7\text{Be}/^{22}\text{Na}$ ratio indicates a low-stratosphere or upper-troposphere origin. A simultaneous increase of

^7Be and decrease of the $^7\text{Be}/^{22}\text{Na}$ ratio in spring points out the enhanced mixing of lower-stratospheric and/or upper-tropospheric air into the ground-level air (Leppänen et al. 2012; Steinmann et al. 2013). In conclusion, these observations of radionuclide ratio are in agreement with the jet stream seasonality observed over the two sites.

d. Interannual variability and decadal trend of the jet stream

The frequency of jet stream events per year is given in Fig. 12. The Opme yearly series varies between 0.7% (in 2006) and 6.3% (in 2014). The Lannemezan series shows a slightly larger variability, between 0.8% in 2011 and 8.7% in 2010. The mean interannual variability of the frequency of jet stream events is 1.5% in

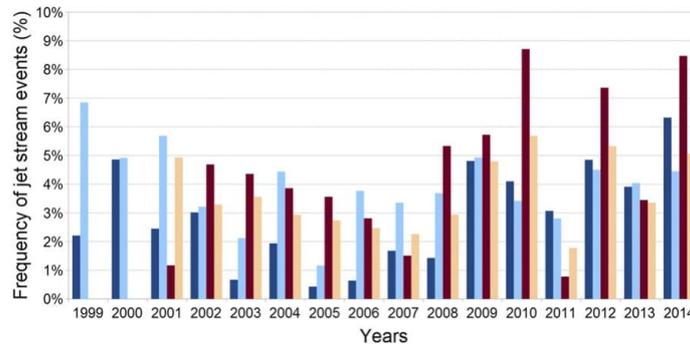


FIG. 12. As in Fig. 10, but for yearly frequency.

Opme and 2.9% in Lannemezan. One can observe quite large differences between the trends calculated from the VHF and ECMWF data after 2010. The trends at Opme, on the contrary, have some large differences in early years but generally seem to agree after 2009. Linear trends have been calculated from monthly occurrence time series for the whole VHF profiler dataset of the two sites, and as function of the seasons (Table 3). The trends are positive and slightly significant in the two sites, $+1.6 \pm 1.2\%$ decade⁻¹ for Opme, and $+2.4 \pm 2.2\%$ decade⁻¹ for Lannemezan. If we separate the datasets by seasons, the trends are maximum in winter, and significant. For the rest of the year, the trends remain positive, but not significant. The positive trend observed at the two sites is in agreement with a global study based on NCEP–NCAR and ECMWF ERA-40 reanalysis (Strong and Davis 2007). This study shows increased eddy-driven jet core speeds (+15%) and probabilities (+30%) over the midlatitudes, collocated with increases in baroclinicity driven by a spatially heterogeneous pattern of large-scale warming with cooling centers embedded poleward of 60°N. However, these global increasing trends, larger than local trends observed over Opme and Lannemezan in our study, are based on longer series (1958–2007), and present important differences as function of longitude, and also depend on the model used (ERA-40 and NCEP). Barton and Ellis (2009) investigated the variability of the subtropical jet stream without confirming the theory of a general poleward shift in midlatitude jet stream in association with recent climate change, but other recent studies have reported a poleward shift of the jet stream (Rivière 2011; Hudson 2012; Pena-Ortiz et al. 2013). This highlights the need for long-term observation studies of jet stream characteristics and trends.

5. Conclusions

In this study, we used a long series wind measurement from two VHF profilers in France to establish the climatological behavior of upper-tropospheric winds and of the frequency of jet stream events.

First, a case study of jet stream and stratosphere–troposphere exchange occurring in January 2013 was characterized using VHF wind profiler data, water vapor lidar measurements, ERA-Interim, trajectories, and reverse domain-filling calculations.

Then, the climatology study over the two sites revealed that the strongest values of seasonal winds occurred during winter. This wind speed maximum in the upper troposphere is expected to be associated with jet streams, strong eastward winds in the upper troposphere, likely to induce stratosphere–troposphere exchanges of ozone and dry air (Shapiro 1980).

A method of detection of jet stream events has been proposed, and its application on the VHF wind profile series over the two sites shows a clear seasonality of jet stream detection, with a maximum in winter (3.5%–9.7% of hourly profiles) and a minimum in summer (near 1%). Cosmogenic radionuclides sampled in Opme also exhibit a clear seasonal variation

TABLE 3. Linear trends (% decade⁻¹) of the frequency of jet stream events determined from the long series of VHF observations. The confident interval estimate has been estimated using the Student's *t* distribution at 95% level of confidence.

	Opme	Lannemezan
Whole year	$+1.6 \pm 1.2$	$+2.4 \pm 2.2$
Winter	$+5.6 \pm 3.1$	$+6.9 \pm 5.5$
Spring	$+0.4 \pm 1.1$	$+2.5 \pm 5.3$
Summer	$+0.2 \pm 1.8$	$+0.9 \pm 1.4$
Autumn	$+0.7 \pm 2.6$	$+0.3 \pm 3.4$

Annexe 2 : Baray et al., 2017

NOVEMBER 2017

BARAY ET AL.

3095

with maximum in spring and minimum in the cold seasons while the $^7\text{Be}/^{22}\text{Na}$ activity ratio confirms the stratospheric intrusion for the studied cases. The mean interannual variability of the frequency of the jet stream events is 1.5% in Opme and 2.9% in Lannemezan. We observe positive and slightly significant decadal trends for the two sites ($+1.6 \pm 1.2\%$ decade $^{-1}$ for Opme, and $+2.4 \pm 2.2\%$ decade $^{-1}$ for Lannemezan), maximum in winter ($+5.6 \pm 3.1\%$ decade $^{-1}$ for Opme, and $+6.9 \pm 5.5\%$ decade $^{-1}$ for Lannemezan).

Many studies based on global models describing the long-term global behavior of jet streams have been published. The results are very dependent on the methodology and models used. The current study shows that long series of observations with wind profilers and a regular monitoring of radionuclides are useful to understand the evolution of climate processes, complementing model-related studies. A way to do this could be to link jet stream changes to atmospheric drivers. For instance, [Hall et al. \(2015\)](#) have recently reviewed the possible drivers (cryospheric, oceanic, and stratospheric) of the polar front jet variability. Using wind observations and EOF-based approach in a principal component analysis, several authors investigated the connections between the North Atlantic jet stream and weather regimes such as the North Atlantic Oscillation or the east Atlantic pattern. [Athanasiadis et al. \(2010\)](#) showed that the zonal wind field yield patterns are robust with respect to the range of frequencies included in the data, clearly relate to the position of the climatological mean jets, and are broadly consistent with their traditionally defined counterparts in terms of climatic impacts. [Woollings and Blackburn \(2012\)](#) showed that jet stream changes can be related to leading patterns of variability: the North Atlantic Oscillation and east Atlantic pattern. Future work will aim at linking the long series of French VHF profiler data to the leading patterns influencing weather over Europe.

Acknowledgments. The authors deeply thank the three reviewers and the editor for the constructive comments and useful suggestions. This study has been performed in the framework of ACTRIS-FR (previously SOERE ROSEA/ATMOS). The operation of VHF wind profilers is supported by the Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand/Laboratoire de Météorologie Physique (OPGC/LaMP; <http://www.obs.univ-bpclermont.fr/opgc/index.php>) and Observatoire Midi Pyrénées/Laboratoire d'Aérodynamique [OMP/LA; Pyrenean Platform for Observation of the Atmosphere (P2OA); <http://p2oa.aero.obs-mip.fr>]. P2OA facilities and staff are funded and supported by the University Paul Sabatier, Toulouse, France, and Centre National de la Recherche

Scientifique (CNRS). OPGC/LaMP facilities and staff are funded and supported by the University Clermont-Auvergne, Clermont-Ferrand, France, CNRS, and CNES (EECLAT). We acknowledge the technical staffs of the two observatories, and particularly Patrick Fréville for his work on the lidar instrumentation, and Jean-Marc Pichon for his work at the puy de Dôme station. Guillaume Payen (Reunion Island University) provided the water vapor lidar inversion software. We are grateful to Guillaume Allard for his a preliminary work on the case study during his master training, and to Yahia Gour for useful discussions. We also acknowledge ECMWF for providing ERA-Interim reanalysis.

REFERENCES

- Adachi, A., T. Kobayashi, K. Gage, D. Carter, L. Hartten, W. Clark, and M. Fukuda, 2005: Evaluation of three-beam and four-beam profiler wind measurement techniques using a five-beam wind profiler and collocated meteorological tower. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 1167–1180, doi:10.1175/JTECH1777.1.
- Agelao, G., F. Cannizzaro, G. Greco, S. Rizzo, and M. C. Spitale, 1984: Sampling and concentration measurements of ^7Be and ^{137}Cs in ground-level air at Palermo. *Health Phys.*, **47**, 96–101.
- Ajtić, J. V., D. J. Todorović, J. D. Nikolić, and V. S. Djurdjević, 2013: A multi-year study of radioactivity in surface air and its relation to climate variables in Belgrade, Serbia. *Nucl. Technol. Radiat. Prot.*, **28**, 381–388, <https://doi.org/10.2298/NTRP1304381A>.
- Ancellet, G., J. Pelon, M. Beekmann, A. Papayannis, and G. Mégie, 1991: Ground-based lidar studies of ozone exchanges between the stratosphere and the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **96**, 22 401–22 421, doi:10.1029/91JD02385.
- Archer, C. L., and K. Caldeira, 2008a: Historical trends in the jet streams. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L08803, <https://doi.org/10.1029/2008GL033614>.
- , and —, 2008b: Reply to comment by Courtenay Strong and Robert E. Davis on “Historical trends in the jet streams.” *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L24807, doi:10.1029/2008GL035114.
- Arnold, J., and H. Al-Salih, 1955: Beryllium-7 produced by cosmic rays. *Science*, **121**, 451–453, doi:10.1126/science.121.3144.451.
- Athanasiadis, P. J., J. M. Wallace, and J. J. Wettstein, 2010: Patterns of wintertime jet stream variability and their relation to the storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 1361–1381, doi:10.1175/2009JAS3270.1.
- Baray, J.-L., G. Ancellet, F. G. Taupin, M. Bessafi, S. Baldy, and P. Keckhut, 1998: Subtropical tropopause break as a possible stratospheric source of ozone in the tropical troposphere. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **60**, 27–36, doi:10.1016/S1364-6826(97)00116-8.
- , G. Clain, M. Plu, E. Feld, and P. Caroff, 2010: Occurrence of monsoon depressions in the southwest Indian Ocean: Synoptic descriptions and stratosphere to troposphere exchange investigations. *J. Geophys. Res.*, **115**, D17108, doi:10.1029/2009JD013390.
- Barnes, E., and L. Polvani, 2013: Response of the midlatitude jets, and of their variability, to increased greenhouse gases in the CMIP5 models. *J. Climate*, **26**, 7117–7135, doi:10.1175/JCLI-D-12-00536.1.

Annexe 2 : Baray et al., 2017

3096

JOURNAL OF APPLIED METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

VOLUME 56

- Barton, N. P., and A. W. Ellis, 2009: Variability in wintertime position and strength of the North Pacific jet stream as represented by re-analysis data. *Int. J. Climatol.*, **29**, 851–862, doi:10.1002/joc.1750.
- Bertin, F., B. Campistron, J.-L. Caccia, and R. Wilson, 2001: Mixing processes in a tropopause folding observed by a network of ST radar and lidar. *Ann. Geophys.*, **19**, 953–963, doi:10.5194/angeo-19-953-2001.
- Blackburn, M., J. Methven, and N. Roberts, 2008: Large-scale context for the UK floods in summer 2007. *Weather*, **63**, 280–288, doi:10.1002/wea.322.
- Blazej, S., and J. W. Mietelski, 2014: Cosmogenic ^{22}Na , ^7Be and terrestrial ^{137}Cs , 40K radionuclides in ground level air samples collected weekly in Krakow (Poland) over years 2003–2006. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, **300**, 747–756, doi:10.1007/s10967-014-3049-6.
- Bougeault, P., A. Jansa Clar, B. Benech, B. Carissimo, J. Pelon, and E. Richard, 1990: Momentum budget over the Pyrénées: The PYREX experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 806–818, doi:10.1175/1520-0477(1990)071<0806:MBOTPT>2.0.CO;2.
- Bukunt, B. P., and G. M. Barnes, 2015: The subtropical jet stream delivers the coup de grace to Hurricane Felicia (2009). *Wea. Forecasting*, **30**, 1039–1049, doi:10.1175/WAF-D-15-0004.1.
- Caccia, J.-L., and J.-P. Cammas, 1998: VHF-ST radar observations of an upper-level front using vertical and oblique-beam CN2 measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 483–501, doi:10.1175/1520-0493(1998)126<0483:VSROOA>2.0.CO;2.
- , F. Bertin, B. Campistron, V. Klaus, Y. Pointin, J. van Baelen, and R. Wilson, 2000: Cut-off low monitoring by the French VHF-ST-radar network during the ESTIME campaign. *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.*, **62**, 639–651, doi:10.1016/S1364-6826(00)00045-6.
- Campistron, B., G. Despaux, M. Lothon, V. Klaus, Y. Pointin, and M. Mauprivez, 2001: A partial 45 MHz sky temperature map obtained from the observations of five ST radars. *Ann. Geophys.*, **19**, 863–871, doi:10.5194/angeo-19-863-2001.
- Cattiaux, J., H. Douville, and Y. Peings, 2013: European temperatures in CMIP5: Origins of present-day biases and future uncertainties. *Climate Dyn.*, **41**, 2889–2907, doi:10.1007/s00382-013-1731-y.
- Clain, G., J.-L. Baray, R. Delmas, P. Keckhut, and J.-P. Cammas, 2010: A Lagrangian approach to analyse the tropospheric ozone climatology in the tropics: Climatology of stratosphere-troposphere exchange at Reunion Island. *Atmos. Environ.*, **44**, 968–975, doi:10.1016/j.atmosenv.2009.08.048.
- Cohen, J., J. Foster, M. Barlow, K. Saito, and J. Jones, 2010: Winter 2009–2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L17707, https://doi.org/10.1029/2010GL044256.
- Cristofanelli, P., P. Bonasoni, L. Tositti, U. Bonafé, F. Calzolari, F. Evangelisti, S. Sandrini, and A. Stohl, 2006: A 6-year analysis of stratospheric intrusions and their influence on ozone at Mt. Cimone (2165 m above sea level). *J. Geophys. Res.*, **111**, D03306, doi:10.1029/2005JD006553.
- Davini, P., C. Cagnazzo, P. G. Fogli, E. Manzini, S. Gualdi, and A. Navarra, 2014: European blocking and Atlantic jet stream variability in the NCEP/NCAR reanalysis and the CMCC-CMS climate model. *Climate Dyn.*, **43**, 71–85, https://doi.org/10.1007/s00382-013-1873-y.
- Dee, D. P., and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Degirmendžić, J., and J. Wibig, 2007: Jet stream patterns over Europe in the period 1950–2001—Classification and basic statistical properties. *Theor. Appl. Climatol.*, **88**, 149–167, doi:10.1007/s00704-006-0237-5.
- Diaz de Argandona, J., A. Ezcurra, J. Saenz, B. Campistron, G. Ibarra-Berastegi, and F. Saïd, 2010: Atmospheric tides over the Pyrénées: Observational study and numerical simulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 1263–1274, https://doi.org/10.1002/qj.626.
- Dritschel, D. G., 1988: Contour surgery: A topological reconnection scheme for extended integrations using contour dynamics. *J. Comput. Phys.*, **77**, 240–266, doi:10.1016/0021-9991(88)90165-9.
- Duflot, V., and Coauthors, 2010: Analysis of the origin of distribution of CO in the subtropical southern Indian Ocean in 2007. *J. Geophys. Res.*, **115**, D22106, https://doi.org/10.1029/2010JD013994.
- Ecklund, W. L., D. A. Carter, and B. B. Balsley, 1979: Continuous measurement of upper atmospheric winds and turbulence using a VHF Doppler radar: Preliminary results. *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.*, **41**, 983–994, doi:10.1016/0021-9169(79)90099-0.
- Feely, H. W., R. J. Larsen, and C. G. Sanderson, 1989: Factors that cause seasonal variations in beryllium-7 concentrations in surface air. *J. Environ. Radioact.*, **9**, 223–249, doi:10.1016/0265-931X(89)90046-5.
- Fereday, D. R., A. Maidens, A. Arribas, A. A. Scaife, and J. R. Knight, 2012: Seasonal forecasts of Northern Hemisphere winter 2009/10. *Environ. Res. Lett.*, **7**, 034031, doi:10.1088/1748-9326/7/3/034031.
- Freney, E., and Coauthors, 2016: Experimental evidence of the feeding of the free troposphere with aerosol particles from the mixing layer. *Aerosol Air Qual. Res.*, **16**, 702–716, doi:10.4209/aaqr.2015.03.0164.
- Fréville, P., and Coauthors, 2015: Lidar developments at Clermont-Ferrand—France for atmospheric observation. *Sensors*, **15**, 3041–3069, doi:10.3390/s150203041.
- Fukao, S., M. F. Larsen, M. D. Yamanaka, H. Furukawa, T. Tsuda, and S. Kato, 1991: Observations of a reversal in long-term average vertical velocities near the jet stream wind maximum. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1479–1489, doi:10.1175/1520-0493(1991)119<1479:OOARIL>2.0.CO;2.
- Gäggeler, H. W., 1995: Radioactivity in the atmosphere. *Radiochim. Acta*, **70**, 345–353, https://doi.org/10.1524/ract.1995.7071.special-issue.345.
- Haefele, A., M. Hervo, and G. Martucci, 2014: The E-PROFILE network for operational wind, aerosol and cloud observations. *ICAP Sixth Technical Working Group Meeting NWP Applications to Aerosol Forecast and Satellite Verification*, Boulder, CO, International Cooperative for Aerosol Prediction, http://icap.atmos.und.edu/ICAP6/Day2/Haefele_E-PROFILE_.pdf.
- Hall, R., R. Erdelyi, E. Hanna, J. M. Jones, and A. A. Scaife, 2015: Drivers of North Atlantic Polar Front jet stream variability. *Int. J. Climatol.*, **35**, 1697–1720, doi:10.1002/joc.4121.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister, 1995: Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, **33**, 403–439, doi:10.1029/95RG02097.
- Hudson, R. D., 2012: Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 7797–7808, doi:10.5194/acp-12-7797-2012.
- Ivanova, A. R., 2016: Stratosphere-troposphere exchange and its specific features at extratropical latitudes. *Russ. Meteor. Hydrol.*, **41**, 170–185, doi:10.3103/S106837391603002X.
- Jasiulionis, R., and H. Wershofen, 2005: A study of the vertical diffusion of the cosmogenic radionuclides, ^7Be and ^{22}Na in

Annexe 2 : Baray et al., 2017

NOVEMBER 2017

BARAY ET AL.

3097

- the atmosphere. *J. Environ. Radioact.*, **79**, 157–169, doi:10.1016/j.jenvrad.2004.06.003.
- Kim, K. E., E. S. Jung, B. Campistron, and B. H. Heo, 2001: A physical examination of tropopause height and stratospheric air intrusion—A case study. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 1093–1103, doi:10.2151/jmsj.79.1093.
- Krishnamurti, T. N., 1961: The subtropical jet stream of winter. *J. Meteor.*, **18**, 172–191, doi:10.1175/1520-0469(1961)018<0172:TSJSOW>2.0.CO;2.
- Kuang, X. Y., Y. C. Zhang, Y. Huang, and D. Huang, 2014: Spatial differences in seasonal variation of the upper-tropospheric jet stream in the Northern Hemisphere and its thermal dynamic mechanism. *Theor. Appl. Climatol.*, **117**, 103–112, doi:10.1007/s00704-013-0994-x.
- Kulan, A., A. Aldahan, G. Possnert, and I. Vintersved, 2006: Distribution of ⁷Be in surface air of Europe. *Atmos. Environ.*, **40**, 3855–3868, doi:10.1016/j.atmosenv.2006.02.030.
- Leppänen, A. P., I. G. Usoskin, G. A. Kovaltsev, and J. Paatero, 2012: Cosmogenic ⁷Be and ²²Na in Finland: Production, observed periodicities and connection to climatic phenomena. *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.*, **74**, 164–180, doi:10.1016/j.jastp.2011.10.017.
- Nastrom, G. D., K. S. Gage, and W. L. Ecklund, 1990: Uncertainties in estimates of the mean vertical velocity from MST radar observations. *Radio Sci.*, **25**, 933–940, doi:10.1029/RS025i005p00933.
- Palmin, E., and C. W. Newton, 1948: A study of the mean wind and temperature distribution in the vicinity of the polar front in winter. *J. Meteor.*, **5**, 220–226, doi:10.1175/1520-0469(1948)005<0220:ASOTMW>2.0.CO;2.
- Pena-Ortiz, C., D. Gallego, P. Ribera, P. Ordonez, and M. D. C. Alvarez-Castro, 2013: Observed trends in the global jet stream characteristics during the second half of the 20th century. *J. Geophys. Res.*, **118**, 2702–2713, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50305>.
- Peters, B., 1959: Cosmic-ray produced radioactive isotopes as tracers for studying large-scale atmospheric circulation. *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.*, **13**, 351–370, doi:10.1016/0021-9169(59)90124-2.
- Petitdidier, M., J.-L. Caccia, M. Djebli, V. Klaus, and Y. B. Pointin, 1997: Wind profilers: From PYREX to MAP. *Extended Abstracts, COST-76 Profiler Workshop 1997*, Engelberg, Switzerland, European Commission.
- Rao, I., V. Anandan, and P. Reddy, 2008: Evaluation of DBS wind measurement technique in different beam configurations for a VHF wind profiler. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**, 2304–2312, doi:10.1175/2008JTECHA1113.1.
- Reitebuch, O., C. Lemmerz, E. Nagel, U. Paffrath, Y. Durand, M. Endemann, F. Fabre, and M. Chaloupy, 2009: The airborne demonstrator for the direct-detection Doppler wind lidar ALADIN on ADM-Aeolus. Part I: Instrument design and comparison to satellite instrument. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 2501–2515, doi:10.1175/2009JTECHA1309.1.
- Rivière, G., 2011: A dynamical interpretation of the poleward shift of the jet streams in global warming scenarios. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 1253–1272, doi:10.1175/2011JAS3641.1.
- Schaefer, V., 1953: Cloud forms of the jet stream. *Tellus*, **5**, 27–31, doi:10.1111/j.2153-3490.1953.tb01032.x.
- Shapiro, M. A., 1980: Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 994–1004, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<0994:TMWTFFA>2.0.CO;2.
- Staley, D., 1960: Evaluation of potential vorticity changes near the tropopause and the related vertical motions, vertical advection of vorticity, and transfer of radioactive debris from the stratosphere. *J. Meteor.*, **17**, 591–620, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1960\)017<0591:EOPVCN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1960)017<0591:EOPVCN>2.0.CO;2).
- Steinmann, P., M. Zeller, P. Beuret, G. Ferreri, and S. Estier, 2013: Cosmogenic ⁷Be and ²²Na in ground level air in Switzerland (1994–2011). *J. Environ. Radioact.*, **124**, 68–73, doi:10.1016/j.jenvrad.2013.03.012.
- Strauch, R., B. Weber, A. Frisch, C. Little, D. Merritt, K. Moran, and D. Welsh, 1987: The precision and relative accuracy of profiler wind measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 563–571, doi:10.1175/1520-0426(1987)004<0563:TPARAO>2.0.CO;2.
- Strong, C., and R. E. Davis, 2007: Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 2109–2115, doi:10.1002/qj.171.
- , and —, 2008: Comment on “Historical trends in the jet streams” by Cristina L. Archer and Ken Caldeira. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L24806, doi:10.1029/2008GL034829.
- Thomas, L., R. J. Winder, and R. Rüster, 1986: The characteristics of VHF radar echoes from the tropopause region near a jet stream. *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.*, **48**, 261–265, doi:10.1016/0021-9169(86)90100-5.
- Tokuyama, H., and S. Igarashi, 1998: Seasonal variation in the environmental background level of cosmic-ray-produced ²²Na at Fukui City, Japan. *J. Environ. Radioact.*, **38**, 147–161, doi:10.1016/S0265-931X(97)88739-5.
- Trickl, T., N. Bärtsch-Ritter, H. Eisele, M. Furger, R. Mücke, M. Sprenger, and A. Stohl, 2011: High-ozone layers in the middle and upper troposphere above central Europe: Potential import from the stratosphere along the subtropical jet stream. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 9343–9366, doi:10.5194/acp-11-9343-2011.
- Woollings, T., and M. Blackburn, 2012: The North Atlantic jet stream under climate change and its relation to the NAO and EA patterns. *J. Climate*, **25**, 886–902, doi:10.1175/JCLI-D-11-00087.1.
- Yoe, J. O., and R. Rüster, 1992: VHF Doppler radar observations of vertical velocities in the vicinity of the jet stream. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2378–2382, doi:10.1175/1520-0493(1992)120<2378:VDROOV>2.0.CO;2.

Annexe 3 : Farah et al., 2018

Annexe 3 : Farah et al., 2018

Farah A., E. Freney, A. Chauvigné, J.-L. Baray, C. Rose, D. Picard, A. Colomb, D. Hadad, M. Abboud, W. Farah, and K. Sellegri, Seasonal variation of aerosol size distribution data at the Puy de Dôme station with emphasis on the boundary layer/free troposphere segregation, *Atmosphere*, 2018, 9(7), 244; doi: 10.3390/atmos9070244.



Article

Seasonal Variation of Aerosol Size Distribution Data at the Puy de Dôme Station with Emphasis on the Boundary Layer/Free Troposphere Segregation

Antoine Farah ^{1,*}, Evelyn Freney ¹, Aurélien Chauvigné ², Jean-Luc Baray ^{1,3}, Clémence Rose ¹, David Picard ¹, Aurélie Colomb ^{1,3}, Dani Hadad ¹, Maher Abboud ⁴, Wehbeh Farah ⁴ and Karine Sellegri ^{1,*}

- ¹ Laboratoire de Météorologie Physique, UMR6016, Université Clermont Auvergne-CNRS, 4 avenue Blaise Pascal, 63178 Aubière, France; e.freney@opgc.univ-bpclermont.fr (E.F.); J.L.Baray@opgc.fr (J.-L.B.); C.Rose@opgc.univ-bpclermont.fr (C.R.); d.picard@opgc.univ-bpclermont.fr (D.P.); A.Colomb@opgc.univ-bpclermont.fr (A.C.); d.hadad@opgc.univ-bpclermont.fr (D.H.)
- ² Laboratoire d'Optique Atmosphérique, UMR 8518, Université de Lille, 59000 Lille, France; chauvigneaurélien@gmail.com
- ³ Observatoire de Physique du Globe de Clermont Ferrand, UMS 833, Université Clermont Auvergne-CNRS, 4 avenue Blaise Pascal, 63178 Aubière, France
- ⁴ Unité de Recherche EGFEM, Faculté des Sciences, Université Saint Joseph, BP 17-5208-Mar Mikhaël, Beyrouth-1104 2020, Liban; maher.abboud@usj.edu.lb (M.A.); wehbeh.farah@usj.edu.lb (W.F.)
- * Correspondence: a.farah@opgc.univ-bpclermont.fr (A.F.); K.Sellegri@opgc.univ-bpclermont.fr (K.S.); Tel.: +33-473-407-678 (A.F.); +33-473-407-394 (K.S.)

Received: 26 April 2018; Accepted: 22 June 2018; Published: 26 June 2018



Abstract: Aerosol particles are important due to their direct and indirect impacts on climate. Within the planetary boundary layer (BL), these particles have a relatively short lifetime due to their frequent removal process by wet deposition. When aerosols are transported into the free troposphere (FT), their atmospheric lifetime increases significantly, making them representative of large spatial areas. In this work, we use a combination of in situ measurements performed at the high altitude PUY (Puy de Dôme, 45°46' N, 2°57' E, 1465 m a.s.l.) station, together with LIDAR profiles at Clermont-Ferrand for characterizing FT conditions, and further characterize the physical properties of aerosol in this poorly documented area of the atmosphere. First, a combination of four criteria was used to identify whether the PUY station lies within the FT or within the BL. Results show that the PUY station is located in BL with frequencies ranging from 50% during the winter, up to 97% during the summer. Then, the classification is applied to a year-long dataset (2015) of particle size distribution data to study the differences in particle physical characteristics (size distribution) and black carbon (BC) concentrations between the FT and the BL. Although BC, Aitken, and the accumulation mode particles concentrations were higher in the BL than in the FT in winter and autumn, they were measured to be higher in the FT compared to BL in spring. No significant difference between the BL and the FT concentrations was observed for the nucleation mode particles for all seasons, suggesting a continuous additional source of nucleation mode particles in the FT during winter and autumn. Coarse mode particle concentrations were found higher in the FT than in the BL for all seasons and especially during summer. This indicates an efficient long-range transport of large particles in the FT from distant sources (marine and desert) due to higher wind speeds in the FT compared to BL. For FT air masses, we used 204-h air mass back-trajectories combined with boundary layer height estimations from ECMWF ERA-Interim to assess the time they spent in the FT since their last contact with the BL and to evaluate the impact of this parameter on the aerosol properties. We observed that even after 75 h without any contact with the BL, FT aerosols preserve specific properties of their air mass type.

Keywords: aerosol size distribution; high altitude site; long-range transport; boundary layer/lower free troposphere

1. Introduction

Aerosol particles affect climate through both direct and indirect effects, as well as being an important factor in public health [1]. These aerosol particles are mostly concentrated in the atmospheric boundary layer (BL) (Table A1). The BL is defined as the first atmospheric layer which is directly influenced by the Earth's surface, and responds to surface forcing within a timescale of an hour or less [2]. The BL develops during daytime in response to convection, and is therefore usually referred to as a convective mixed layer. Slightly before sunset, when turbulence decreases, the formerly mixed layer is replaced by the so-called residual layer (RL), which initial properties (in terms of both mean state variables and concentrations) are similar to those of the mixed layer. As the night advances, the lower part of the residual layer which is in contact with the ground is progressively transformed into a stable BL.

The BL height (BLH) varies daily and seasonally according to surface energy balance, and the top of the BL is usually found between 500 m over the sea and 2 km above land. However, as illustrated by Herrmann et al. (2015) [3], the determination of the BLH is complex due to the lack of a commonly accepted technique to measure it. This evaluation is even more challenging over complex mountainous terrain, above which the atmospheric structure becomes more complicated [4]. In addition to pioneer methods based on vertical temperature profiles [5,6], several techniques have been developed to determine the BLH. Those include radio sounding system [7], active remote sensing such as ceilometer, SODAR and LIDAR [8,9], in situ measurements of trace gases, aerosol particles concentrations, and wind direction from high altitude sites [3,10–12] as well as atmospheric models [13,14]. However, the majority of the abovementioned methods retrieve the height of the so-called aerosol layer (AL, also referred to as aerosol mixing layer in the literature) that can occasionally differ from the BL ([4] and references therein). Mostly during the daytime, the AL can be assimilated to the BL when aerosol particles are homogeneously mixed within the BL. Herrmann et al. (2015) [3] compared three criteria for selecting free tropospheric conditions at the Jungfraujoch (JFJ) research station (Swiss Alps, 3580 m a.s.l.) and found that FT conditions prevail for 39% of the time (over 60% during winter and below 20% during summer). However, it was highlighted that one of the major difficulties in these studies is providing a robust selection of FT air masses.

BL aerosols can be transported into the FT when they cross the temperature inversion at the top of the BL, either due to turbulence in the inversion layer, strong thermal convection or cold fronts over polluted areas [15]. Other sources of particles in the FT can be nucleation of low-volatility gas-phase components into new particle clusters and their growth to larger sizes. As evidenced in earlier studies [16–18] new particle formation (NPF) may have specific characteristics at high altitudes. Once in the FT, aerosol particles have a longer residence time due to the lower frequency at which they are scavenged by clouds and precipitation, allowing them to be transported in the atmosphere for several days [19] increasing their impact on the climate. Additionally, aerosol particles transported into the FT or formed in the FT can be re-injected again into BL, affecting the air quality far from the source region [20,21]. For these reasons, it is important to characterize the properties of FT aerosols. Additionally, these measurements are needed to validate and improve numerical mesoscale or global scale transport models [22]. A number of studies focused on FT conditions from ground-based high altitude sites [3,14,19] or from airborne measurement campaigns [23,24], providing information on aerosol physical and chemical properties in this part of the atmosphere. Fröhlich et al. (2015) [25] and Freney et al. (2016) [19] showed that the FT air masses are strongly influenced by injections from BL, however, the number of studies comparing the transport from the BL to the FT over long periods of time are rare.

In this work, we compare four criteria for determining the BLH relatively to the high altitude Puy de Dôme station (PUY) during the year 2015. These criteria are based on LIDAR measurements using the wavelet covariance transform (WCT) method, BLH simulations from the ERA-Interim reanalysis of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) model, and in situ measurements of BL tracers (NO_x/CO and radon-222 (^{222}Rn)). Then, the four criteria are combined to reliably segregate the BL and FT air masses sampled at the PUY station. The segregation between BL and FT air masses is then used to investigate the differences in aerosol properties belonging to each of these atmospheric layers over the 12-month period.

2. Site and Instrumentations

For this study, we used data collected at Puy de Dôme and Cézeaux stations (Figure A1). These stations are part of the CO-PDD measurement site located in central France, in the vicinity of Clermont-Ferrand (300,000 inhabitants). The Puy de Dôme station, hereafter referred to as PUY, is part of GAW (Global Atmospheric Watch) and ACTRIS (Aerosol Cloud and Trace gases Research Infra Structure) networks and is located at the top of Puy de Dôme ($45^\circ 46' \text{ N}$, $2^\circ 57' \text{ E}$, 1465 m a.s.l.), in a mountain chain orientated North-South and exposed to dominantly westerly winds. The station hosts a wide variety of instruments to characterize the aerosols, gas, and cloud properties. For instance, the long-term variation of the particle size distribution has been studied by Venzac et al. (2009) [14], and the occurrence of the new particle formation (NPF) process was specifically investigated in several dedicated studies [24,26–28]. Filter measurements, as well as online mass spectrometry analysis, have been used to document the particles chemical composition [19,29,30] and aerosol-cloud interactions were also investigated from this station which offers favorable conditions for such analysis [28,31,32]. The second site, Cézeaux, hereafter referred to as CZ, is located on the University campus in Clermont-Ferrand (420 m a.s.l.), 16 km west from PUY. Continuous measurement of routine meteorological parameters and a Rayleigh-Mie-Raman Raymetrics LIDAR system are operated at CZ.

In this study, we focus on the physical characteristics of aerosol particles measured at the PUY station using a Scanning Mobility Particle Sizer (SMPS) and a GRIMM optical particle counter (OPC) [33] for particle size distribution measurements and a Multi-Angle Absorption Photometer (MAAP) for absorption properties and aerosol black carbon (BC) content. Additionally, the LIDAR system at CZ station is used to determine the vertical aerosol layer height (ALH).

2.1. Investigation of the Vertical Aerosol Distribution Based on LIDAR Measurements

The Rayleigh-Mie-Raman LIDAR is an active remote sensing instrument capable of characterizing the vertical structure of the atmosphere based on the interaction between a laser and particles as well as gas molecules [34–36]. The instrument used in the present work includes a laser type Quantel CFR-400 emitting at 355 nm and a 400 mm Cassegrain telescope. An optical box is dedicated to the splitting of the receiving laser light in 4 different channels (2 elastic channels in parallel and cross polarization, and 2 inelastic channels for nitrogen and water vapor Raman scattering). Vertical profiles of volume backscatter coefficients, extinction coefficients, and the depolarization ratio are retrieved with a time resolution of 10 min. The system is in operation in the framework of the EARLINET network (European Aerosol Research Lidar Network).

The altitude of the particles and molecules interfering with the emitted laser pulses is calculated from the time lapse between the emission of a pulse and the reception of the backscattered light. In this study, LIDAR profiles are specifically targeted to evaluate the ALH. The estimation of ALH is based on the gradient in aerosol concentrations observed at the top of the AL, which coincides with a sharp change in the return signal from LIDAR. Following earlier work by Baars et al. (2008) [13], we applied the Wavelet Covariance Technique (WCT) method, reported as a robust technique that can handle very different aerosol situations during all seasons of the year.

The WCT uses the covariance transform of the Haar function [37] as follows:

$$WCT(a, b) = \frac{1}{a} \int_{z_b}^{z_t} f(z) * h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \quad (1)$$

with

$$h\left(\frac{z-b}{a}\right) = \begin{cases} +1, & b - \frac{a}{2} \leq z \leq b \\ -1 & b \leq z \leq b + \frac{a}{2} \\ 0, & elsewhere \end{cases} \quad (2)$$

where $f(z)$ is the LIDAR signal corrected with z^2 , with z being the altitude, z_b and z_t are the lower and upper limits of the LIDAR signal, respectively, a is the extent of the step function. a was set to $12 \Delta z$ in the present work, as recommended by Baars et al. (2008) [13], where $\Delta z = 7.5$ m is the spatial resolution of the LIDAR. ALH was determined in clear sky conditions for each LIDAR profile as the maximum of the WCT function.

2.2. In Situ Aerosol Properties at the Puy Station

2.2.1. Particle Number Size Distribution

Particle number size distributions in the range from 10 nm to 650 nm were measured using a custom-made scanning mobility particle sizer (SMPS), with a time resolution of 130 s. This instrument consists of a differential mobility analyzer (DMA) as described by Villani et al. (2007) [38], a condensation particle counter (CPC, TSI model 3010) for particle detection downstream of the DMA and a ^{63}Ni aerosol neutralizer, 95 MBq source. The DMA sheath flow rate is controlled using a blower in a closed-loop arrangement [39]. The SMPS has been inter-compared with other European SMPS and DMPS systems in the framework of the European structure ACTRIS (Aerosols, Clouds, and Trace gases Research Infrastructure Network), and satisfies all requirements for providing a reliable aerosol size distribution. In specific, uncertainties of the measurements conducted in the frame of ACTRIS were reported to be lower than 10% for particle number size distributions in the 20 to 200 nm size range, while below and above this size range the discrepancies increase [40].

Three particle size distribution modes were previously identified by Venzac et al. (2009) [14] using SMPS data at the PUY station. Hence, based on the aforementioned study, we define the nucleation mode concentration as the integrated concentrations of particles ranging from 10 nm to 20 nm, the Aitken mode concentration as the integrated concentrations of particles ranging from 40 nm to 80 nm and accumulation mode (100–300 nm) for aged particles. Particles having diameters from 20–40 nm and 80–100 nm are not included as they can either be nucleation or Aitken modes and Aitken or accumulation modes, respectively.

In addition, particle number size distributions from 350 nm to 18 μm were measured using an optical particle counter (OPC, GRIMM 1.108). Combining OPC measurements with those obtained from the SMPS allowed us to cover diameters ranging from 10 nm up to 18 μm [36], and therefore characterizing 4 particle size distribution modes (Nucleation, Aitken, Accumulation, and Coarse).

Aerosol particles are sampled through a whole air inlet (WAI) in which the 50% cut-off diameter is 30 μm . This allows the whole aerosol size distribution to be sampled, even in the presence of a cloud. Although cloud events were excluded from our study, these inlets ensure that cloud droplets are evaporated in the WAI so that both interstitial and residual cloud residues are sampled (as if they had not been activated into cloud droplets) [28].

2.2.2. Black Carbon (BC) Concentrations

BC concentrations were derived from particle absorption measurements conducted with a Multi-Angle Absorption Photometer (MAAP 5012, central wavelength at 637 nm). The instrument measures the transmitted and backscattered radiation impacted by the particles on a filter and

transforms the absorption into an equivalent black carbon mass concentration. Since the wavelength of the laser beam given by the manufacturer is not exactly that emitted (637 nm instead of 670 nm), absorption coefficients were corrected according to Müller et al. (2011) [41]. Uncertainties in the measurements were around 12% [42].

2.3. Gas-Phase Measurements

2.3.1. Carbon Monoxide (CO)

Carbon monoxide (CO) has been measured at PUY station using the Thermo Scientific™ Model 48i-TLE CO analyzer, which is based on the principle that CO absorbs infrared radiation at a wavelength of 4.6 microns.

2.3.2. Nitrogen Oxides (NO_x)

The concentration of nitrogen oxides (NO_x) was measured using the ozone chemiluminescence technology with the Thermo Scientific™ Model 42i-TL TRACE Level NO_x Analyzer.

2.3.3. Radon (²²²Rn)

Radon-222 (²²²Rn) has been measured at the PUY station with the active deposit method [43]. The method is based on the measurement of ²²²Rn short-lived daughters (²¹⁸Po, ²¹⁴Bi, ²¹⁴Po) [44] which are quickly absorbed onto aerosol particles. The accumulated aerosol particles are collected on a cellulose filter for one hour. Then the filter is automatically moved under an alpha detector coupled to a photomultiplier. Total α radioactive decay is measured every 10 min over the span of one hour. Uncertainties in the measurements can reach 10 to 20% [44]. A disequilibrium factor of 1.15, like the one estimated by Schmidt, (1999) [45] for a similar mountain station at Shauinsland, Germany, was used for correcting the data.

2.4. ECMWF-ERA-Interim and LACYTRAJ

The BLH_{ECMWF} was extracted from the reanalysis ERA-Interim of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) model [14,46]. This technique is based on the “global method of Richardson” which includes the influences of mixing generated by wind shear and surface heating [47]. To estimate BLH_{ECMWF} at the location of the PUY, we extracted the nearest grid point (45°75' N, 3°25' E) in a resolution of 0.25° × 0.25° grid.

However, it should be noted that the ECMWF model provides a BLH above sea level, but does not take into account the surface elevation field, therefore it is necessary to add a surface layer height to estimate a true BLH. Using the ERA-interim model (<https://software.ecmwf.int/wiki/display/CKB/ERA-Interim%3A+elevation+and+orography>), this surface layer height of the relevant grid square (45°75' N, 3°25' E) was calculated to be 620 ± 10 m.

Back-trajectories have been computed using LACYTRAJ, a three-dimensional kinematic trajectory code [48]. We use 3D wind fields produced by the ERA-Interim reanalyses with a horizontal resolution of 1° in latitude and longitude, and 37 vertical levels for the trajectory calculations. Each grid point is advected using a bilinear interpolation for horizontal wind fields and time and a log-linear interpolation on pressure level for the vertical wind field. A cluster of 100 trajectories starting from a box between 45.6 and 46° N and 2.7 and 3.1° E near 1465 m a.s.l is calculated, with a time resolution of 15 min, during 204 h.

The altitude of each trajectory is compared with the calculated height of the BL, interpolated in time and space from ECMWF ERA-Interim, along all trajectory points, in order to estimate the interaction of the air mass with the BL, that is, the time spent of the sampled air mass in the FT since last contact with the BL.

3. Results and Discussion

3.1. Segregating between Boundary Layer (BL)/Aerosol Layer (AL) and FT Air Masses

Four different criteria were investigated in the present work to determine when the PUY station is sampling in the BL/AL or in the FT, including the analysis of LIDAR profiles, radon concentration, the ratio of NO_x to CO concentrations and ECMWF outputs. In the present paper, as in previous studies (example: De Wekker et al. (2015) [4]), we assimilate the ALH to the convective BLH during the daytime, and to the RLH during nighttime. In order to harmonize the different datasets over the same time resolution, data were averaged over a time step of 3 h. The dataset was further harmonized by only selecting data when all methods are available simultaneously; resulting in 1429 values (Figure 1). Specifically, this implies that only clear sky conditions will be discussed hereafter since the presence of clouds prevents the estimation of the ALH from LIDAR.

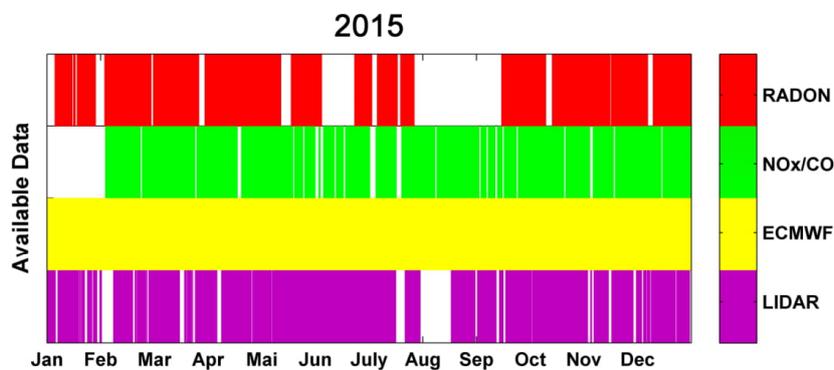


Figure 1. The available data from the main instruments used in the determination of the boundary layer height. Red: Radon-222, Green: NO_x/CO, Yellow: ECMWF, and Violet: LIDAR.

In the following sections, we will compare these four different criteria in order to segregate FT from “BL/AL” air masses.

3.1.1. Comparison between the Aerosol Layer Height from LIDAR Profiles and Boundary Layer Height Simulated with ECMWF

Figure 2a shows the 3-h average diurnal variation of the ALH retrieved from the LIDAR profiles (ALH_{LIDAR}) for the four seasons separately (Winter: 1 January to 19 March, Spring: 20 March to 19 June, Summer: 20 June to 21 September, and Autumn: 22 September to 21 December) using data from 2015. The ALH_{LIDAR} does not show strong variations with the time of the day. The maximum of the ALH_{LIDAR} is reached during summer and spring (average 2000 m a.s.l., green and black) while in winter and autumn (red and blue), the average ALH_{LIDAR} never exceeds 1600 m. Lowest ALH_{LIDAR} are observed during night time, before 9 UTC, when the WCT most likely retrieves the height of the RL. These typical ALH diurnal and seasonal variations are similar to the ones previously reported for the PUY station (Figure 2 in Chauvigné et al. (2016) [36]) and for the Leipzig station (Figures 7, 9 and 17 in Baars et al. (2008) [13]). The LIDAR is located approximately 16 km to the east of the PUY station, that is, downwind of the North-South mountain chain for the western prevailing winds. It is likely that there is a deformation of the upwind atmospheric structure due to the obstacle that the mountain chain represents and, hence, we expect that the ALH retrieved by the LIDAR is slightly increased compared to the surrounding flat and low altitude areas.

Annexe 3 : Farah et al., 2018

Atmosphere 2018, 9, 244

7 of 25

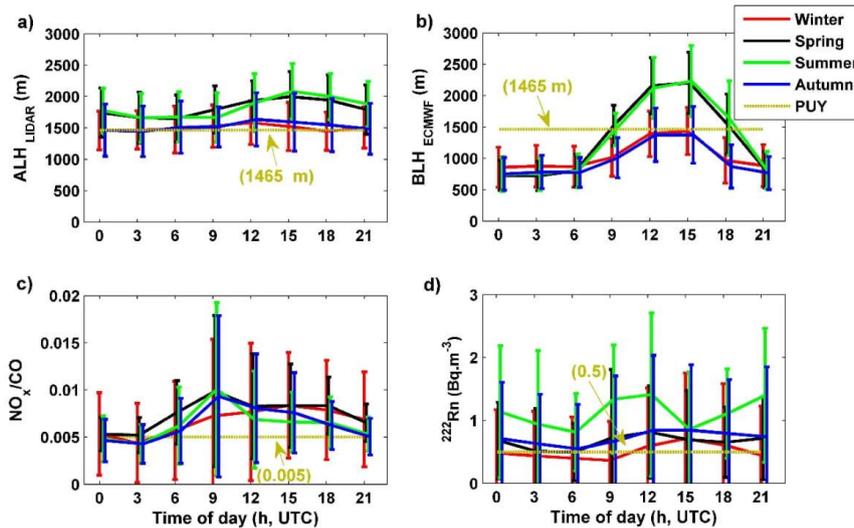


Figure 2. The diurnal variation of the 3-h averaged parameters used to segregate between BL/AL and FT air masses as a function of the season: (a) ALH_{LIDAR}; (b) BLH_{ECMWF}; (c) NO_x/CO, and (d) ²²²Rn. Variability within each season indicates the standard deviation.

BLH_{ECMWF} varies between 700 m a.s.l. at night in winter and 2200 m a.s.l. during the day in summer (Figure 2b). The model predicts that the PUY station is in the BL during the day (between 9 and 18 UTC) in summer and spring, with 3-h averaged BLH_{ECMWF} reaching a maximum of 2200 m a.s.l. In contrast, the model shows that the site is generally above the BL at all times during winter and autumn, and therefore considered to be in the FT. These results are in agreement with the study performed by Venzac et al. (2009) [14] who reported that the PUY station was in the BL during the daytime during the warm seasons (spring and summer) and in the FT during nighttime during the cold seasons (autumn and winter). The ECMWF model is not taking into account the forced convection on the mountain chain. Hence, we expect that the model underpredicts the BLH above the grid square.

Significant differences are observed between ALH_{LIDAR} and BLH_{ECMWF} during nighttime (Figure 2a,b). This is related to the fact that the LIDAR retrieves RLH, while BLH_{ECMWF} instead corresponds to the height of the shallower stable nocturnal BL. On the contrary, ALH_{LIDAR} can be compared to the BLH_{ECMWF} over the daytime period (9 UTC–18 UTC), when the AL can be assimilated to the convective BL. As evidenced in Figure 3, the ALH_{LIDAR} and BLH_{ECMWF} correlate and agree well with each other (correlation coefficient $Pr = 0.6$ and linear regression slope 0.78). The value of the slope below 1 either indicates an overestimation of the ALH_{LIDAR} or an underestimation of the BLH_{ECMWF}. As mentioned above, the overestimation of the ALH_{LIDAR} could be due to the deformation of the upwind atmospheric structure between CZ and PUY stations. Indeed, the ECMWF model spatial resolution does not take into account local scale dynamical processes around the PUY mountain chain (due to a flattening effect over the surface mode grid).

In order to assess if the PUY station is within the BL/AL or in the FT, the real forced convection from the local topography needs to be taken into account. We calculate the splitting height (SH) for both WCT and ECMWF methods, which corresponds to the height below which an air mass encountering an obstacle is going around it, and above which the air mass is overpassing it. Details of the method for calculating SH is described in Etling, (1989) [49], (Equation (3)).

$$SH = H(1 - Fr) \quad (3)$$

Annexe 3 : Farah et al., 2018

H is the height difference between the PUY station and the foot of the mountain and Fr is the Froude number [14,49]. When ALH/BLH are higher than the altitude of PUY, the station is always considered to be in the BL/AL. This is especially the case for unstable conditions ($Fr > 1$) when the BLH always reaches the PUY station after the air mass encounters the obstacle. For stable conditions ($Fr < 1$), two different situations are identified depending on SH. If the BLH/ALH is lower than SH, the stream will drift away from the obstacle, and the station will be in free tropospheric conditions. In contrast, for a BLH/ALH higher than SH, the air mass will be uplifted along the mountain slope, and the station will, hence, lay in the BL/AL (Table 1). SH data was calculated every three hours for 2015.

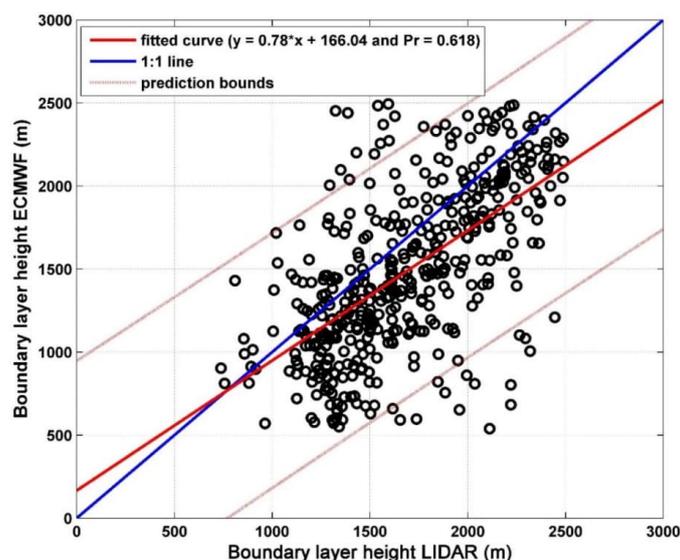


Figure 3. The BLH from ECMWF versus LIDAR on the site ‘CZ’ between 9 and 18 UTC. Blue, red line, red dashed line, and Pr represent the first bisecting, the linear regression, the prediction bounds and the correlation coefficient, respectively.

Table 1. The classification of the air mass type (BL/AL or FT) sampled at the PUY station as a function of BLH/ALH, and Splitting Height (SH).

	Comparison of PUY Altitude, ALH/BLH and SH	PUY Conditions
Unstable Conditions	BLH/ALH > PUY	BL/AL
Stable Conditions	BLH/ALH > PUY	BL/AL
	BLH/ALH < PUY and BLH/ALH > SH	BL/AL
	BLH/ALH < PUY and BLH/ALH < SH	FT

3.1.2. NO_x/CO

NO_y/CO is an indicator of the “photochemical age” of an air mass that can be used to identify fresh pollution transported to high altitude sites from lower atmospheric layers [3,10]. Higher values of NO_y/CO represent fresh pollution, while lower values correspond to regional air masses. Hence, this ratio usually shows lower values in the FT than in the AL [3]. NO_y is defined as the sum of NO_x and its atmospheric oxidation products (that is, NO_z). In absence of NO_y measurements at PUY in 2015, we used NO_x data, since a good agreement between NO_y and NO_x is observed at this site based

on measurements conducted in 2012 ($Pr = 0.93$ and slope = 1.11, Figure A2). We, therefore, consider that at the PUY, the NO_x measurements are a relatively good indicator of aged air masses. However, we are aware that NO_x measurements can often be influenced by more local emissions than NO_y , and care should be taken when interpreting these measurements.

For all seasons, we observe a clear diurnal variation with low values at night and high values during the day (Figure 2c). During daytime, an average NO_x/CO maximum of 0.01 was observed for spring, summer, and autumn, at 9 UTC. For winter, a maximum of 0.08 was reported at 18 UTC.

In order to determine whether NO_x/CO is a good indicator for segregating between AL and FT conditions, we investigated the linear regression between NO_x/CO and the BLH_{ECMWF} . We found that both criteria are correlated at the 95% significance level ($Pr = 0.54$) with the following equation determined over the one-year dataset:

$$BLH_{ECMWF} = 1204 + 1.3 \times \left(\frac{1}{NO_x/CO} \right) \quad (4)$$

This equation allowed us to determine a threshold value of $NO_x/CO = 0.005$ above which the PUY station is considered to be in the FT (that is, for $BLH_{ECMWF} > 1465$ m).

However, we observe that the diurnal amplitude of the NO_x/CO ratio varies according to the season (Figure 2c). As a consequence, using a yearly threshold, the site is considered to be in the AL during the day (between 6 and 21 UTC) and in the FT in the night (from 21 to 6 UTC) for all seasons.

3.1.3. Radon-222 (^{222}Rn)

The last technique to evaluate AL/FT conditions is based on the level of ^{222}Rn measured at the PUY station. ^{222}Rn is naturally emitted from the land surface at a relatively constant rate [50,51]. Since ^{222}Rn is naturally emitted from land surfaces, it is often used as a mean to determine the level of contact of the air mass to the land surface. Hence, the lower the value of ^{222}Rn , the less contact the air mass has had with the AL. This criterion was recently used by Griffiths et al. (2014) [11] and Herrmann et al. (2015) [3] to study vertical mixing, based on sites at different altitudes [52] or on vertical profiles from aircraft [53–55]. It has also been used for the estimation of local to regional surface emissions of trace gases [56].

As shown in Figure 2d, the ^{222}Rn concentration does not show strong seasonal variations at PUY, with the exception for summer. As expected, the maximum values of the ^{222}Rn concentration are reached during summer (average $1.41 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$), especially during daytime. This is likely caused by the increased vertical mixing of air masses during the summer transported to the PUY site. In winter, spring, and autumn, the average ^{222}Rn concentrations never exceed $0.85 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$. This can be a result of low vertical mixing height as observed from the LIDAR and ECMWF data, but also to a high fraction of air masses coming from the marine sectors (hence, naturally containing lower levels of ^{222}Rn within the BL).

In order to proceed with the identification of AL/FT air masses based on ^{222}Rn measurements, we followed the methodology introduced by Herrmann et al. (2015) [3] for the JFJ site, which is based on the relationship between the ^{222}Rn levels and the number concentration of particles larger than 90 nm (N_{90}). As illustrated in Figure 4a, in a similar way as was done by Herrmann et al. (2015) [3], we first investigated the variations of N_{90} as a function of the air mass residence time in the FT since last BL contact. As previously reported for the JFJ, we observed decreasing exponential trend of N_{90} with time since the last BL contact, but the parameters of the fit are, however, different from those obtained for the JFJ. Specifically, the threshold value below which N_{90} does not further decrease, that is, indicating FT background concentrations, is around 151 cm^{-3} at PUY, being almost 4 times higher than at JFJ (40 cm^{-3}). This is likely to be explained by a higher proximity to the BL/FT inversion when the PUY station is in the FT, compared to when the JFJ is in the FT. Indeed, Chauvigné et al. (2016) [36] pointed out that the aerosol concentrations are not homogeneously distributed over the vertical column within the FT, with a negative aerosol concentration gradient with altitude also within the FT. Plotting

Annexe 3 : Farah et al., 2018

Atmosphere 2018, 9, 244

10 of 25

N_{90} as a function of the ^{222}Rn level (Figure 4b) also shows a clear decreasing exponential trend that indicates that ^{222}Rn is also a good indicator of the BL influence on the PUY station. Using a threshold of $N_{90} = 151 \text{ cm}^{-3}$ on Figure 4b leads to a threshold of $^{222}\text{Rn} = 0.5 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$. This translates on Figure 2d to the PUY station being in the AL all the time during spring, summer, and autumn. For winter, the site would be in the FT before 10 am and after 8 pm.

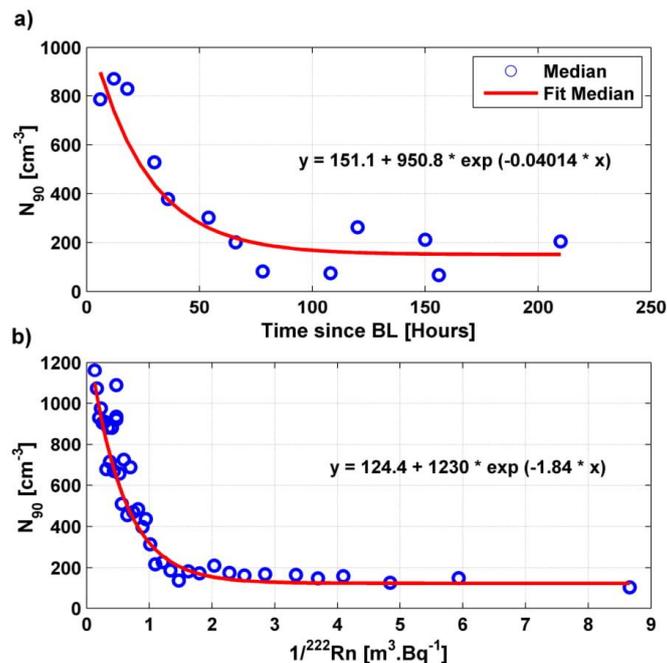


Figure 4. The N_{90} (a) as a function of time since BL and (b) as a function of $1/^{222}\text{Rn}$ with fitted lines for the median.

3.1.4. Comparison of the Four Criteria

Each of the four methods used to segregate whether the PUY station lies within the BL/AL or in the FT has specific criteria, based on the vertical profile of aerosols retrieved from LIDAR, on the “global method of Richardson” from the ECMWF model, the “photochemical age” of an air mass from NO_x/CO and the estimation of local to regional surface emissions of trace gases from ^{222}Rn .

During daytime, the prediction of the $\text{BLH}_{\text{ECMWF}}$ agrees relatively well with the $\text{ALH}_{\text{LIDAR}}$, but it should be noted that some uncertainties can be associated with these simulations due to forced convection and their horizontal distance from the site, as is discussed in Section 3.1.1 and shown in Figure 3 above. The NO_x/CO tracer would agree best with the prediction of the ECMWF in the sense that the diurnal variations of this indicator are clear between night and day, even though the seasonal variation is not very evident. It may be that these two criteria agree because NO_x/CO values are decreased in the residual layer compared to the daytime BL. The ^{222}Rn tracer predicts that the site is in the BL with a similar trend than the $\text{ALH}_{\text{LIDAR}}$: the site is measured to be influenced by the BL most of the time except during winter and at night. Hence, ^{222}Rn would be more sensitive to the presence of the residual layer at night than the NO_x/CO indicator. However, using a single set of measurements such as NO_x/CO , WCT from LIDAR, ECMWF, or ^{222}Rn was not sufficient to classify air masses in the FT/(BL/AL) at the PUY station.

Annexe 3 : Farah et al., 2018

As all four criteria may have their own bias, a combined classification of these four criteria is proposed in order to increase the robustness of our methodology to determine if the PUY station is in the FT/(BL/AL).

3.1.5. Classification of Air Masses by Combining Four Criteria

Venzac et al. (2009) [14] previously used temperature, relative humidity and the ECMWF model to separate BL and free tropospheric air masses at the PUY station. In this work, we present a more robust classification of air masses using a combination of four criteria (Figure 5a).

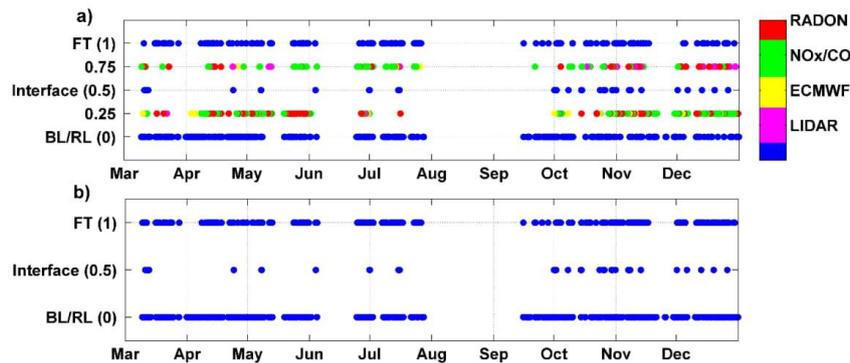


Figure 5. The combined classification of the four methods for the year 2015. (a) 1: All four methods classified the air mass to be within the FT, 0.75: three out of four methods classified the air mass as being within the FT, 0.5: only two out of four methods classified the air mass as being in the FT, 0.25: Three out of four methods classified the air mass as being within the BL/RL and 0: all four methods considered that the air mass was within the BL/RL. Color bar indicates where the method failed in calculating the FT(1)/(BL/RL)(0) conditions. Violet: LIDAR, yellow: ECMWF, Green: NO_x/CO, Red: Radon-222 and Blue: successful or equality in the calculation of the FT/(BL/RL) conditions. (b) Same as (a) with 0.25 and 0.75 combined with 0 and 1, respectively.

As mentioned above, WCT from LIDAR, NO_x/CO, and ²²²Rn retrieve the ALH while the ECMWF retrieves the BLH. However, AL corresponds to the BL during the daytime and RL during nighttime. For the simplicity of this work, we use the terminology BL/RL for BL, AL, and RL altogether. Thus, this section aims at using all available criteria to classify air masses sampled at the PUY station as those from the FT/(BL/RL).

Figure 5a shows the average classification of the measured air masses as FT/(BL/RL) at the PUY station. In order to average the four classification criteria, we use a specific labeling. When a measurement criterion classifies the air mass at the PUY station as FT, the corresponding date is labeled “1”, when it is classified as BL/RL air mass, the corresponding date is labeled “0”. Hence, when all four criteria give the air mass as FT, the average classification is “1”, while only three criteria out of four classify the air mass as FT, the average classification is “0.75”. Similarly, when all four criteria give the air mass as BL/RL, the average classification is “0”. Additionally, when two criteria of four go wrong for classifying the air mass as FT or BL/RL, the average classification is “0.5” which corresponds to the interface mode, while only one criteria out of four are classifying the air mass as BL/RL, the average classification is “0.25”. Colors in the figure correspond to the one criteria that differs from the other three. We observe that the WCT criteria did not identify FT air masses in the winter (violet color in 0.75). For classifications of BL/RL conditions, disagreements between the four methods were largely related to either NO_x/CO or ²²²Rn (green and red color, respectively in 0.25 (Figure 5)). For the tracer NO_x/CO, it is possible that this tracer is more representative of aged regional emissions as reported by

Annexe 3 : Farah et al., 2018

Freney et al. (2011) [29]. ^{222}Rn levels can also be influenced by the changes in air mass at PUY station. Indeed, for a given BLH, an oceanic air mass will have lower levels than a terrestrial air mass. Hence, we believe that ^{222}Rn is the less reliable tracer of FT air masses for our site. This analysis also highlights that at the PUY station, radon and NO_x/CO overestimate when the PUY station is in the BL/AL than the other methods. ECMWF is also not adequate for the estimation of FT/BL conditions at night time, retrieving the stable nocturnal BL and not considering the residual nocturnal layer. By combining four criteria for the determination of FT or BL/RL conditions, we provide a more robust method. As a consequence, we chose to classify the station in FT air masses when 3 of the 4 criteria identify FT air masses (0.75) and classify the station in BL/RL air masses when the majority of methods identified BL/RL air masses (0.25). When only two out of four methods disagree with the others (0.5), the air mass is classified at the interface (Figure 5b).

At the PUY station, using a combination of these four criteria for assessing if the site is in free tropospheric conditions, we determine that the site is in the FT for 20% of the time as a yearly average, over 25% during winter and below 17% during summer. At the JFJ, Herrmann et al. (2015) [3] compared three criteria for assessing if the site lies in free tropospheric condition, and found FT prevalence for 39% of the time as a yearly average, with over 60% during winter and below 20% during summer. Chauvigné et al. (2018) [57], also reports time spent in the FT for the Chacaltaya (CHC) (5240 m a.s.l., Bolivia) site, and found FT prevalence for 45% of the time as a yearly average, with no marked seasonal variations. The difference between the PUY and these sites is probably that the PUY is at a lower altitude, but also because the configuration of the topography is different (North-South orientated single mountain chain) [58].

For the four seasons, the percentage of time that the site is in the BL/RL (red) increases during the day (between 9 and 18 UTC) to reach a maximum at 18 UTC, and decrease during the night (after 18 UTC) to reach a minimum at 00 h for winter, at 3 UTC for spring and summer, and at 6 UTC for autumn (Figure 6). On the contrary, this percentage in FT (blue) decreases during the day (between 9 and 18 UTC) to reach a minimum at 18 UTC for winter spring and summer, and at 15 UTC for autumn. During the night the percentage of FT air masses at the site reaches a maximum at 00 h for winter, at 3 UTC for spring, and at 6 UTC for summer and autumn.

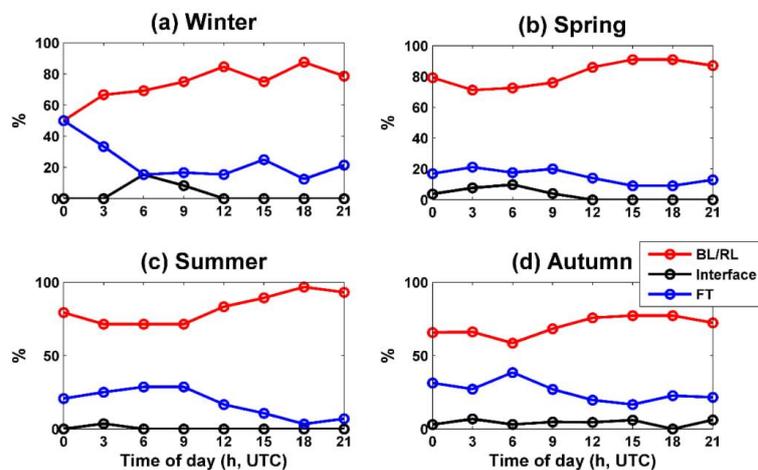


Figure 6. The diurnal variation of percentage that the PUY station is in FT/Interface/(BL/RL) conditions for the four seasons: (a) Winter; (b) Spring; (c) Summer; (d) Autumn. **red:** Boundary Layer (BL) (daytime)/Residual Layer (RL) (nighttime), **black:** Interface, **blue:** Free Troposphere (FT).

Annexe 3 : Farah et al., 2018

Air masses are classified at the interface between the BL/RL and the FT (black), at a higher frequency at night/early morning than during the late evening, and higher during winter than during summer. Between 3 and 12 UTC, this percentage reaches a maximum of 15.5% and 10% at 6 UTC respectively for winter and spring. The high percentage at the interface is related to the diurnal variation of the BLH which reaches the PUY station at around 6 UTC.

3.2. Comparisons of the Free Troposphere and Boundary Layer Aerosol Properties

In this section, we use the classification proposed by the combination of the four criteria of FT/(BL/RL) segregation in order to investigate the differences of thermodynamical variables and aerosol properties when sampled in the BL/RL or in the FT at the PUY station. The values obtained for all criteria when the PUY station is at the interface between both layers represent a smaller database that is not statistically relevant and will not be discussed here (Table A1).

In order to assess whether the different parameters show statistically significant differences in FT/(BL/RL), the Wilcoxon–Mann–Whitney test [59] was applied to the median values (Temperature (T), Relative Humidity (RH), Pressure (P), Black Carbon (BC), and for the nucleation (Nuc), Aitken (Ait), accumulation (Acc) and coarse (Coa) aerosol particles size mode concentrations) (Figure 7). This nonparametric test evaluates the difference in medians between two similarly shaped populations. This test showed that the FT/(BL/RL) difference was significant for some parameters (for example, T, RH, and P), however, for certain parameters during certain seasons (for example, the BC and Acc mode particles in summer and for Nuc mode particles during all seasons) no differences between BL/RL and FT properties were detected.

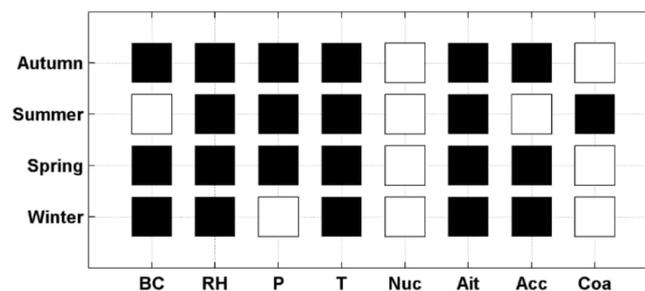


Figure 7. The Wilcoxon–Mann–Whitney test applied on Black Carbon (BC), Relative Humidity (RH), Pressure (P), Temperature (T), Nucleation (Nuc), Aitken (Ait), Accumulation (Acc) and Coarse (Coa) concentrations measured for each season. The squares are black (white) when the medians are significantly different (equal) with a threshold of 5%. Black Crosses are for missing data.

At first, the meteorological parameters (T, RH, and P) were characterized in the FT and in BL/RL air masses (Figure 8a–c). As expected higher median RH concentrations were found in BL/RL conditions for all seasons compared to FT conditions, this difference is shown to be significant by the Wilcoxon–Mann–Whitney test (Figure 7). The higher RH in BL/RL conditions at the PUY station is the result of sources of humidity from the surface in the BL/RL. Higher median T and P were measured in FT conditions compared to BL/RL conditions for all seasons (except in winter for P), the significance being confirmed by the Wilcoxon–Mann–Whitney test (Figure 7). Higher pressures in the FT than in the BL/RL could be related to anticyclone conditions, which decrease the BLH [60]. Higher temperatures in the FT than in the BL/RL may be explained by the fact that the PUY station is situated in the lower part of the FT in which the temperature increases over a limited altitude range (temperature inversion starting at the very lower part of the FT) [61].

Annexe 3 : Farah et al., 2018

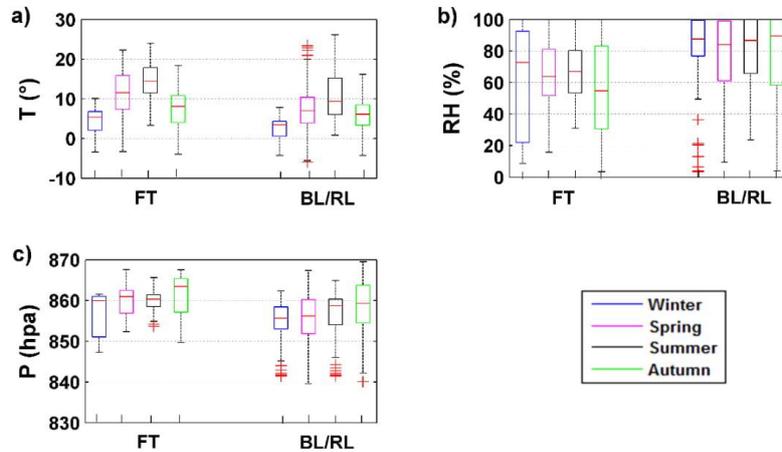


Figure 8. The FT/(BL/RL) variation of (a) Temperature (T); (b) Relative Humidity (RH), and (c) pressure (P), for the four seasons at the PUY station. Red lines represent the median value, bottom and top sides of the boxes symbolize the 25th and 75th percentile respectively and the extremities of the black lines are the 10th and 90th percentile. Red Crosses represent the outliers.

Figure 9a shows, for different seasons, the Black Carbon (BC) concentration when the PUY is in the FT or BL/RL. The Wilcoxon–Mann–Whitney test presented in Figure 7, shows that for winter, spring and autumn seasons, the null hypothesis that the two sets have equal medians was dismissed with a threshold of 5% (black square), while in summer the null hypothesis cannot be dismissed (transparent square). Hence it appears that in summer, there is no marked distinction between the median BC concentration in the FT and the median BC concentration in the BL/RL. However, we observe a stronger variability in the BC in the BL/RL than in the FT. This variation is likely due to the diurnal cycle of sources in this layer. In winter and autumn, the median BC concentration is significantly higher in the BL/RL compared to the FT. This is expected as sources of BC are mainly from surface emissions. In spring, we observe an unusual trend with BC concentrations significantly higher in the FT than in the BL/RL.

The high concentrations of BC in the BL/RL for winter and autumn are thought to be a result of higher contributions of local sources of combustion linked to conventional heating devices often observed during this time of the year [62]. This combined with lower BL heights results in an accumulation of these particle concentrations during the cold seasons. In spring and summer, transport of the materials from BL/RL to FT efficiently occurs by active convection, and the FT air masses are more impacted by intrusions of BL/RL air. The stronger BC concentration in the FT during spring can be linked to BC originating from biomass burning occurring frequently during this season during the burning of vegetation in gardens, that is likely injecting biomass burning particles directly into the FT from strong heat convection transport from BL/RL to FT.

Annexe 3 : Farah et al., 2018

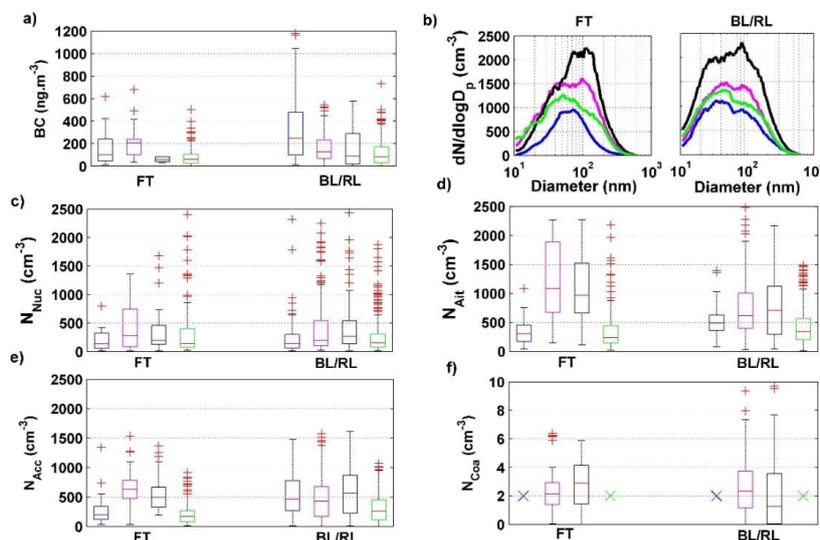


Figure 9. The FT/(BL/RL) variation of: (a) BC; (b) Full aerosol size distributions (10–650 nm); (c) Nucleation (Nuc) (10–20 nm); (d) Aitken (Ait) (40–80 nm); (e) Accumulation (Acc) (100–300 nm); (f) Coarse (Coa) (>1 μm), concentrations for the four seasons. Red lines represent the median value, bottom and top sides of the boxes symbolize the 25th and 75th percentile respectively and the extremities of the black lines are the 10th and 90th percentile. Red Crosses represent the outliers.

In addition, Figure 9b represents median aerosol size distributions (10–650 nm) for the four seasons, in the BL/RL and FT, and highlights the various shapes observed in the different conditions. In order to further investigate the seasonal variation of the aerosol spectrum properties in both layers, we used four aerosol modes: nucleation (10 nm to 20 nm), Aitken (40 nm to 80 nm), accumulation (100 nm to 300 nm), and coarse (1 μm to 18 μm) modes (Figure 9c–f). During the winter and autumn months, the median Aitken and accumulation mode aerosol concentrations are significantly higher in the BL/RL, compared to the FT (Figure 9d,e). In spring (for the accumulation mode) and spring and summer (for the Aitken mode), we observe the opposite, with higher concentrations in the FT than in the BL/RL. In summer, the median accumulation mode particle concentration is comparable in the FT and in the BL/RL.

For nucleation mode particles (10–20 nm) (Figure 9c), there are no significant differences in median values in the FT and in the BL/RL for all seasons. The lack of difference between nucleation mode particles in the BL/RL and in the FT would suggest that there is an additional source of nucleation mode particles in the FT compared to the primary emissions traced by the accumulation mode particles during winter and autumn. This was already observed by Tröstl et al. (2016) [63] at the JFJ site who reports that the nucleation mode particles occur within air masses that have been transported over long-range distances into the FT.

Additionally, these particles show the highest concentrations during summer ($N_{\text{nuc, FT}} = 489 \text{ cm}^{-3}$; $N_{\text{nuc, BL/RL}} = 512 \text{ cm}^{-3}$) (Table 2). This is in agreement with Venzac et al. (2009) [14] at the same site, who reports highest concentrations of nucleation mode particles during summer [14]. Boulon et al. (2011) [27] reports the highest new particle formation frequency during spring and autumn, but the intensity of the new particle formation events (in term of nucleation rate and further growth) is the highest during summer.

Annexe 3 : Farah et al., 2018

Table 2. The mean concentration of the Nucleation, Aitken, and Accumulation mode particles for the four seasons.

Particle Mode	Season	N (cm ⁻³)	
		FT	BL/RL
Nucleation	Winter	190	254
	Spring	490	504
	Summer	489	512
	Autumn	374	312
Aitken	Winter	346	514
	Spring	1211	714
	Summer	1119	823
	Autumn	367	419
Accumulation	Winter	290	530
	Spring	630	470
	Summer	560	570
	Autumn	220	385

The accumulation mode particle concentrations have a similar behavior to the BC concentrations previously discussed, and we assume that they have similar sources for winter and autumn. Higher concentrations of the Aitken mode particles during springtime may be partly due to the growth of nucleation mode particles that were observed to occur more frequently during spring [24,26] and preferentially at higher altitudes [27], as also witnessed by higher concentrations during the spring season for the present dataset, and partly due to a contribution from biomass burning aerosols due to the active convection transport from BL/RL to FT. During summer, the difference between concentrations in the FT and in the BL/RL is less marked than in Spring, which may be due to the less frequent nucleation frequency [27,64] and the less biomass burning events than in spring.

For both accumulation and Aitken mode concentrations, we clearly see that spring and summer ($N_{\text{accumulation, spring, FT}} = 630 \text{ cm}^{-3}$; $N_{\text{accumulation, spring, BL/RL}} = 470 \text{ cm}^{-3}$; $N_{\text{aitken, spring, FT}} = 1211 \text{ cm}^{-3}$; $N_{\text{aitken, spring, BL/RL}} = 714 \text{ cm}^{-3}$ and $N_{\text{accumulation, summer, FT}} = 560 \text{ cm}^{-3}$; $N_{\text{accumulation, summer, BL/RL}} = 570 \text{ cm}^{-3}$; $N_{\text{aitken, summer, FT}} = 1119 \text{ cm}^{-3}$; $N_{\text{aitken, summer, BL/RL}} = 823 \text{ cm}^{-3}$) show the highest mean particle concentrations in both the FT and the BL/RL (Table 2). This is in agreement with that of Venzac et al. (2009) [14] and Herrmann et al. (2015) [3] during the summer season.

In our study, the observed concentrations are slightly higher than what was found by Venzac et al. (2009) [14]. This would confirm the tendency observed by Venzac et al. (2009) [14] of the aerosol concentration increasing over the 6 years of data but would need a careful trend analysis which is beyond the scope of the present study.

For coarse mode particles, no data is available for winter and autumn, and the Wilcoxon–Mann–Whitney test is not significant for spring (medians are equal for FT and BL/RL) (Figure 9f). However, for summer, high median concentrations of the coarse mode particles were measured in FT conditions, compared to the BL/RL conditions. This difference is likely due to a more efficient long-range transport of dust and marine aerosols at high altitudes than at lower altitudes. Bourcier et al. (2012) [30] reported higher concentrations of Cesium (Cs) associated to dust particles at PUY, than at the lower altitude of CZ, but the difference was mostly found during winter. The authors hypothesized that during winter, large particles are transported with a higher efficiency at high altitudes due to stronger winds. The variability of the coarse mode particle concentration is higher during the BL/RL conditions compared to FT conditions presumably due to the sporadic character of sources of large primary particles in the BL/RL.

The next step of our analysis is to investigate the variability of aerosol properties within the lower FT and the possible causes for this variability.

3.3. Aerosol Properties in the Lower Free Troposphere as a Function of Air Mass Type and Age

Our analysis of the air mass back-trajectory history relative to the latest contact with the BL over the 204-h prior sampling showed that air masses aerosol properties (for example, N_{90}) do not change

Annexe 3 : Farah et al., 2018

for BL-contact-free times larger than 75 h (Figure 4a). In the following section, we investigate the change of aerosol particles within the lower free troposphere during the last 75 h prior to sampling.

Figure 10 presents the segregation of FT air masses as a function of the time they spent in the FT since their last contact with the BL/RL before reaching the PUY station. The BLH parameter of ERA-Interim ECMWF is interpolated spatially and temporally and compared with the altitude of each path point to determine the last contact with the BL. This analysis was done using LACYTRAJ, for the four seasons. Most noticeably, the vast majority (over 80%) of winter and autumn air masses did not have any contact with the BL/RL for at least the last 75 h before being sampled at PUY. This explains why certain aerosol concentrations are low in the FT during these seasons. For summer and spring, the large majority (60%) of air masses were in contact with the BL/RL in the last 15 h prior to measurement (Figure 10). Therefore, certain aerosol concentrations are high in the FT during these seasons. We hence assume that aerosol properties measured in these air masses during summer and spring are more representative of BL/RL than the unperturbed FT. Using this information, we focus the remaining discussion on aerosol properties measured during winter and autumn assuming that they are representative of the unperturbed FT and we can, therefore, study their characteristics as a function of the air mass origin.

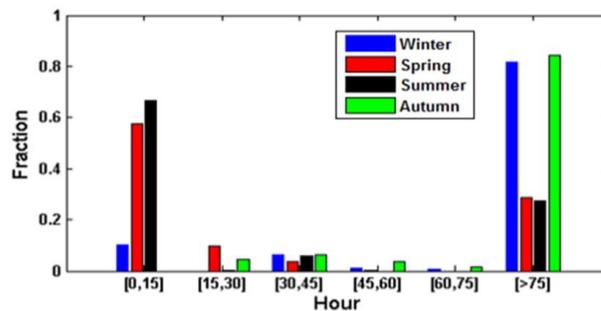


Figure 10. The fraction of time since the last BL/RL contact of >75-h back trajectories of air masses reaching the Puy de Dôme for the four seasons.

LACYTRAJ has also been used to provide a classification of five possible sources, from Oceanic, Mediterranean, continental, northerly, or local (Figure 11), similar to Asmi et al. (2012) [28] and Rose et al. (2015a) [24] (details of the classification are shown in Figure A3). This classification is based on the location of the last interaction between the air mass and the BL. Therefore, the locations of the last contact with BL are essential. During the winter season, air masses are mainly of Mediterranean (34%) and Atlantic (29%) origins, and a smaller fraction of them are either local (15%), continental (14%), or Atlantic modified (8%) (Figure 11). In autumn, air masses are mostly of Mediterranean (39%) and Atlantic (48%) origins, and a small fraction is of a continental origin (12%) (Figure 11).

In the following section we compare aerosol properties in the three types of air masses (Atlantic, Mediterranean, and Continental) observed during both seasons (winter and autumn) (Figure 12).

Higher nucleation mode concentrations are measured when the PUY station is exposed to aged (>75 h) Atlantic and Mediterranean air masses than when exposed to continental air masses (Figure 12). We can hypothesize that these high concentrations of nucleation mode aerosols are formed at the PUY from marine precursor sources that have been transported from the Mediterranean sea and from the Atlantic ocean [24,65], or that the condensational sink associated to the Atlantic and Mediterranean air mass types are lower compared to continental air masses containing larger concentrations of accumulation mode particles. Bianchi et al. (2016) [66] and Tröstl et al. (2016) [63] show also that nucleation in the FT is favored after a certain time lapse has passed after the last contact with the BL/RL.

Annexe 3 : Farah et al., 2018

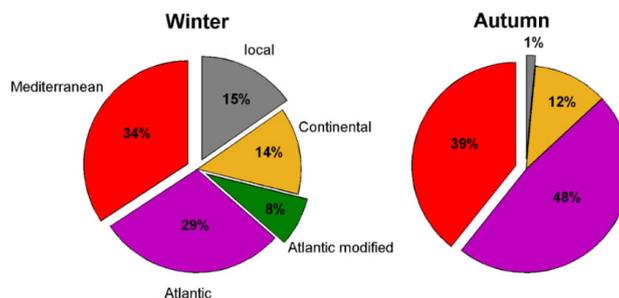


Figure 11. The air masses classification in the FT for winter and autumn seasons: Violet: Atlantic, Green: Atlantic modified, Brown: Continental, Grey: Local, Red: Mediterranean.

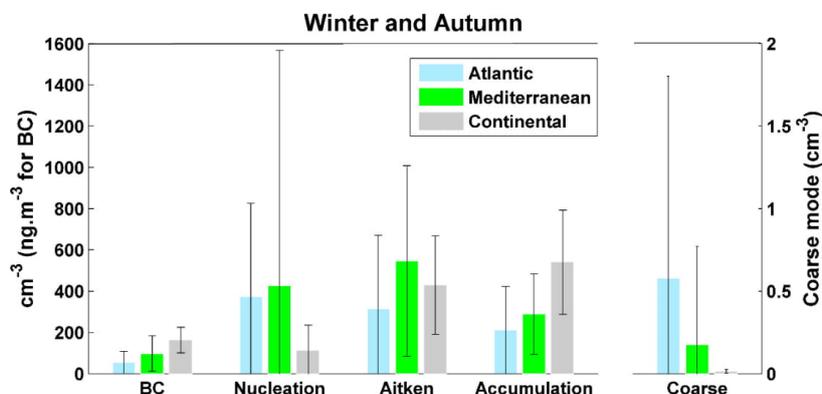


Figure 12. The BC, Nucleation, Aitken, Accumulation, and Coarse mode particles concentrations for >75 h in the FT for Atlantic, Mediterranean, and continental air masses for both winter and autumn.

In aged air masses, the high concentrations of the Aitken and accumulation mode particles coincide with the high concentrations of BC, originated from continental air masses. These high BC, Aitken, and accumulation concentrations can, thus, partly be due to biomass burning emissions. Another source of these high concentrations of Aitken mode particles is the growth of nucleation mode particles originated from the Atlantic and Mediterranean air masses. Within aged air masses, coarse mode aerosol concentrations are also higher in Mediterranean and Atlantic air masses compared to continental air masses, likely a result of transported sea salt and dust particles.

Overall, we observe that even after more than 75 h with no contact with the BL/RL, FT aerosols preserve properties that are specific to their source region. To the author's knowledge, this is the first report of these observations from in situ measurements.

4. Conclusions

A one-year dataset of multiple measurements acquired at the PUY station has been used in this work to determine the specific physical characteristics of FT aerosols and hence of their sources and transport pathways from the BL.

In order to achieve this goal, a combination of four criteria was used to identify whether the PUY station lies within the FT or within the BL. BLH was determined using two independent methods, firstly the ECMWF model, using the "global method of Richardson" to calculate the BLH_{ECMWF} ,

Annexe 3 : Farah et al., 2018

and secondly, the WCT method to calculate the ALH_{WCT} from LIDAR measurements. In addition, NO_x/CO and radon-222 tracers were used to determine the degree of influence from the $AL_{NO_x/CO}$ and AL_{Rn} , respectively. Using these tracers, we observe that the PUY station is considered to be in the FT up to 50% during the winter months.

For most of the time and aerosol property, higher concentrations are found in the BL compared to FT, as expected from larger sources originating from the surface. However, higher BC, accumulation, and Aitken modes median concentrations are observed in FT conditions compared to BL during spring. This might be linked to biomass burning from vegetation in gardens that inject aerosols directly to the FT from active convection transport. Another source of these high concentrations of Aitken mode particles is the growth of nucleation mode particles. In general, for these nucleation mode particles, there is no significant difference in the median values measured in the FT and in the BL/RL for all seasons. This suggests that there is an additional source of precursors to the formation of new particles at the PUY station. These additional sources likely originate from aged Atlantic or Mediterranean air masses. Higher median concentrations and higher variability of the coarse mode particles are also found in FT conditions during summer is a result of increased contribution from Mediterranean and Atlantic air masses, bringing dust and marine aerosol at higher altitudes. Finally, even after more than 75 h without any contact with the BL/RL, FT aerosols preserve properties specific to their air mass type/origin. However, as expected, these differences are less distinct in aged FT air masses (>75 h) than in recent FT air masses (>15 h).

This work introduces a robust method to establish when a site is in the FT or in the BL/RL. Using this method, we were able to identify typical physical properties of different air mass sources in both the BL/RL and in the FT. This method has been applied to the PUY site, which is at the frontier of the BL and the FT, where the majority of exchanges and interactions occur, making it a unique area to study these exchanges. The method of differentiating between BL/RL and FT used in this work can be applied to future studies at altitude sites, providing a real-time estimate of FT air mass sampling. These aerosol properties (size, number concentration, and so forth) can subsequently be used for comparison with different aerosol transport models outputs.

Author Contributions: Conceptualization, A.F., E.F. and K.S.; Data curation, A.F., A.C. (Aurélien Chauvigné), C.R. and A.C. (Aurélie Colomb); Formal analysis, A.F.; Funding acquisition, K.S.; Investigation, A.F.; Methodology, A.F., J.-L.B. and D.H.; Project administration, K.S.; Software, A.F., A.C. (Aurélien Chauvigné), C.R. and D.P.; Supervision, E.F., M.A., W.F. and K.S.; Validation, A.F.; Visualization, A.F.; Writing—original draft, A.F.; Writing—review & editing, A.F., E.F., J.-L.B., C.R., M.A., W.F. and K.S.

Funding: This project has received funding from the European Union’s Horizon 2020 research and innovation program under grant agreement No 654109 (ACTRIS-2), and from the French program SNO-CLAP and the research council of the Saint Joseph University.

Acknowledgments: The authors would like to acknowledge the staff of OPGC and LaMP for their work on the instrumentation. INSU-CNRS, CNES and the University Clermont Auvergne are also acknowledged for their support to the PUY station, and the operation of the LIDAR instrument at the Cezeaux site.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflicts of interest.

Appendix A

Table A1. Acronyms.

Acronym	Explication
BL	Boundary Layer
BLH	Boundary Layer Height
FT	Free Troposphere
RL	Residual Layer
AL	Aerosol Layer
ALH	Aerosol Layer Height
PUY	Puy de Dôme
CZ	Cézeaux
JFJ	Jungfraujoch

Annexe 3 : Farah et al., 2018

Table A1. Cont.

Acronym	Explication
WCT	Wavelet Covariance Transform
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
NO _x	Nitrogen oxides
CO	Carbon monoxide
²²² Rn	Radon-222
BC	Black Carbon
GAW	Global Atmospheric Watch
ACTRIS	Aerosol Cloud and Trace gases Research Infra Structure
EARLINET	European Aerosol Research Lidar Network
NPF	New Particle Formation
SMPS	Scanning Mobility Particle Sizer
DMA	Differential Mobility Analyser
CPC	Condensation Particle Counter
OPC	Optical Particle Counter
MAAP	Multi-Angle Absorption Photometer
WAI	Whole air inlet
T	Temperature
RH	Relative Humidity
P	Pressure
Nuc	Nucleation
Ait	Aitken
Acc	Accumulation
Coa	Coarse

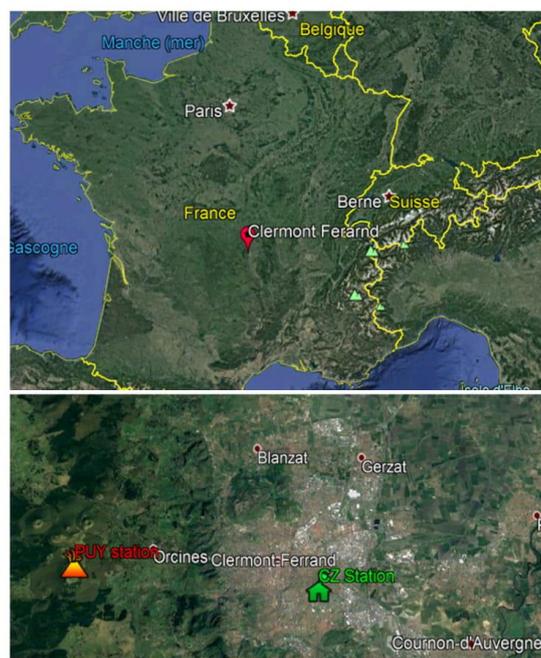


Figure A1. (Top) The regional map of Clermont-Ferrand; (bottom) Zoom on Clermont-Ferrand city. The green house represents the CZ station, and the orange volcano represents the PUY station. (Adapted from Google Earth).

Annexe 3 : Farah et al., 2018

Atmosphere 2018, 9, 244

21 of 25

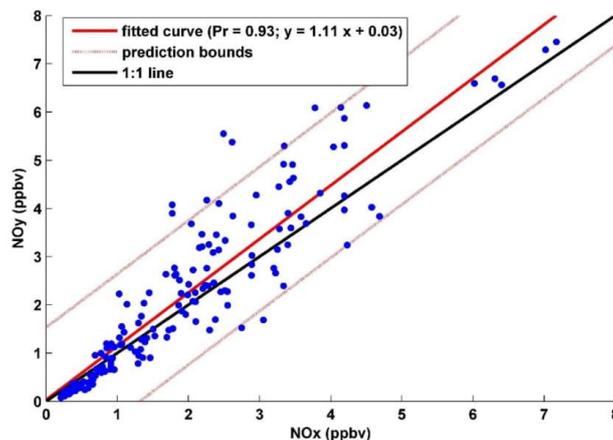


Figure A2. The scatter plot between NO_x and NO_y concentrations.

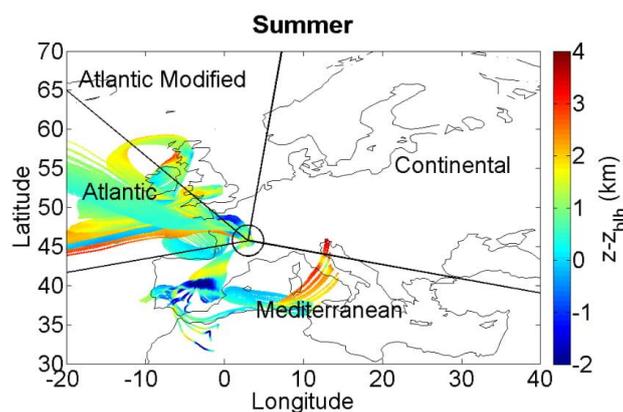


Figure A3. The 204-h ECMWF backward trajectories for air masses arriving at the PUY site during FT sampling periods. The color scale represents the difference between the calculated height (z) of the air mass trajectory and the calculated height of the BL/RL height ($Z - Z_{blh}$ (km)).

References

1. Stocker, T.F.; Qin, D.; Plattner, G.-K.; Tignor, M.; Allen, S.K.; Boschung, J.; Nauels, A.; Xia, Y.; Bex, V.; Midgley, P.M. *IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis*; Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change; Cambridge University Press: Cambridge, UK; New York, NY, USA, 2013; p. 1535.
2. Stull, R.B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 1988.
3. Herrmann, E.; Weingartner, E.; Henne, S.; Vuilleumier, L.; Bukowiecki, N.; Steinbacher, M.; Conen, F.; Collaud Coen, M.; Hammer, E.; Jurányi, Z.; et al. Analysis of long-term aerosol size distribution data from Jungfraujoch with emphasis on free tropospheric conditions, cloud influence, and air mass transport. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2015**, *120*, 9459–9480. [[CrossRef](#)]
4. De Wekker, S.F.J.; Kossmann, M. Convective Boundary Layer Heights over Mountainous Terrain—A Review of Concepts. *Front. Earth Sci.* **2015**, *3*, 1–22. [[CrossRef](#)]

Annexe 3 : Farah et al., 2018

5. Holzworth, G.C. Estimates of Mean Maximum Mixing Depths in the Contiguous United States. *Mon. Weather Rev.* **1964**, *92*, 235–242. [[CrossRef](#)]
6. Holtslag, A.A.M.; De Bruijn, E.I.F.; Pan, H.-L. A High Resolution Air Mass Transformation Model for Short-Range Weather Forecasting. *Mon. Weather Rev.* **1990**, *118*, 1561–1575. [[CrossRef](#)]
7. Seibert, P.; Beyrich, F.; Gryning, S.-E.; Joffre, S.; Rasmussen, A.; Tercier, P. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmos. Environ.* **2000**, *34*, 1001–1027. [[CrossRef](#)]
8. Emeis, S.; Münkkel, C.; Vogt, S.; Müller, W.J.; Schäfer, K. Atmospheric boundary-layer structure from simultaneous SODAR, RASS, and ceilometer measurements. *Atmos. Environ.* **2004**, *38*, 273–286. [[CrossRef](#)]
9. Wiegner, M.; Emeis, S.; Freudenthaler, V.; Heese, B.; Junkermann, W.; Münkkel, C.; Schäfer, K.; Seefeldner, M.; Vogt, S. Mixing layer height over Munich, Germany: Variability and comparisons of different methodologies. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2006**, *111*, D13201. [[CrossRef](#)]
10. Zellweger, C.; Forrer, J.; Hofer, P.; Nyeki, S.; Schwarzenbach, B.; Weingartner, E.; Ammann, M.; Baltensperger, U. Partitioning of reactive nitrogen (NO_y) and dependence on meteorological conditions in the lower free troposphere. *Atmos. Chem. Phys.* **2003**, *3*, 779–796. [[CrossRef](#)]
11. Griffiths, A.D.; Conen, F.; Weingartner, E.; Zimmermann, L.; Chambers, S.D.; Williams, A.G. Surface-to-mountaintop transport characterised by radon observations at the Jungfrauoch. *Atmos. Chem. Phys.* **2014**, *14*, 12763–12779. [[CrossRef](#)]
12. Chambers, S.D.; Williams, A.G.; Conen, F.; Griffiths, A.D.; Reimann, S.; Steinbacher, M.; Krummel, P.B.; Steele, L.P.; van der Schoot, M.V. Towards a universal “baseline” characterisation of air masses for high-and low-altitude observing stations using Radon-222. *Aerosol Air Qual. Res.* **2016**, *16*, 885–899. [[CrossRef](#)]
13. Baars, H.; Ansmann, A.; Engelmann, R.; Althausen, D. Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar. *Atmos. Chem. Phys.* **2008**, *8*, 7281–7296. [[CrossRef](#)]
14. Venzac, H.; Sellegri, K.; Villani, P.; Picard, D.; Laj, P. Seasonal variation of aerosol size distributions in the free troposphere and residual layer at the puy de Dôme station, France. *Atmos. Chem. Phys.* **2009**, *9*, 1465–1478. [[CrossRef](#)]
15. Hov, Ø.; Flatøy, F. Convective Redistribution of Ozone and Oxides of Nitrogen in the Troposphere over Europe in Summer and Fall. *J. Atmos. Chem.* **1997**, *28*, 319–337. [[CrossRef](#)]
16. Moorthy, K.K.; Sreekanth, V.; Prakash Chaubey, J.; Gogoi, M.M.; Suresh Babu, S.; Kumar Kompalli, S.; Bagare, S.P.; Bhatt, B.C.; Gaur, V.K.; Prabhu, T.P.; et al. Fine and ultrafine particles at a near-free tropospheric environment over the high-altitude station Hanle in the Trans-Himalaya: New particle formation and size distribution. *J. Geophys. Res.* **2011**, *116*, D20212. [[CrossRef](#)]
17. Rose, C.; Boulon, J.; Hervo, M.; Holmgren, H.; Asmi, E.; Ramonet, M.; Laj, P.; Sellegri, K. Long-term observations of cluster ion concentration, sources and sinks in clear sky conditions at the high-altitude site of the Puy de Dôme, France. *Atmos. Chem. Phys.* **2013**, *13*, 11573–11594. [[CrossRef](#)]
18. Kompalli, S.K.; Babu, S.S.; Krishna Moorthy, K.; Gogoi, M.M.; Nair, V.S.; Chaubey, J.P. The formation and growth of ultrafine particles in two contrasting environments: A case study. *Ann. Geophys.* **2014**, *32*, 817–830. [[CrossRef](#)]
19. Freney, E.; Sellegri Karine, S.K.; Eija, A.; Clemence, R.; Aurelien, C.; Jean-Luc, B.; Aurelie, C.; Hervo Maxime, H.M.; Nadege, M.; Laeticia, B.; et al. Experimental Evidence of the Feeding of the Free Troposphere with Aerosol Particles from the Mixing Layer. *Aerosol Air Qual. Res.* **2016**, *16*, 702–716. [[CrossRef](#)]
20. Mckendry, I.G.; Hacker, J.P.; Stull, R.; Sakiyama, S.; Mignacca, D.; Reid, K. Long-range transport of Asian dust to the Lower Fraser Valley, British Columbia, Canada: Quantifying the radiative impacts of mineral dust (DUST). *J. Geophys. Res.* **2001**, *106*, 18361–18370. [[CrossRef](#)]
21. Timonen, H.; Wigder, N.; Jaffe, D. Influence of background particulate matter (PM) on urban air quality in the Pacific Northwest. *J. Environ. Manag.* **2013**, *129*, 333–340. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
22. Martin, S.T.; Hung, H.-M.; Park, R.J.; Jacob, D.J.; Spurr, R.J.D.; Chance, K.V.; Chin, V. Effects of the physical state of tropospheric ammonium-sulfate-nitrate particles on global aerosol direct radiative forcing. *Atmos. Chem. Phys.* **2004**, *4*, 183–214. [[CrossRef](#)]
23. Crumeyrolle, S.; Schwarzenboeck, A.; Sellegri, K.; Burkhart, J.F.; Stohl, A.; Gomes, L.; Quennehen, B.; Roberts, G.; Weigel, R.; Roger, J.C.; et al. Overview of aerosol properties associated with air masses sampled by the ATR-42 during the EUCAARI campaign (2008). *Atmos. Chem. Phys.* **2012**, *12*, 9451–9490. [[CrossRef](#)]

Annexe 3 : Farah et al., 2018

24. Rose, C.; Sellegri, K.; Freney, E.; Dupuy, R.; Colomb, A.; Pichon, J.-M.; Ribeiro, M.; Bourianne, T.; Burnet, F.; Schwarzenboeck, A. Airborne measurements of new particle formation in the free troposphere above the Mediterranean Sea during the HYMEX campaign. *Atmos. Chem. Phys.* **2015**, *15*, 10203–10218. [[CrossRef](#)]
25. Fröhlich, R.; Cubison, M.J.; Slowik, J.G.; Bukowiecki, N.; Canonaco, F.; Henne, S.; Herrmann, E.; Gysel, M.; Steinbacher, M.; Baltensperger, U.; et al. Fourteen months of on-line measurements of the non-refractory submicron aerosol at the Jungfraujoch (3580 m a.s.l.)—Chemical composition, origins and organic aerosol sources. *Atmos. Chem. Phys.* **2015**, *15*, 11373–11398. [[CrossRef](#)]
26. Venzac, H.; Sellegri, K.; Laj, P. Nucleation events detected at the high altitude site of the Puy de Dôme Research Station, France. *Boreal Environ. Res.* **2007**, *12*, 345–359.
27. Sellegri, K.; Hervo, M.; Picard, D.; Pichon, J.-M.; Fréville, P.; Laj, P. Investigation of nucleation events vertical extent: A long term study at two different altitude sites. *Atmos. Chem. Phys.* **2011**, *11*, 5625–5639.
28. Asmi, E.; Freney, E.; Hervo, M.; Picard, D.; Rose, C.; Colomb, A.; Sellegri, K. Aerosol cloud activation in summer and winter at puy-de-Dôme high altitude site in France. *Atmos. Chem. Phys.* **2012**, *12*, 11589–11607. [[CrossRef](#)]
29. Freney, E.J.; Sellegri, K.; Canonaco, F.; Boulon, J.; Hervo, M.; Weigel, R.; Pichon, J.M.; Colomb, A.; Prévôt, A.S.H.; Laj, P. Seasonal variations in aerosol particle composition at the puy-de-Dôme research station in France. *Atmos. Chem. Phys.* **2011**, *11*, 13047–13059. [[CrossRef](#)]
30. Bourcier, L.; Sellegri, K.; Chausse, P.; Pichon, J.M.; Laj, P. Seasonal variation of water-soluble inorganic components in aerosol size-segregated at the puy de Dôme station (1465 m a.s.l.), France. *J. Atmos. Chem.* **2012**, *69*, 47–66. [[CrossRef](#)]
31. Sellegri, K.; Laj, P.; Dupuy, R.; Legrand, M.; Preunkert, S.; Putaud, J.-P. Size-dependent scavenging efficiencies of multicomponent atmospheric aerosols in clouds. *J. Geophys. Res.* **2003**, *108*, AAC3.1–AAC3.15. [[CrossRef](#)]
32. Guyot, G.; Gourbeyre, C.; Febvre, G.; Shcherbakov, V.; Burnet, F.; Dupont, J.-C.; Sellegri, K.; Jourdan, O. Quantitative evaluation of seven optical sensors for cloud microphysical measurements at the Puy-de-Dôme Observatory, France. *Atmos. Meas. Tech.* **2015**, *8*, 4347–4367. [[CrossRef](#)]
33. Burkart, J.; Steiner, G.; Reischl, G.; Moshhammer, H.; Neuberger, M.; Hitznerberger, R. Characterizing the performance of two optical particle counters (Grimm OPC1.108 and OPC1.109) under urban aerosol conditions. *J. Aerosol Sci.* **2010**, *41*, 953–962. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
34. Hervo, M.; Quennehen, B.; Kristiansen, N.I.; Boulon, J.; Stohl, A.; Fréville, P.; Pichon, J.-M.; Picard, D.; Labazuy, P.; Gouhier, M.; et al. Physical and optical properties of 2010 Eyjafjallajökull volcanic eruption aerosol: Ground-based, Lidar and airborne measurements in France. *Atmos. Chem. Phys.* **2012**, *12*, 1721–1736. [[CrossRef](#)]
35. Freville, P.; Montoux, N.; Baray, J.-L.; Chauvigné, A.; Réveret, F.; Hervo, M.; Dionisi, D.; Payen, G.; Sellegri, K. LIDAR Developments at Clermont-Ferrand—France for Atmospheric Observation. *Sensors* **2015**, *15*, 3041–3069. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
36. Chauvigné, A.; Sellegri, K.; Hervo, M.; Montoux, N.; Freville, P.; Goloub, P. Comparison of the aerosol optical properties and size distribution retrieved by sun photometer with in situ measurements at midlatitude. *Atmos. Meas. Tech.* **2016**, *9*, 4569–4585. [[CrossRef](#)]
37. Brooks, I.M. Finding boundary layer top: Application of a wavelet covariance transform to lidar backscatter profiles. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2003**, *20*, 1092–1105. [[CrossRef](#)]
38. Villani, P.; Picard, D.; Marchand, N.; Laj, P. Design and Validation of a 6-Volatility Tandem Differential Mobility Analyzer (VTDMA). *Aerosol Sci. Technol.* **2007**, *41*, 898–906. [[CrossRef](#)]
39. Jokinen, V.; Mäkelä, J.M. Closed-loop arrangement with critical orifice for DMA sheath/excess flow system. *J. Aerosol Sci.* **1997**, *28*, 643–648. [[CrossRef](#)]
40. Wiedensohler, A.; Birmili, W.; Nowak, A.; Sonntag, A.; Weinhold, K.; Merkel, M.; Wehner, B.; Tuch, T.; Pfeifer, S.; Fiebig, M.; et al. Mobility particle size spectrometers: Harmonization of technical standards and data structure to facilitate high quality long-term observations of atmospheric particle number size distributions. *Atmos. Meas. Tech.* **2012**, *5*, 657–685. [[CrossRef](#)]
41. Müller, T.; Henzing, J.S.; de Leeuw, G.; Wiedensohler, A.; Alastuey, A.; Angelov, H.; Bizjak, M.; Collaud Coen, M.; Engström, J.E.; Gruening, C.; et al. Characterization and intercomparison of aerosol absorption photometers: Result of two intercomparison workshops. *Atmos. Meas. Tech.* **2011**, *4*, 245–268. [[CrossRef](#)]
42. Petzold, A.; Schönlinner, M. Multi-angle absorption photometry—A new method for the measurement of aerosol light absorption and atmospheric black carbon. *J. Aerosol Sci.* **2004**, *35*, 421–441. [[CrossRef](#)]

Annexe 3 : Farah et al., 2018

43. Biraud, S.; Ciais, P.; Ramonet, M.; Simmonds, P.; Kazan, V.; Monfray, P.; O'Doherty, S.; Spain, T.G.; Jennings, S.G. European greenhouse gas emissions estimated from continuous atmospheric measurements and radon 222 at Mace Head, Ireland. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2000**, *105*, 1351–1366. [[CrossRef](#)]
44. Polian, G.; Lambert, G.; Ardouin, B.; Jegou, A. Long-range transport of continental radon in subantarctic and antarctic areas. *Tellus B* **1986**, *38*, 178–189. [[CrossRef](#)]
45. Schmidt, M. Measurement and balancing anthropogenic greenhouse gases in Germany. Ph.D. Thesis, Univ. Heidelberg, Heidelberg, Germany, 1999.
46. Von Engel, A.; Teixeira, J. A Planetary Boundary Layer Height Climatology Derived from ECMWF Reanalysis Data. *J. Clim.* **2013**, *26*, 6575–6590. [[CrossRef](#)]
47. Troen, I.B.; Mahrt, L. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Bound.-Layer Meteorol.* **1986**, *37*, 129–148. [[CrossRef](#)]
48. Clain, G.; Baray, J.L.; Delmas, R.; Keckhut, P.; Cammas, J.P. A lagrangian approach to analyse the tropospheric ozone climatology in the tropics: Climatology of stratosphere-troposphere exchange at Reunion Island. *Atmos. Environ.* **2010**, *44*, 968–975. [[CrossRef](#)]
49. Etling, D. On atmospheric vortex streets in the wake of large islands. *Meteorol. Atmos. Phys.* **1988**, *41*, 157–164. [[CrossRef](#)]
50. Szegvary, T.; Leuenberger, M.C.; Conen, F. Predicting terrestrial 222Rn flux using gamma dose rate as a proxy. *Atmos. Chem. Phys.* **2007**, *7*, 2789–2795. [[CrossRef](#)]
51. Zhang, K.; Feichter, J.; Kazil, J.; Wan, H.; Zhuo, W.; Griffiths, A.D.; Sartorius, H.; Zadorowski, W.; Ramonet, M.; Schmidt, M.; et al. Radon activity in the lower troposphere and its impact on ionization rate: A global estimate using different radon emissions. *Atmos. Chem. Phys.* **2011**, *11*, 7817–7838. [[CrossRef](#)]
52. Chevillard, A.; Ciais, P.; Karstens, U.; Heimann, M.; Schmidt, M.; Levin, I.; Jacob, D.; Podzun, R.; Kazan, V.; Sartorius, H.; et al. Transport of 222Rn using the regional model REMO: A detailed comparison with measurements over Europe. *Tellus B* **2002**, *54*, 850–871. [[CrossRef](#)]
53. Guedalia, D.; Lopez, A.; Fontan, J.; Birot, A. Aircraft Measurements of Rn-222, Aitken Nuclei and Small Ions up to 6 km. *J. Appl. Meteorol.* **1972**, *11*, 357–365. [[CrossRef](#)]
54. Lee, H.N.; Larsen, R.J. Vertical Diffusion in the Lower Atmosphere Using Aircraft Measurements of 222Rn. *J. Appl. Meteorol.* **1997**, *36*, 1262–1270. [[CrossRef](#)]
55. Williams, A.G.; Zadorowski, W.; Chambers, S.; Griffiths, A.; Hacker, J.M.; Element, A.; Werczynski, S. The Vertical Distribution of Radon in Clear and Cloudy Daytime Terrestrial Boundary Layers. *J. Atmos. Sci.* **2010**, *68*, 155–174. [[CrossRef](#)]
56. Van der Laan, S.; van der Laan-Luijkx, I.T.; Zimmermann, L.; Conen, F.; Leuenberger, M. Net CO₂ surface emissions at Bern, Switzerland inferred from ambient observations of CO₂, δ(O₂/N₂), and 222Rn using a customized radon tracer inversion. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2014**, *119*, 2013JD020307. [[CrossRef](#)]
57. Chauvigné, A.; Marcos, A.; Aliaga, D.; Radovan, K.; Grisa, M.; Montoux, N.; Moreno, I.; Thomas, M.; Marco, P.; Sellegri, K.; et al. Aerosol Optical Properties and Radiative forcing in the Andes Cordillera based on measurements at the Chacaltaya observatory, Bolivia (5240 m a.s.l.). To be Submitt. 2018.
58. Collaud Coen, M.; Andrews, E.; Aliaga, D.; Andrade, M.; Angelov, H.; Bukowiecki, N.; Ealo, M.; Fialho, P.; Flentje, H.; Hallar, A.G.; et al. The topography contribution to the influence of the atmospheric boundary layer at high altitude stations. *Atmos. Chem. Phys.* **2017**, 1–44. [[CrossRef](#)]
59. DePuy, V.; Berger, V.W.; Zhou, Y. Wilcoxon–Mann–Whitney Test. Available online: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/0470013192.bsa712> (accessed on 20 June 2018).
60. Salzano, R.; Pasini, A.; Casasanta, G.; Cacciani, M.; Perrino, C. Quantitative Interpretation of Air Radon Progeny Fluctuations in Terms of Stability Conditions in the Atmospheric Boundary Layer. *Bound.-Layer Meteorol.* **2016**, *160*, 529–550. [[CrossRef](#)]
61. Tennekes, H. A Model for the Dynamics of the Inversion above a Convective Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.* **1973**, *30*, 558–567. [[CrossRef](#)]
62. Barbet, C.; Deguillaume, L.; Chaumerliac, N.; Leriche, M.; Freney, E.; Colomb, A.; Sellegri, K.; Patryl, L.; Armand, P. Evaluation of Aerosol Chemical Composition Simulations by the WRF-Chem Model at the Puy de Dôme Station (France). *Aerosol Air Qual. Res.* **2016**, *16*, 909–917. [[CrossRef](#)]
63. Tröstl, J.; Herrmann, E.; Frege, C.; Bianchi, F.; Molteni, U.; Bukowiecki, N.; Hoyle, C.R.; Steinbacher, M.; Weingartner, E.; Dommen, J.; et al. Contribution of new particle formation to the total aerosol concentration at the high altitude site Jungfraujoch (3580 m a.s.l., Switzerland). *J. Geophys. Res. Atmos.* **2016**. [[CrossRef](#)]

Annexe 3 : Farah et al., 2018

Atmosphere **2018**, *9*, 244

25 of 25

64. Rose, C.; Sellegrì, K.; Velarde, F.; Moreno, I.; Ramonet, M.; Weinhold, K.; Krejci, R.; Ginot, P.; Andrade, M.; Wiedensohler, A.; et al. Frequent nucleation events at the high altitude station of Chacaltaya (5240 m a.s.l.), Bolivia. *Atmos. Environ.* **2015**, *102*, 18–29. [[CrossRef](#)]
65. Schröder, F.; Ström, J. Aircraft measurements of sub micrometer aerosol particles (>7 nm) in the midlatitude free troposphere and tropopause region. *Atmos. Res.* **1997**, *44*, 333–356. [[CrossRef](#)]
66. Bianchi, F.; Tröstl, J.; Junninen, H.; Frege, C.; Henne, S.; Hoyle, C.R.; Molteni, U.; Herrmann, E.; Adamov, A.; Bukowiecki, N.; et al. New particle formation in the free troposphere: A question of chemistry and timing. *Science* **2016**, *352*, 1109–1112. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]



© 2018 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).