



HAL
open science

Etude de la composition isotopique (deutérium et oxygène 18) de la vapeur d'eau dans l'atmosphère sur l'île de La Réunion : apport à la compréhension des processus humides atmosphériques en région tropicale

Etienne Guilpart

► **To cite this version:**

Etienne Guilpart. Etude de la composition isotopique (deutérium et oxygène 18) de la vapeur d'eau dans l'atmosphère sur l'île de La Réunion : apport à la compréhension des processus humides atmosphériques en région tropicale. Océan, Atmosphère. Université Paris Saclay (COMUE), 2018. Français. NNT : 2018SACLV002 . tel-01743718

HAL Id: tel-01743718

<https://theses.hal.science/tel-01743718>

Submitted on 26 Mar 2018

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.

Etude de la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ et δD) de la vapeur d'eau dans l'atmosphère sur l'île de La Réunion: apport à la compréhension des processus humides atmosphériques en région tropicale.

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay
préparée à l'Université Saint Quentin en Yvelines.

École doctorale n°129 Sciences de l'environnement d'Ile-de-France (SEIF)
Spécialité de doctorat : Océan, Atmosphère, Climat et Observations Spatiales

Thèse présentée et soutenue à Gif sur Yvette, le 23 janvier 2018, par

M. Etienne Guilpart

Composition du Jury :

Philippe Bousquet Professeur, Université Saint Quentin en Yvelines (LSCE)	Président
Pierre Tulet Directeur de recherche, CNRS (LACy)	Rapporteur
Christine Vallet-Coulomb Maître de Conférences, Université Aix-Marseille (CEREGE)	Rapporteur
Franck Roux Professeur, CNRS (Laboratoire d'Aérodynamique)	Examineur
Camille Risi Chargé de recherche, CNRS (LMD)	Examineur
Françoise Vimeux Directeur de recherche, IRD (LSCE)	Directeur de thèse
Hélène Hébert CEA (DASE)	Invité

Titre : Etude de la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ et δD) de la vapeur d'eau dans l'atmosphère sur l'île de La Réunion: apport à la compréhension des processus humides atmosphériques en région tropicale.

Mots clés : La Réunion, composition isotopique de la vapeur d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et δD), processus atmosphérique humide.

Résumé : La composition isotopique de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et δD) est couramment utilisée pour étudier le cycle de l'eau actuel et passé ainsi que ses variations. Alors que dans les zones polaires, cet outil géochimique représente les fondements de la reconstitution des climats polaires passés, de multiples questions demeurent quant aux facteurs pilotant la composition isotopique de l'eau dans les tropiques.

Afin de répondre à ces questions, le présent travail de thèse a porté sur la réalisation de mesures en continu de la composition isotopique de la vapeur d'eau sur l'île de La Réunion (océan Indien), ainsi que sur l'évaluation du potentiel de ces mesures pour la compréhension des processus atmosphériques humides prévalant sur cette zone géographique. L'implantation d'un spectromètre laser à l'Observatoire Atmosphérique du Maïdo nous a permis d'obtenir une chronique de trois ans de mesures.

Dans un premier temps, les différentes variabilités temporelles que présentent nos mesures ont été étudiées. Les enregistrements ne montrent aucune cyclicité saisonnière sur la composition isotopique de la vapeur d'eau. Elles indiquent en revanche une forte cyclicité diurne, ainsi qu'une variabilité synoptique associée à des événements cycloniques.

Dans un second temps, nous montrons que cette cyclicité diurne résulte de phénomènes de mouvement de couche limite atmosphérique, avec une vapeur marine qui atteint l'Observatoire durant la journée, alors que des masses d'air en provenance de la troposphère libre y parviennent durant la nuit. La présence de certaines nuits significativement plus appauvries en $\delta^{18}\text{O}$ et δD reflète (1) une modification de la circulation atmosphérique régionale avec un renforcement des subsidences au niveau de La Réunion, lié à la position du Jet Subtropical durant l'hiver austral, et (2) tantôt une intensification de la subsidence au niveau de La Réunion, tantôt des processus de condensation locaux ou régionaux durant l'été austral.

Enfin, l'étude des phénomènes cycloniques indique qu'au cours de ces périodes, un fort appauvrissement de la composition isotopique de la vapeur est observé. Celui-ci survient 2 à 3 jours avant et perdure jusqu'à 3 jours après le passage du système. Durant cette période, l'évolution de la composition isotopique de la vapeur d'eau présente une sous-structure. On note (1) un appauvrissement isotopique qui est fonction de la distance au centre du système, (2) un enrichissement isotopique au niveau du mur du système, et (3) des évolutions abruptes de la composition isotopique de la vapeur d'eau dans les bandes précipitantes dues à des processus de mélange, de condensation et/ou de recharge.

Title : The isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ et δD) of water vapor in Reunion Island (Indian ocean): toward a better comprehension of wet atmospheric processes in tropical region.

Keywords : Reunion Island, isotopic composition of water vapor ($\delta^{18}\text{O}$ et δD), wet atmospheric processes.

Abstract : The isotopic composition of water vapor ($\delta^{18}\text{O}$ et δD) is commonly used to study present and past water cycle and its variations. If this geochemical tool has been widely used to study past polar climates, many questions remain about the factors governing the isotopic composition of water in the tropics.

The goal of this thesis is (1) to monitor the isotopic composition of water vapor in Reunion island (Indian Ocean), and (2) to evaluate the potential of these measurements for understanding humid climate processes. We have set up a laser spectrometer at the Maïdo Atmospheric Observatory, allowing us to obtain a three-year chronicle of measurements.

First, we analyze the temporal variability in our measurements. The isotopic composition of water vapor does not record any seasonal cyclicality. On the other hand, a strong diurnal cycle is visible, as well as a synoptic variability associated with cyclonic events.

We then focus on the diurnal cycle. We show that it results from atmospheric boundary layer motions, with a marine vapor reaching the Observatory during the day, and air masses originating from the free troposphere reaching the Observatory during the night. During some nights, vapor is significantly more depleted in $\delta^{18}\text{O}$ and δD . During the austral winter, this

phenomenon is due to a modification of the regional atmospheric circulation causing a reinforcement of subsidences at Reunion Island, related to the position of the Subtropical Jet. During the austral summer, this phenomenon is sometimes due to an intensification of the subsidence at Reunion Island, and at other times to local or regional condensation processes.

Finally, we focus on cyclonic events. During these periods, a strong isotopic depletion of the vapor is observed. We show that this depletion occurs 2 to 3 days before the system and continues until 3 days after. During this period, the evolution of the isotopic composition of the water vapor has a substructure. We note (1) an isotopic depletion that is a function of the distance to the center of the system, (2) an isotopic enrichment at the system wall, and (3) an abrupt evolutions of the isotopic composition of the water vapor in the rainbands due to mixing, condensation and/or recycling processes.

Remerciements

Par où commencer ... ?

En prélude de ces remerciements¹, je souhaite me tourner vers Marc Aurèle, qui rappelle dans *Pensées pour moi-même* ce que ces proches lui ont apporté. Sous doute que je ne possède pas la même verve, je suis sûr qu'à bien des égards, les sous-mentionnés auraient mérité une éloquence et une verbosité analogue.

Je remercie Françoise Vimeux d'avoir été présente et d'avoir dirigé mes travaux de thèse au cours de ces trois ans. Je souhaite remercier l'ensemble des membres de mon jury d'avoir accepté d'évaluer mon travail de thèse. J'apporterai une attention particulière à mes deux rapporteurs, Pierre Tulet et Christine Vallet-Coulomb, pour leurs lectures attentives et leurs commentaires pleinement constructifs qui auront permis d'améliorer mon manuscrit. A Philippe Bousquet, qui en plus d'avoir présidé mon jury, a été présent et disponible lors de ma dernière année de thèse pour donner du sens à mon travail dans des moments difficiles : merci ! Et merci à Camille Risi, qui m'a suivi au cours de ces trois ans, avec qui les discussions scientifiques ont été d'un enrichissement rarement égalé, et surtout dont le sens humain est une vraie qualité.

De l'autre hémisphère, j'adresse ma gratitude à l'ensemble de l'équipe qui a contribué à l'acquisition des mesures : Jean-Marc Metzger, toujours présent et disponible, d'une grande prévenance, et d'une sympathie coutumière. Il est certains qu'il a été le pivot de l'acquisition des données Picarro. Sans lui, la qualité des données en aurait grandement pâti. Donc : Merci beaucoup Jean-Marc ! Merci à l'ensemble du personnel du Maïdo, toujours très accueillant, agréable, disponible et sérieuse pour le relevé des précipitations et autres manip : Eric, Patrick, Guillaume et Jean-Lucey. Si aujourd'hui mon attrait pour le terrain est plus que largement confirmé, c'est grâce à vous tous.

Toujours de l'autre hémisphère, je souhaite remercier Stéphanie Evan, Jérôme Brioude et Christelle Barthe, dont les discussions et les simulations ont apporté de réels éléments de compréhension de la dynamique de l'atmosphère. Vous m'avez été une grande utilité, donc sincèrement merci.

1. c'est sûrement la section plus importante de l'ensemble de ce manuscrit !

De nombreuses personnes m'ont épaulé au sein de l'équipe GLACCIOS : Olivier Cattani qui m'a formé sur les aspects expérimentaux, qui était là lorsque qu'un vrai problème survenait, et plus quotidiennement, avec qui il est toujours agréable de discuter ! Amaelle, Ulrich, Anaïs, Elise, Valérie, Michel, Dominique Monique et Edouard : il est toujours agréable de vous croiser et de discuter avec vous ! Merci aussi pour vos conseils pour ma présentation de thèse : vos commentaires ont largement permis de l'améliorer ! Merci aussi aux coutumiers du LSCE : Alain Mazaud, Gilles Ramstein, Jean-Yves Petershmitt, Catherine Huguen (mention spéciale pour sa gentillesse et son efficacité !) Merci à Olivier Evrard d'avoir été présent au bon moment !

Merci à tous ceux qui m'ont fourni des jeux de données (de qualité !) : Olivier Bousquet pour les images radar pour l'étude des cyclones, images ô combien pierre angulaire pour l'exploitation des mesures en période cyclonique ! Christelle Barthe pour les données des stations Météo ! Aurélie Colomb et Michel Ramonet pour les données de polluant de l'atmosphère ! Christian Hermans pour la station météo du FTIR ! Camille Risi, Stéphanie Evan, Jérôme Brioude ...

Toujours dans le laboratoire, je voudrais maintenant prendre le temps de remercier mes compagnons de boulot : Matthieu, Sentia, Camille, Laëticia, Christophe, encore une fois Anaïs, sans oublié Scarlett, Léo et Violaine, et plus récemment Olivier et Cécile ! Bien qu'initialement des collègues de boulots, vous êtes devenu des amis. Alexandra, merci particulièrement à toi pour ta gentillesse, ton soutien, ton aide bien plus que précieuse. C'est dans les moments compliqués que tu as su quand j'avais besoin d'être épaulé, et tu l'as fait avec brio ! Donc sincèrement merci !

Frédéric, ça fait déjà pas mal de temps que tu es un pilier pour les thésards (et oui, j'en ai fait de la biblio !), donc pour éviter le plagia (l'ED 129 est strict sur ce point), tu as le droit à deux quatrains d'alexandrin avec césure à l'hémistiche :

*De l'hiver à l'été, tu veilles dans les couloirs
Le museau aux aguets d'une rumeur de parler
Soubresauts endormis de ton labo-maison
Au fond de ton esprit tu les graves bien long.*

*Désarroi du midi, rendez-vous pris bon dieu !
A débriffer à fond les collectes glanées
A longuement en rire en mangeant à la deux²
Quand l'humeur est chiffon, tu sais la regonfler !*

2. C'est le numéro de la cantine

En réalité, je ne suis pas le seul à avoir participé à cette thèse ... en plus des susmentionnés (qui m'ont beaucoup aidé), mes proches, ma famille, mes amis ont eux aussi vécu ma thèse, et certains pourraient même en écrire un storytelling!

A ma famille : Bénédicte et Jacques (pour la vulgate : Maman et Papa), Nicolas, Claire! Merci pour l'énorme soutien (au sens super-large du terme). Franchement, je m'en souviendrai! A ma famille toujours : Anne-Laurence pour tes conseils avisés, et Julien! Grand-mi et Grand-Papa qui avaient plus confiance en moi que moi-même! Mamine, ma chère grand-mère qui m'a donné le goût de la culture. Les cousins aussi, les oncles et tantes ; la famille Mauras (Florence pour les fautes, Pierre, Lili, ...).

A mes amis du swing : Gautier, Johanna, Alix, Khoa, Yvon, (je ne vais pas faire toute la liste ... mais je vous remercie quand même!); a ceux qui m'ont initié à la réalisation de projet (Matthieu, Adrien, Alex, Pierre) et à ceux avec qui j'en réalise encore aujourd'hui (Théo et les Cactus : Manila, Olivier, Quentin, Lars, Raphaël).

Aux professeurs qui m'ont marqué : Véronique Durand qui a été la première à me donner le goût de la science et à me faire confiance; Christelle Marlin qui a su m'apprendre à aborder une thématique scientifique dans son entière complexité et à m'ouvrir l'esprit; Luc Assens, Eleonore Vigla, Eric Gerbeau et Thierry qui ont su me transmettre leurs passions, leurs rigueurs, et leurs plaisirs à jouer de la musique!

Merci à tous ceux qui sont venus à ma thèse!
Une pensée à ceux que j'aurai omis.

Et maintenant Marylou : il y a trop de raisons à égrainer, et mes proches savent ce qu'il en est! Donc simplement, et sincèrement : Merci pour le passé, le présent, et l'avenir sera avec toi!

Lecteurs, Lectrices, ma thèse est à vous!

Table des matières

I	Contexte et généralités	3
1	Motivations et enjeux	5
1.1	Contexte	5
1.2	L'intérêt des isotopes stables de l'eau	7
1.3	Questions scientifiques	7
1.4	Organisation du manuscrit de thèse	8
2	L'île de La Réunion : Généralités climatiques et météorologiques	11
2.1	Présentation géographique de l'île de La Réunion	11
2.2	La circulation atmosphérique	12
2.2.1	La circulation atmosphérique générale et la cellule de Hadley	13
2.2.2	La circulation atmosphérique régionale, variabilités saisonnières et synoptiques dans le Sud-Ouest de l'océan Indien	15
2.2.3	La circulation atmosphérique locale	18
2.2.4	La circulation atmosphérique sur l'île de La Réunion : une interaction entre phénomènes locaux et régionaux	23
2.3	Les phénomènes cycloniques	28
2.3.1	Qu'est-ce qu'un cyclone?	28
2.3.2	Structure d'un cyclone	28
2.3.3	Classification des cyclones	30
2.3.4	La vie d'un cyclone	30
2.4	Les processus climatiques abordés au cours de cette thèse	33
3	La géochimie des isotopes stables de l'eau	35
3.1	Les isotopes stables de l'eau : définition	35
3.2	Rapport d'abondance et notation δ	36
3.3	Le fractionnement isotopique	37
3.3.1	Origine physique du fractionnement isotopique	37
3.3.2	Le fractionnement à l'équilibre appliqué à l'eau	39
3.3.3	Le fractionnement cinétique dans le cycle de l'eau	41
3.3.4	Le fractionnement isotopique : synthèse	43
3.4	Les isotopes stables et le cycle de l'eau	43

3.4.1	Distribution à l'échelle planétaire	43
3.4.2	L'excès en deutérium : la droite des eaux météoriques mondiale . .	46
3.5	Modèles simples applicables ou spécifiques aux isotopes stables de l'eau . .	49
3.5.1	Le mélange de masses d'air	49
3.5.2	L'évaporation de l'océan	50
3.5.3	La condensation au sein des nuages	53
3.5.4	L'évaporation de la pluie au cours de la distillation de Rayleigh . .	57
3.6	Synthèse et conclusion	60

II Matériel et méthodes 61

4 Présentation du site d'observation (Observatoire Atmosphérique du Maïdo) et méthodes expérimentales 63

4.1	L'Observatoire de l'Atmosphère du Maïdo	64
4.2	Techniques de mesures de la composition isotopique de l'eau	65
4.2.1	La mesure isotopique : toute une histoire	65
4.2.2	La notion de dérive instrumentale et de standards	66
4.2.3	La spectrométrie de masse	66
4.2.4	La spectrométrie Infra-Rouge	68
4.3	Caractéristiques des instruments (Picarro et pluviomètres) et protocole de mesure de la vapeur d'eau	78
4.3.1	Les prélèvements des précipitations	78
4.3.2	Protocole de l'analyse en continu de la composition isotopique de la vapeur d'eau	80
4.3.3	Commentaires sur l'importance du protocole Picarro	96
4.3.4	Erreurs de mesure des données Picarro	97
4.3.5	Sensibilité du protocole de calibration sur les mesures Picarro . . .	98
4.3.6	Programme de traitement des données	105
4.4	Travail de terrain	110

III Résultats 113

5 Etude des paramètres météorologiques à l'OAM et à proximité 115

5.1	Localisation des stations météorologiques et nature des mesures	116
5.2	Comparaison des précipitations	116
5.2.1	Les cumuls annuels des précipitations	119
5.2.2	Les cumuls mensuels moyens des précipitations	120
5.2.3	L'occurrence des précipitations à l'échelle diurne	121
5.2.4	Les précipitations : conclusions	123

5.3	Comparaison de la température, de l'humidité relative et de l'humidité spécifique	123
5.3.1	Variabilité annuelle de la température, de l'humidité relative et de l'humidité spécifique	124
5.3.2	Variabilité diurne de la température, de l'humidité relative et de l'humidité spécifique	126
5.3.3	La température, l'humidité spécifique et l'humidité relative : conclusions	130
5.4	Comparaison de la direction et de la force du vent	130
5.5	Conclusion de l'étude météorologique	134
6	Variabilité inter-annuelle et saisonnière de la composition isotopique de la vapeur d'eau et des précipitations à l'OAM.	135
6.1	Présentation des mesures réalisées	135
6.2	Identification des échelles de variabilités de q_v et de δ_v	136
6.3	La variabilité inter-annuelle : des années similaires en q_v et en δ_v	139
6.4	Variabilité saisonnière de q_v et de δ_v	139
6.5	La relation $\delta D = f(\delta^{18}O)$	142
6.6	Conclusions	144
7	Etudes des cycles diurnes au Maïdo	145
7.1	Matériel et méthodes concernant les données complémentaires	145
7.1.1	Exploration de la dynamique atmosphérique régionale.	145
7.1.2	Application au modèle de Merlivat (1978)	146
7.1.3	Calcul des rétrotrajectoires	146
7.2	Etude de la variabilité diurne de q_v et de δ_v à l'OAM sur 1 an	148
7.2.1	Résumé	148
7.2.2	L'article Guilpart et al. (2017)	150
7.2.3	Perspectives	174
7.3	La généralisation sur trois ans	174
7.3.1	Résultats sur trois ans	174
7.3.2	Discussion des résultats sur trois ans	181
7.4	Conclusions et perspectives	212
8	Les cyclones sur l'île de La Réunion	213
8.1	Introduction	213
8.1.1	Les isotopes stables de l'eau et les phénomènes cyclonique : une thématique d'étude récente	213
8.1.2	Questions scientifiques	215
8.1.3	Organisation du chapitre	216

8.2	Présentation des systèmes cycloniques	216
8.3	Caractérisation météorologique et structurale des systèmes cycloniques . .	218
8.3.1	Bansi et Chezda	220
8.3.2	Haliba	220
8.3.3	Daya	222
8.3.4	Carlos	222
8.3.5	Synthèse	222
8.4	Quand un système cyclonique a-t-il une influence sur δ_v à La Réunion ? . .	226
8.4.1	Ecart à la moyenne de la composition isotopique de jour	226
8.4.2	La perte de processus de mélange	227
8.4.3	Conclusions	227
8.5	Compréhension de la sous-structure isotopique des systèmes cyclonique . .	229
8.5.1	Haliba	229
8.5.2	Daya	234
8.5.3	Carlos	237
8.5.4	Synthèse	242
8.6	Conclusions et perspectives	242
9	Conclusion et perspectives	245
IV	Bibliographie	249
V	Annexes	265
A	La flottabilité des masses d'air	267
B	Les feuilles récapitulatives des pluviomètres	269
C	Les précisions sur les mesures météorologiques	273
C.1	Détails sur la station FTIR à l'OAM	273
C.1.1	Description	273
C.1.2	Calibration de la station	273
C.2	Précisions des mesures météorologiques	273
D	Les images satellite lors des nuits extrêmes estivales du 2^{eme} groupe	275
E	Compléments autour des phénomènes cycloniques	281
E.1	La situation climatique à l'échelle globale et conséquences sur la cyclogénèse	281
E.2	Calcul de la distance entre l'œil du système cyclonique et l'OAM	284
E.3	L'utilisation des images radar dans l'étude de la structure des systèmes cycloniques	285

Table des figures

1.1	Projections de températures et de précipitation pour 2100	6
2.1	Présentation de l'île de La Réunion	12
2.2	La circulation atmosphérique globale : les cellules	14
2.3	Oscillation saisonnière de l'anticyclone des Mascareignes	15
2.4	Inversion des alizées	17
2.5	Les régimes d'écoulements orographiques	19
2.6	Les vents en surface : l'année 2015	20
2.7	Schéma de structure de la troposphère : la couche limite et la troposphère libre	22
2.8	Evolution diurne de la couche limite atmosphérique	23
2.9	Evolution diurne de la couche limite atmosphérique à Piton Maïdo	24
2.10	La circulation atmosphérique locale	25
2.11	Régime de counter-flow et d'over-flow	26
2.12	Régions pluviométriques de La Réunion	27
2.13	Schéma structurel d'un cyclone et l'exemple de Bansi	29
2.14	Classification des cyclones	31
3.1	Coefficients de fractionnement isotopique à l'équilibre	42
3.2	Distribution globale des isotopes stables de l'eau : le $\delta^{18}O$ des précipitations et le δD de la vapeur d'eau	44
3.3	La droite des eaux météoriques mondiales	48
3.4	Mélange théorique entre deux sources	50
3.5	Evaporation d'une masse d'eau : le modèle de Craig and Gordon (1965)	52
3.6	Evaporation d'une masse d'eau : le modèle de Merlivat and Jouzel (1979)	54
3.7	Schéma conceptuel de la distillation de Rayleigh	56
3.8	Schéma de la convection	58
3.9	Comparaison de la distillation de Rayleigh et « Super Rayleigh »	59
4.1	L'Observatoire de l'Atmosphère du Maïdo	64
4.2	Principe de la spectrométrie de masse	67
4.3	Excitation et relaxation atomique	70
4.4	Spectre d'absorbance des trois isotopologues de la molécule d'eau	71

4.5	Comparaison des coefficients d'absorbance α pour deux molécules distinctes	73
4.6	Technique inhérente à la WS-CRDS : Build-up/Ring-Down laser	75
4.7	Le Ring-Down : la décroissance de l'intensité lumineuse avec et sans echan- tillon	76
4.8	Installation du Picarro et des pluviomètres à l'OAM	79
4.9	Schéma du Picarro	81
4.10	Exemple de traitement des calibrations	84
4.11	Schéma du remplacement des standards utilisés pour calibrer le Picarro . .	86
4.12	Capteur de référence : le Hobo 07	88
4.13	Correction du Picarro : humidité-humidité	90
4.14	Correction du Picarro : humidité-isotope	93
4.15	Correction du Picarro : dérive isotopique	94
4.16	Dérive isotopique du Picarro	95
4.17	Comparaison données brutes/corrigées du Picarro	96
4.18	Graphiques de l'étape 6 du traitement des données Picarro : comparaison entre les données corrigés (CORR) et brutes (RAW)	97
4.19	Erreurs de mesure du Picarro	99
4.20	Sensibilité sur la calibration d'humidité-humidité	100
4.21	Sensibilité sur la calibration d'humidité-isotope : le cas du résidu d'air sec .	103
4.22	Sensibilité sur la calibration d'humidité-isotope : histogramme des différences	104
4.23	Sensibilité sur la fréquence des calibrations : le cas du $\delta^{18}O$	106
4.24	Sensibilité sur la fréquence des calibrations : le cas du δD	107
4.25	Sensibilité sur la fréquence des calibrations : le cas du δd_{excess}	108
4.26	Graphiques de l'étape 5 du traitement des données Picarro : les données corrigées (CORR)	111
5.1	Localisation des mesures complémentaires	117
5.2	Périodes des mesures météorologiques	118
5.3	Comparaison des cumuls annuels des précipitations	119
5.4	Comparaison des cumuls mensuels moyens des précipitations	120
5.5	Occurrence des précipitations	122
5.6	Température, humidité relative et humidité spécifique : comparaison à l'échelle annuelle	125
5.7	Température et humidité spécifique : comparaison à l'échelle diurne	127
5.8	Humidité spécifique : différences entre les plateaux de jour et de nuit . . .	129
5.9	La force et la direction du vent : cycle diurne moyen	131
5.10	La force et la direction du vent : roses des vents	133
6.1	Les mesures de la composition isotopique de la vapeur d'eau et des précipitations	137
6.2	Identification des variabilités de q_v et de δ_v	138
6.3	Boxplot : variabilité inter-annuelle	140

6.4	Cycles saisonniers de q_v , de δ_v et de δ_p	141
6.5	Relation entre les valeurs de $\delta^{18}O$ et de δD	143
7.1	Resultats du modèle de Merlivat (1978)	147
7.2	Cycles diurnes mensuels des mesures isotopiques	175
7.3	Boxplot sur les données 5-min du Picarro, de jour et de nuit	178
7.4	Occurrence des nuits extrêmes par mois	180
7.5	Diagramme q_v - δ_v sur trois ans	183
7.6	Diagrammes de Hovmoller de ω et d'intensité du vent	187
7.7	Zoom sur l'hiver 2015	189
7.8	Carte de vitesse verticale et d'intensité du vent : l'hiver 2015 (1° partie) . .	190
7.9	Carte de vitesse verticale et d'intensité du vent : l'hiver 2015 (2° partie) . .	191
7.10	Zoom sur l'hiver 2016	193
7.11	Carte de vitesse verticale et d'intensité du vent : l'hiver 2016 (1° partie) . .	194
7.12	Carte de vitesse verticale et d'intensité du vent : l'hiver 2016 (2° partie) . .	195
7.13	Zoom sur l'hiver 2017	197
7.14	Carte de vitesse verticale et d'intensité du vent : l'hiver 2017	198
7.15	Comparaison entre Hysplit et FlexPart : l'origine géographique	200
7.16	Comparaison entre Hysplit et FlexPart : l'altitude	201
7.17	Carte des rétrotrajectoires durant les hivers austraux	203
7.18	Zoom sur l'été austral 2014-2015	205
7.19	Zoom sur l'été austral 2015-2016	206
7.20	Zoom sur l'été austral 2016-2017	207
7.21	Diagramme $q_v - \delta_v$ durant les nuits extrêmes estivales	209
7.22	Vitesse verticale à 500hPa durant les nuits extrêmes estivales	210
8.1	Les systèmes cycloniques : schéma de synthèse	215
8.2	Les systèmes cycloniques : trajectoires des cinq systèmes	217
8.3	Les paramètres météorologiques : Bansi et Chezda	221
8.4	Les paramètres météorologiques : Haliba	223
8.5	Les paramètres météorologiques : Daya	224
8.6	Les paramètres météorologiques : Carlos	225
8.7	Influence des systèmes sur la composition isotopique de la vapeur	228
8.8	La sous-structure du système Haliba	230
8.9	δ_v en fonction de la distance au cyclone	232
8.10	Diagramme $\delta_v = f(q_v)$ de la sous-structure de Haliba	233
8.11	La sous-structure du système Daya	235
8.12	δ_v en fonction de la distance au cyclone (Daya)	236
8.13	Diagramme $\delta_v = f(q_v)$ de la sous-structure de Daya	237
8.14	La sous-structure du système Daya	239
8.15	δ_v en fonction de la distance au cyclone (Carlos)	240

8.16	Diagramme $\delta_v = f(q_v)$ de la sous-structure de Carlos	241
B.1	Fiche de prélèvement à l'évènement : Cas 1	270
B.2	Fiche de prélèvement à l'évènement : Cas 2	271
D.1	Images satellite : nuit du 20/21 février 2015	276
D.2	Images satellite : nuits du 28 décembre 2015 au 2 janvier 2016	277
D.3	Images satellite : nuits du 5/6 et du 12/13 mars 2017	278
D.4	Images satellite : nuits du 26 au 29 mars 2017	279
E.1	Valeur du Dipôle de l'Océan Indien	282
E.2	Valeur du Dipole de l'Océan Indien	283
E.3	La géodésique	284
E.4	Les images radar : Haliba (partie 1)	287
E.5	Les images radar : Haliba (partie 2)	289

Liste des tableaux

3.1	Abondance relative naturelle des isotopes stables de l'eau sur Terre	36
3.2	Rapport des coefficients de diffusion de nos trois isotopologues	43
3.3	Tableau des valeurs du gradient d'altitude sur d'autres sites en zone sub-tropicale.	46
4.1	Tableau des valeurs de standards utilisés au cours de cette thèse pour calibrer le Picarro.	85
4.2	Tableau des valeurs de l'air sec	101
5.1	Pressions aux stations météorologiques	124
6.1	Valeurs des coefficients directeurs des relations $\delta_D = f(\delta^{18}O)$ (vapeur) cités dans la littérature.	143
7.1	Tableau CDM	177
7.2	Statistiques autour des mesures réalisées sur la vapeur	179
7.3	Répartition des nuits extrêmes aux cours des trois ans	181
7.4	Valeurs moyennes des appauvrissements maximaux durant l'hiver 2015 . .	190
8.1	Dates météorologiques des systèmes cycloniques	216
8.2	Dates d'influence des systèmes cycloniques	227
C.1	Tableau de la précision des mesures météorologiques (Partie 1)	274
C.2	Tableau de la précision des mesures météorologiques (Partie 2)	274
E.1	Structure des systèmes cycloniques	290

Première partie

Contexte et généralités

Chapitre 1

Motivations et enjeux

Sommaire

1.1	Contexte	5
1.2	L'intérêt des isotopes stables de l'eau	7
1.3	Questions scientifiques	7
1.4	Organisation du manuscrit de thèse	8

1.1 Contexte

L'obtention du prix Nobel de la Paix par Al Gore et le GIEC¹ en 2007, la publication du 5^{eme} rapport du GIEC (en 2013), et la COP-21² sont autant d'évènements qui ont marqué un tournant dans la prise de conscience sur les questions du changement climatique dans la dernière décennie.

S'il est admis qu'une partie de ces changements incombe aux variations naturelles, il n'en reste pas moins que l'implication des gaz à effet de serre carbonés est aujourd'hui acquise et certaine (IPCC, 2013; Myhre et al., 2013). Cependant, la vapeur d'eau reste le principal gaz à effet de serre (contribution estimée à 60%, (IPCC, 2013)). La figure 1.1 représente l'évolution de la température (a.) et des précipitations (b.) à l'horizon 2100, pour le scénario RCP2.6 (« bas carbone ») et pour le scénario RCP8.5 (« business as usual »). Bien que les modèles s'accordent sur une hausse généralisée des températures, les modèles climatiques divergent dans l'évolution des précipitations dans de nombreuses zones de la bande équatoriale et subtropicale (Figure 1.1, zones sans hachures ni pointillés) pour le scénario RCP8.5.

Ces incertitudes proviennent principalement du rôle prépondérant de la vapeur d'eau et des nuages (eau condensée) et de leurs phénomènes de rétro-actions sur le bilan radiatif de la Terre. Si des avancées ont été réalisées (Solomon et al., 2010; Dessler et al., 2013;

1. GIEC : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat ; Organisme rattaché à l'ONU.

2. 21^{eme} conférence des parties (Paris, en 2015).

Chung et al., 2014), les incertitudes restent cependant toujours très élevées dans les zones tropicales et subtropicales (Kent et al., 2015). Or, les enjeux sociétaux liés aux changements climatiques sont cruciaux dans ces zones (agriculture, accès à l'eau, développement). Aussi, l'étude de ces processus est fondamentale afin d'améliorer notre compréhension du cycle de l'eau, et à terme, améliorer les projections climatiques.

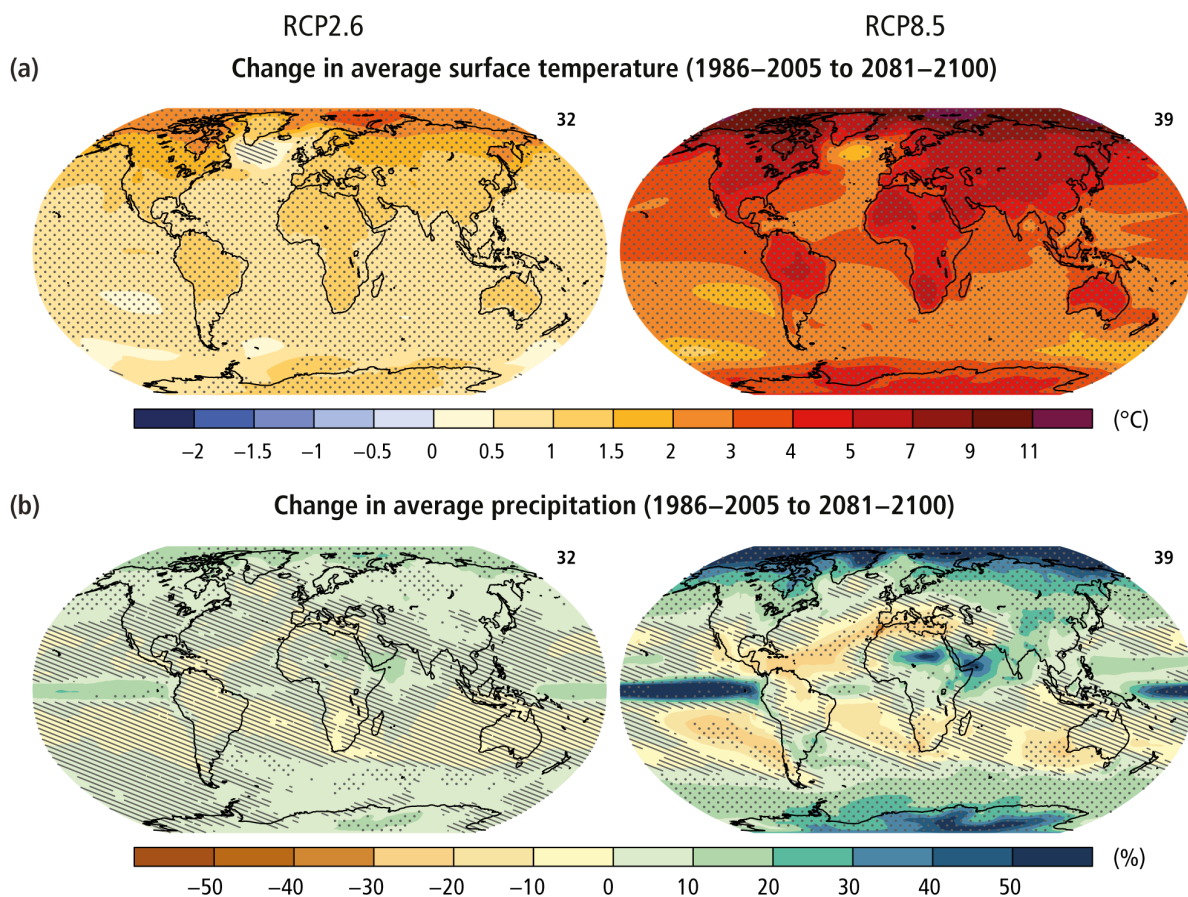


FIGURE 1.1 – Projections de température (a.) et de précipitation (b.) à l’horizon 2100, pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5. Ces cartes correspondent à des moyennes multimodèles (le nombre est donné en haut à droite). Les pointillés représentent les zones où le changement climatique dépasse largement la variabilité naturelle, et au moins 90% des modèles s’accordent sur le sens de l’évolution. Les hachures indiquent les zones pour lesquelles le changement climatique est faible (inférieur à la variabilité naturelle). Le code couleur indique l’amplitude de l’évolution. *Figure extraite du cinquième rapport du GIEC, <http://ar5-syr.ipcc.ch>*

Cette thèse s’inscrit dans le cadre du projet ANR³ « Isotropic » dont l’objectif est de proposer une approche couplée entre (1) des mesures de la composition isotopique des précipitations et de la vapeur d’eau et (2) les modèles climatiques, afin d’évaluer

3. Agence Nationale pour la Recherche

la crédibilité des projections des précipitations futures. Il intègre trois sites d'études (La Cordillère des Andes, l'Afrique de l'Ouest, et l'Océan Indien), tous se situant dans les zones géographiques où les incertitudes sont importantes. Cette thèse s'intéresse au troisième site d'étude : l'Océan Indien, et plus particulièrement, l'île de La Réunion. L'objectif est d'étudier le potentiel et la valeur ajoutée des isotopes stables de l'eau, pour approfondir notre connaissance des processus atmosphériques dans les zones tropicales et subtropicales.

1.2 L'intérêt des isotopes stables de l'eau

Dans l'atmosphère, l'eau est susceptible de connaître de nombreux changements de phases. A chaque changement de phase, les isotopes de l'eau sont redistribués inégalement entre les phases (fractionnement). Ainsi, la composition isotopique de la vapeur d'eau et des précipitations peuvent alors être considérés comme des traceurs qui intègrent l'histoire de la masse d'air depuis son évaporation, jusqu'à la zone d'étude.

Les isotopes stables de l'eau (oxygène 18 et deutérium) sont couramment utilisés dans l'étude du cycle de l'eau et des reconstitutions des climats passés depuis les années 1960. Jusqu'au milieu des années 2000-2010, la majorité des études portaient, tantôt sur les archives climatiques (glaces, spéléothèmes, ...), tantôt sur les précipitations actuelles. Depuis, des innovations technologiques accessibles et largement diffusées ont rendu possible le suivi de l'humidité spécifique de l'air et de sa composition isotopique. Des zones polaires à la zone équatoriale, les isotopes stables de la vapeur d'eau ont permis d'étudier de nombreux processus, comme le mélange de masses d'air (Noone et al., 2011; Bailey et al., 2013; González et al., 2016), l'organisation et l'intensité des phénomènes convectifs (Risi et al., 2008; Tremoy et al., 2014), les processus d'évaporation de la pluie et plus largement le recyclage de la vapeur d'eau (Bony et al., 2008; Noone, 2012), ainsi que les processus d'humidification et de déshydratation de la haute troposphère (Galewsky and Hurley, 2010; Risi et al., 2010). Le potentiel des isotopes stables de la vapeur d'eau sur les processus climatiques humides n'est plus à démontrer, comme en témoigne le nombre de publications sur le sujet depuis le début des années 2010.

Toutefois, il faut, pour chaque région, comprendre et identifier l'intérêt de ces mesures : tel est l'objectif de ma thèse. A terme, cela offrira une meilleure compréhension du cycle de l'eau dans l'atmosphère, ainsi qu'une meilleure interprétation des archives climatiques. Cela nous permettra également de confronter nos observations à des simulations de modèles climatiques, afin de les améliorer et de fournir des projections plus fiables pour les climats futurs.

1.3 Questions scientifiques

L'objectif de cette thèse est donc de déterminer le potentiel des isotopes stables de la vapeur d'eau quant à l'étude (1) des processus climatiques humides dans la partie Sud-

Ouest de l'océan Indien, et (2) de la dynamique atmosphérique. Aussi, la composition isotopique de la vapeur d'eau a été mesurée à La Réunion durant trois années consécutives.

Dans un premier temps, il est question d'inventorier les variabilités que présente ce jeu de données inédit. Dans quelles mesures l'étude de ces variabilités peut apporter une meilleure compréhension de la dynamique atmosphérique, à l'échelle locale et à l'échelle régionale? Aussi, nous souhaitons étudier :

- les variabilités que présentent nos enregistrements : quelles sont ces variabilités (inter-annuelle, saisonnière, diurne?), et que traduisent-elles en terme de compréhension de l'origine de l'humidité de la basse et moyenne troposphère, et plus largement de l'histoire des masses d'air, aussi bien à l'échelle locale que régionale?
- les phénomènes cycloniques : dans quelles mesures est-il possible d'étudier les systèmes cycloniques à partir des isotopes stables de l'eau, et que traduisent alors nos mesures en terme de processus de vidange des masses d'air, de recharge par évaporation, et de structure du système?

1.4 Organisation du manuscrit de thèse

Cette thèse se divise en trois parties. La **première partie** est une partie d'introduction, regroupant le contexte ainsi que les généralités. Elle est composée de deux chapitres :

- **Le chapitre 2** est une synthèse des processus climatiques auxquels l'île de La Réunion est soumise. Y sont détaillés, les processus climatiques de l'échelle régionale à l'échelle locale, ainsi qu'une synthèse traitant des phénomènes cycloniques.
- **Le chapitre 3** décrit l'utilisation des isotopes stables de l'eau. Après en avoir donné une définition, leur répartition spatiale est discutée à l'échelle globale. Les modèles conceptuels inhérents aux isotopes stables de l'eau employés dans le cadre de cette thèse y seront détaillés.

La **deuxième partie** s'intéresse aux matériels et aux méthodes utilisés au cours de cette thèse. Elle est constituée d'un unique chapitre :

- **Le chapitre 4** décrit les principes ainsi que les protocoles de prélèvements et d'analyse de la composition isotopique des précipitations et de la vapeur d'eau.

La **troisième partie** compile les résultats obtenus au cours de cette thèse, et se compose de quatre chapitres :

- **Le chapitre 5** est une étude comparative des paramètres météorologiques des stations aux voisinages de notre site d'étude. Le but est de comprendre quelles sont les influences météorologiques qui prédominent sur notre site.
- **Le chapitre 6** présente les résultats de nos mesures réalisées sur la vapeur d'eau ainsi que sur les précipitations, sur une période de trois ans (1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2017). Les variabilités interannuelles et saisonnières y sont discutées.
- **Le chapitre 7** détaille la cyclicité diurne que révèlent nos mesures de l'humidité spécifique et de sa composition isotopique, ainsi que les implications en termes de

dynamique atmosphérique à l'échelle locale et à l'échelle régionale.

- **Le chapitre 8** se focalise sur la compréhension de nos enregistrements de l'humidité spécifique et de la composition isotopique lors de phénomènes cycloniques.

Chapitre 2

L'île de La Réunion : Généralités climatiques et météorologiques

Sommaire

2.1	Présentation géographique de l'île de La Réunion	11
2.2	La circulation atmosphérique	12
2.3	Les phénomènes cycloniques	28
2.4	Les processus climatiques abordés au cours de cette thèse . .	33

L'objet de ce deuxième chapitre est de décrire les caractéristiques climatiques majeures de La Réunion. Pour cela, nous resituerons tout d'abord l'île de La Réunion dans son contexte géographique. Puis les processus climatiques à l'échelle globale, régionale et locale auxquels l'île est soumise seront détaillés.

2.1 Présentation géographique de l'île de La Réunion

L'île de La Réunion est un département d'outre-mer français. Anciennement nommée « Ile Bourbon », elle est l'île la plus occidentale de l'Archipel des Mascareignes. Enracinée par 21°06'S et 55°32'E, elle est située respectivement à 200 km au nord du tropique du Capricorne et à 700 km à l'est des côtes de Madagascar. La superficie de l'île est de 2512 km², se répartissant selon une ellipse dont le grand axe orienté NO-SE mesure 70 km, et le petit axe 45 km (Figure 2.1).

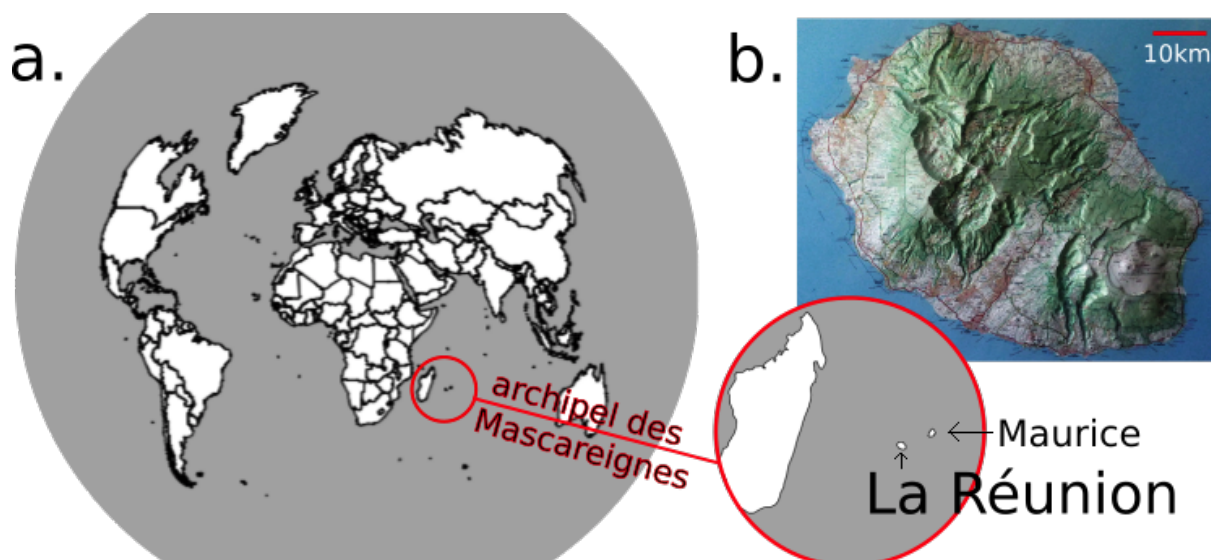


FIGURE 2.1 – La Réunion dans le monde : un contexte insulaire au sein de l’archipel des Mascareignes (Océan Indien). La carte a. a été réalisée à partir des données source du logiciel R (CRAN). La carte b. est un extrait de la carte IGN R60103.

L’île se subdivise en deux ensembles géologiques distincts :

- au nord se situe l’ensemble du Piton des Neiges, dont l’érosion a modelé le relief, donnant naissance à trois cirques : les cirques de Mafate, de Salazie et de Cilaos ;
- au sud se situe l’ensemble du Piton de la Fournaise.

De par sa morphologie complexe et très variée, l’île de La Réunion présente de nombreux microclimats.

2.2 La circulation atmosphérique

La circulation des masses d’air peut s’expliquer en premier lieu, à l’échelle globale, selon deux principes fondamentaux en climatologie : les gradients de température entre deux masses d’air et la stabilité thermique des masses d’air. L’objet de cette section est de détailler la circulation atmosphérique au niveau de l’île de La Réunion. Pour cela, nous étudierons tout d’abord les différentes échelles spatiales (globale, régionale, puis locale), tout en décrivant les variabilités temporelles associées, comme le suggèrent Thunis and Bornstein (1996).

2.2.1 La circulation atmosphérique générale et la cellule de Hadley

Une organisation des mouvements atmosphériques en cellules

Du fait de sa sphéricité, la Terre présente un déséquilibre thermique entre l'équateur et les pôles (Holton, 2012). En parallèle, des gradients thermiques se créent entre les masses d'air au-dessus des continents et les masses d'air au-dessus des océans, les premières se réchauffant plus vite du fait de la plus faible capacité calorifique et de la plus faible transmissivité thermique des continents. En réponse à ces gradients thermiques zonaux¹, des grands mouvements de masses d'air, organisés en cellules, se mettent en place à l'échelle globale. Dans chaque hémisphère, trois grandes cellules sont identifiables : la cellule de Hadley, la cellule de Ferrel et la cellule polaire (Beucher, 2010). La figure 2.2 en donne une représentation schématique selon une coupe méridionale, de l'équateur au pôle sud.

La cellule de Hadley et La Réunion

Baldy et al. (1996) ont mis en évidence que l'ouest du bassin Indien est sous l'influence de la circulation de Hadley. Avec Madagascar, l'Archipel des Mascareignes se situe au niveau de la branche descendante de la cellule de Hadley : l'île de La Réunion est soumise à la circulation de la zone intertropicale. Les caractéristiques de la circulation de Hadley permettent de comprendre les grands traits de la circulation atmosphérique au niveau de La Réunion.

La cellule de Hadley est initialisée par des processus de convection au niveau de l'équateur climatique² (Figure 2.2a, balise 1). Ces soulèvements sont bloqués au niveau de la tropopause³ car l'atmosphère y devient thermiquement stable⁴. Les masses d'air divergent alors et migrent vers les pôles (Figure 2.2a, balise 2).

La force de Coriolis (déviant sénestrement les masses d'air dans l'hémisphère Sud) interdit mécaniquement aux masses d'air de franchir une latitude donnée (Hourdin, 1992) : les masses d'air subsident vers la surface (Figure 2.2a, balise 3), donnant naissance à des zones de hautes pressions (anticyclones). Un différentiel de pression s'instaure en surface entre les zones de hautes pressions (anticyclones) et la bande équatoriale (basse pression), créant un champ de vent, dont la direction s'infléchit vers l'ouest du fait de la force de Coriolis : ce sont les alizés (Figure 2.2a, balise 4). Les alizés convergent vers la bande équatoriale, d'où son surnom de zone de convergence intertropicale (ZCIT). La cellule de

1. les gradients zonaux sont la combinaison des gradients latitudinaux (Nord-Sud) et des gradients méridionaux (Est-Ouest).

2. à différencier de l'équateur géographique, qui correspond à la latitude qui reçoit les rayons du soleil perpendiculairement.

3. limite entre la troposphère et la stratosphère.

4. se référer à l'annexe A qui détaille les éléments inhérents à la flottabilité des masses d'air ainsi qu'à la stabilité thermique de l'atmosphère.

Hadley est alors bouclée.

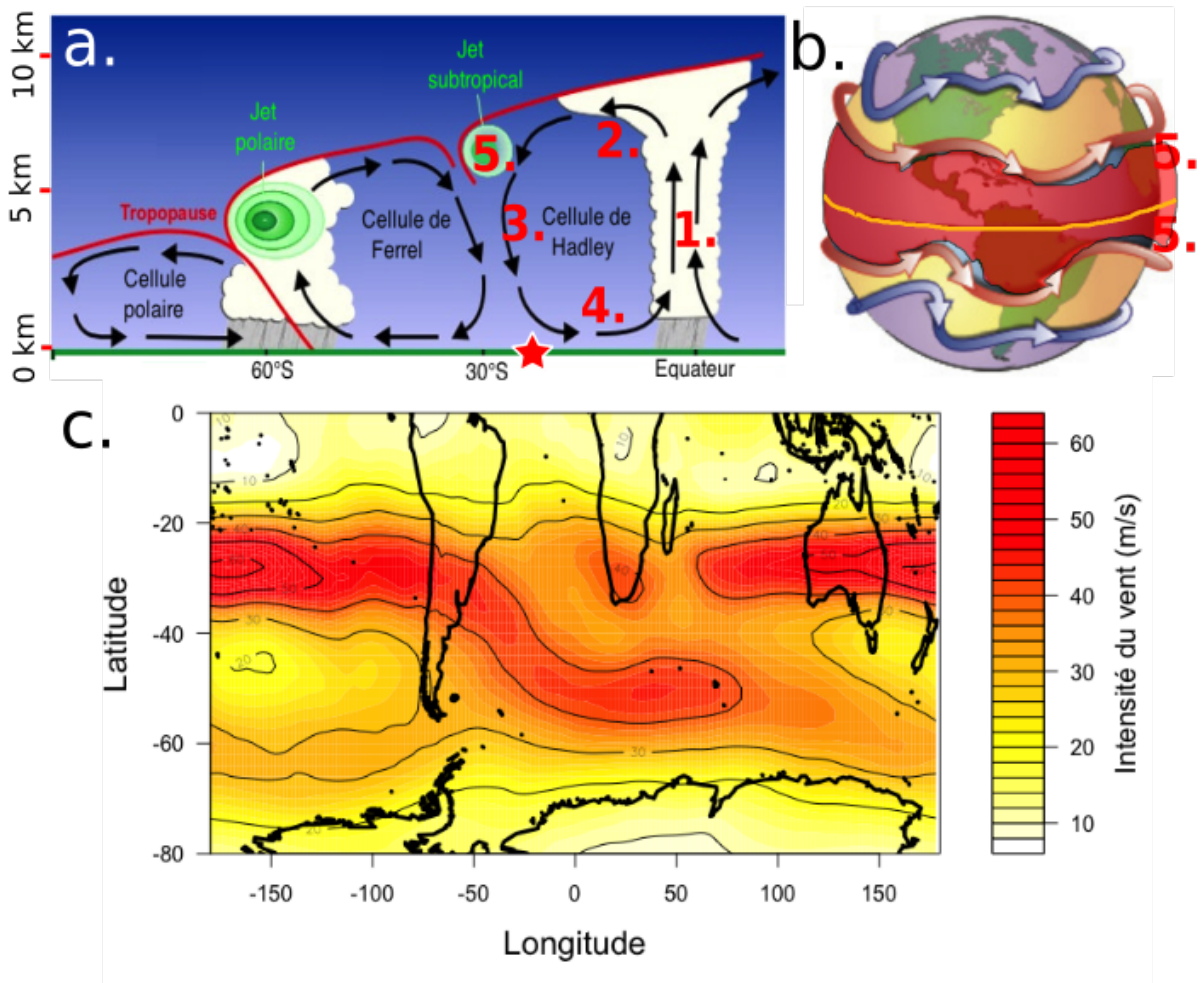


FIGURE 2.2 – La circulation atmosphérique globale : les cellules à l’échelle globale (a.) et dans l’hémisphère Sud (b.). L’étoile rouge représente la position de La Réunion. La zone rouge sur la carte b. représente la bande tropicale et subtropicale centrée autour d’une latitude de 0 degré (équateur géographique, représenté en orange). a. et b. sont adaptés de *www.srh.noaa.gov*. c. : carte de la vitesse du vent à 200 hPa (données ERA-Interim (Dee et al., 2011) à 2°, résolution temporelle de 6h, entre le 1^{er} juin 2015 et le 30 septembre 2015).

En altitude, et du fait de la force de Coriolis, un flux d’ouest s’établit. Il est maximal dans la partie sommitale des zones de subsidence : ce sont les courants-jets subtropicaux (Figure 2.2b, balise 5). Ils suivent une trajectoire sinueuse ceinturant la Terre (Figure 2.2b), peuvent s’intensifier, s’interrompre, se diviser, et ont une altitude moyenne de 10 à 16 km. La vitesse du vent y est élevée, de l’ordre de 90 km/h en moyenne, mais pouvant atteindre des vitesses supérieures à 360 km/h (Beucher, 2010). Pour donner un exemple concret de la morphologie du jet subtropical, la figure 2.2c. représente l’intensité moyenne

du vent à 200 hPa. La couleur rouge indique clairement la position et la morphologie du jet subtropical sur la période considérée (du 1^{er} juin 2015 au 30 septembre 2015).

2.2.2 La circulation atmosphérique régionale, variabilités saisonnières et synoptiques dans le Sud-Ouest de l’océan Indien

L’anticyclone des Mascareignes

L’île de la Réunion se situe à proximité d’une branche descendante de la cellule de Hadley (Taupin et al., 1999). Cette branche descendante crée une zone de haute pression en surface : c’est l’anticyclone des Mascareignes. Le cœur de cet anticyclone se situe par 76°E 32°S en moyenne annuelle, mais sa position va évoluer au cours de l’année. La Réunion est directement soumise à son influence. Durant l’été austral (décembre à mars), la ZCIT descend jusqu’à 15°S. L’anticyclone des Mascareignes va suivre l’évolution saisonnière de la ZCIT, et migrer vers le sud-est avec une position moyenne de 87°E 34°S (Figure 2.3, b.). Au niveau de La Réunion, alors plus proche de la ZCIT, les alizés prennent une direction d’Est à Est-Nord-Est, et, comme les vents d’ouest en altitude, s’affaiblissent (Jumaux et al., 2014).

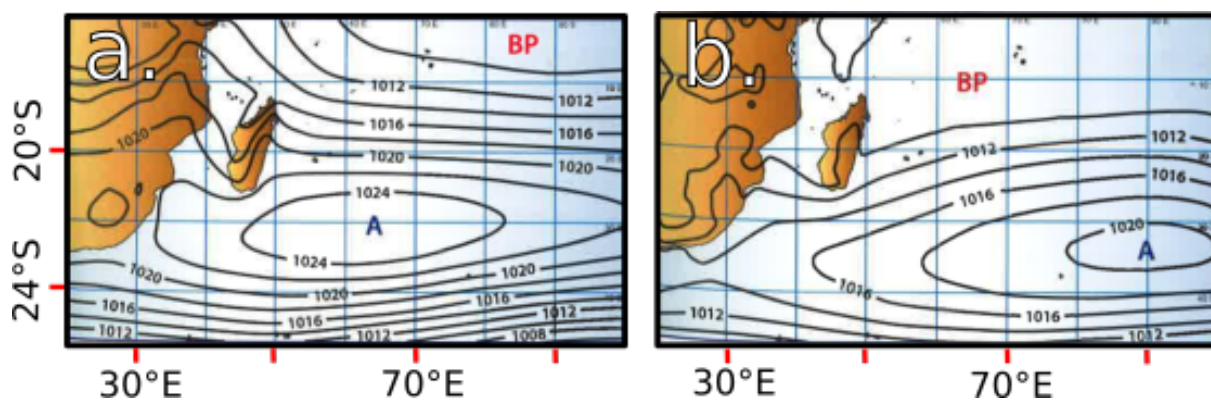


FIGURE 2.3 – Oscillation saisonnière de l’anticyclone des Mascareignes; a. : position moyenne durant l’hiver austral (JJAS); b. : position moyenne durant l’été austral (DJFM); *Extrait de Jumaux et al. (2014).*

Durant l’hiver austral (juin à septembre), La ZCIT migre vers le nord, jusqu’à 20°N. L’anticyclone des Mascareignes suit ce mouvement et se centre sur une position moyenne de 67°E 30°S (Figure 2.3a). A La Réunion, le champ de vent est alors modifié : le flux se déplace d’Est-Sud-Est à Sud-Est. Les alizés et les vents d’ouest d’altitude se renforcent. Cette oscillation de la ZCIT se répercute sur le climat de La Réunion, avec (Jumaux et al., 2014) :

- une saison humide (décembre à mars), durant laquelle les alizés et les vents d'Ouest sont faibles, et associés à de fortes précipitations ;
- une saison sèche (juin à septembre), se distinguant par une diminution des précipitations, de fortes subsidences régionales, ayant pour corollaire une haute pression en surface, ainsi que des alizés soutenus.

L'inversion des alizés

La subsidence régionale créée par la cellule de Hadley induit un réchauffement par compression adiabatique des masses d'air. Comme ces subsidences n'atteignent pas la surface, une forte augmentation du gradient de température est constatée entre (1) les masses d'air humides proches de la surface et (2) les masses d'air subsidentes, chaudes et sèches : cette transition thermique abrupte est appelée (3) « inversion des alizés » (Figure 2.4, Taupin et al. (1999)). Au sens strict, l'inversion des alizés correspond à une inversion du profil de température, dont l'épaisseur varie de plusieurs centaines de mètres à quelques kilomètres (Figure 2.4).

L'altitude de l'inversion des alizés (à ne pas confondre avec la hauteur de la couche limite atmosphérique, cf paragraphe suivant) augmente à mesure que la distance au centre de l'anticyclone des Mascareignes diminue. Aussi va-t-elle présenter une évolution saisonnière, tout comme la position de l'anticyclone des Mascareignes. A La Réunion, son altitude moyenne se situe entre 2000 m et 3000 m, mais peut excéder les 5000 m durant la saison humide (Lesouëf, 2010) (Figure 2.4).

Chen and Feng (2001) et Garrett (1980) mettent en avant que l'inversion des alizés constitue une barrière de stabilité en inhibant les mouvements verticaux, ce qui enrayer la convection et le développement vertical des nuages.

Variabilité synoptique

Bien que La Réunion présente deux saisons marquées, la circulation atmosphérique est amenée à être modifiée à l'échelle synoptique⁵. Ces modifications se présentent sous la forme d'anomalies de quelques jours à une quinzaine de jours, sur plusieurs centaines de kilomètres. Aussi, un ensemble de phénomènes peut modifier la circulation atmosphérique régionale. C'est par exemple le cas :

1. d'une modification de la circulation de la cellule de Hadley, influençant la morphologie, l'intensité ainsi que la position du Jet subtropical. Un tel schéma entraîne une nouvelle répartition des zones de subsidences à l'échelle régionale. Bjerknes and Holmboe (1944), et plus récemment Newton and Trevisan (1984a,b) expliquent les mécanismes de convergence et de divergence du flux agéostrophique⁶, responsable

5. voir les détails dans Thunis and Bornstein (1996)

6. vent qui résulte d'un forçage pour rétablir l'équilibre géostrophique.

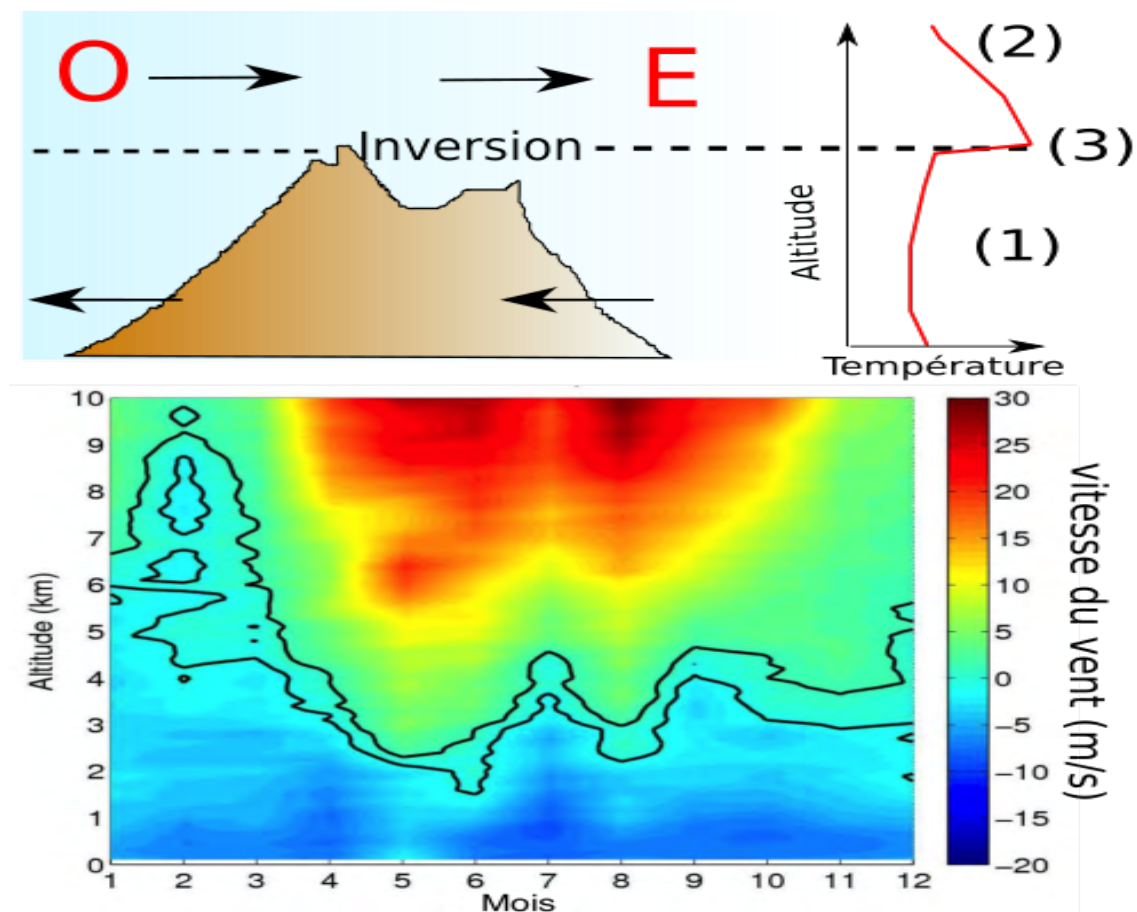


FIGURE 2.4 – Schéma de l'inversion des alizés. En haut à gauche : coupe Ouest-Est de La Réunion représentant l'inversion des alizés, ainsi que les vents dominants en surface (alizés) et en altitude (vent d'ouest). En haut à droite : schéma représentant le profil de température. Les balises (1), (2), et (3) sont détaillées dans le texte. L'axe en ordonnée (altitude) n'est pas gradué car l'altitude de l'inversion des alizés varie au cours du temps (cf partie basse de la figure); *adapté à partir de Jumaux et al. (2014)*. En bas : hauteur de l'inversion des alizés en fonction des mois de l'année (*extrait de Lesouëf (2010)*). Le code couleur se réfère à la vitesse de vent. Les valeurs positives (négatives) correspondent à des vents de secteur Ouest (Est). Les contours noirs représentent les valeurs de -1m/s et +1m/s et représentent donc la hauteur de l'inversion des alizés.

de la création de zones de subsidence et d'ascendance ;

2. d'un passage d'une perturbation. Certaines perturbations des moyennes latitudes peuvent atteindre les latitudes tropicales, comme des fronts froids. Par ailleurs, une perturbation peut être la résultante du déferlement d'une onde de Rossby⁷ donnant naissance à un flux méridional (nord-sud) (Postel and Hitchman, 1999) ;
3. d'une dépression tropicale. Certaines perturbations équatoriales peuvent se transformer en système dépressionnaire intense, voir en cyclone. Ces systèmes ont une durée de vie de 5 à environ 15 jours (Beucher, 2010). La formation des cyclones et leurs impacts sur la structure de l'atmosphère sont détaillés dans la section 2.3.2, consacrée aux phénomènes extrêmes.

2.2.3 La circulation atmosphérique locale

Soufflant au-dessus des océans, sous l'inversion des alizés, les alizés sont considérés comme un flux synoptique stable et uniforme, ayant pour orientation annuelle moyenne Est-Sud-Est. De par son relief accidenté, La Réunion représente un obstacle à leur écoulement. De plus, un contraste thermique persiste entre l'océan et l'île, ce qui va modifier le champ de vent sur l'île. La circulation atmosphérique locale de La Réunion peut s'expliquer comme étant la résultante entre ces écoulements orographiques et ces écoulements thermiques. La partie de l'atmosphère soumise à ces deux types d'écoulements (la couche limite atmosphérique) va suivre l'évolution du contraste thermique entre l'océan et l'île.

Les paragraphes suivants détaillent ces deux types d'écoulements ainsi que l'évolution diurne de la couche limite atmosphérique à La Réunion.

Les écoulements orographiques

Aux abords de La Réunion, le champ de vent va subir une déflexion⁸ (Lesouëf et al., 2011; Jumaux et al., 2014). A l'échelle locale, des contrastes importants se constatent entre la côte exposée au vent (dite « au vent », Figure 2.5, balise 1), la côte protégée (dite « sous le vent », balise 3), et les zones périphériques (balises 2). Cette hétérogénéité donne naissance à de nombreux microclimats, d'où le surnom donné à La Réunion de « l'île des mille microclimats ».

La compréhension de l'influence d'un obstacle sur un flux atmosphérique stable a été au cœur de nombreuses études (Elliott and Hovind, 1964; Reeves and Rotunno, 2008; Banta, 1990; Jiang, 2003; Lafore et al., 1998b). Le relief agit sur l'écoulement de deux manières extrêmes : soit (1) les masses d'air s'élèvent (régime de soulèvement orographique ou over-flow, Figure 2.5a), soit (2) les masses d'air divergent aux abords de l'obstacle en

7. mouvement ondulatoire de la circulation atmosphérique de grande longueur d'onde initié par la force de Coriolis.

8. modification des lignes de vent.

formant deux branches pour le contourner (régime de contournement ou counter-flow, Figure 2.5b).

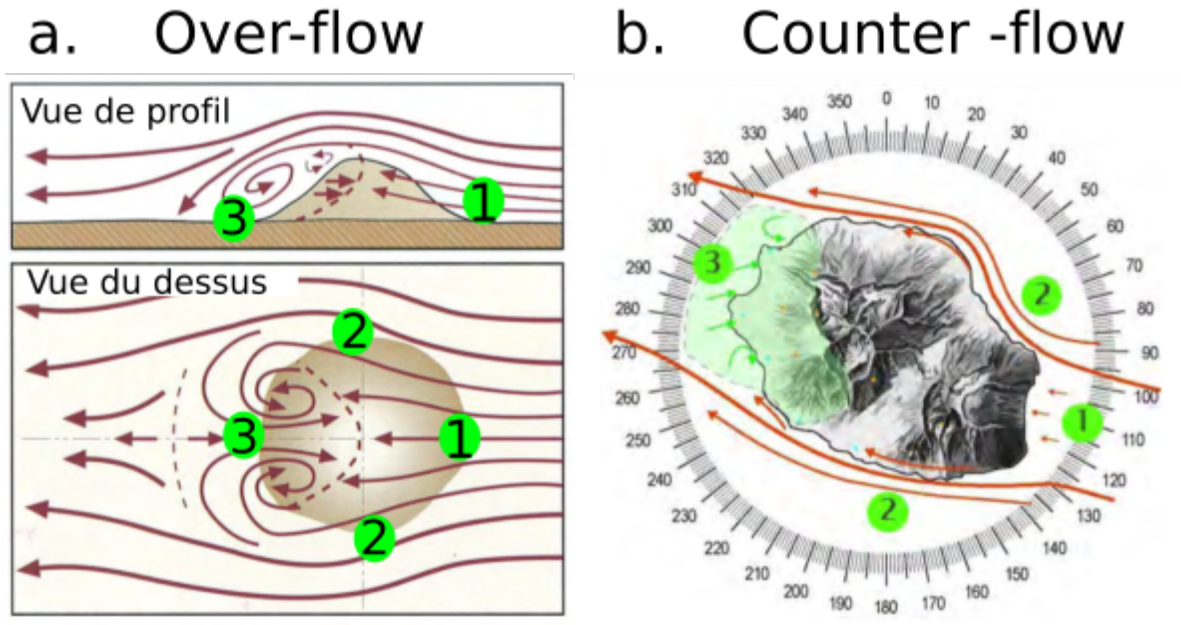


FIGURE 2.5 – Les régimes d’écoulements orographiques de over-flow (a.) et de counter-flow (b.). Selon Whitemann (2000) et Lesouëf (2010).

Deux paramètres vont piloter le régime d’écoulement : la hauteur du relief ainsi que l’intensité du vent. En calculant le nombre de Froude (défini comme $Fr = U/NH$, avec U la vitesse du vent, N la fréquence de Brünt-Väisälä, et H la hauteur de l’obstacle), il est possible de déterminer le régime d’écoulement. Si le flux possède une énergie cinétique supérieure à l’énergie potentielle nécessaire pour passer au-dessus de l’obstacle ($Fr > 1$), alors les masses d’air suivront un régime d’over-flow. Dans le cas contraire ($Fr < 1$), un régime de counter-flow s’instaure.

Lesouëf (2010) et Kalecinski (2015) dressent un constat des impacts de ces deux régimes sur la circulation locale et le développement de la couche nuageuse sur l’île de La Réunion. Leurs études sur les modèles Meso-NH (Lafore et al., 1998a) et AROME (Bouttier, 2007) mettent en avant deux scénarios :

1. le scénario « ALIZ-5 » : un flux d’alizé faible, avec $U = 5 \text{ m.s}^{-1}$, induira un régime de contournement de l’obstacle/l’île (conter-flow) ;
2. le scénario « ALIZ-10 » : un flux d’alizé plus soutenu, avec $U = 10 \text{ m.s}^{-1}$, induira un régime de soulèvement orographique (over-flow).

La répartition statistique de la force du vent journalière (moyenne zonale comprise entre 56°E à 60°E et 21°S à 24°S, et comprenant les niveaux entre 1008 hPa et 750 hPa) est présentée en figure 2.6. La zone donnée est volontairement située en amont de La Réunion. De cette manière, on s’assure de la représentativité du flux synoptique arrivant

sur La Réunion. Aussi, 36% des jours montrent une vitesse de vent $< 6 \text{ m/s}$, 54% des jours montrent une vitesse comprise entre 6 m/s et 10 m/s , alors que 10% ont une vitesse supérieure à 10 m/s . La majeure partie du temps, le régime de vent se situe entre un régime de counter-flow et un régime de over-flow.

Lors qu'un régime de counter-flow est installé (Figure 2.5b), la branche de retour des alizés (balise 3) favorise la remontée des masses d'air sur les pentes sous le vent de l'île.

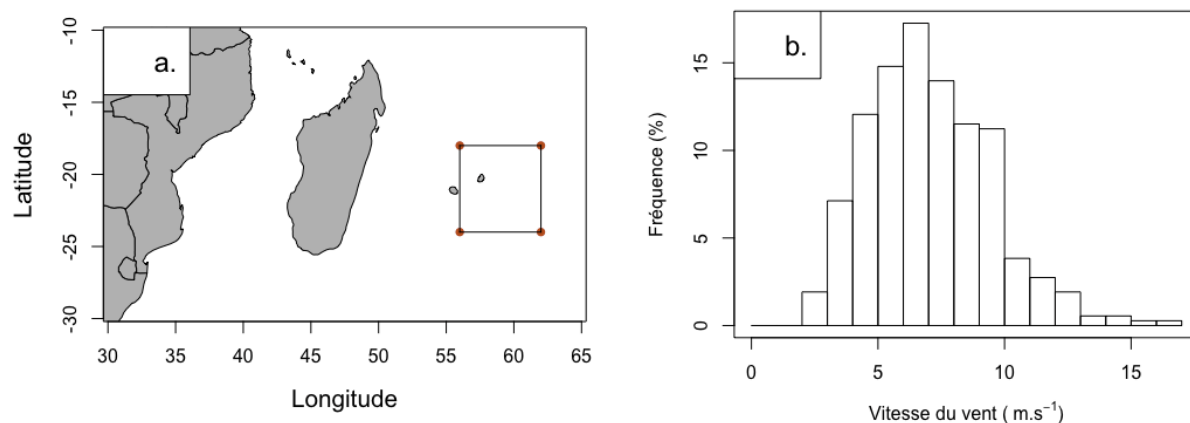


FIGURE 2.6 – Analyse de la force du vent en surface à La Réunion. Données sur l'année 2015, issues de la base de données ERA-Interim (Dee et al., 2011), au pas de 6 heures, résolution de 1° , entre 56°E et 62°E et entre 18°S et 24°S ; a. : zone sur laquelle ont été extraites les données; b. : histogramme de fréquence de la force du vent.

Les écoulements thermiques

Les écoulements thermiques résultent d'un différentiel de température entre deux masses d'air. Ces écoulements sont pilotés par le flux radiatif, et présentent donc une cyclicité diurne. Ils peuvent prendre la forme de brise de terre/mer ou de brise de pente.

Les brises de mer et de terre Après le lever du soleil, la capacité et la conductivité thermique des mers étant supérieures à celles des terres, les masses d'air se réchauffent plus rapidement au-dessus des terres qu'elles ne se réchauffent au-dessus des mers. Les masses d'air au-dessus des terres s'élèvent, en créant ainsi une basse pression au-dessus des terres. En résulte un déplacement des masses d'air en provenance des mers : c'est ce phénomène que l'on appelle la brise de mer. L'inverse se produit au cours de la nuit. Les masses d'air se refroidissent plus vite au-dessus des terres qu'au-dessus des mers. Une surpression se crée, instaurant un mouvement des masses d'air des terres vers les mers : la brise de terre.

Les brises de pentes et de vallées Lorsque que le terrain est accidenté et complexe, comme c'est le cas en montagne, des différentiels thermiques locaux peuvent se mettre en

place entre (Whitemann, 1990, 2000) :

- les différents versants ;
- la partie basale et sommitale de la vallée ;
- au-dessus du massif et au-dessus de plaines voisines.

En réponse à ces différentiels thermiques, les vents anabatiques vont se développer durant la journée auxquels succéderont les vents catabatiques durant la nuit (Whitemann, 2000).

Les écoulements thermiques peuvent s'associer et agir de concert avec les écoulements orographiques à l'échelle locale et sont ainsi un déterminant essentiel du mouvement des masses d'air sur l'île de La Réunion.

La couche limite atmosphérique et la troposphère libre

Stull (1976) est le pionnier de la compréhension des processus atmosphériques qui s'opèrent dans la partie basse de la troposphère : la couche limite atmosphérique (CLA). La synthèse de ces travaux (Stull and Driedonks, 1987; Stull, 2012) décrit la structure de la CLA, ainsi que la dynamique atmosphérique associée. Stull (2012) donne une définition précise de la CLA : « Nous pouvons définir la couche limite atmosphérique comme la partie de la troposphère qui est directement influencée par la surface de la Terre, et qui répond aux forçages de surface à une échelle temporelle de l'ordre de l'heure, ou moins ». Les forçages en question rassemblent les phénomènes de friction de surface, d'évapotranspiration, de transfert de chaleur, et de modifications des écoulements induits par la nature du terrain. L'épaisseur de la CLA varie à la fois spatialement et temporellement, de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. A cause de la friction et du chauffage radiatif responsable de mouvements convectifs, le transport au sein de la CLA est turbulent⁹ (Whitemann, 2000).

Au-dessus de la CLA, se trouve la troposphère libre (Figure 2.7). La troposphère libre (TL) est la partie de la troposphère qui n'est plus directement soumise aux processus de surface (Stull, 2012). Le mouvement des masses d'air varie à l'échelle synoptique, et les flux suivent un transport principalement advectif. Contrairement à la CLA, la TL n'est pas sous l'influence de la surface, et l'humidité relative des masses d'air y est significativement plus faible que dans la CLA. A La Réunion, la hauteur de la CLA se situe généralement au-dessous de la hauteur d'inversion des alizés (Lesouëf et al., 2011).

Variabilité diurne de la CLA sur l'île de La Réunion

Le développement de la couche limite est principalement déterminé par l'insolation (Stull and Driedonks, 1987). La CLA va donc suivre un cycle diurne (Figure 2.8). De plus, elle se subdivise elle-même en plusieurs couches. La CLA a pour particularités de :

9. état d'un fluide (ici gaz) au sein duquel le mouvement peut s'assimiler à un ensemble de tourbillons en mouvement (eddy transport).

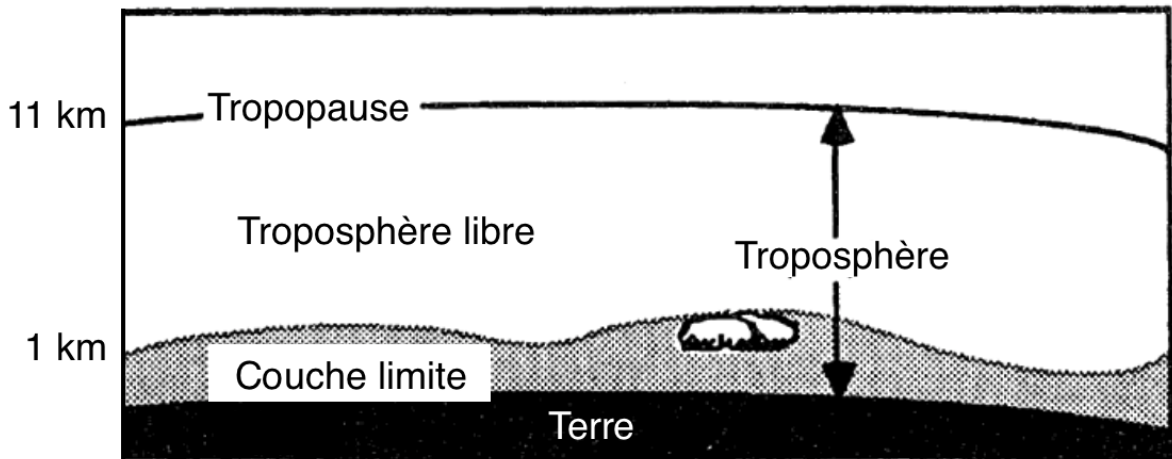


FIGURE 2.7 – Schéma de structure de la troposphère : la couche limite et la troposphère libre. *Adapté de Stull and Driedonks (1987).*

1. présenter une couche de mélange en journée (couche dont les paramètres physiques et chimiques sont homogènes, dû au mélange de la couche) ;
2. présenter une couche résiduelle (thermiquement neutre, témoin de la convection durant le jour) ainsi qu'une couche thermiquement stable durant la nuit.

La couche de surface se maintient de jour comme de nuit, et correspond à la partie basale de la CLA. Son épaisseur correspond à environ 10% de l'épaisseur totale de la CLA (Whitemann, 2000).

La couche de mélange se développe après le lever du soleil. Le flux radiatif réchauffe les masses d'air en surface, le gradient vertical de température potentielle équivalente $d\theta_e/dz$ (traduisant l'état de flottabilité de la masse d'air, paramètre défini et développé en Annexe A) devient négatif, et des mouvements convectifs se mettent en place.

Au coucher du soleil, les mouvements convectifs s'estompent, et la couche de mélange présente un gradient vertical de $d\theta_e/dz$ neutre. Plus la nuit progresse, et plus la surface va se refroidir. Un gradient vertical de $d\theta_e/dz$ positif s'impose, engendrant ainsi une couche stable (visible sur la base des profils P2 et P3, dans la couche stable (représentée en noire)).

Les profils P1, P2 et P3 montrent l'évolution de $d\theta_e/dz$ au cours de la journée (représentés en rouge sur la figure 2.8). La journée est marquée par une couche de mélange instable, qui s'homogénéise par convection pour devenir neutre aux alentours de 16h (P1). Au cours de la nuit, la couche stable se développe, avec une stabilité qui s'accroît (P2 et P3), surmontée d'une couche résiduelle neutre.

L'île de La Réunion présentant un terrain complexe, le développement de la CLA ne s'y opère pas de façon homogène. Le schéma proposé par Stull and Driedonks (1987) ne saurait donc s'appliquer au sens strict. De plus, les phénomènes de brises de terre et de mer ont un impact significatif sur la circulation atmosphérique locale, et donc sur le

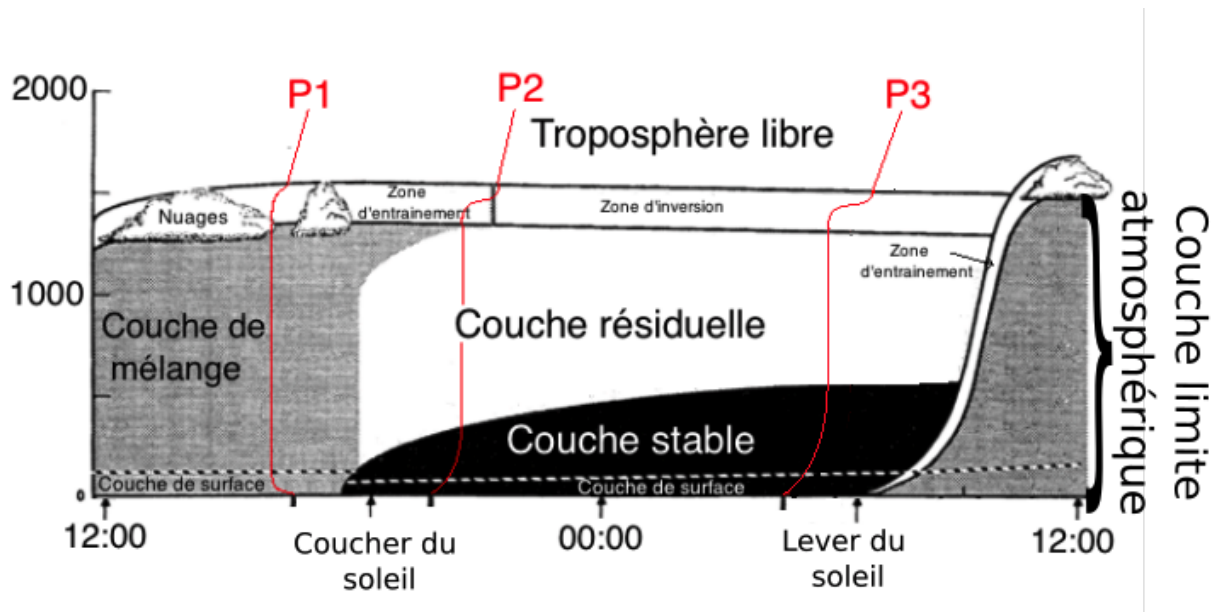


FIGURE 2.8 – Evolution diurne de la couche limite atmosphérique. Les profils P1, P2 et P3 correspondent aux profils de température potentielle équivalente (θ_e) en journée (1§h), puis à environ 2h après le coucher du soleil, et enfin à environ 2h avant le lever du soleil respectivement. *Adapté de Stull (2012)*.

développement de la CLA. La figure 2.9 réalisée par Lesouëf (2010), illustre l'évolution de la CLA à Piton Maïdo (coupe Ouest-Est) pour le scénario ALIZ-05 (se rapportant à une intensité du flux synoptique de 5 m/s en surface) de jour (13h, heure locale (HL), à gauche) et de nuit (00h HL, à droite).

De jour, la brise de mer s'établit, les masses d'air de la couche limite montent le long des pentes et atteignent les sommets (Figure 2.9, gauche, la couleur rouge indique une concentration de traceur de près de 80%). De nuit, les brises de terre se mettent en place, les masses d'air de la couche limite sont bloquées à une plus basse altitude (Figure 2.9, droite, la couleur verte indique une concentration de traceur d'environ 40%), et les sommets sont sous l'influence de la troposphère libre.

2.2.4 La circulation atmosphérique sur l'île de La Réunion : une interaction entre phénomènes locaux et régionaux

Les écoulements thermiques et orographiques agissent de concert

La circulation atmosphérique locale sur l'île de La Réunion est principalement pilotée par des phénomènes de brises de terre et de mer, les brises de pentes et de vallées, mais aussi par le régime d'écoulement (counter-flow, over-flow).

Ceci a pour conséquence d'instaurer une forte cyclicité diurne (Figure 2.10). Au cours de la journée, le développement de la CLA agit en synergie avec l'établissement de la brise

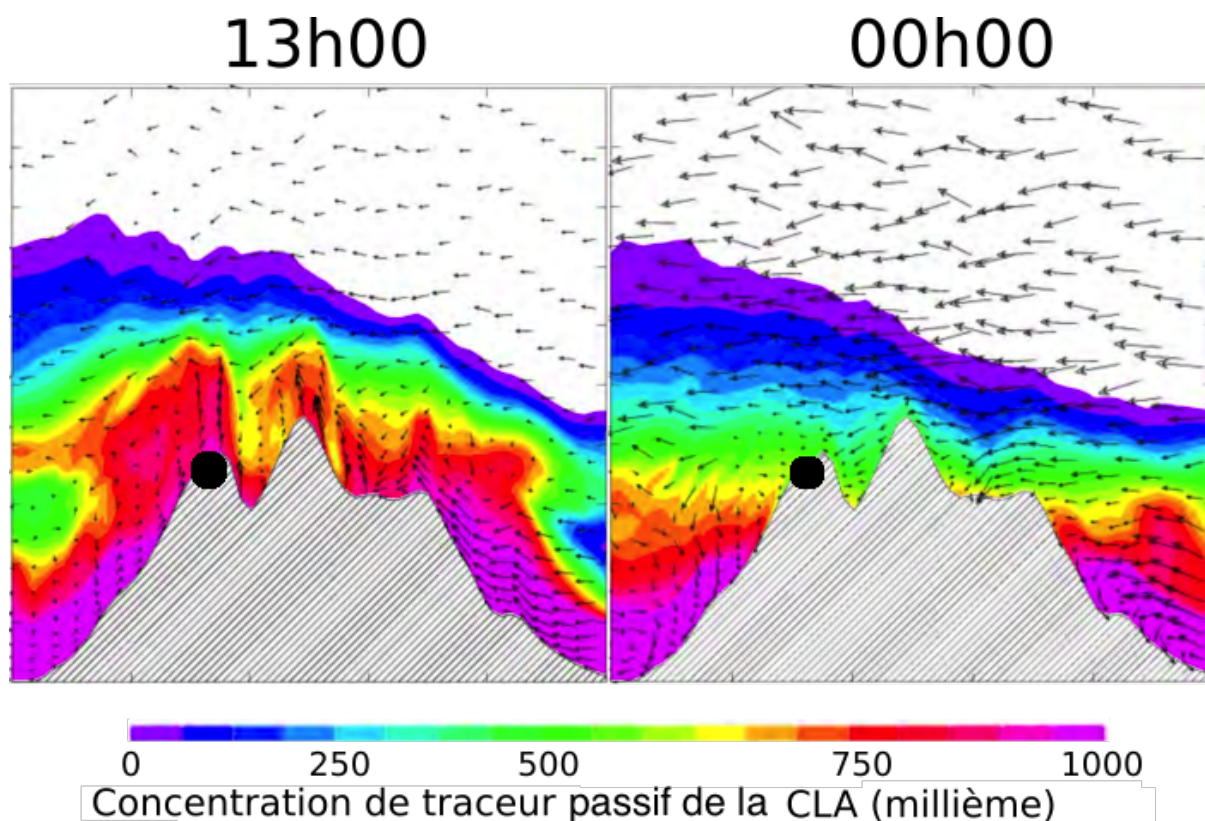


FIGURE 2.9 – Evolution diurne de la couche limite atmosphérique à Piton Maïdo pour un scénario de faible alizés (5 m/s) ; à gauche : situation de jour (13h HL) ; à droite : situation de nuit (00h HL). Le code couleur se réfère au rapport de concentration du traceur de la couche limite (exprimé en milliègne). L'orientation et la longueur des flèches se réfèrent à la direction et à l'intensité du vent. Les points noirs représentent l'emplacement de Piton Maïdo. *Extrait de Lesouëf (2010)*.

de mer et les brises de pentes et de vallées, qui favorise la remontée d'air marin sur les flancs de l'île. L'air marin humide condense alors en altitude, indiquant le sommet de la CLA. Au cours de la nuit, la CLA s'affaisse.

La vitesse du flux synoptique (alizés) entraîne des modifications de la circulation atmosphérique locale, en favorisant l'ascendance des masses d'air quand le vent est faible (régime de counter-flow), ou en l'affaiblissant quand le vent est fort (régime de over-flow). Lorsque que les alizés sont faibles, les masses d'air peuvent atteindre une altitude supérieure à 2500 m au niveau de la cote sous le vent. La figure 2.11 présente ces modifications pour les scénarios (ALIZ-5 et ALIZ-10), de jour comme de nuit.

Au cours de ce manuscrit, les mouvements des masses d'air résultant de l'ensemble de écoulements thermiques et orographiques seront regroupés sous le terme de « brises de pentes ».

La saisonnalité de la position de l'anticyclone des Mascareignes a une influence sur la circulation locale, en interférant avec le développement de la couche limite atmosphérique.

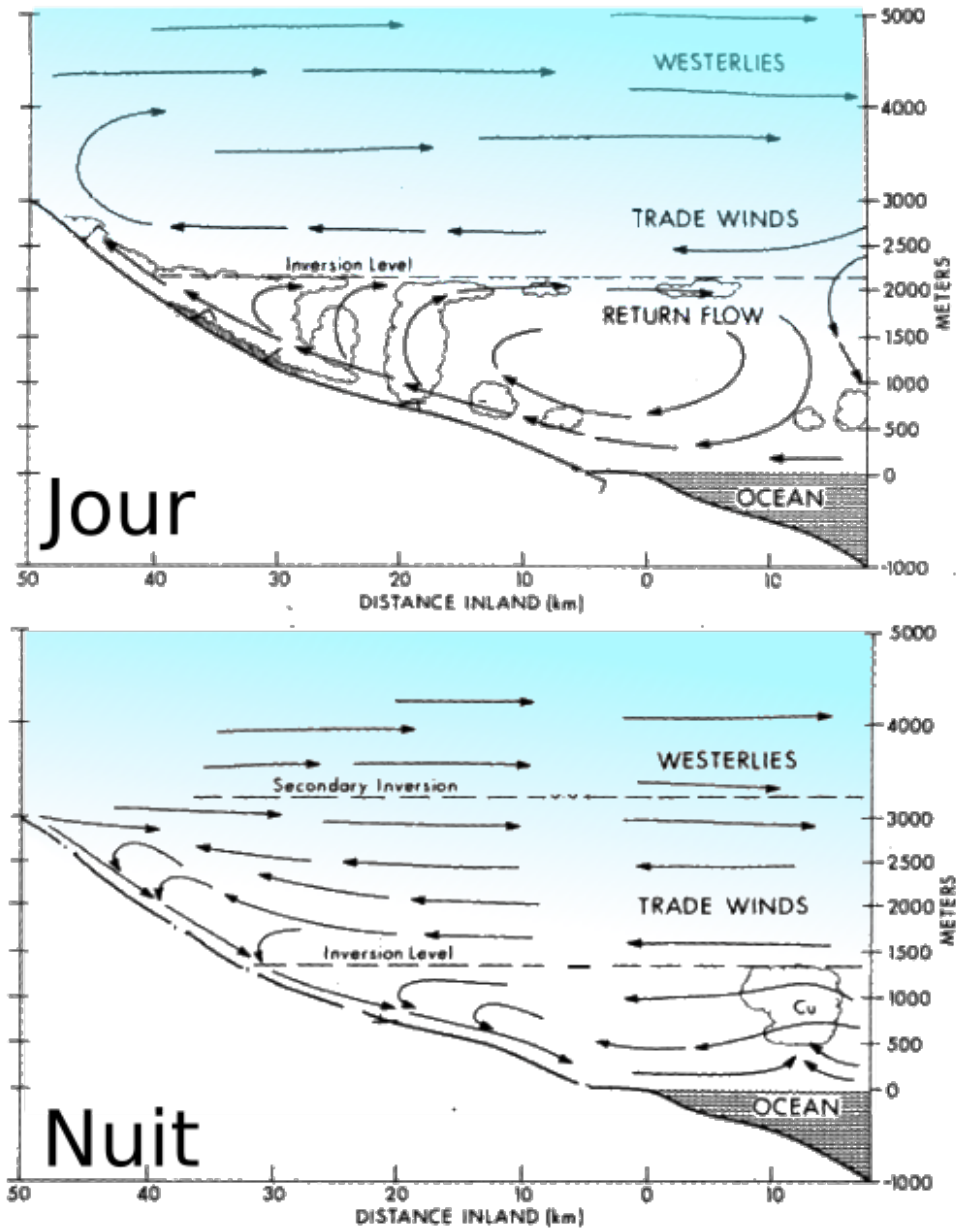


FIGURE 2.10 – La circulation atmosphérique locale sur l’île de La Réunion : régime de brises associé aux écoulements orographiques. En haut : circulation de jour avec ascendance (brise de mer). En bas : circulation de nuit avec subsidence (brise de terre). *Adapté de Garrett (1980).*

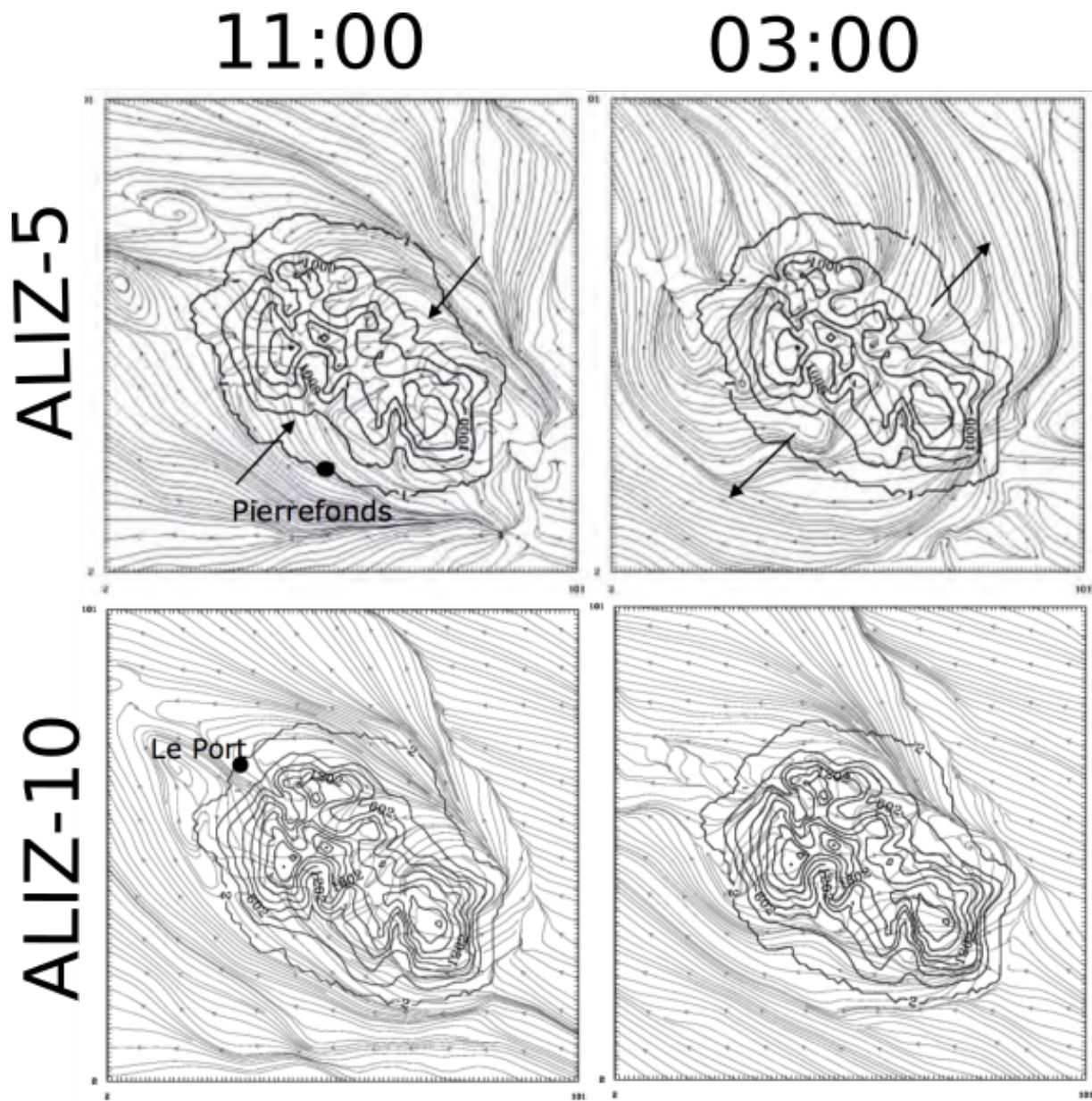


FIGURE 2.11 – Régime de counter-flow et d’over-flow. A gauche : à 11h (heure locale). A droite : à 03h (heure locale). Les traits continus gris représentent la direction du vent. Les flèches noires sont données à titre indicatif : pour de faibles vents (ALIZ-5) les masses d’air ont tendance à monter sur les pentes de la côte sous le vent durant la journée (13 :00) et à descendre durant la nuit (00 :00). *Compilé à partir d’extraits de Lesouëf (2010).*

Durant l'hiver austral, la hauteur d'inversion des alizés est plus basse que durant l'été austral. Avec une altitude faible de la hauteur d'inversion, le développement de la CLA est en partie inhibée, et les masses d'air peuvent être contraintes à un régime de counter-flow (Garrett, 1980).

Les écoulements locaux pilotent les précipitations locales

La prévision météorologique de La Réunion est complexe car elle résulte de processus d'écoulements orographiques et d'écoulements thermiques en milieu accidenté. Bien que soumise aux alizés, la circulation locale est modulée selon un cycle diurne, résultant :

1. d'un réchauffement des masses d'air en contact avec la surface, qui au cours de la journée vont s'élever, imposant des vents anabatiques et la formation de cumulus ;
2. d'un refroidissement des masses d'air durant la nuit, qui vont subsider créant des vents catabatiques, inhibant la formation de nuages.

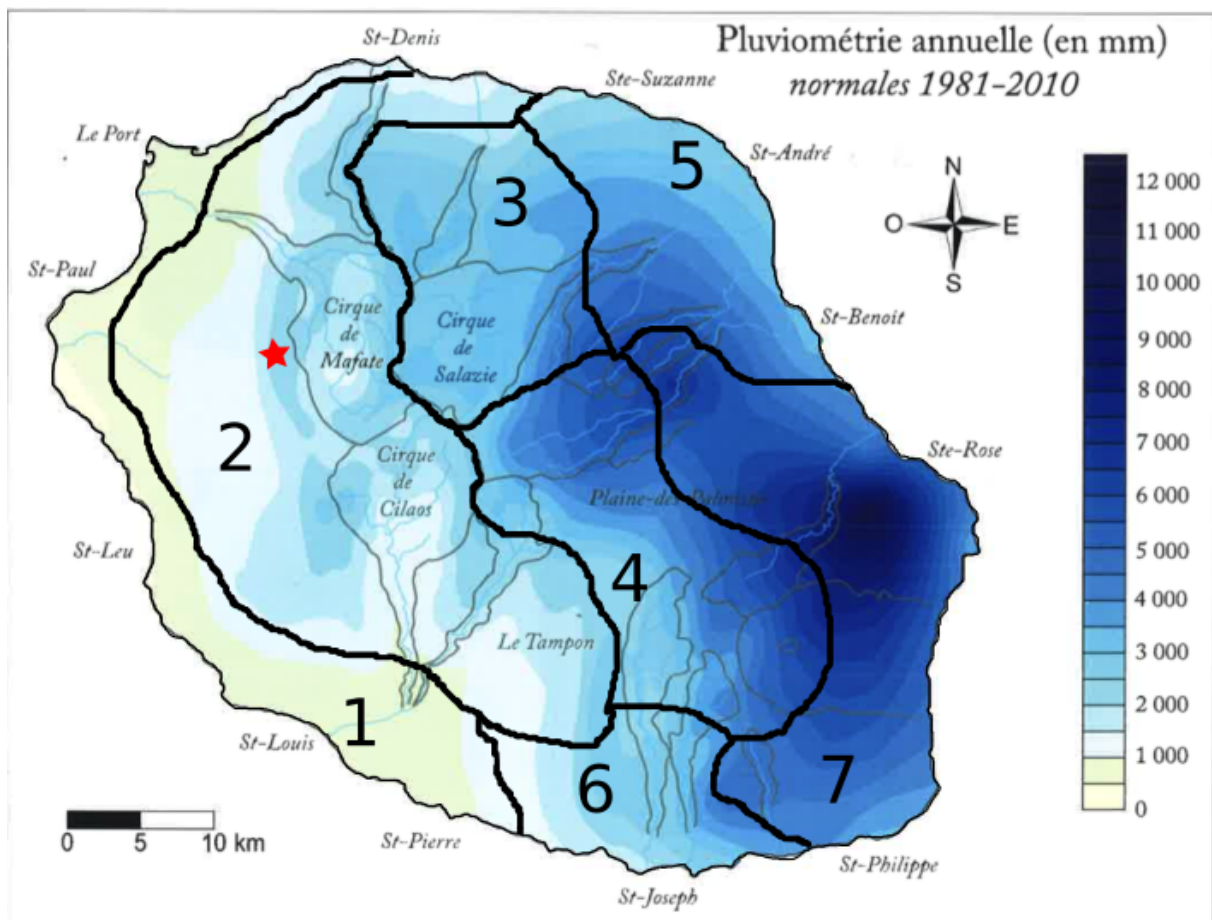


FIGURE 2.12 – Subdivision en sept régions pluviométriques de La Réunion, proposée par Météo France. L'étoile de couleur rouge représente la position de l'Observatoire Atmosphérique du Maïdo. *Adapté de Jumaux et al. (2014).*

La circulation locale favorise les précipitations en journée. Par ailleurs, de grandes disparités sont constatées entre la côte au vent, la côte sous le vent et les cirques à l'intérieur de l'île. Météo-France définit sept régions pluviométriques (Figure 2.12), de la plus marquée (côte au vent, avec un cumul annuel pouvant excéder 12000 mm), à la plus faible (côte sous le vent, avoisinant 1000 mm).

2.3 Les phénomènes cycloniques

Durant la saison humide, la Réunion est soumise aux passages de systèmes dépressionnaires de grande ampleur (Jumaux et al., 2014). Ces tempêtes ou cyclones tropicaux sont des perturbations qui génèrent de fortes pluies (tous les records de précipitations sont enregistrés à La Réunion) ainsi que des vents violents. Les conséquences sur la population sont importantes, avec de grands dégâts et des inondations. Ainsi, la compréhension de ces processus extrêmes est capitale. Nous détaillons dans cette section les mécanismes qui s'exercent tout au long de la vie d'un système dépressionnaire intense (cyclogénèse, intensification, comblement).

2.3.1 Qu'est-ce qu'un cyclone ?

Un cyclone est la manifestation d'un déséquilibre thermique important. Beucher (2010) décrit les cyclones tropicaux comme des machines thermiques d'une grande complexité, prélevant de l'énergie à l'océan sous forme de chaleur latente, et la transformant en énergie mécanique (géopotentielle et cinétique) à l'atmosphère. Un cyclone est un phénomène tourbillonnaire dont le centre est une très basse pression. D'un diamètre compris entre plusieurs centaines de kilomètres à près d'un millier, il présente un enroulement nuageux circulaire ou elliptique. Les cyclones ne présentent donc pas de système frontal (Neumann, 1993). Le développement nuageux est le témoin de la convection profonde organisée qui y siège.

Un cyclone est une « dépression à cœur chaud », présentant une circulation cyclonique en surface (Neumann, 1993). A sa base, les masses d'air convergent vers le centre de la dépression, l'intensité maximale du vent se situant entre 500 m et 1000 m. Au sommet du cyclone, les masses d'air divergent, entraînant une inversion des vents (circulation anticyclonique). Le cœur du cyclone présente une anomalie de température (hétérogène) pouvant dépasser +15°C dans sa partie haute (Hawkins and Imbembo, 1976) par rapport à une situation climatique classique (hors cyclone).

2.3.2 Structure d'un cyclone

La morphologie d'un cyclone peut se diviser en trois structures (Figure 2.13) :

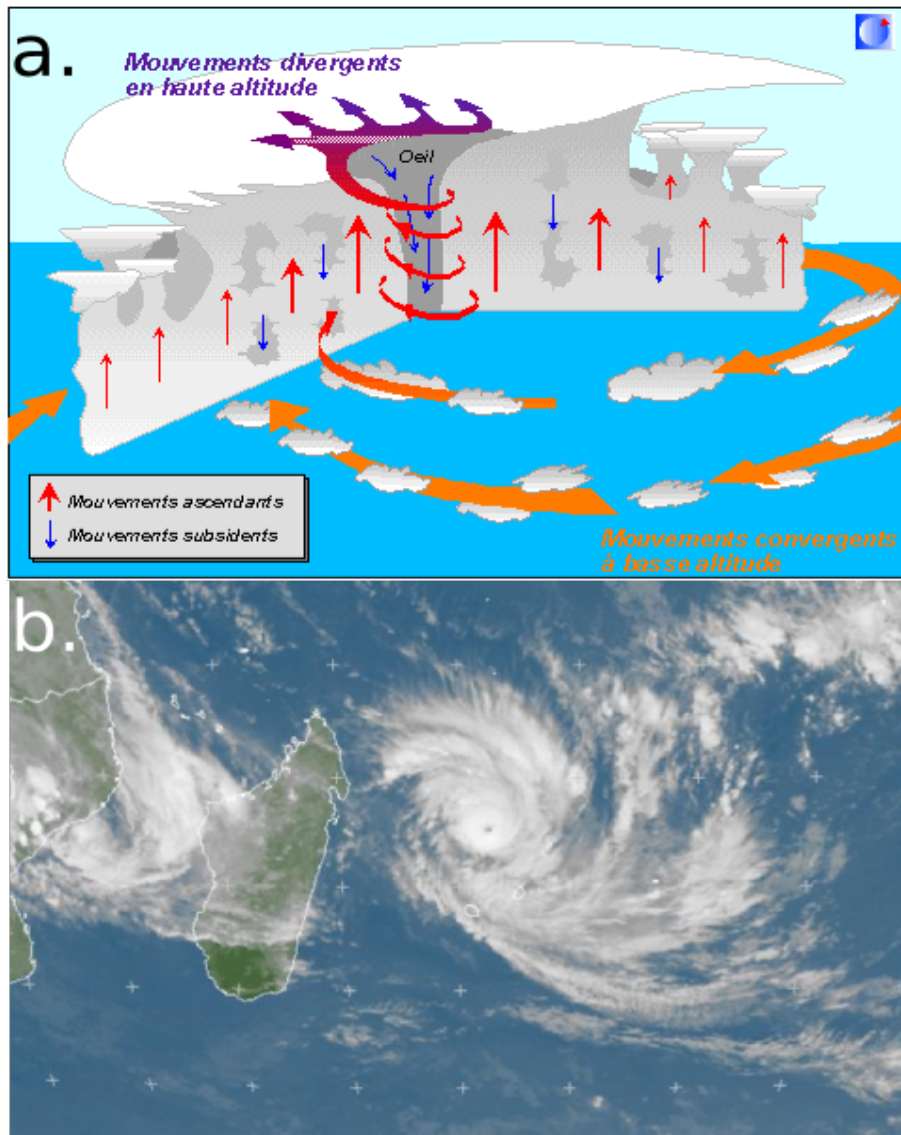


FIGURE 2.13 – a. Schéma structurel d'un cyclone dans l'hémisphère sud. b. Un exemple de cyclone : Bansi, un système tropical méso-échelle convergent à proximité de La Réunion (janvier 2015). *Adapté de Jumaux et al. (2014).*

1. l'œil du cyclone : d'un diamètre compris entre 10 et 100 km, le centre du cyclone est une zone de subsidence (quelques centimètres par seconde). Le minimum de pression y est constaté en surface. C'est une zone calme, avec des vents très faibles et une couche de stratocumulus en basse troposphère associées à de faibles précipitations.
2. le mur du cyclone : entourant l'œil, le mur du cyclone est la zone où le vent est le plus fort. Les dimensions du mur sont généralement comprises entre 10 et 50 km de rayon. Le mur du cyclone est marqué par une convection intense : les cumulonimbus se développent jusqu'à atteindre une altitude de 15 km. Ceci s'accompagne de précipitations extrêmes ;
3. les bandes spiralées : elles correspondent à un ensemble de cumulonimbus, regroupés en bandes, dont le déplacement suit la direction d'une spirale. Ces bandes sont le siège de convection, de plus en plus prononcée alors que l'on se rapproche du centre du cyclone. L'extension des bandes spiralées se constate sur plusieurs centaines de kilomètres, ce qui donne aux cyclones une qualification de système de méso-échelle. Dans l'hémisphère nord, les bandes spiralées présentent un enroulement dextre, alors que dans l'hémisphère sud, l'enroulement est sénestre.

2.3.3 Classification des cyclones

La classification des cyclones se fait en fonction de la vitesse maximum de vent constatée (mesurée au niveau du mur du cyclone), moyennée sur 10 min (1 min pour les USA, Emanuel (2000)). Sur le même principe, Météo-France propose la classification présentée dans la figure 2.14.

Un cyclone débute sa vie comme une perturbation tropicale. Cette perturbation peut évoluer en tempête tropicale modérée ou forte, voir en cyclone potentiellement très intense, avant de décroître en intensité, de redevenir une perturbation tropicale et mourir.

2.3.4 La vie d'un cyclone

La vie d'un cyclone peut se décrire en quatre étapes (Leroux, 2012; Vincent, 2011) :

1. la genèse, durant laquelle une perturbation tropicale se transforme en système dépressionnaire tropical (Frank, 1976) ;
2. la formation, correspondant à l'évolution de ce système dépressionnaire tropical en tempête tropicale ;
3. le développement, correspondant à l'évolution d'une tempête tropicale en cyclone ;
4. l'intensification et le comblement.

Régions	Intensité du vent							
	Force 5 à 7	Force 8 et 9	Force 10 et 11	Force 12				
	17 – 33 nd (29 – 61 km/h)	34 – 47 nd (62 – 88 km/h)	48 – 63 nd (89 – 117 km/h)	64 – 83 nd (118 – 153 km/h)	84 – 96 nd (154 – 177 km/h)	97 – 113 nd (178 – 209 km/h)	114 – 134 nd (210 – 248 km/h)	vent >134 nd (> 249 km/h)
Atlantique nord Pacifique nord-est	Dépression tropicale	Tempête tropicale		Ouragan classe 1	Ouragan classe 2	Ouragan classe 3	Ouragan classe 4	Ouragan classe 5
Pacifique nord-ouest	Zone perturbée ou Dépression tropicale	Tempête tropicale	Violente tempête tropicale	Typhon			Super typhon (JTWC) Vent > 130 nd (> 244 km/h)	
Océan Indien sud-ouest	Perturbation tropicale (si < 52 km/h) ou Dépression tropicale	Tempête tropicale modérée	Forte tempête tropicale	Cyclone tropical Vent < 90 nd (< 166 km/h)	Cyclone tropical intense	Cyclone tropical très intense Vent > 115 nd (> 214 km/h)		
Golfe du Bengale Mer d'Arabie	Dépression tropicale	Tempête tropicale modérée	Forte tempête tropicale	Ouragan , forte tempête tropicale avec l'intensité de l'ouragan, cyclone , typhon ou cyclone tropical intense				
Pacifique sud Océan Indien sud-est	Dépression tropicale faible	Dépression tropicale modérée	Dépression tropicale forte	Ouragan ou Cyclone tropical intense (Australie et Port Moresby)				

FIGURE 2.14 – Classification des cyclones en fonction de l'intensité des vents ; source : *Météo France*.

La Cyclogénèse, où comment naît un cyclone

Certaines conditions doivent être impérativement réunies pour que la genèse d'un cyclone soit possible. Beucher (2010) en présente une synthèse, qui se décline selon :

1. l'état physique de l'environnement :
 - (a) une accumulation d'eau chaude en surface (0-100 m de profondeur), prenant la forme d'une couche océanique d'épaisseur supérieure ou égale à 50 m, dont la température moyenne dépasse 26,5°C. Cela constitue une réserve d'énergie considérable, qui alimentera énergétiquement le cyclone (Palmen, 1948) ;
 - (b) une humidité relative élevée, supérieure à 70% entre 700 hPa et 500 hPa.
2. l'état dynamique de l'environnement :
 - (a) se situer à plus de 5° de latitude pour que la Force de Coriolis puisse opérer en entretenant le caractère tourbillonnant du système (principalement lié à l'équilibre du vent thermique, rarement dû à un tourbillon initial (Ondes tropicales)). ;
 - (b) une perturbation préexistante, qui assure une vorticité relative et une convergence dans les basses couches ;
 - (c) une divergence des masses d'air en haute troposphère, pour éviter toutes accumulations qui bloqueraient alors la convection ;

- (d) un cisaillement minimum du vent ¹⁰, associé à une atmosphère instable (gradient de $d\theta_e/dz$ négatif). Ainsi, les mouvements verticaux sont favorisés (Gray, 1967).

Les mécanismes pour passer d'un état initial favorable à la formation d'un cyclone à une tempête tropicale sont globalement bien compris ¹¹. Il est admis que des processus de rétroactions doivent se mettre en place pour permettre au cyclone de s'établir. Les simulations numériques de Rotunno and Emanuel (1987); Emanuel (1987); Dengler and Reeder (1997) montrent qu'une perturbation est nécessaire pour initier et intensifier la circulation des vents en surface. Aussi, la formation d'une colonne d'air saturée de l'ordre de 10 km est primordiale (Emanuel, 1995; Bister and Emanuel, 1997), sinon les subsidences liées à la pluie des cumulus et des cumulonimbus inhibent les mouvements verticaux de méso-échelle. Toutes les conditions nécessaires à la formation d'un cyclone favorisent la formation d'une telle colonne. De plus, Emanuel (1995) insiste sur le fait qu'une période de gestation est requise, période durant laquelle la friction en surface et les subsidences affaiblissent la cyclogenèse, pendant que les flux de surface et les ascendances humidifient la colonne au centre du système.

Une autre hypothèse quant à la formation d'un cyclone est proposé par Fujiwhara (1923), et supportée plus récemment par Enagonio and Montgomery (2000). Un ensemble de systèmes convectifs associés à une forte vorticité peuvent s'assembler et créer un système unique. Leur approche repose sur l'hypothèse que ces systèmes convectifs de méso-échelle se développent à l'extérieur du mur du cyclone, participant à l'intensification du cyclone.

Comment évolue un cyclone : intensification et comblement

Pour qu'un cyclone se développe et s'intensifie, des phénomènes de rétroactions positives sont nécessaires. Deux théories majeures prédominent, et cherchent à comprendre quels sont les processus responsables du développement d'un cyclone.

Une première théorie a été proposée par Charney and Eliassen (1964). La théorie CISK (« Convective Instability Second Kind ») décrit une instabilité gouvernée par convergence des masses d'air de surface vers le centre du cyclone. La première étape de l'instabilité CISK correspond à l'établissement d'une convergence des masses d'air dans les basses couches, initiée par une perturbation de grande échelle. Cette convergence favorise les ascendances grâce au flux de chaleur et d'humidité apportés. Si l'énergie lib  r  e par la condensation au cours de l'ascendance dans le cumulus est suffisante, le cœur du cyclone se réchauffe, induisant une baisse de la pression hydrostatique, favorisant alors la convergence en surface.

La seconde théorie est proposée par Emanuel (1986) et Rotunno and Emanuel (1987). L'instabilité WISHE (« Wind Induced Surface Heat Exchange ») décrit une instabilité

10. gradient vertical de vent zonal minimum, condition dynamique la plus importante.

11. certains modèles, comme ECMWF IFS donnent des prévisions relativement fiables à 7 jours à l'avance.

gouvernée par les flux de chaleur à la surface de l'océan. Les vents de surface et des basses couches se renforcent grâce à une perturbation initiale, ce qui augmente l'extraction de chaleur de l'océan. Le gradient vertical de température potentielle équivalente en est modifié, des phénomènes de convection se mettent en place, ce qui renforce la circulation à l'échelle du cumulus. Les flux de chaleur, via la convection, réchauffent le cœur du cyclone, induisant une baisse de la pression hydrostatique en surface, favorisant les vents et les flux de chaleur dans les basses couches. Cette circulation s'auto-entretient et intensifie le cyclone.

Pour la communauté scientifique, les deux théories CISK et WISHE jouent toutes les deux un rôle dans l'intensification d'un cyclone via des processus de surface (Beucher, 2010).

Un cyclone se dissipe (ou se comble) lorsque les phénomènes de rétroactions ne sont plus assurés. En effet, une baisse de température des eaux de surface de l'océan induira une baisse de température du cœur du cyclone. Ceci entraîne une augmentation de la pression hydrostatique, et défavorisera la convergence des masses d'air en surface. Une inhibition des mouvements verticaux affaiblira un cyclone, tout comme une augmentation du cisaillement du vent. Une proximité plus prononcée d'un jet subtropical, ou l'intrusion d'air sec qui favorisant l'évaporation des pluies convectives, donneront lieu à des subsidences qui affaibliront la circulation à l'échelle des cumulus.

2.4 Les processus climatiques abordés au cours de cette thèse

Au cours de ce chapitre, un ensemble de processus climatiques de l'échelle régionale à l'échelle locale a été détaillé. Dans le chapitre 7, nous verrons que les phénomènes de brises pentes (associées au développement de la couche limite atmosphérique) sont responsables de la variabilité diurne que présentent nos mesures. De plus, nous verrons que la circulation atmosphérique régionale ainsi que la position et l'intensité du Jet Subtropical déterminent toutes deux les zones de subsidence à l'échelle régionale, phénomène qui a une influence sur nos données (lors de la nuit).

Au cours du chapitre 8, nous verrons que la première étape de l'interprétation de nos données lors du passage d'un système cyclonique correspond à la caractérisation de la structure du système en question (œil, mur et bandes).

Chapitre 3

La géochimie des isotopes stables de l'eau

Sommaire

3.1	Les isotopes stables de l'eau : définition	35
3.2	Rapport d'abondance et notation δ	36
3.3	Le fractionnement isotopique	37
3.4	Les isotopes stables et le cycle de l'eau	43
3.5	Modèles simples applicables ou spécifiques aux isotopes stables de l'eau	49
3.6	Synthèse et conclusion	60

3.1 Les isotopes stables de l'eau : définition

Les atomes sont constitués d'un nuage électronique (électrons) gravitant autour d'un noyau, lui-même composé de protons et de neutrons. Le nombre de protons détermine la nature chimique de l'élément (hydrogène, carbone, oxygène, etc). La nomenclature atomique s'écrit n_zX , où z est le numéro atomique (nombre de protons) de l'élément X , et n son numéro de masse (somme du nombre de protons et du nombre de neutrons).

Deux atomes du même élément (même nombre de protons) qui possèdent un nombre de neutrons différents sont appelés « isotopes ». Dans la nature, les différents isotopes d'un élément possèdent des abondances différentes. Un isotope est dit stable lorsqu'il ne se désintègre pas par fission spontanée. Ehleringer et al. (1989) a déterminé les abondances naturelles sur Terre des isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène. Elles sont répertoriées dans le tableau 3.1.

La molécule d'eau est formée de trois atomes, deux atomes d'hydrogène et un d'oxygène. Compte tenu des différents isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène, un ensemble de combinaisons de neuf molécules devient possible (appelées isotopologues). Statistiquement, la probabilité qu'une molécule possède deux isotopes minoritaires (par exemple 2H et

Tableau 3.1 – Abondance naturelle des isotopes stables de l’eau sur Terre. *source : Ehleringer et al. (1989).*

Eléments	Isotopes	Abondance relative (%)
Hydrogène	1H	99,985
	2H (ou D)	0,016
Oxygène	^{16}O	99,759
	^{17}O	0,037
	^{18}O	0,201

^{18}O) est très faible ($0,016 * 0,201 = 0.0032\%$). Seuls quatre isotopologues sont aujourd’hui mesurables, avec des précisions suffisantes pour nos questions scientifiques : $^1H_2^{16}O$, $^1H^2H^{16}O$ (noté aussi HDO), $^1H_2^{17}O$ et $^1H_2^{18}O$. Dans le cadre de cette thèse, l’abondance de ces molécules dans la vapeur d’eau est mesurée par un spectromètre laser, qui permet le suivi des isotopologues $^1H_2^{16}O$, HDO, et $^1H_2^{18}O$.

3.2 Rapport d’abondance et notation δ

Le rapport d’abondance (noté R_{ech}) décrit le rapport entre le nombre de molécules lourdes (N^*) et le nombre de molécules légères (N) d’un échantillon. Pour un échantillon d’eau, les molécules considérées comme lourdes sont les isotopologues HDO et $H_2^{18}O$, alors que la molécule légère est l’isotopologue $H_2^{16}O$. Le rapport d’abondance s’écrit :

$$R_{ech} = \frac{N^*}{N} \tag{3.1}$$

Comme il est très difficile de mesurer précisément le rapport absolu d’abondance pour un échantillon, et que les variations d’un échantillon à l’autre sont très faibles, une autre notation plus commode est utilisée : la composition isotopique δ d’un échantillon correspond au rapport des rapports d’abondance d’un échantillon et d’une référence. Elle est donnée par l’équation 3.2 :

$$\delta = \left(\frac{R_{ech}}{R_{ref}} - 1 \right) * 1000 \tag{3.2}$$

La composition isotopique renseigne donc sur le degré d’appauvrissement (déficit de molécules lourdes) ou d’enrichissement (surplus de molécules lourdes) d’un échantillon par rapport à une référence.

La référence utilisée pour les isotopes stables de l’eau est le V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water), qui correspond à la moyenne des eaux océaniques du globe (Gonfiantini, 1978). Les variations des rapports d’abondance présentant des variations très faibles, δ s’exprime en ‰. Par définition, $\delta_{V-SMOW} = 0\%$.

3.3 Le fractionnement isotopique

3.3.1 Origine physique du fractionnement isotopique

Les isotopologues de la molécule d'eau possèdent des masses moléculaires différentes ($M_{H_2^{16}O} = 18$, $M_{HD^{16}O} = 19$ et $M_{H_2^{18}O} = 20$). De plus, dans la mesure où la molécule d'eau possède un angle de valence de 104° entre ses atomes d'hydrogène, la présence d'un atome plus lourd entrainera une modification de la symétrie de la molécule (Criss, 1999). Ces différences de masse et de symétrie leurs octroient des propriétés physiques et chimiques sensiblement différentes. Une redistribution inégale des isotopologues s'opère lors de processus de changements de phases ou de transport, comme l'évaporation par exemple (Dansgaard, 1964). Ce phénomène est appelé « fractionnement isotopique ».

Approche de la mécanique quantique

La physique quantique permet de comprendre l'origine de ces différences de propriétés entre isotopologues. Une molécule est caractérisée par un état, traduction directe de son énergie de vibration, de rotation et de translation (Urey, 1947).

Cas d'une molécule diatomique isolée Une molécule diatomique (avec deux atomes, X_1 et X_2 , de masse m_1 et m_2 respectivement) se comporte comme un oscillateur harmonique, dont la fréquence de vibration (ν) est donnée par l'équation 3.3 :

$$\nu = \frac{1}{2 * \pi} * \sqrt{\frac{k}{\mu}} \quad (3.3)$$

Le terme μ correspond à la masse réduite de la molécule, défini comme $\mu = (m_1 m_2) / (m_1 + m_2)$, et k la force de la liaison covalente.

Les énergies de vibration (E_{vib}), de rotation (E_{rot}) et l'énergie au point zéro (E_{ZPE})¹ de la molécule peuvent être quantifiées (Urey, 1947) :

$$E_{vib} = (n + 0.5) * h * \nu \quad (3.4)$$

$$E_{ZPE} = h * \nu / 2 \quad (3.5)$$

$$E_{rot} = h * c * B_e * n * (n + 1) \quad (3.6)$$

avec n le niveau d'excitation de la molécule ; c , la célérité ; h la constante de Planck ; et B_e une constante.

Fréquence d'oscillation et masse : la notion de « stabilité » Le rapport entre les deux fréquences de vibration des deux molécules isotopiquement différentes est liée à leur différence de masse :

1. énergie la plus faible qu'un système quantique puisse présenter

$$\frac{v_1}{v_2} = \sqrt{\frac{\mu_2}{\mu_1}} \quad (3.7)$$

Dans le cas où la masse de l'isotopologue 2 est supérieure à celle de l'isotopologue 1, on a $\mu_2 > \mu_1$; d'où un rapport $\frac{v_1}{v_2} > 1$. L'isotopologue le plus lourd possédant une fréquence de vibration plus élevée est considéré comme le plus stable des deux. Cette comparaison entre deux molécules diatomiques peut s'appliquer à la molécule d'eau. Les molécules HDO et $H_2^{18}O$ possédant des masses plus élevées que la molécule $H_2^{16}O$, leur masse réduite μ sera plus forte que celle de $H_2^{16}O$. Par conséquent, la fréquence de vibration des molécules lourdes est plus élevée que celle de l'isotope léger. C'est pourquoi, lors des processus de condensation, d'évaporation, de solidification et de sublimation, les isotopologues lourds HDO et $H_2^{18}O$ se concentreront préférentiellement dans la phase condensée (Urey, 1947). En effet, davantage d'énergie est nécessaire pour que les isotopologues lourds migrent dans la phase gazeuse que pour les isotopologues légers.

Des différences de diffusivités moléculaires La loi de Graham (équation 3.8) permet de comparer la vitesse de translation de deux isotopologues 1 et 2. S'ils possèdent la même énergie cinétique (V), alors l'isotopologue léger (1) présentera une vitesse de translation plus élevée que celle de l'isotopologue lourd (2).

$$\frac{V_1}{V_2} = \sqrt{\frac{m_2}{m_1}} \quad (3.8)$$

Généralisation à un système complet Quittons le domaine d'une molécule diatomique isolée, et plaçons nous dans le cadre d'un grand nombre de molécules, formant un système complet (une masse d'eau par exemple). L'introduction de la fonction de partition, notée Q , définie comme étant la normalisation de la probabilité pour que le système soit dans l'état i , permet de qualifier le système dans son ensemble (Urey, 1947; Criss, 1999)

$$Q_{vib} = \frac{1}{1 - e^{-U}} ; Q_{ZPE} = e^{-U/2} ; Q_{rot} = \frac{\sigma_1}{U} \quad (3.9)$$

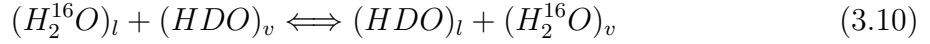
avec $U = hv/kT$; et σ_1 le numéro de symétrie de la molécule (qui se réfère au nombre de possibilités d'orienter la molécule dans l'espace (Criss, 1999)). Cette formulation est applicable à chacun des isotopologues, et ce, pour toutes les phases.

En conclusion La mécanique quantique montre que les isotopologues plus lourds (plus stables) HDO et $H_2^{18}O$ vont présenter des propriétés différentes de celle de l'isotopologue léger $H_2^{16}O$. De plus, ces différences de masse et de symétrie vont s'exprimer sur leurs diffusivités moléculaires², ce qui entrainera un fractionnement isotopique contrôlé par la cinétique (cf paragraphe suivant).

2. tendance naturelle d'un volume de gaz, défini comme étant un mélange de gaz, à homogénéiser son potentiel chimique ; c'est un processus irréversible au cours duquel les atomes migrent dans le volume

3.3.2 Le fractionnement à l'équilibre appliqué à l'eau

Imaginons une masse d'eau, de composition isotopique donnée. Plaçons cette masse d'eau en contact avec de la vapeur d'eau et considérons la réaction (réversible) suivante pour deux isotopes (HDO et $H_2^{16}O$) :



Les indices l et v se réfèrent aux phases liquide et vapeur respectivement. Un équilibre (ou régime permanent) va se créer entre ces deux phases.

La constante d'équilibre K s'exprimera alors comme le rapport des fonctions de partitions :

$$K = \frac{Q_{H_2^{16}O_v} / Q_{H_2^{16}O_l}}{Q_{HDO_v} / Q_{HDO_l}} \quad (3.11)$$

Cette constante K peut aussi s'exprimer à partir de la physique thermodynamique classique comme :

$$K = \frac{[(HDO)_l] * [(H_2O)_v]}{[(H_2O)_l] * [(HDO)_v]} \quad (3.12)$$

En combinant la loi de Dalton³ ($P_v^{HDO} = X_v^{HDO} * P_{tot}$) et la loi de Raoult,⁴ ($P_v^{HDO} = X_l^{HDO} * P_{sat}^{HDO}$), on obtient le système d'équation suivant :

$$P_v^{HDO} = X_v^{HDO} * P_{total} \quad (3.13)$$

$$P_v^{HDO} = X_l^{HDO} * P_{sat}^{HDO} \quad (3.14)$$

$$P_v^{H_2^{16}O} = X_v^{H_2^{16}O} * P_{total} \quad (3.15)$$

$$P_v^{H_2^{16}O} = X_l^{H_2^{16}O} * P_{sat}^{H_2^{16}O} \quad (3.16)$$

On en tire une nouvelle expression pour K :

$$K = \frac{P_{sat}^{HDO}}{P_{sat}^{H_2^{16}O}} \quad (3.17)$$

Dans le domaine de l'isotopie, il est de coutume d'abandonner la notation « K » au profit de la notation « α ». Nous avons donc :

$$\alpha_{v/l}^{HDO} = \frac{P_{sat}^{HDO}}{P_{sat}^{H_2^{16}O}} \quad (3.18)$$

considéré.

3. la pression partielle de HDO est égale à quantité de HDO dans la vapeur (fraction molaire) multipliée par la pression de vapeur totale.

4. la pression partielle de HDO est égale à la pression de vapeur saturante en HDO pure, multipliée par la fraction molaire de HDO dans le liquide.

L'équation 3.18 peut aussi s'écrire en fonction des rapports d'abondance. En effet, avec :

$$P_{sat}^{HDO} = P_v^{HDO} / X_l^{HDO} \quad (3.19)$$

$$P_{sat}^{H_2^{16}O} = P_v^{H_2^{16}O} / X_l^{H_2^{16}O} \quad (3.20)$$

on obtient :

$$\alpha_{[v/l]} = \frac{P_v^{HDO} / X_l^{HDO}}{P_v^{H_2^{16}O} / X_l^{H_2^{16}O}} \quad (3.21)$$

$$\alpha_{[v/l]} = \frac{X_l^{H_2^{16}O}}{X_l^{HDO}} * \frac{P_v^{HDO}}{P_v^{H_2^{16}O}} \quad (3.22)$$

Avec la définition du rapport de mélange (cf équation 3.1) :

$$\alpha_{[v/l]} = \frac{R_v}{R_l} \quad (3.23)$$

Et en combinant avec l'équation 3.2, on obtient :

$$\alpha_{[v/l]} = \frac{1000 + \delta_v}{1000 + \delta_l} \quad (3.24)$$

Détermination des coefficients de fractionnement à l'équilibre

Les études s'intéressant à la quantification des coefficients de fractionnement (α) ont débuté dans les années 1960.

Fractionnement isotopique liquide/vapeur Majoube (1971b) est le premier à déterminer les coefficients de fractionnement pour le changement de phase liquide/vapeur. C'est en atteignant un état stationnaire (régime permanent) dans un ballon à température constante, et en analysant la composition isotopique de la vapeur et du liquide, que les coefficients de fractionnement ont pu être mesurés.

Pour $\delta^{18}O$, de 0 à 100°C :

$$\alpha_{eq(liq/vap)}^{18O} = \exp(-2,0667 * 10^{-3} - \frac{0,4156}{T} + \frac{1137}{T^2}) \quad (3.25)$$

Pour δD , de 0 à 100°C :

$$\alpha_{eq(liq/vap)}^D = \exp(52,612 * 10^{-3} - \frac{76,248}{T} + \frac{24844}{T^2}) \quad (3.26)$$

avec T , la température en °K.

Bien qu'aucune étude n'ait été menée sur le fractionnement isotopique pour l'oxygène 18 à des températures inférieures à 0°C pour le changement de phase liquide/vapeur, Merlivat and Nief (1967) l'ont réalisé pour le δD , de -15 à 0°C :

$$\alpha_{eq(liq/vap)}^D = \exp(10,00 * 10^{-2} - \frac{15013}{T^2}) \quad (3.27)$$

Fractionnement isotopique solide/vapeur Quant au changement de phase solide/vapeur, Majoube (1971a) a déterminé les coefficients de fractionnement à l'équilibre pour l'oxygène 18 entre $-33,4^{\circ}\text{C}$ et 0°C . Pour le deutérium, la publication de Merlivat and Nief (1967) relate ses valeurs entre -40°C et 0°C :

— pour $\delta^{18}\text{O}$, de $-33,4$ à 0°C :

$$\alpha_{eq(sol/vap)}^{18\text{O}} = \exp\left(-28,224 * 10^{-3} + \frac{11,839}{T}\right) \quad (3.28)$$

— pour δD , de -40 à 0°C :

$$\alpha_{eq(sol/vap)}^D = \exp\left(-9,45 * 10^{-2} - \frac{16289}{T^2}\right) \quad (3.29)$$

Synthèse : le fractionnement à l'équilibre Les différences de pression partielle à saturation entre les espèces H_2O , H_2^{18}O et HDO sont à l'origine du fractionnement isotopique à l'équilibre.

La figure 3.1 reprend les valeurs des coefficients de fractionnement à l'équilibre (α_{eq}), en fonction de la température. Le fractionnement isotopique s'accroît à mesure que la température baisse.

Toutefois, les processus de fractionnement à l'équilibre ne sont souvent pas suffisants pour expliquer la répartition des isotopologues entre deux phases dans l'environnement. En effet, d'autres processus interviennent en plus du fractionnement à l'équilibre lors du changement de phase et/ou du transport : ce sont les processus cinétiques.

3.3.3 Le fractionnement cinétique dans le cycle de l'eau

Le terme « fractionnement cinétique » possède un sens large, d'autant qu'il regroupe l'ensemble des processus de fractionnement hors équilibre.

Les différences de masse et de symétrie entre les isotopologues de la molécule d'eau induisent des différences de diffusivité moléculaire (la diffusivité moléculaire étant la traduction macroscopique de l'énergie de translation, (Urey, 1947; Craig and Gordon, 1965; Criss, 1999)). Les isotopologues H_2^{18}O et HDO présentent des diffusivités moléculaires plus faibles que H_2^{16}O (Merlivat, 1978; Cappa, 2003), ce qui entraîne une modification de répartition des isotopologues.

Ces différences de diffusivité ont de nombreuses implications. Elles sont responsables du fractionnement cinétique lors d'un changement de phase à sursaturation (Jouzel and Merlivat, 1984), lors de l'évaporation d'un volume d'eau dans un régime turbulent ou laminaire (Merlivat and Jouzel, 1979; Craig and Gordon, 1965), ou encore de la dépendance du fractionnement cinétique au taux d'humidité relative, de la fraction ré-évaporée et de l'écart de composition isotopique entre la vapeur et les gouttes lors de l'évaporation de la pluie (Stewart, 1975).

En fonction du phénomène étudié, les processus cinétiques varient d'une situation à l'autre. C'est pourquoi le coefficient de fractionnement cinétique ne possède pas d'expres-

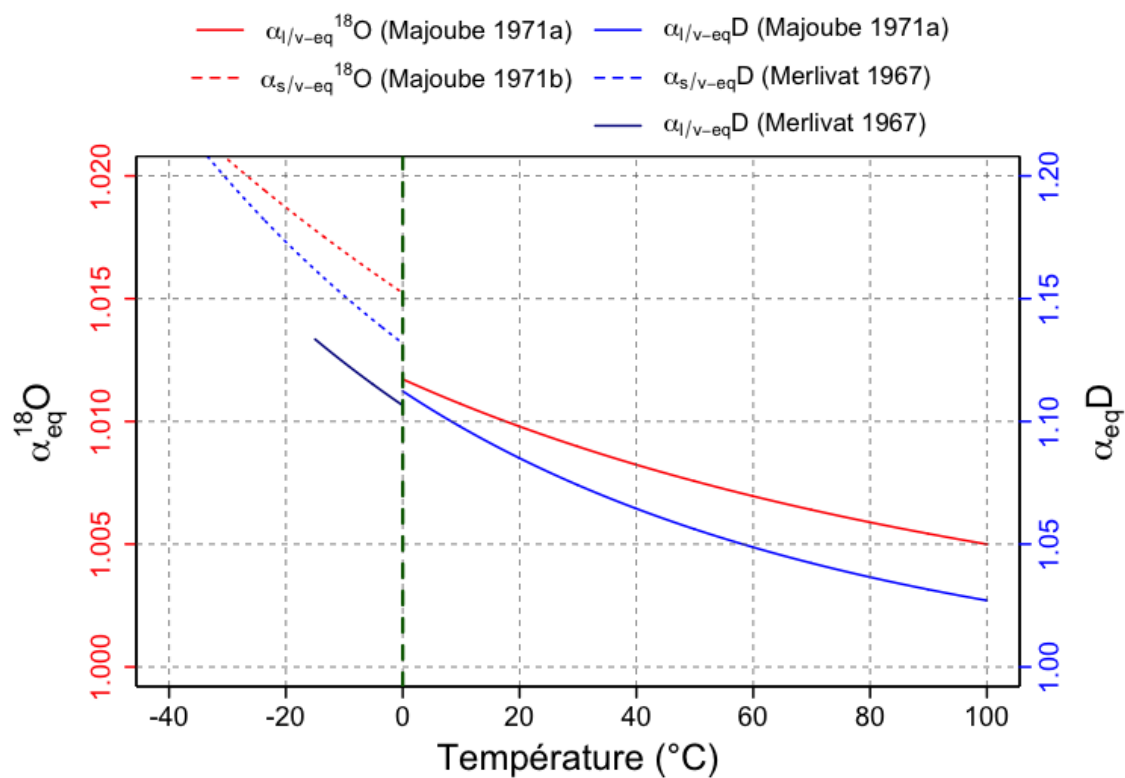


FIGURE 3.1 – Coefficients de fractionnement isotopique pour le $\delta^{18}O$ et de δD pour les changements de phase liquide/vapeur (lignes continues) et solide/vapeur (pointillés). Ces courbes ont été compilées dans leurs domaines de validité à partir des formulations de Majoube (1971b), Majoube (1971a) et Merlivat and Nief (1967).

Tableau 3.2 – Rapport des coefficients de diffusion des trois isotopologues

Isotopologue	Merlivat (1978)	Cappa (2003)
$H_2^{18}O/H_2^{16}O$	0,9723	0,9691
$HDO/H_2^{16}O$	0,9755	0,9839

sion générique. En revanche, l’expression du coefficient de fractionnement cinétique inclut toujours le rapport des coefficients de diffusion D^{lourd}/D^{leger} .

Merlivat (1978) et Cappa (2003) ont déterminé les rapports D^{lourd}/D^{leger} pour les isotopologues $H_2^{18}O$ et HDO (Tableau 3.2). Les valeurs de Merlivat (1978) seront utilisées dans cette thèse pour calculer la composition isotopique de la vapeur d’eau qui se forme au-dessus de l’océan (cf paragraphe 3.5.2).

3.3.4 Le fractionnement isotopique : synthèse

Nous avons vu que les isotopologues de la molécule d’eau ont des propriétés physiques différentes. A l’échelle du globe, et du fait des processus inhérents au cycle de l’eau, ces isotopologues vont se répartir de manière hétérogène. De manière générale, la phase vapeur présentera un déficit en isotopologues lourds (ces derniers se concentrant préférentiellement dans la phase condensée), d’où une composition isotopique en $H_2^{18}O$ et en HDO de la vapeur d’eau négative ($\delta_v < 0$).

3.4 Les isotopes stables et le cycle de l’eau

3.4.1 Distribution à l’échelle planétaire

Dans ce paragraphe, nous nous intéresserons à la distribution globale des isotopes stables de l’eau (précipitation et vapeur). Nous verrons que cette distribution s’explique à l’échelle globale par quatre effets dominants.

Initié en 1961 par l’Agence Internationale de l’Energie Atomique (AIEA), le programme de collecte des précipitations sur l’ensemble du globe (programme GNIP) a permis de dresser des cartes pluriannuelles de la composition isotopique des précipitations. La figure 3.2 a. représente la distribution globale en $\delta^{18}O$ des précipitations sur la période 1961-1999.

La figure 3.2a indique que :

- les précipitations s’appauvrissent à mesure que l’on migre de l’équateur vers les pôles ;
- des zones d’appauvrissement sont visibles au niveau des chaînes de montagnes (Himalaya, Cordillère des Andes, etc) ;
- pour une même latitude, un appauvrissement est constaté à mesure que l’on pénètre dans un continent, entre l’Europe et la partie occidentale de l’Asie (Russie) par

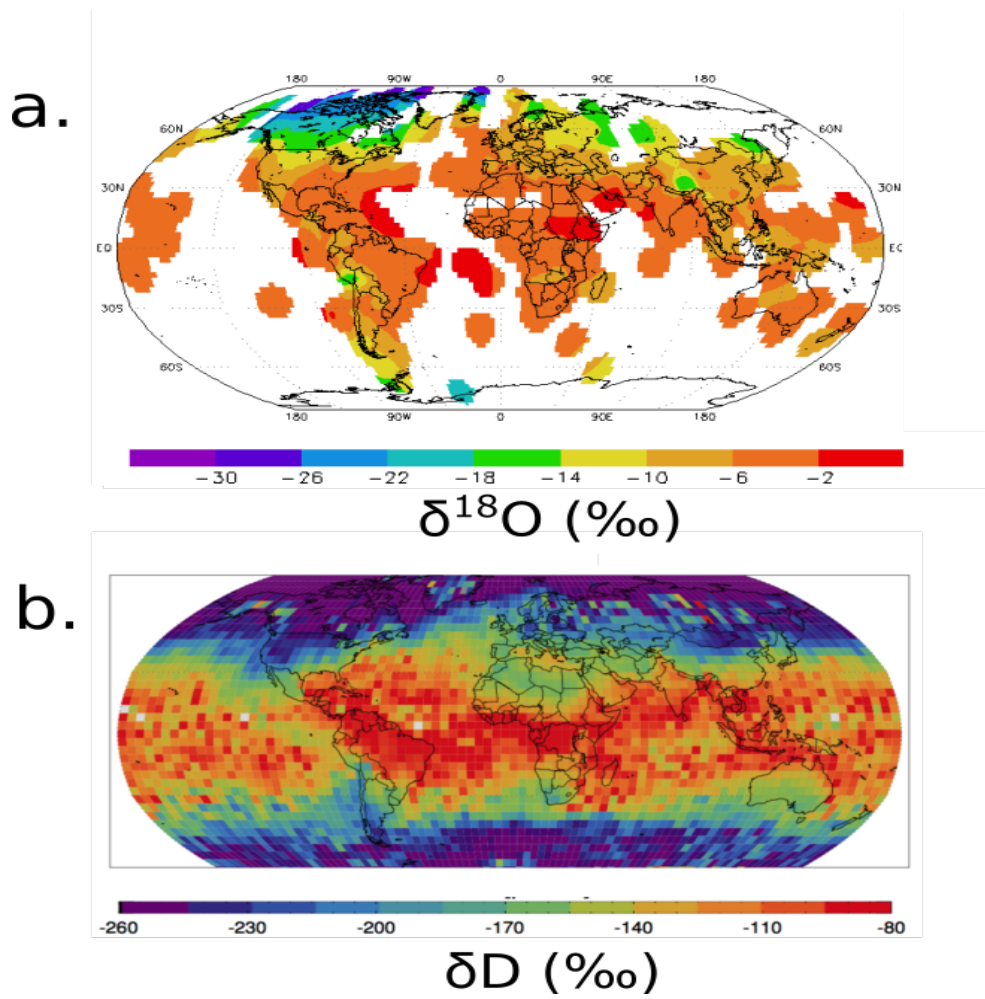


FIGURE 3.2 – Distribution globale des isotopes stables de l'eau. a. : le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations (moyenne de 1961 à 1999). *Source* : <http://www-naweb.iaea.org>. b. : le δD de la vapeur d'eau (moyenne sur les années 2003, 2004 et 2005). *Extrait de Scheepmaker et al. (2013)*.

exemple.

En parallèle, les appareils de mesures embarqués à bord de satellites permettent d'étudier la distribution globale du deutérium de la vapeur d'eau. La figure 3.2 b. illustre la distribution du δD sur le globe, à partir des données SCIAMACHY, sur la période 2003-2005 (Scheepmaker et al., 2013). Cette distribution globale a largement été discutée dans la littérature (Craig, 1961; Dansgaard, 1964; Gat and Gonfiantini, 1981; Rozanski et al., 1993), et est résumée ici.

L'effet de masse L'effet de masse est l'effet le plus « simple ». Il se base sur la distillation de Rayleigh (cf paragraphe 3.5.3). La masse d'air subit des condensations successives (C_1, C_2, \dots). Au fur et à mesure, la vapeur d'eau et les précipitations vont s'appauvrir ($\delta_{V-C_1} > \delta_{V-C_2}, \delta_{P-C_1} > \delta_{P-C_2}$). L'effet de masse est particulièrement visible dans les tropiques et la zone équatoriale, à l'échelle mensuelle, saisonnière ou annuelle, et surtout au-dessus des océans (Rozanski et al., 1992). Cela provient du caractère convectif des précipitations. Récemment, les travaux de Bony et al. (2008) et Risi et al. (2008) ont montré qu'un ensemble de processus impactant la composition isotopique de la vapeur et des précipitations sont présents lors de la convection atmosphérique. Lorsque la convection est intense, les précipitations sont d'avantage appauvries, car les masses d'air vont condenser à une plus haute altitude à partir d'une vapeur déjà appauvrie. Lorsque le taux d'évaporation des gouttes de pluies (qui dépend du taux d'humidité relative de l'air) augmente, une redistribution des isotopes va à nouveau s'opérer entre la phase liquide et la phase vapeur (Bony et al., 2008; Tremoy, 2012) :

- si la fraction d'évaporation est faible, le flux évaporatoire aura une composition isotopique plus faible que la vapeur d'eau : ceci aura pour conséquence s'appauvrir la vapeur d'eau et d'enrichir les précipitations ;
- si la fraction d'évaporation est forte, le flux évaporatoire aura une composition isotopique plus élevée que la vapeur d'eau : ceci aura pour conséquence s'enrichir la vapeur d'eau et d'enrichir les précipitations.

L'effet de température (gradient méridien) La distribution globale des isotopes stables de l'eau présente un gradient méridien : la vapeur et les précipitations s'appauvrissent à mesure que l'on se rapproche des pôles. En effet, un transport d'humidité se fait de la zone équatoriale vers les pôles. Au même rythme que la température va décroître avec la latitude, les masses d'air vont condenser progressivement (on retrouve l'effet de masse). Cela induit un appauvrissement isotopique à la fois des précipitations et de la vapeur (Dansgaard, 1964).

L'effet d'altitude Lorsqu'une parcelle d'air s'élève, elle va subir une décompression adiabatique. Cette variation de pression conduit à un refroidissement de la masse d'air, qui, à un temps donné, va atteindre son point de condensation. Les isotopes lourds se

Tableau 3.3 – Tableau des valeurs du gradient d’altitude sur d’autres sites en zone subtropicale.

Régions	Valeurs du gradient	Auteurs
Cameroune	-0,24‰ /100m en $\delta^{18}O$	Gonfiantini et al. (2001)
Nigeria	-0,3‰ /100m en $\delta^{18}O$	Mbonu and Travi (1994)
Népal	-0,26‰ /100m en $\delta^{18}O$	Garziona et al. (2000)
Tibet	-0,3‰ /100m en $\delta^{18}O$	Gao et al. (2011)
Andes tropicales	-1,5‰ /100m en δD	Vimeux et al. (2011)

concentrent préférentiellement dans les précipitations (cf paragraphe 3.3), ce qui induit un appauvrissement en isotopes lourds de la phase vapeur (Dansgaard, 1964). Si cette même parcelle d’air s’élève encore, la condensation sera plus poussée, et l’appauvrissement de la vapeur s’intensifiera (ce qui s’apparente à l’effet de masse). Ce schéma d’appauvrissement peut être modélisé comme une distillation de Rayleigh (cf paragraphe 3.5.3). L’effet d’altitude traduit ce phénomène : la vapeur et les précipitations enregistrent un appauvrissement avec l’altitude. De plus, lors de son ascension, la masse d’air va subir des processus de mélange (cf paragraphe 3.5.1) avec l’air environnant, ce qui a pour effet d’appauvrir la masse d’air (l’air en altitude est presque systématiquement plus appauvri). Le tableau 3.3 répertorie des valeurs de gradients d’altitude déterminés sur les précipitations, pour plusieurs sites d’étude dans les zones tropicales et subtropicales.

L’effet de continentalité Un appauvrissement isotopique est constaté le long des trajectoires des masses d’air lorsqu’elles pénètrent sur un continent. Cet effet de continentalité s’explique par la « vidange » des masses d’air (effet de masse). Lors de la première condensation, elles s’appauvriront en isotopes lourds. Lors de la deuxième condensation, elles s’appauvriront d’avantage, et ainsi de suite. Une partie de l’eau précipitée va définitivement quitter la masse d’air (sous la forme de ruissellement, ou d’infiltrations), et une autre va retourner à l’atmosphère sous la forme d’un flux ré-évaporatoire (en provenance d’un lac, d’une rivière ou de la biosphère). Ce flux permet de recharger en partie la masse d’air. En définitive, la parcelle d’air ainsi « rechargée » présentera un appauvrissement isotopique moins important que si elle avait suivi une simple distillation de Rayleigh. L’effet de continentalité est d’autant plus intense que la masse d’air pénètre loin dans le continent (Frankenberg et al., 2009).

3.4.2 L’excès en deutérium : la droite des eaux météoriques mondiale

L’intérêt de mesurer conjointement la composition isotopique en oxygène 18 et en deutérium provient du fait qu’un paramètre de second ordre peut ensuite être déterminé : c’est l’excès en deutérium (Dansgaard, 1964). Craig (1961) montre que la composition

isotopique des précipitations dans le monde entier s'aligne sur une droite. Cette droite au niveau mondiale se nomme « La droite des eaux météoriques mondiales »(DEMG), et a pour équation :

$$\delta D = 8 * \delta^{18}O + 10 \quad (3.30)$$

L'ordonnée à l'origine de cette relation (+10) exprime les différences lors de l'ensemble des fractionnements isotopiques entre l'oxygène 18 et le deutérium. La pente (A) de cette relation est déterminée par le rapport des coefficients de fractionnement à l'équilibre pour les deux isotopes (donc dépendant de la température, T) :

$$A(T) = \frac{\alpha_{eq}^D - 1}{\alpha_{eq}^{18O} - 1} \quad (3.31)$$

Si la température est égale à 35°C, on a : $A(35^\circ C) = 8$

A l'inverse, si le fractionnement est purement cinétique, il dépendra uniquement de la diffusivité moléculaire des isotopes. Dans ce cas, $A_{cin} \simeq 0,88$ (Merlivat, 1978).

Le deuxième paramètre de la DEMG correspond à l'excès en deutérium (équation 3.30), qui se définit pour chaque pluie comme : $d = \delta D - 8 * \delta^{18}O$ (Dansgaard, 1964). Ce paramètre est un témoin des processus cinétiques subis par la masse d'air (figure 3.3).

La figure 3.3 représente les évolutions en oxygène 18 et en deutérium des précipitations (points) et de la vapeur d'eau (nuages) lors des fractionnements isotopiques qui s'opèrent lors de l'évaporation d'une masse d'eau initiale (Figure 3.3a), de la condensation à l'équilibre de cette vapeur (Figure 3.3b) et de la condensation de la vapeur résiduelle en incluant des processus cinétiques (Figure 3.3c). L'excès en deutérium est donné comme étant l'ordonnée à l'origine. Lors de l'évaporation (Figure 3.3a), une part du fractionnement isotopique est due à des processus à l'équilibre (en bleu) et une part de fractionnement cinétique s'y ajoute (en rouge), d'où un excès en deutérium d'environ +10‰. Lors de la condensation, considérée à l'équilibre (Figure 3.3b), l'excès en deutérium des précipitations est de +10‰, valeur héritée de l'évaporation et des processus cinétiques qui s'y étaient opérés. Si les précipitations subissent des phénomènes d'évaporation, un fractionnement cinétique intervient (Figure 3.3c), et d varie en fonction des conditions (température, humidité relative, diffusivité moléculaire) lors de l'évaporation : l'excès en deutérium sera modifié (augmenté ou diminué pour la vapeur et les précipitations). Dans l'exemple de la figure 3.3c, les précipitations, formées lors de la condensation avec une fraction d'évaporation, présentent un excès en deutérium plus faible (-5‰).

L'excès en deutérium peut donc être considéré comme un marqueur des processus cinétiques. En revanche, la valeur de ce paramètre correspond à une intégration de ces processus cinétiques sur l'histoire de la masse d'air. Par conséquent, l'excès en deutérium est un paramètre difficile à interpréter.

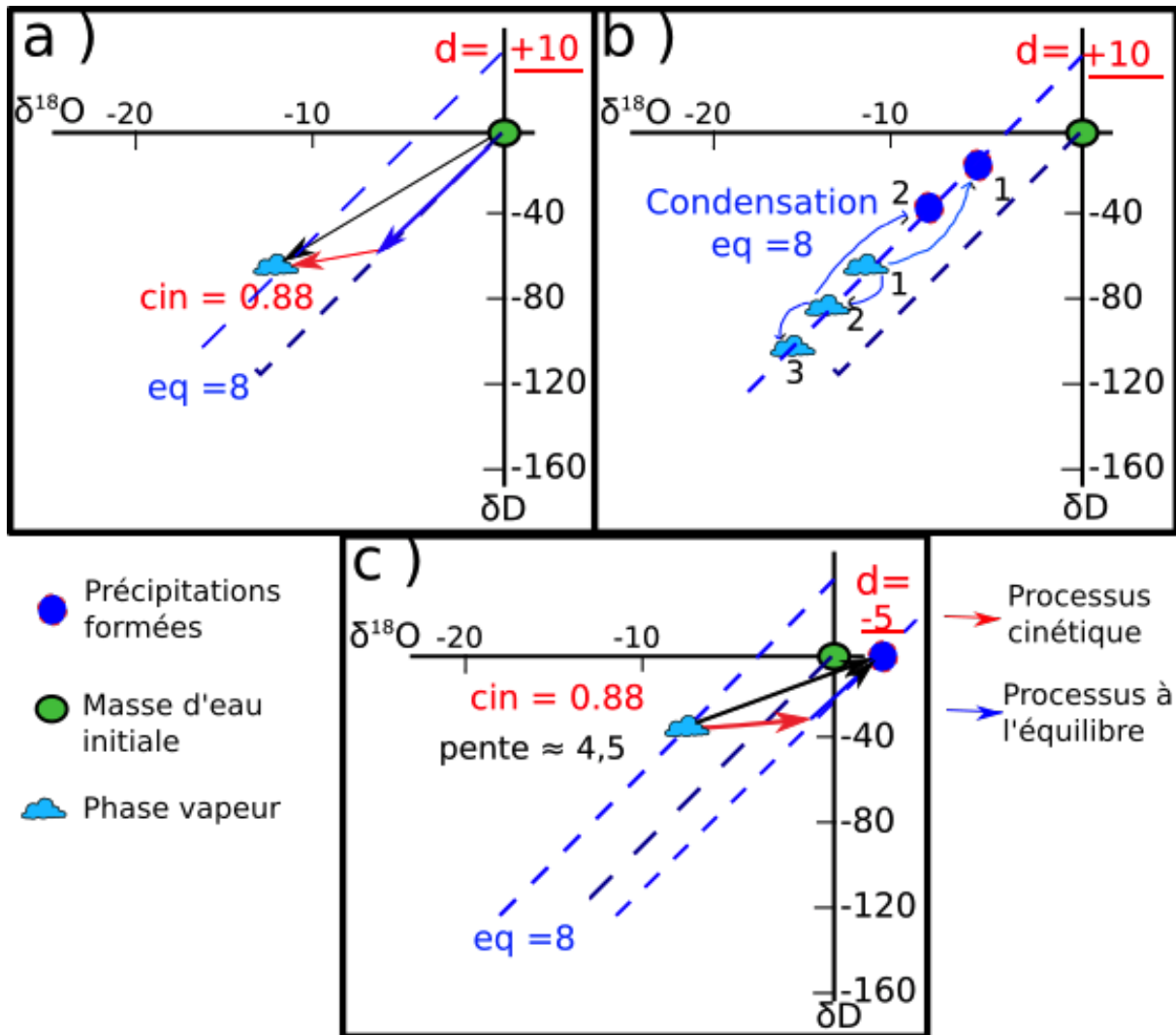


FIGURE 3.3 – La droite des eaux météoriques mondiales; a) Evaporation d'une masse d'eau initiale ($\delta_l = 0$), pouvant s'apparenter à l'océan (V-SMOW); b) Condensation (considérée à l'équilibre) de la vapeur obtenue en a); c) Condensation avec évaporation de l'eau de pluie. Les nuages représentent la phase vapeur, les ronds bleus représentent les précipitations formées, et le rond vert la masse d'eau initiale. Les flèches rouges (bleues) représentent l'influence des processus cinétiques (à l'équilibre). La flèche noire représente la résultante des processus cinétiques et des processus à l'équilibre. Les valeurs soulignées donnent la valeur en excès en deutérium (valeurs indicatives).

3.5 Modèles simples applicables ou spécifiques aux isotopes stables de l'eau

Les processus climatiques contrôlent conjointement la quantité d'eau présente dans une parcelle d'air ainsi que sa composition isotopique. L'étude couplée de ces deux paramètres (δ et q) offre donc un nouvel angle d'analyse de ces mêmes processus.

De nombreuses publications (Craig and Gordon, 1965; Dansgaard, 1964; Merlivat and Jouzel, 1979; Noone et al., 2011; Galewsky et al., 2011) proposent des formalisations spécifiques aux isotopes stables de l'eau sous la forme de modèles simples. Dans son article, Noone (2012) en dresse une synthèse. Ces modèles s'appuient sur des équations de bilan de masse, parfois elles-mêmes régies par la thermodynamique. Dans les paragraphes suivants, quatre modèles applicables à une parcelle d'air et utilisés dans la suite de cette thèse sont présentés.

3.5.1 Le mélange de masses d'air

Des observations simultanées de δ et de q peuvent tracer des mélanges de masses d'air. L'approche est similaire à celle développée par Keeling (1958) qui visait à déterminer les sources de CO_2 dans les zones rurales du Nord de l'Amérique en s'intéressant aux isotopes (^{13}C et ^{18}O) du dioxyde de carbone. Aujourd'hui, cette méthode est largement appliquée aux isotopes stables de la vapeur d'eau (Galewsky and Hurley, 2010; Noone et al., 2011, 2013; Bailey et al., 2013; González et al., 2016).

Imaginons deux masses d'air, de signatures (q et δ) différentes. La première source (S_1) est plus sèche ($q_1 < q_2$) et plus appauvrie ($\delta_1 < \delta_2$) que la seconde source (S_2). Un gradient de concentration s'installe de la source S_2 vers la source S_1 . En résulte un flux d'humidité q_F (et de composition δ_F) de la source S_2 vers la source S_1 . L'humidité q au cours du mélange évolue. Sa valeur est donnée par l'équation :

$$q = q_1 + q_F \quad (3.32)$$

avec q_F l'humidité du flux.

Une deuxième équation de bilan de masse peut aussi s'écrire, faisant intervenir la composition isotopique de la source S_1 (δ_1) et du flux (δ_F) :

$$\delta * q = \delta_1 * q_1 + \delta_F * q_F \quad (3.33)$$

En combinant les équations 3.32 et 3.33, on peut aussi exprimer la composition isotopique du mélange comme étant un composite entre la source S_1 et le flux d'humidité :

$$\delta = q_1 * [\delta_1 - \delta_F] * \frac{1}{q} + \delta_F \quad (3.34)$$

Cette équation de mélange 3.34 dessine une hyperbole dans un diagramme $\delta = f(q)$. Cette méthode permet de discriminer un mélange de masses d'air lorsque les observations

sont représentées dans un diagramme $\delta - q$. En exprimant δ en fonction de $1/q$ (Figure 3.4), l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire nous donne directement accès à la composition isotopique du flux de vapeur (δ_F). Lorsque q tend vers l'infini, la valeur de δ_F correspond à la valeur de δ_2 .

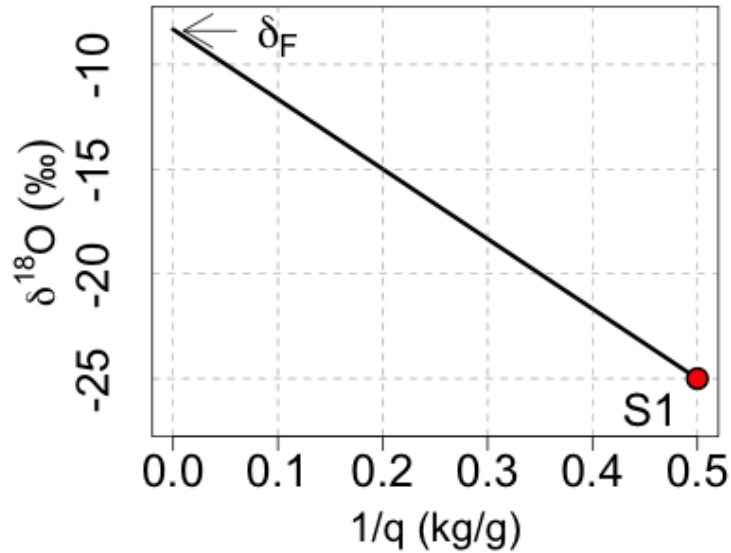


FIGURE 3.4 – Mélange théorique entre deux sources S_1 et S_2 dans un diagramme δ en fonction de $1/q$.

Ce modèle de mélange des masses d'air se situe au cœur des résultats présentés dans le chapitre 7. En effet, une large partie de la variabilité de nos données sera expliquée par un mélange entre de l'air de la couche limite, et de l'air de la troposphère libre à l'échelle diurne.

3.5.2 L'évaporation de l'océan

La quantité de vapeur dans l'atmosphère : pression de vapeur saturante

La quantité de vapeur d'eau dans l'air est fonction de l'état thermodynamique du système (pression, température). La pression de vapeur saturante (pression maximale de vapeur que l'air peut contenir), notée e_s peut être calculée par la loi de Clausius-Clapeyron (équation 3.35). Pour l'eau, on obtient :

$$e_s = P_0 * \exp \left[\frac{L}{R/M} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (3.35)$$

Avec P_0 la pression totale du système (1013hPa en moyenne pour la surface des océans); L la chaleur latente de vaporisation; R la constante des gaz parfaits; M la

masse molaire de l'eau (kg/mol); T la température de la masse d'air (en °K) et T_0 la température d'ébullition de l'eau (373°K).

La composition isotopique de la vapeur d'eau issue de l'évaporation de l'océan

Parce qu'il constitue le début du cycle de l'eau, la compréhension du fractionnement isotopique lors de l'évaporation de l'océan a été une question primordiale dès le début des premières applications des isotopes stables de l'eau dans le domaine climatique. Les publications de Craig and Gordon (1965) et de Merlivat and Jouzel (1979) font référence lorsqu'il s'agit de déterminer la composition isotopique d'un évaporat. En effet, Craig and Gordon (1965) proposent un modèle d'évaporation du volume d'eau libre, subdivisé en six couches (Figure 3.5) :

- les couches 1 et 2 correspondent à la phase liquide :
 - la couche 1 est considérée comme homogène (δ_L);
 - au sein de la couche 2, un gradient s'exerce entre la base et le sommet de la couche, à cause de la diffusion moléculaire;
- un équilibre est atteint entre la phase liquide et la phase vapeur au niveau de l'interface (couche 3);
- les couches 4, 5 et 6 correspondent à l'atmosphère, et donc la phase vapeur :
 - la couche 4 est une couche dans laquelle la diffusion moléculaire (ρ_M) domine;
 - au sein de la couche 5, la turbulence domine (ρ_T);
 - la couche 6 est considérée comme stable, et représente l'atmosphère libre.

Les équations de Craig and Gordon (1965) mettent en avant que, lors de l'évaporation (couches 2 à 6), l'équilibre thermodynamique n'est pas systématiquement atteint. Des processus de fractionnement cinétiques interviennent du fait des différences de diffusivité moléculaires des isotopologues. Ce fractionnement cinétique dépend de la température, du taux d'humidité relative, et de l'état (rugueux à lisse) de l'interface eau/vapeur. La composition isotopique de l'évaporat (δ_E) est donnée par :

$$1 + \delta_E = \frac{1}{\alpha_k} * \frac{\alpha_{eq} * (1 + \delta_L) - h * (1 + \delta_A)}{1 - h} \quad (3.36)$$

avec δ_E la composition du flux de l'évaporat; δ_A la composition de l'air ambiant; h l'humidité relative normalisée à la température de la surface (interface eau/atmosphère); α_{eq} le coefficient de fractionnement à l'équilibre, δ_L la composition isotopique de l'eau liquide; et α_k le coefficient de fractionnement cinétique (fonction de la résistance moléculaire et de la résistance turbulente (Merlivat, 1978)), donné par :

$$\alpha_k = 1 - \theta + \theta * \left(\frac{D}{D^*} \right)^n \quad (3.37)$$

où θ est le rapport entre la résistance moléculaire (ρ_M) et la résistance totale au transport (ρ), et le rapport D/D^* correspond aux rapport des diffusions moléculaires des isotopologues.

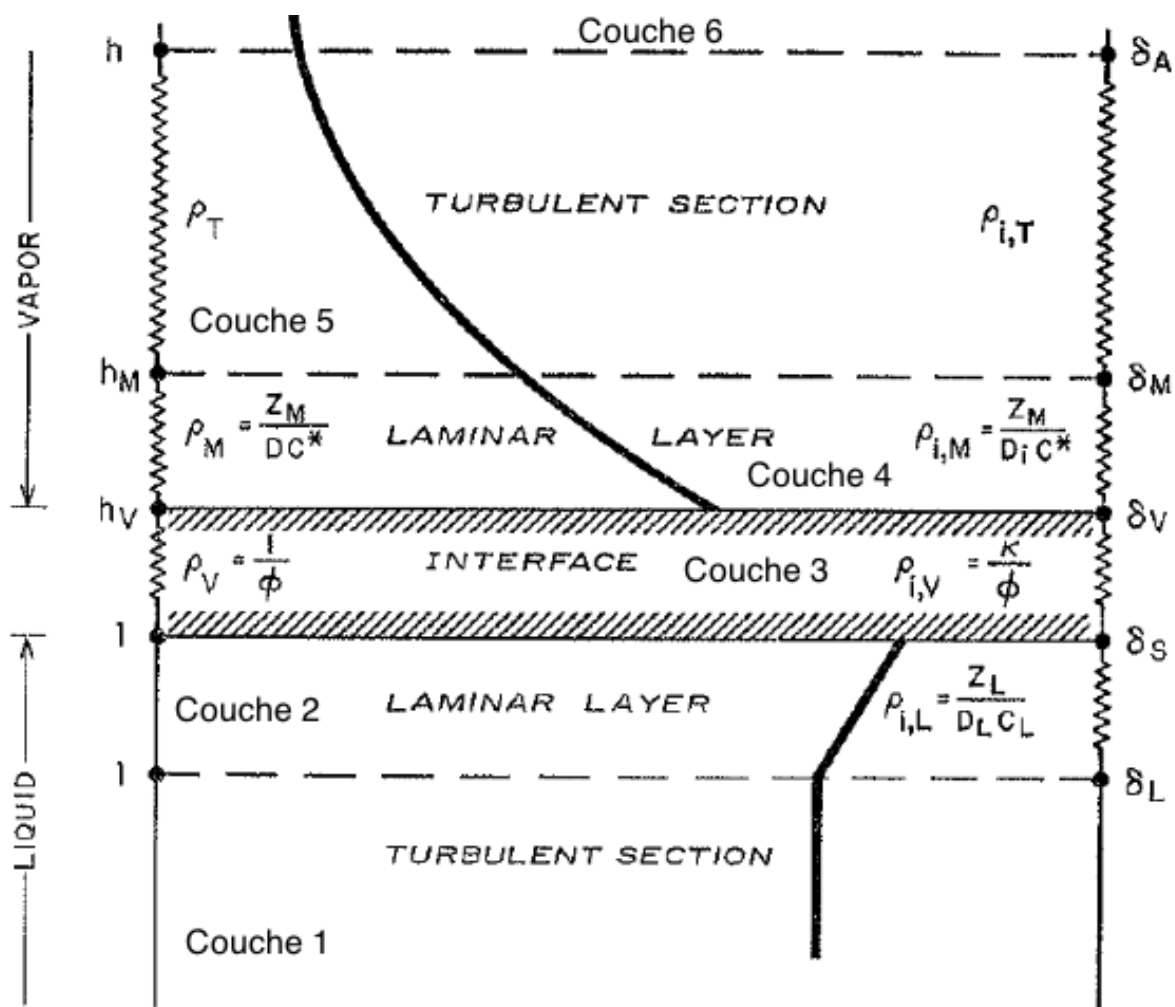


FIGURE 3.5 – Evaporation d’une masse d’eau : le modèle de Craig and Gordon (1965) ; le milieu est considéré comme unidimensionnel et subdivisé en six couches. Le profil noir représente la composition isotopique dans chacune des six couches. *Extrait de Craig and Gordon (1965).*

Le modèle de Merlivat and Jouzel (1979) propose une simplification du modèle de Craig and Gordon (1965) si la composition isotopique de l'océan est de 0‰, et qu'un régime permanent est atteint. La composition isotopique de la vapeur au-dessus de l'océan peut alors se calculer par :

$$\delta_{V0} = \frac{1}{\alpha_{eq}} * \frac{1 - k}{1 - kh} - 1 \quad (3.38)$$

Avec α_{eq} le coefficient de fractionnement à l'équilibre ($\alpha_{eq} > 1$), et δ_{V0} la composition isotopique du flux évaporatoire. La variable k est un facteur représentant le fractionnement cinétique qui s'opère lors de l'évaporation. Il se détermine comme une fonction des diffusions moléculaires et des coefficients de diffusion (Merlivat and Jouzel, 1979) :

$$k = \frac{(D^{leger}/D^{lourd})^n - 1}{(D^{leger}/D^{lourd}) + \rho_T/\rho_M} \quad (3.39)$$

Le facteur « n » (equation 3.37) est un coefficient représentant le régime d'écoulement de l'air (comme défini dans Brutsaert (1975a,b)), avec n=1 pour un régime statique ; n=2/3 pour un régime d'écoulement laminaire ; et n=1/2 pour un écoulement turbulent.

Concrètement, les modèles d'évaporation de Brutsaert (1975a,b) ont permis de quantifier le facteur k comme étant une fonction du vent et du régime (Figure 3.6) :

- en régime laminaire ($u_{10m} < 7m/s$) : $k^{18} = 7,83 * 10^{-3}/(1 + 0,107 * \ln(u_{10m}))$
- en régime turbulent ($u_{10m} > 7m/s$) : $k^{18} = 14,25 * 10^{-3}/(1 + (40,47 - 5 * \ln(u_{10m}/(0,541 * u_{10m}^{0,75}))))$

De plus, l'équation 3.40 permet de déterminer les valeurs de k pour le deutérium (k^D) :

$$\frac{k^D}{k^{18}} \simeq 0,88 \quad (3.40)$$

Dans cette simplification, on considère que la composition isotopique au dessus de l'océan (δ_A) va être égale à la composition isotopique du flux évaporatoire (δ_{V0}).

Application du modèle de Merlivat (1978)

Ce modèle d'évaporation au-dessus de l'océan a été utilisé pour calculer la composition isotopique de la vapeur d'eau de la couche limite, à proximité de La Réunion (cf chapitre 7). Les données utilisées sont les données Era-Interim produites par le « European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ». Les détails inhérents à ces jeux de données sont abordés dans le paragraphe 7.1.

3.5.3 La condensation au sein des nuages

Généralités

Lorsqu'une masse d'air se refroidit et atteint son point de condensation, la vapeur d'eau se condense autour de noyaux de condensation pour former des précipitations (liquides ou solides). Ceci va impacter la composition isotopique de la vapeur résiduelle

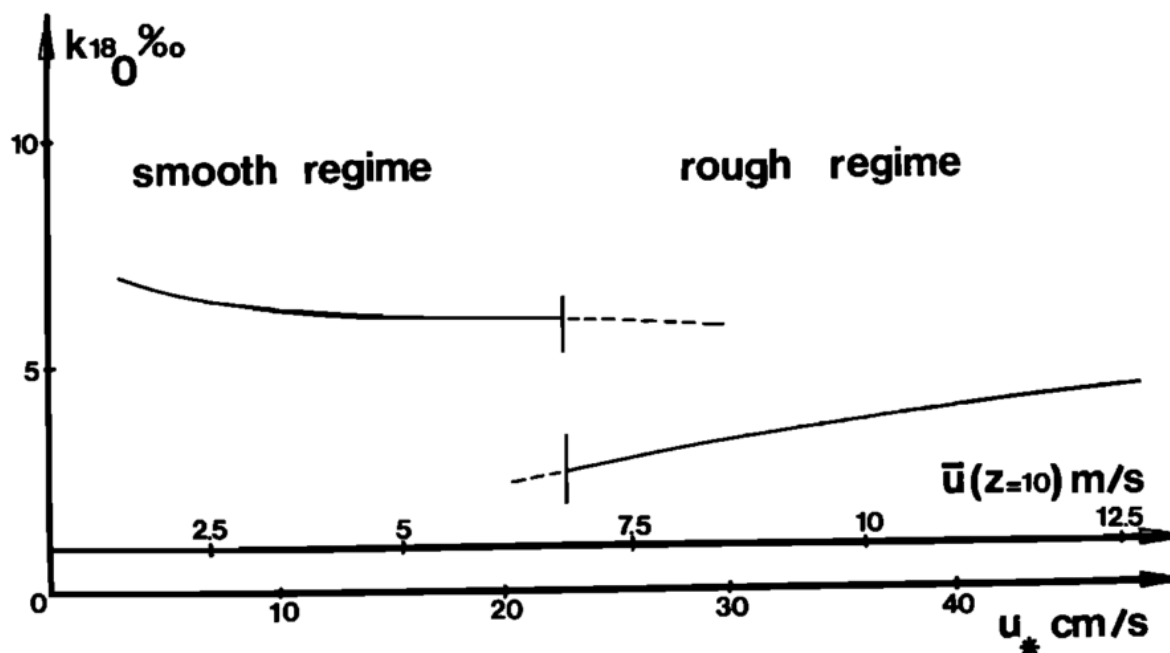


FIGURE 3.6 – Evaporation d’une masse d’eau : le modèle de Merlivat and Jouzel (1979). Estimation du coefficient cinétique k comme fonction du vent à 10m. *extrait de Merlivat and Jouzel (1979)*.

et des précipitations. La condensation peut s’effectuer dans un grand nombre de cas, en témoigne la grande diversité des hydrométéores (température très faible à haute altitude, phénomènes convectifs, etc). Par conséquent, modéliser le fractionnement isotopique dans les nuages est un sujet complexe.

Les isotopes stables de l’eau permettent d’étudier les processus qui s’opèrent lors de la condensation. Ceci amène à une meilleure compréhension du cycle de l’eau au sein de l’atmosphère. C’est pourquoi la représentation de la condensation au sein des nuages, incluant les isotopes stables de l’eau, est un enjeu majeur pour les modèles climatiques globaux (Hoffmann et al., 1998; Risi, 2009) et régionaux (Sturm, 2005).

La distillation de Rayleigh

La distillation de Rayleigh est le modèle le plus simple qui décrit les processus de condensation. Ce modèle rend compte assez fidèlement de la distribution spatiale des isotopes (précipitations et vapeur d’eau, cf paragraphe 3.4.1).

La distillation est un processus qui vise à séparer les composants d’une phase en fonction de leurs points de condensation (ou d’ébullition). Dans le cadre de la distillation de Rayleigh, le condensat quitte le système immédiatement, et la phase vapeur évolue continuellement. La distillation de Rayleigh (appliquée à la condensation nuageuse) se base sur plusieurs hypothèses :

- il n’y a pas d’interaction avec l’air extérieur ;

- la condensation s’effectue à l’équilibre ;
- le condensat liquide quitte immédiatement le nuage.

Au fur et à mesure que la masse d’air condense, sa composition isotopique évolue de la manière suivante :

$$d\ln(R_v) = (\alpha_{eq} - 1) * d\ln(f) \quad (3.41)$$

f étant la fraction de vapeur restante (compris entre 0 et 1) ; α_{eq} , le coefficient de fractionnement à l’équilibre. La variable f est souvent exprimé comme étant le rapport entre l’humidité spécifique (q_s) de la masse d’air et l’humidité spécifique au point de rosée (q_{s_0}).

$$f \simeq \frac{q_s}{q_{s_0}} \quad (3.42)$$

En considérant que la température est constante, de l’équation 3.41, on obtient par intégration :

$$\ln\left(\frac{R_v}{R_{v_0}}\right) = (\alpha_{eq} - 1) * \ln\frac{q_s}{q_{s_0}} \quad (3.43)$$

Ce qui équivaut à :

$$\delta_v = (\delta_{v_0} + 1) * \left(\frac{q_s}{q_{s_0}}\right)^{\alpha_{eq}-1} - 1 \quad (3.44)$$

Comme le condensat est à l’équilibre avec la vapeur, sa composition isotopique s’écrit :

$$\delta_p = \alpha_{eq} * (\delta_v + 1) - 1 = \alpha_{eq} * (\delta_{v_0} + 1) * \left(\frac{q_s}{q_{s_0}}\right)^{\alpha_{eq}-1} - 1 \quad (3.45)$$

La figure 3.7 présente l’évolution de la phase vapeur ainsi que de la phase liquide lors d’une distillation de Rayleigh. L’humidité de la masse d’air initiale (q_{s_0}) a été déterminée en utilisant la loi de Clausius-Clapeyron (équation 3.35), à une température de l’air égale à 30°C et à une pression de 1013 hPa. L’humidité relative de l’air a été fixée à 70% (ce qui correspond à une température de point de rosée à 25°C). Sa composition isotopique a été calculée par le modèle de Merlivat (1978), avec une température de l’eau de 25°C, et des vents à 5 m/s (les valeurs de ces paramètres sont représentatives des caractéristiques météorologiques moyennes présentes à La Réunion). Cette paramétrisation donne une vapeur initiale, dont l’humidité est égale à $q_{s_0}=19,8\text{g/kg}$, et dont la composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ est égale à $-11,4\text{‰}$.

Cette représentation schématique (figure 3.7a) représente l’appauvrissement de la pluie et de la vapeur au cours de la distillation de Rayleigh. Les évolutions de δ_p et de δ_v y sont aussi représentées (cf courbes de couleurs, b) en fonction de la fraction f . Si la distillation est poussée à son paroxysme (i.e. $f = 0$) alors δ_v montre des valeurs égales à celles de δ_p . Ce modèle de distillation de Rayleigh représente relativement bien les effets de masse, et donc de température, de continentalité et d’altitude, et par conséquent, permet d’expliquer la

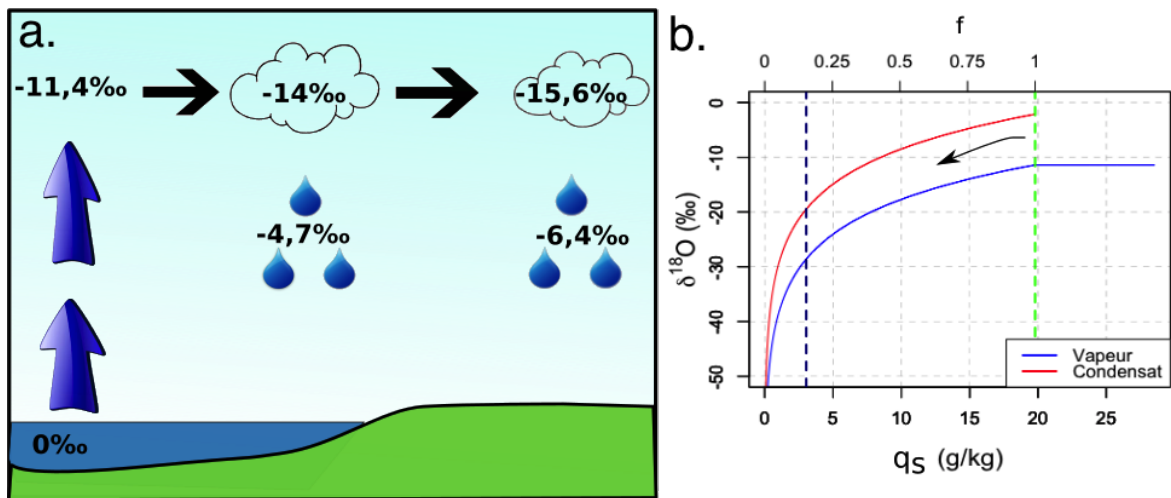


FIGURE 3.7 – Schéma conceptuel de la distillation de Rayleigh. a. : représentation schématique d’une masse d’air qui condense. L’eau s’évapore avec une température de l’air de 30°C (vent=5m/s, humidité relative = 0.7, température de l’eau = 25°C), et la vapeur a pour signature $q_{s_0}=19,8\text{g/kg}$ et $\delta^{18}\text{O} = -11,4\text{‰}$. Puis la condensation se fait selon le modèle de Rayleigh. b. : évolution de la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la phase vapeur et des précipitations en fonction de l’humidité spécifique (q_s). Les pointillés verts (bleus) représentent la température de point de rosée (point de congélation). En abscisse : l’humidité spécifique (q_s) ou la fraction de condensation (f).

distribution des isotopes au niveau global au premier ordre (Rozanski et al., 1992). Des variantes d'application de ce modèle existent dans la littérature, entre autres :

- en prenant en compte les effets cinétiques lors de la transition glace/vapeur lorsque les températures sont négatives (Jouzel and Merlivat, 1984) ;
- le condensat n'est pas immédiatement évacué du système (Ciais and Jouzel, 1994) ;
- en l'intégrant dans des modèles climatiques, avec pour données d'entrée des réanalyses météorologiques (Yoshimura et al., 2003; Helsen et al., 2007) ;
- en prenant en compte l'évaporation de la pluie (cf paragraphe ci-dessous).

3.5.4 L'évaporation de la pluie au cours de la distillation de Rayleigh

Les précipitations peuvent partiellement se ré-évaporer lors de leur chute, induisant des échanges isotopiques entre la phase vapeur et la phase liquide. En fonction du taux d'évaporation, ces phénomènes d'évaporation peuvent enrichir ou appauvrir la vapeur d'eau et les précipitations (Rozanski et al., 1992; Noone, 2012).

Dans les schémas de convection, il est possible que les flux subsidants traversent un air sous-saturé dans lequel l'évaporation des précipitations est intense (Zipser, 1977). La figure 3.8 schématise un système convectif (paramétrisation de type Emmanuel) avec ses composantes principales.

Noone (2012) propose une expression du rapport d'abondance (X/X^* ; X^* pour l'isotope lourd) du flux évaporant (équation 3.46).

$$\frac{X^*}{X} = \alpha'_k \left(\frac{\alpha_{eq}^{-1} R_r - h_r R_b}{1 - h_r} \right) \quad (3.46)$$

Avec h_r l'humidité relative lors de l'évaporation; α'_k le coefficient de fractionnement cinétique (ne dépendant que des coefficients de diffusion, ainsi que de l'humidité relative); α_{eq} le coefficient de fractionnement à l'équilibre; R_b et R_r les rapports d'abondance de la vapeur lors de l'évaporation et des précipitations respectivement.

Noone (2012) propose d'implémenter le modèle de Rayleigh avec ces processus d'évaporation en remplaçant le terme α_{eq} par un terme composite : $\alpha^* = (1+\phi)*\alpha_{eq}$; le terme ϕ traduit le degré d'écart à l'équilibre isotopique. La quantification de ϕ est donnée par l'équation 3.48. Cette démarche permet une formulation du modèle de Rayleigh en intégrant l'évaporation des précipitations (aussi appelé « Super-Rayleigh »), ce qui donne pour la vapeur :

$$\delta_v = (\delta_{v_0} + 1) * \left(\frac{q_s}{q_{s_0}} \right)^{(1+\phi)\alpha_{eq}-1} - 1 \quad (3.47)$$

avec :

$$\phi = \frac{f}{(1-f)} \left\{ 1 - \frac{\alpha'_k}{\alpha_{eq}} * \left[\frac{1 - h_r \left(\frac{R_b}{R} \right)}{1 - h_r} \right] \right\} \quad (3.48)$$

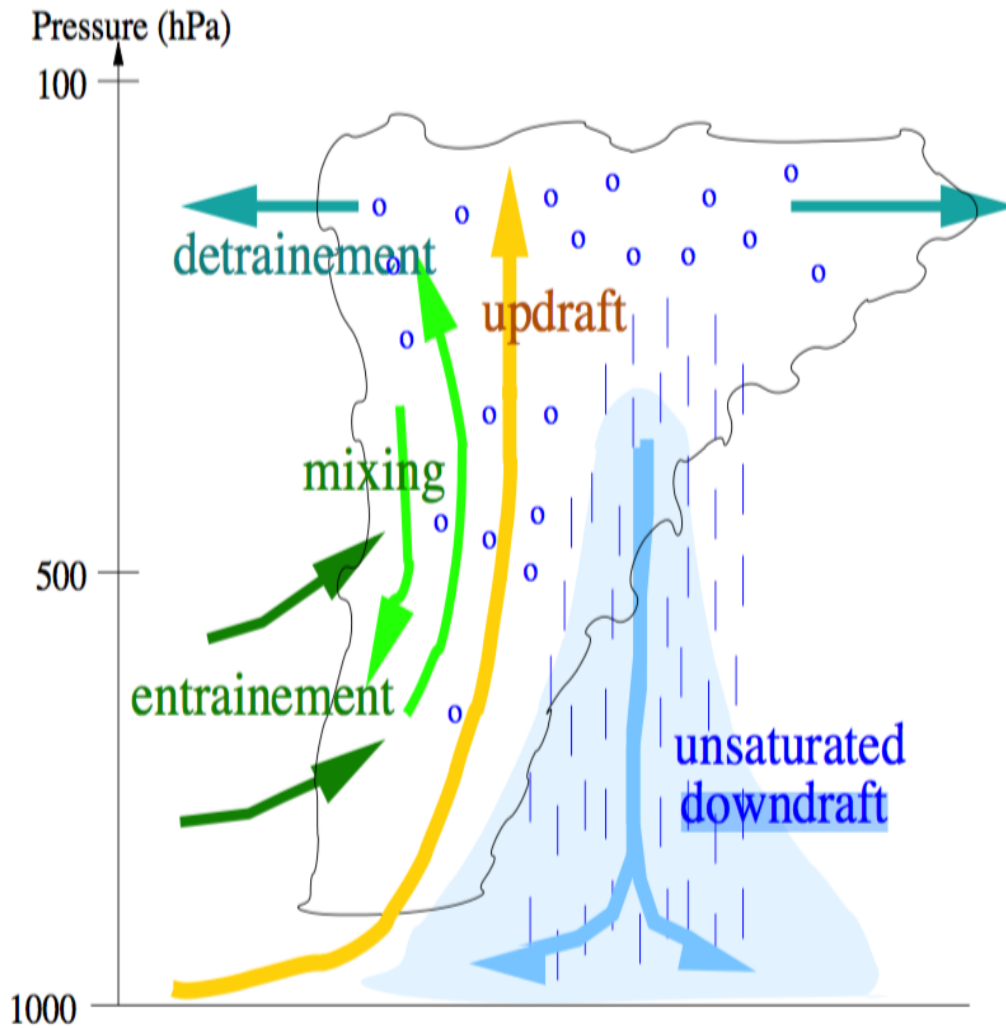


FIGURE 3.8 – Représentation schématique de la convection, selon une paramétrisation de type Emmanuel. Les courants descendant peuvent être saturés et pilotés par le poids des précipitations en atmosphère très humide; *Extrait de Risi (2009)*.

La figure 3.9 dresse une comparaison entre les modèles de distillation Rayleigh et de Super-Rayleigh. La masse d'air initiale est identique à celle présentée dans la figure 3.7 ($q=19,8$ g/kg, $\delta^{18}O = -11,4\text{‰}$). Pour le modèle de Super-Rayleigh, différentes valeurs de ϕ sont proposées. Plus les processus cinétiques sont importants (ϕ , et donc l'écart à l'équilibre augmente), plus la vapeur résiduelle s'appauvrit.

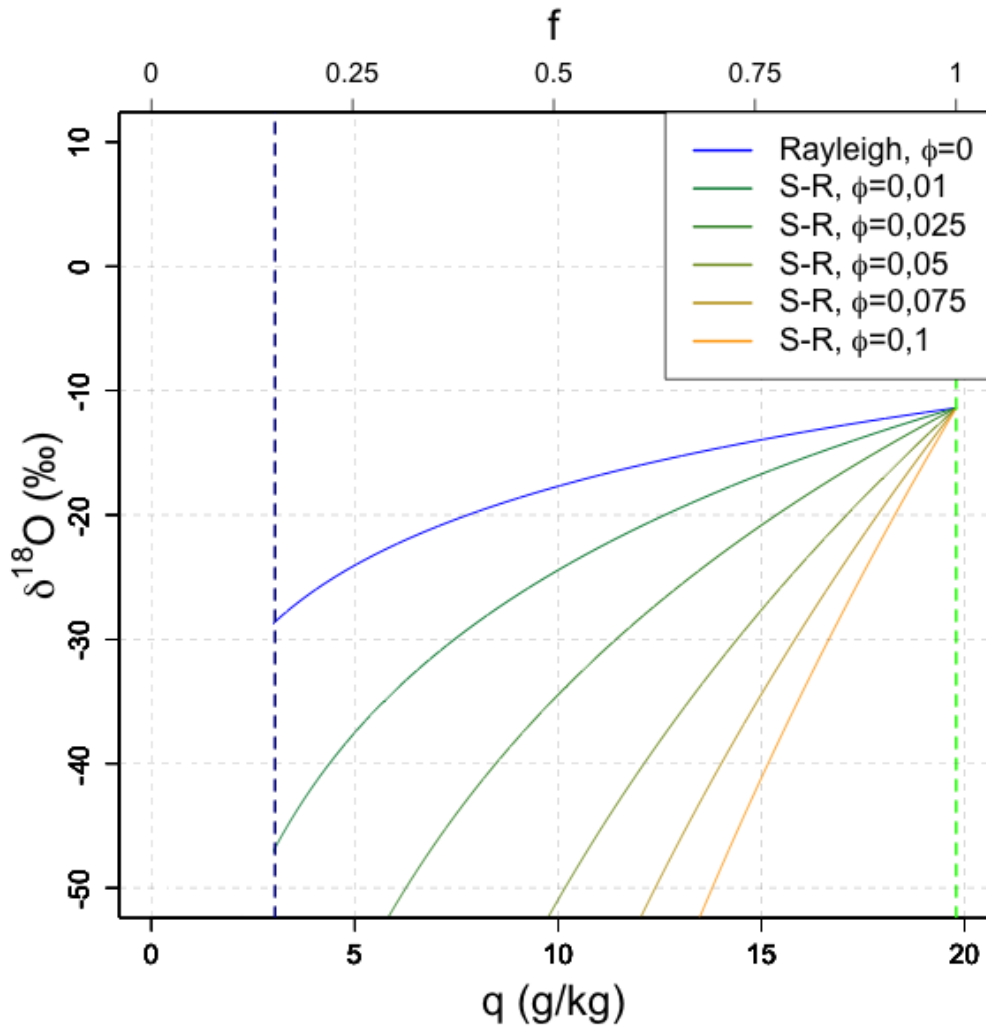


FIGURE 3.9 – Comparaison de la distillation de Rayleigh et « Super Rayleigh » (abrégé S-R) : représentation schématique d'une masse d'air qui condense selon les modèles de Rayleigh ou de Super-Rayleigh (avec des valeurs de ϕ comprises entre 0,01 et 0,1). La masse d'air initiale est la même que celle présentée en figure 3.7. La droite verte (bleue) représente la température de point de rosée (point de congélation).

Ce modèle sera utilisé lors de l'étude des phénomènes cycloniques, présentée dans le chapitre 8.

3.6 Synthèse et conclusion

Aujourd'hui, les isotopes stables de l'eau sont couramment utilisés dans l'étude des processus climatiques et plus généralement dans le cycle de l'eau. Les études couplées de la quantité de vapeur d'eau et de sa composition isotopique permettent d'étudier des processus comme la condensation, l'évaporation ou encore le mélange de masses d'air.

Au cours du chapitre 7, nous utiliserons le modèle de Merlivat (1978) pour calculer la composition isotopique de la vapeur au dessus de l'océan à proximité de La Réunion. Nous verrons que le modèle de mélange de masses d'air permet d'expliquer une large partie de la variabilité de nos données.

Au cours du chapitre 8, nous utiliserons les modèles de condensation de Rayleigh et de Super-Rayleigh afin d'expliquer la variabilité de la composition isotopique de la vapeur d'eau lors du passage d'un épisode cyclonique.

Deuxième partie

Matériel et méthodes

Chapitre 4

Présentation du site d'observation (Observatoire Atmosphérique du Maïdo) et méthodes expérimentales

Sommaire

4.1	L'Observatoire de l'Atmosphère du Maïdo	64
4.2	Techniques de mesures de la composition isotopique de l'eau	65
4.3	Caractéristiques des instruments (Picarro et pluviomètres) et protocole de mesure de la vapeur d'eau	78
4.4	Travail de terrain	110

Les mesures simultanées de la quantité de vapeur d'eau dans l'air (humidité spécifique, q_v) et de sa composition isotopique ($\delta^{18}O_v$ et δD_v), réalisées sur le site de l'Observatoire Atmosphérique du Maïdo (OAM), sont au cœur de ce sujet de thèse. Ces mesures ont été complétées par des mesures du taux de précipitation ainsi que de leurs compositions isotopiques. L'objectif de ce chapitre est d'apporter tous les détails inhérents à l'implantation des instruments, leurs caractéristiques techniques respectives, les principes de mesures ainsi que les protocoles d'analyse et de correction des données associés.

Ce chapitre se divise en quatre sections. Tout d'abord sera décrit le site de l'Observatoire Atmosphérique du Maïdo sur lequel ont été déployés notre spectromètre laser (pour le suivi de la vapeur d'eau) ainsi que nos pluviomètres. Ensuite les deux principes de mesure employés au cours de cette thèse seront exposés : la spectrométrie de masse et la spectroscopie Infra-Rouge. Y seront aussi détaillés les protocoles d'analyse de la composition isotopique d'un échantillon d'eau liquide. Au cours de la troisième partie, seront abordés l'ensemble des détails inhérents aux protocoles d'échantillonnage des précipitations, ainsi que le protocole de suivi de la composition isotopique de la vapeur d'eau. Enfin, la quatrième partie sera dédiée à la description du travail de terrain que j'ai effectué au cours de cette thèse.

4.1 L'Observatoire de l'Atmosphère du Maïdo

L'Observatoire de l'Atmosphère du Maïdo (abrégé OAM tout au long de ce manuscrit) inauguré en 2012, est situé sur le flanc ouest de l'île de La Réunion, à 2160 mètres d'altitude (Figure 4.1). Ses coordonnées sont 21,081°S et 55,381°E.

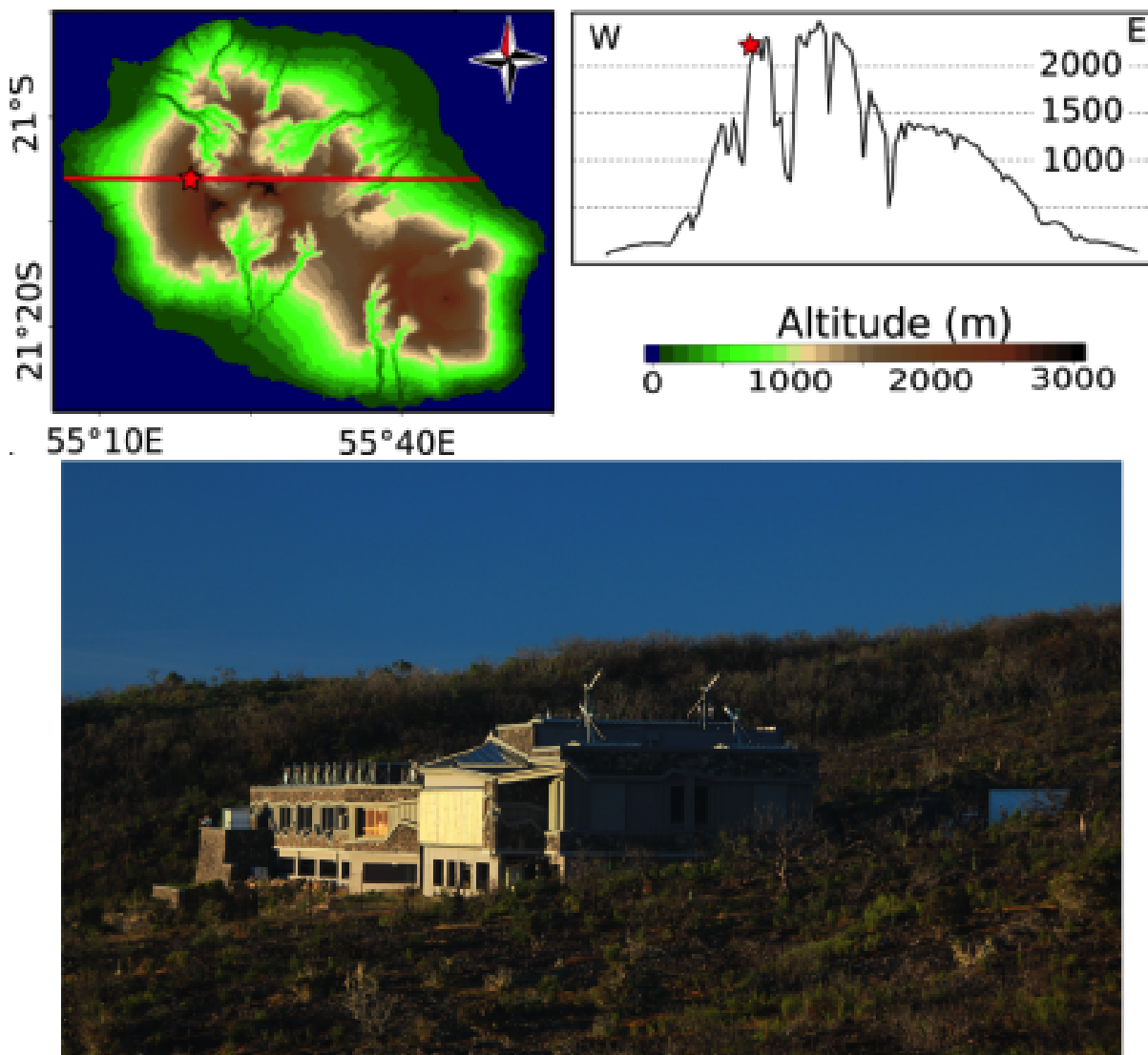


FIGURE 4.1 – L'Observatoire de l'Atmosphère du Maïdo. En haut à gauche : carte de La Réunion, avec localisation de l'OAM. En haut à droite : le profil d'élévation selon une coupe Ouest-Est passant par l'OAM. L'OAM est représenté par une étoile rouge. En bas : photographie de l'OAM.

L'OAM est la seule plateforme internationale dédiée aux mesures physiques et chimiques de l'atmosphère dans l'océan Indien (Baray et al., 2013). L'étude de Lesouëf (2010) montre que l'OAM est « à la confluence des masses d'air », ce qui permet à la fois d'étudier la couche limite atmosphérique (échelle locale) et la troposphère libre (échelle régionale).

Aujourd'hui, l'OAM accueille une multitude d'instruments de mesure¹.

De par sa situation géographique, la qualité de l'infrastructure (bâtiment aux normes cycloniques, électricité permanente, etc), le personnel dédié au suivi des installations, et la multitude des mesures qui y sont réalisées, l'OAM a représenté une opportunité inestimable pour l'installation de notre Picarro et des pluviomètres.

4.2 Techniques de mesures de la composition isotopique de l'eau

4.2.1 La mesure isotopique : toute une histoire

Dresser un historique de l'évolution de la mesure des isotopes stables de l'eau permet de comprendre qu'il existe deux techniques de mesures couramment utilisées de nos jours. L'histoire de la mesure de l'abondance des isotopes stables de l'eau s'étend sur plus d'un siècle (XX^{ème} à nos jours). Elle se subdivise en deux grandes étapes, témoins des innovations technologiques au cours du temps. Ainsi, la spectrométrie de masse précède la spectroscopie laser de près de 80 ans.

Simultanément à la formalisation du concept « d'isotopes » par Frederick Soddy en 1914, Joseph John Thomson réalise les premières expériences de mesure des isotopes stables de l'eau. S'appuyant sur ses travaux passés sur la production de faisceau de rayon positif (Thomson, 1912), il établit les bases de la mesure isotopique avec la méthode dite « des paraboles » : un échantillon d'eau liquide est transformé en gaz, puis en un fin pinceau de rayons chargés positivement (ions), qui, se dirigeant vers la cathode, sera soumis à un champ magnétique. Le pinceau se dissocie en un ensemble de paraboles (correspondant chacune à une valeur du rapport e/m (charge/masse)), démontrant ainsi la présence d'autant d'isotopes pour l'élément étudié. Ainsi, les bases de la spectrométrie de masse sont jetées. Depuis la seconde moitié du XX^{ème} siècle, cette technique de mesure s'est systématisée et perfectionnée, dont l'abréviation actuelle IRMS renvoie à « Isotope Ratio Mass Spectrometry ».

La seconde technique de mesure, basée sur l'absorbance moléculaire, a vu le jour grâce aux travaux de McMurry et al. (1949) et de Thornton Vernon (1950). Bien qu'ils aient démontré la faisabilité de mesurer la composition isotopique en ^2H d'un échantillon par spectrométrie infra-rouge, il a fallu attendre l'essor des supports informatiques ainsi que le développement de lasers adaptés dans les années 1990 pour tirer avantage de ce type de mesure. Ainsi, les instruments de spectroscopie laser infra-rouge se démocratisent entre les années 2000 et 2010. Aujourd'hui, la spectrométrie laser est couramment utilisée, et permet un suivi continu et in-situ de la composition isotopique du gaz étudié (en $\delta^{18}\text{O}$ et δD de la vapeur d'eau ; en $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 ; en $\delta^{15}\text{N}$ du N_2O).

1. le site internet <http://lacy.univ-reunion.fr/activites/observatoire-du-maido-opar/> répertorie la liste des instruments présents à l'OAM.

Ces deux méthodes ont été utilisées lors de cette thèse pour déterminer la composition isotopique d'un échantillon d'eau. Les sections 4.2.3 et 4.2.4 détaillent le principe de la spectrométrie de masse ainsi que le principe de mesure de la spectrométrie Infra-Rouge.

4.2.2 La notion de dérive instrumentale et de standards

Les spectromètres de masse ainsi que les spectromètres laser présentent tous deux une dérive instrumentale² au cours du temps. Comme la valeur mesurée par ces deux instruments est la composition isotopique, la dérive instrumentale prend la nomination de « dérive isotopique ».

Le spectromètre de masse et le spectromètre laser utilisés au cours de cette thèse ne dérogent pas à cette règle, et il est donc nécessaire de les calibrer. Pour cela, sont mesurés périodiquement des standards (échantillon dont la composition isotopique est précisément connue). Ceci permet de quantifier la dérive isotopique et de corriger nos données.

4.2.3 La spectrométrie de masse

Principe de mesure

Le principe de la spectrométrie de masse est de séparer les molécules en fonction de leur masse. Le schéma typique s'y référant est détaillé en figure 4.2. Pour séparer les molécules, l'échantillon est tout d'abord transformé en gaz, avant d'être ionisé. Cette phase gazeuse électriquement chargée positivement est ensuite accélérée grâce à un champ électrostatique intense et focalisée en un faisceau convergent. Puis, ce faisceau est soumis à un champ magnétique appliqué perpendiculairement à sa trajectoire, qui dévie les ions en fonction de leur masse. La déviation magnétique sépare les ions en fonction de leur rapport masse (m) sur charge (q), suivant la loi de Lorentz :

$$\vec{F} = q(\vec{E} + \vec{v} \wedge \vec{B}) \quad (4.1)$$

Avec \vec{F} la force de Lorentz, q la charge électrique de l'ion, \vec{v} la vitesse de l'ion, \vec{B} la force exercée par le champ magnétique.

Chacun des rayons de courbure (r) est spécifique à une valeur du rapport m/q , et déterminé par :

$$r = \sqrt{\frac{2 * m * v}{q * B^2}} \quad (4.2)$$

En bout de course, les ions impactent des collecteurs (cages de Faraday), transformant ainsi leurs charges électriques en courant électrique. Un différentiel de tension se crée entre

2. si un même échantillon est mesuré à deux temps différents (t_1 et t_2), par le même instrument, la variable mesurée ne présentera pas la même valeur. Cet écart de valeur entre t_1 et t_2 correspond à la dérive instrumentale. Elle est attribuée aux fluctuations d'un ensemble de paramètres de l'instrument.

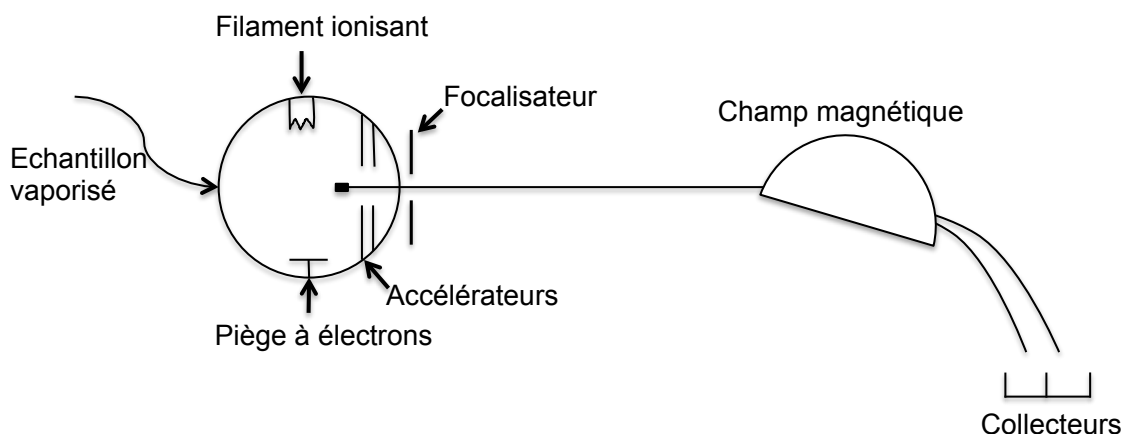


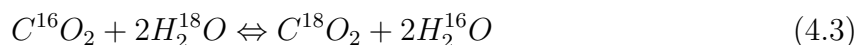
FIGURE 4.2 – Principe de mesure de la spectrométrie de masse par déviation magnétique.

le collecteur et la masse, créant ainsi un courant électrique qui sera mesuré, et permet de déterminer la composition isotopique de l'échantillon.

La mesure de l'oxygène 18 d'un échantillon liquide

Les mesures de la composition isotopique en $\delta^{18}O$ et en δD d'un échantillon liquide ne sont pas réalisées conjointement sur le même instrument. Pour le $\delta^{18}O$, un spectromètre de masse (Finnigan MAT 252) est utilisé (le protocole est détaillé ci-dessous). Pour le δD , c'est un spectromètre Infra-Rouge Picarro, présent au LSCE, qui est utilisé (le protocole est détaillé dans le paragraphe 4.2.4). L'intégralité des échantillons liquides a été analysée par Bénédicte Minster (technicienne CEA au LSCE).

La préparation d'un échantillon d'eau en vue de son analyse en $\delta^{18}O$ se fait au LSCE par équilibration avec du CO_2 (équation 4.3), pendant 480 minutes dans un bac thermostaté à environ $20^\circ C$, comme décrit dans Epstein and Mayeda (1953). L'équation d'équilibration est la suivante :



Après l'équilibration, le CO_2 passe par un piège à froid à $-90^\circ C$ (pour supprimer l'humidité du gaz), puis est introduit dans le spectromètre de masse. Il sera ensuite ionisé et dévié. Deux collecteurs sont alors nécessaires (pour les molécules $C^{16}O^{16}O$ et $C^{18}O^{16}O$, de masses atomiques 44 et 46 respectivement).

Les intensités (i) des collecteurs (placés sur les rayons de courbures adéquats) sont mesurées. En comparant ces intensités à celles mesurées sur un échantillon d'eau liquide dont la composition isotopique est connue (standard), on peut en déduire la composition isotopique de l'échantillon mesuré :

$$\delta^{18}O = \left(\frac{\left(\frac{i_{46}}{i_{44}} \right)_{\text{echantillon}}}{\left(\frac{i_{46}}{i_{44}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) \quad (4.4)$$

Une fois mesurés, environ 10% des échantillons sont sélectionnés aléatoirement en vue d'être analysés une seconde fois. Ceci sert de vérification avant la validation des données.

Type d'échantillons analysés et erreur de mesure

La spectrométrie de masse a été utilisée pour déterminer la composition isotopique en $\delta^{18}O$ des échantillons liquides. Ces échantillons sont de plusieurs natures. Il y a :

- les échantillons de précipitations collectés à l'OAM (cf section 4.3) ;
- les échantillons de standards utilisés pour calibrer le Picarro (cf section 4.3).

L'erreur de mesure d'un échantillon liquide en $\delta^{18}O$ est de $\pm 0,05\%$.

4.2.4 La spectrométrie Infra-Rouge

Introduction

La spectrométrie infra-rouge a donné naissance à bon nombre de nouveaux instruments, tous reposant sur le principe d'absorbance moléculaire dans l'infra-rouge. Ils peuvent se subdiviser en deux catégories : la télédétection (mesure indirecte) et les mesures in-situ (mesure directe).

Pour la télédétection, la génération des FTIR (Fourier Transformer Infra Red) TC-CON/NDACC permet aujourd'hui de déterminer le contenu en eau sur une colonne partielle (moyenne ou basse troposphère) ainsi que sa composition isotopique (en δD seulement). De plus, les instruments IASI/ TES/ SCIAMACHY/ GOSAT/ MIPAS/ ACE embarqués à bords de satellites offrent des mesures intégrées du contenu en eau sur toute l'atmosphère ou une partie de la verticale ainsi que sa composition isotopique (en δD seulement) (Beer et al., 2001; Worden et al., 2011; Frankenberg et al., 2009; Boesch et al., 2013; Steinwagner et al., 2007).

Les mesures in-situ, quant à elles, sont assurées par des spectromètres laser infra-rouge, commercialisés par les firmes Picarro³ et Los-Gatos⁴. Ces instruments permettent un suivi en continu et à haute précision temporelle (1Hz) de l'humidité spécifique de l'air et de la composition isotopique de sa vapeur d'eau ($\delta^{18}O$ et δD), sur un site particulier. Ils ont pour particularité d'être transportables, et par conséquent peuvent être déployés sur un grand nombre de stations à travers le monde. Ceci explique l'intérêt grandissant et l'essor que ce type d'appareil connaît aujourd'hui (Galewsky et al., 2016).

3. <https://www.picarro.com>

4. <http://www.lgrinc.com/analyzers/isotope/>

Principe de mesure : la détection des isotopologues

La matière interfère avec la lumière. Si sa fréquence le lui permet, une onde électromagnétique peut interagir avec un atome ou une molécule, en lui transférant son énergie E (eV ou J). La relation de Planck-Einstein permet de quantifier cette énergie :

$$E = h * \nu \quad (4.5)$$

avec h , la constante de Planck ($h \simeq 6,63 * 10^{-34} J.s$); et ν , la fréquence de l'onde (en Hz).

La molécule recevant cette énergie quitte son état initial (n_i , ou fondamental si $i=1$) pour un état excité ($n_i < n < \infty$). La molécule va alors se comporter comme un oscillateur harmonique, dont les vibrations sont fonction de son état d'excitation moléculaire. L'absorption ne peut se faire que si l'énergie du photon (et donc de sa fréquence) et l'énergie d'oscillation de la molécule sont très proches. A l'inverse, une molécule peut se relaxer en émettant un photon. L'énergie émise correspond à l'énergie du photon, et l'état d'excitation de la molécule diminue ($n_i > n_{i-x}$). La figure 4.3 résume ce principe. Ce schéma physique permet de comprendre le spectre d'absorption d'une molécule et son spectre d'émission.

La molécule d'eau possède un spectre d'absorption, dont une certaine partie des bandes se situe dans l'infra-rouge (0.8 à 5 μm). Ses trois isotopologues, comme définis dans le paragraphe 3.1, possèdent des masses et des symétries différentes (cf section 3.3.3). Ils vont donc avoir des énergies de vibration et de rotation spécifiques, ce qui *in fine* va engendrer des raies d'absorbance propres à chacun. Si une raie d'absorbance spécifique à l'un de ces trois isotopologues est observée, c'est que l'isotopologue en question est présent dans l'échantillon analysé.

La base de données HITRAN (Rothman et al 2012) permet de simuler les raies d'absorbance et d'émission des trois isotopologues de la molécule d'eau. Le Picarro déployé sur le terrain durant cette thèse se focalise sur une fenêtre dont les nombres d'ondes⁵ sont compris entre 7199 et 7201 cm^{-1} . La figure 4.4 représente le spectre d'absorbance du Picarro sur cette même fenêtre. Y figurent les raies d'absorption des trois isotopologues de la molécule d'eau. Ce spectre a été réalisé à partir des mesures réalisées par Mathieu Casado au cours de sa thèse (Casado, 2016), à une pression de 80,06 mbar, un taux d'humidité de 500 ppm, et une température de 23,4°C.

Principe de mesure : déterminer l'abondance des isotopologues

Dans son ouvrage « Handbook of Stable Isotope Analytical Techniques », (Kerstel, 2004) détaille la mise en pratique de la spectroscopie laser (Chapitre 34 du premier volume). Si une onde électromagnétique de fréquence choisie (ν) et d'intensité donnée (I_0), traverse un corps gazeux (air+vapeur d'eau par exemple), son intensité lumineuse (I)

5. défini comme l'inverse de la longueur d'onde $1/\lambda$.

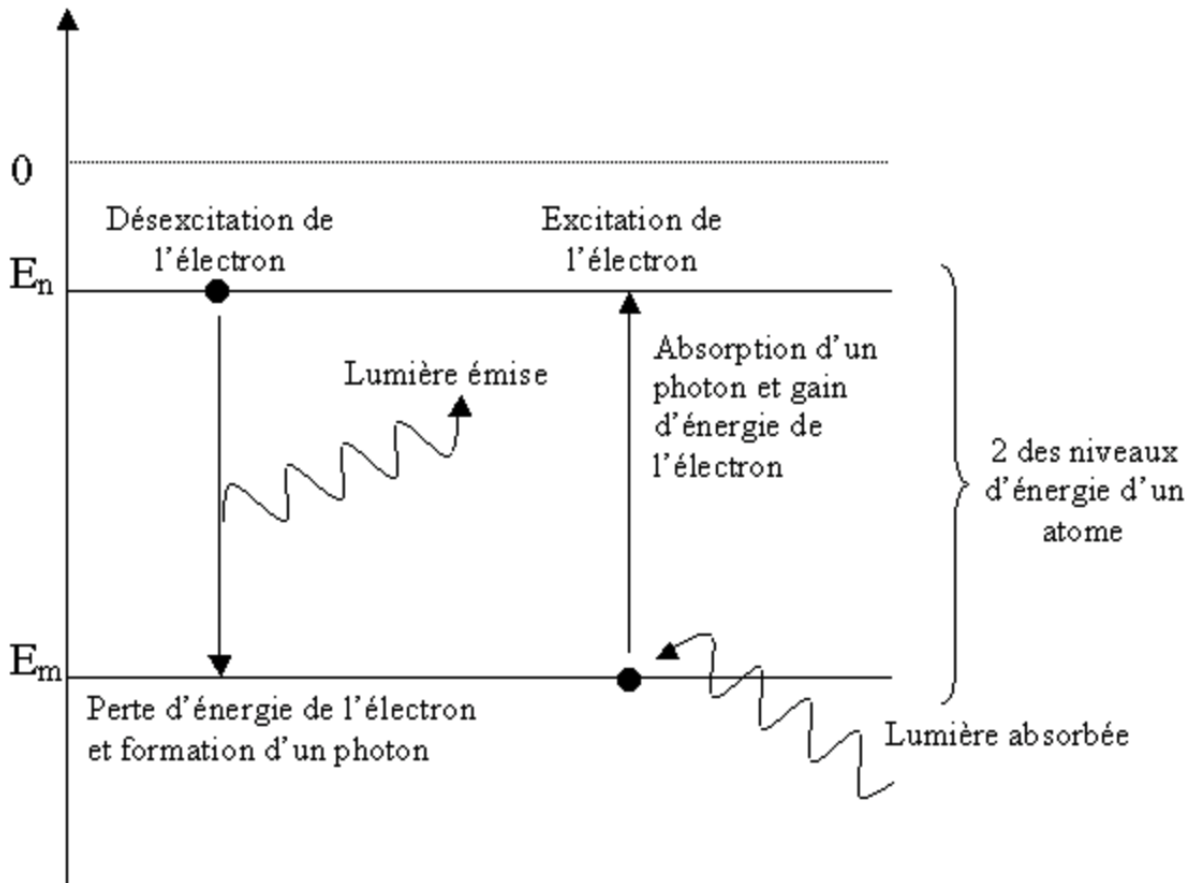


FIGURE 4.3 – Schéma illustrant l'excitation et la relaxation atomique ; en ordonnée : le niveau d'excitation atomique (ou niveau d'énergie) ; à gauche : le cas de la relaxation. La particule émet un photon en se relaxant, tout en passant d'un état E_n à E_m ; à droite : le cas de l'excitation. A l'inverse, la particule absorbe un photon, tout en passant de l'état E_m à E_n . Adapté à partir de <http://e.m.c.2.free.fr>

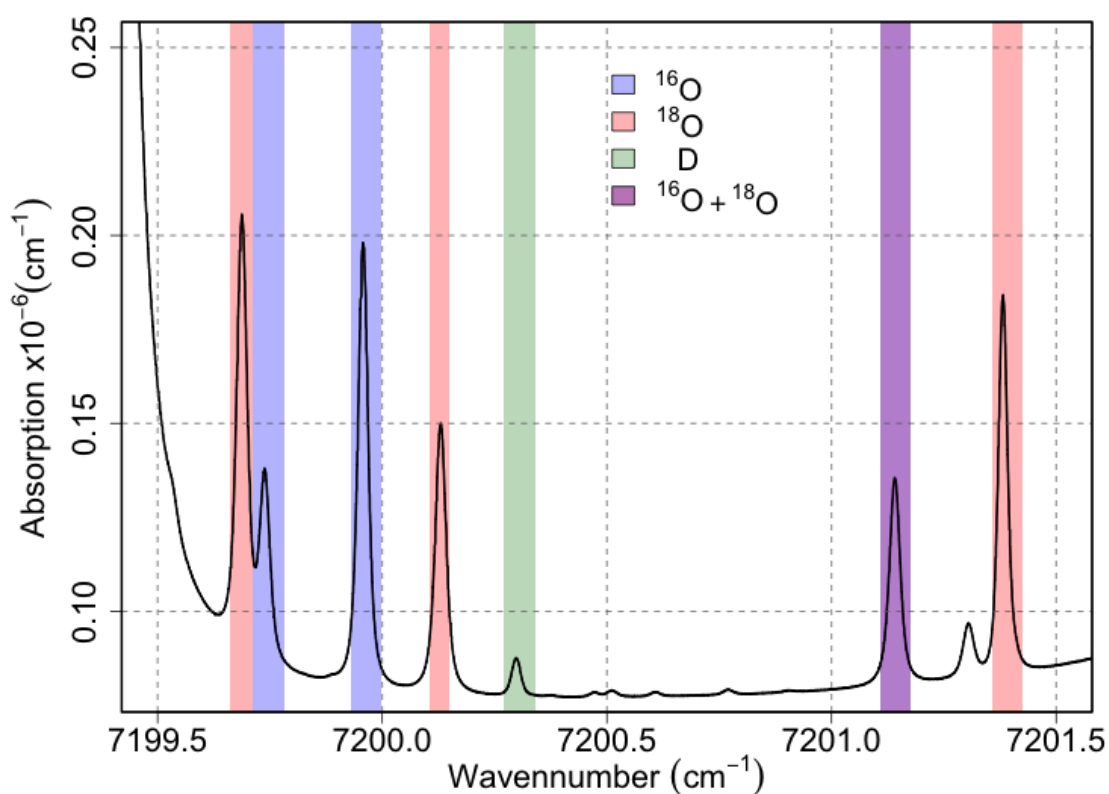


FIGURE 4.4 – Spectre d’absorbance des trois isotopologues de la molécule d’eau $H_2^{16}O$, $H_2^{18}O$ et $HD^{16}O$. Les bandes rouges, bleues, vertes et violettes correspondent aux bandes d’absorption des molécules $H_2^{18}O$, $H_2^{16}O$, $HD^{16}O$ et $H_2^{16}O + H_2^{18}O$ respectivement. *Extrait et adapté de Casado (2016).*

sera atténuée proportionnellement à la concentration en molécules absorbantes (vapeur d'eau) et à la longueur de son parcours. La loi de Beer-Lambert (équation 4.6) décrit ce phénomène pour une fréquence ν donnée :

$$I = I_0 * e^{-\alpha * l} \quad (4.6)$$

Avec α le coefficient d'absorbance (cm^{-1}), et l la longueur du parcours d'absorption.

Fridovich et al. (1985) ont montré que l'absorbance d'une espèce (α) est proportionnelle à sa concentration, tel que :

$$\alpha = S * f(\nu - \nu_0) * n \quad (4.7)$$

avec S , le facteur d'absorption totale par molécule ; la fonction $f(\nu - \nu_0)$ comme une fonction de convolution entre la résolution spectrale et le profil d'absorbance ; n la densité moléculaire pour le volume considéré.

La mesure de la composition isotopique d'un échantillon se fait en comparant les mesures de l'absorbance des raies propres aux isotopologues de la molécule d'eau entre une référence (V-SMOW, cf paragraphe 3.2, déjà réalisée par la firme Picarro en laboratoire) et l'échantillon (seul l'échantillon est réellement mesuré). La figure 4.5, éditée par Kerstel (2004), représente de façon schématique deux raies d'absorption (l'une spécifique à la molécule « x » et l'autre à la molécule « a », pouvant être assimilées aux molécules $H_2^{18}O$ et $H_2^{16}O$ respectivement), pour deux échantillons (« r » et « s », pour un échantillon de référence et un autre échantillon, respectivement).

Comme :

$${}^x\delta_r(S) = \frac{{}^rR_S}{{}^xR_r} - 1 = \frac{({}^xn/{}^an)_s}{{}^xn/{}^an)_r} - 1 \quad (4.8)$$

la composition isotopique de l'échantillon peut être calculée d'après l'équation 4.9 de Kerstel (2004) :

$${}^x\delta_r(S) = \frac{({}^x\alpha/{}^a\alpha)_s}{{}^x\alpha/{}^a\alpha)_r} * \frac{({}^x\Gamma/{}^a\Gamma)_s}{{}^x\Gamma/{}^a\Gamma)_r} * \frac{({}^xS/{}^aS)_s}{{}^xS/{}^aS)_r} * \frac{({}^xl/{}^al)_s}{{}^xl/{}^al)_r} - 1 \quad (4.9)$$

L'instrument Picarro et la technique de mesure WS-CRDS (Wavelength-scanned Cavity Ring-Down Spectroscopy)

Bien que le principe de mesure (déterminer la concentration d'un élément ou de ses isotopes par absorbance moléculaire) soit bien établi, plusieurs techniques de mise en œuvre existent aujourd'hui. Parmi elles, il est possible de citer les techniques TDLAS⁶, OAICOS⁷, OF-CEAS⁸ et WS-CRDS (Kerstel et al., 2002; Baer et al., 2002; Iannone

6. Tunable Diode Laser Absorption Spectroscopy

7. Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy

8. Optical Feedback Cavity Enhanced Absorption Spectroscopy

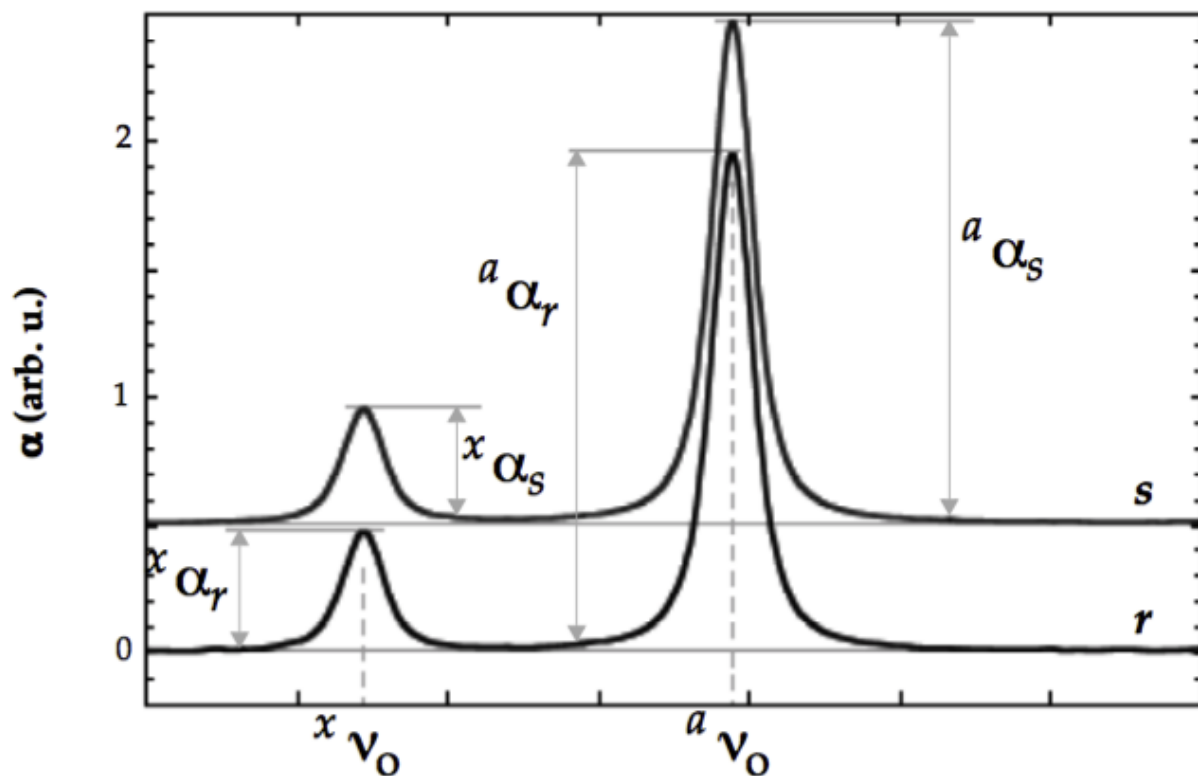


FIGURE 4.5 – Comparaison des coefficients d’absorbance α pour deux molécules distinctes. Les exposants x et a se réfèrent aux deux molécules (dans notre cas H_2^{18}O et H_2^{16}O). Les indices r et s se rapportent à l’échantillon de référence et à l’échantillon respectivement. D’après Kerstel (2004).

et al., 2010; Mazurenka et al., 2005). Pour cette dernière, l'acronyme WS-CRDS renvoie à « Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy ».

L'appareil de mesure de la composition isotopique de la vapeur d'eau déployé sur le terrain dans le cadre de cette thèse est un analyseur de type L2130-i de la firme Picarro. Il y sera fait référence sous le pseudonyme de « Picarro » tout au long de ce manuscrit.

La technique de mesure utilisée est la WS-CRDS. Ce paragraphe détaille la mise en œuvre de cette technique dans notre instrument Picarro.

Dans la WS-CRDS, la cavité au sein de laquelle sont effectuées les mesures est une cavité optique, d'une longueur d'environ 25 cm. Elle est constituée d'un ensemble de trois miroirs, d'un laser et d'un détecteur optique. Ces composants ainsi que la morphologie de la cavité optique sont représentés sur la figure 4.6. Dans le cas de la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ et du δD , un faisceau lumineux monofréquentiel, dont la fréquence est l'une de celles spécifiquement absorbées par l'isotopologue H_2^{18}O , est produit par le laser et entre dans la cavité. De par leur géométrie, les miroirs, dont la réflectivité est très grande ($R_e \simeq 99,999\%$) reflètent le faisceau lumineux, ce qui va induire un parcours du laser (l) de près de 20 kilomètres dans la cavité. En sortie, l'intensité lumineuse du faisceau est mesurée par un photo-détecteur. L'intensité lumineuse mesurée est inversement proportionnelle à l'absorbance qu'exerce le gaz présent dans la cavité.

Lorsque le laser s'allume (Build-up), un certain temps est nécessaire avant que l'intensité lumineuse mesurée par le collecteur ne se stabilise. Une fois un niveau de stabilisation atteint, le laser se coupe brutalement. Le faisceau lumineux déjà présent dans la cavité va continuer son parcours en se réfléchissant sur les miroirs. Comme leur réflectivité n'est pas absolument parfaite l'intensité du faisceau lumineux mesurée par le détecteur décroît exponentiellement en fonction du temps. Cette décroissance (Ring-down) est mesurée par le détecteur au cours du temps (Figure 4.6, droite). Elle est donnée par la formule :

$$I(t, \lambda) = I_0 * \exp\left(\frac{-t}{T(\lambda)}\right) \quad (4.10)$$

avec λ la fréquence du faisceau laser ; I_0 , l'intensité du faisceau au moment de la coupure du laser ; t , le temps ; et $T(\lambda)$ la constante de temps de décroissance de l'intensité lumineuse pour une fréquence donnée.

Après l'interruption du laser, lors de la décroissance, la diminution de l'intensité lumineuse du faisceau est favorisée par l'absorbance moléculaire du gaz présent dans la cavité. La figure 4.7 représente l'intensité lumineuse mesurée par le détecteur au cours du temps, avec ou sans gaz dans la cavité. Aussi, deux cas sont possibles :

1. la cavité de mesure est vide, et la décroissance de l'intensité du faisceau laser ($T(\lambda)_{vide}$) va être fonction des paramètres de la cavité (réflectivité des miroirs (R_e), distance entre les miroirs (d)). Le taux de décroissance est alors donné par

$$T(\lambda)_{vide} = \frac{d}{c(1 - R_e)} \quad (4.11)$$

Avec c , la célérité de la lumière

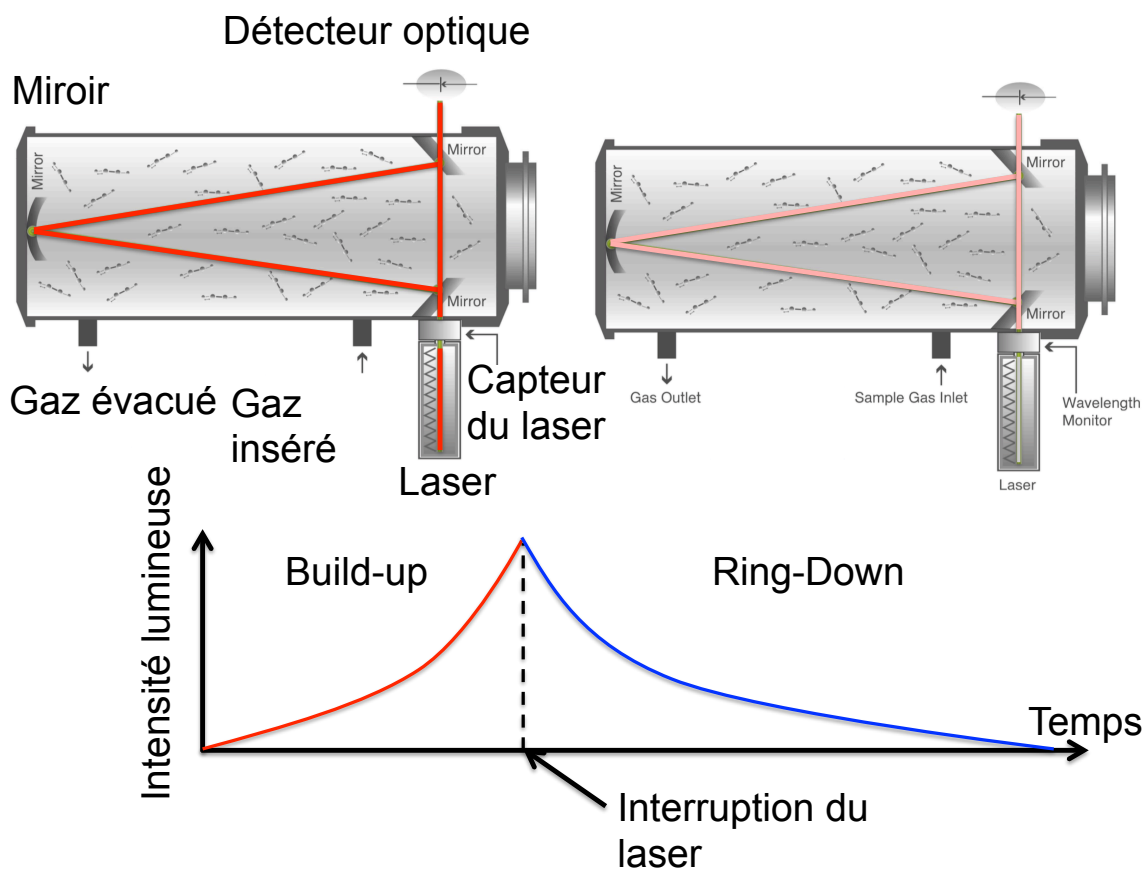


FIGURE 4.6 – Schéma de fonctionnement de la cavité de mesure de la WS-CRDS. A gauche : le laser atteint une intensité palier durant le build-up, puis s'éteint. A droite : durant le Ring-down, l'intensité lumineuse diminue. *Adapté de www.picarro.com*

2. la cavité de mesure est remplie d'un gaz. La décroissance de l'intensité du faisceau laser ($T(\lambda)_{gaz}$) est égale à la décroissance sous vide, pondérée par l'absorbance du gaz :

$$T(\lambda)_{gaz} = \frac{d}{c(1 - R_e + \alpha * d)} \quad (4.12)$$

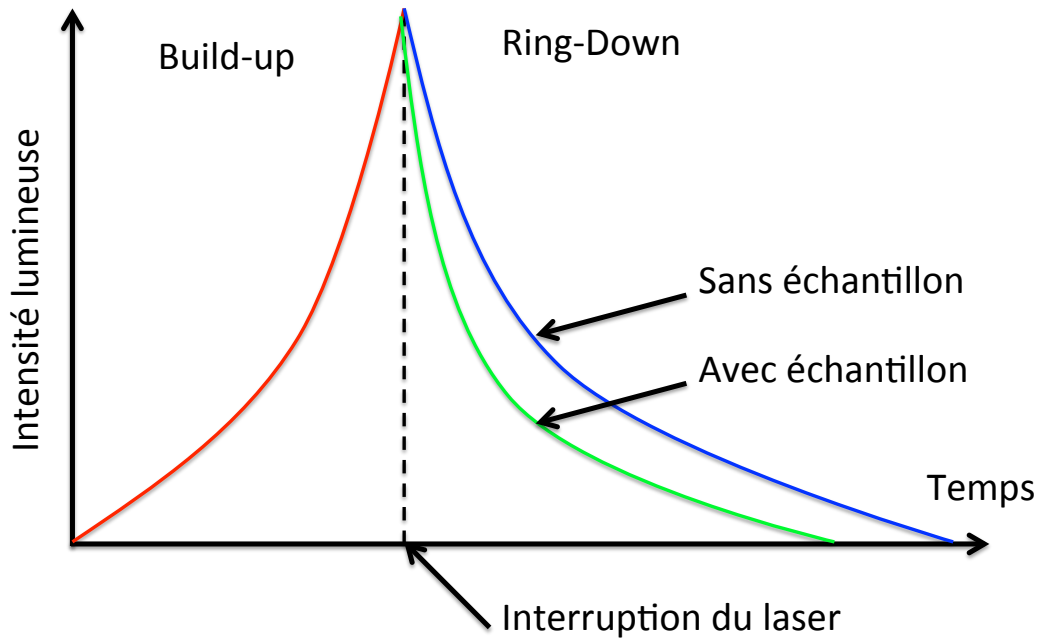


FIGURE 4.7 – Lors du Ring-Down, la décroissance est accentuée en présence d'un échantillon (courbe verte), par rapport à une cavité vide (courbe bleue). *Inspiré de www.picarro.com*

Une fois les taux de décroissance lumineuse sous vide ($T(\lambda)_{vide}$) et en présence du gaz ($T(\lambda)_{gaz}$) mesurés, il est possible de déterminer le coefficient d'absorbance de l'échantillon pour une fréquence donnée (λ), à partir de :

$$\alpha(\lambda) = \frac{1}{C} * \left(\frac{1}{T(\lambda)_{gaz}} - \frac{1}{T(\lambda)_{vide}} \right) \quad (4.13)$$

En réitérant cette méthodologie (déterminer le coefficient d'absorbance α), pour un échantillon, en ciblant les raies spécifiques aux molécules $H_2^{16}O$, $H_2^{18}O$ et HDO à tour de rôle, calculer la composition isotopique de l'échantillon devient possible via l'équation 4.9.

Applications : analyse de la composition isotopique de la vapeur d'eau ($\delta^{18}O$ et δD) et des échantillons liquide (δD).

Cette technique de mesure nous a permis de déterminer la composition isotopique de la vapeur d'eau en $\delta^{18}O$ et en δD à l'OAM, ainsi que la composition isotopique d'un échantillon liquide en δD .

Analyse de la composition isotopique de la vapeur d'eau ($\delta^{18}O$ et δD) Le protocole de suivi de la composition isotopique de la vapeur d'eau à l'OAM est intrinsèquement lié aux caractéristiques du Picarro déployé à l'OAM aussi qu'au site de mesure. C'est pourquoi ce protocole est détaillé dans la section suivante (4.3).

Analyse de la composition isotopique d'un échantillon liquide (δD) L'analyse de la composition isotopique d'un échantillon liquide se fait en prélevant entre 1,8 μL et 2,5 μL d'eau. Ce volume est injecté dans un vaporiseur, chauffé à 110°C, et dilué avec de l'azote sec (N_2). La vapeur produite possède un taux d'humidité d'environ 20000 ppm. La séquence de mesure de l'échantillon s'enclenche : elle dure 9 minutes, et intègre une première période de pompage (afin de vidanger la cavité de mesure pour minimiser les effets mémoires), puis l'injection de la vapeur d'eau pendant 270 secondes.

Chaque échantillon n'est pas analysé individuellement. Une automatisation permet de les mesurer par groupes de 35 ou 56 échantillons. L'analyse d'un groupe s'inscrit dans le cadre d'une séquence de mesure. Cette séquence est composée :

1. d'une initialisation, qui consiste à calibrer le spectromètre laser. Pour cela, trois standards (dont les compositions isotopiques encadrent les valeurs des échantillons) sont injectés à 15 reprises, pendant neuf minutes. Pour chaque standard, les cinq dernières injections sont utilisées pour calibrer le spectromètre laser.
2. d'une série de mesures sur 7 échantillons. Le premier échantillon est introduit successivement six fois pendant 9 minutes à chaque fois. Puis le deuxième échantillon est traité selon la même procédure, et ainsi de suite jusqu'au septième. La composition isotopique de chaque échantillon correspond à la moyenne des trois dernières injections.
3. l'injection d'un standard. Le standard dont la valeur isotopique est la plus proche des échantillons analysés est ré-introduit six fois, pendant 9 minutes. La valeur mesurée du standard est calculée comme étant la moyenne des trois dernières injections.
4. les points 2. et 3. sont reproduits 5 fois (si le groupe possède 35 échantillons) ou 8 fois (56 échantillons).
5. enfin, la séquence de mesure se finalise par une vérification. Un standard (dont la valeur est proche des derniers échantillons mesurés) est injecté 15 fois. Si la

valeur mesurée (après traitement des données) est égale à sa valeur vraie, alors la vérification est considérée comme correcte.

Les injections des standards, en amont (point 1.), pendant (point 3.) et à la fin de la séquence (point 5.) ont pour but de quantifier la dérive isotopique du spectromètre laser et de corriger les données en conséquence.

4.3 Caractéristiques des instruments (Picarro et pluviomètres) et protocole de mesure de la vapeur d'eau

Au cours de cette section, sont détaillées les caractéristiques techniques des pluviomètres déployés à l'OAM, ainsi que le protocole d'échantillonnage des précipitations (paragraphe 4.3.1). Ensuite, le protocole de suivi de la composition isotopique de la vapeur d'eau est décrit. Enfin, les éléments du protocole appliqué au Picarro pour passer de la donnée brute à la donnée corrigée (paragraphe 4.3.2), l'importance du protocole de mesure du Picarro (paragraphe 4.3.3), ainsi que les détails du programme de traitement des données Picarro (paragraphe 4.3.6) sont présentés.

4.3.1 Les prélèvements des précipitations

Installation des pluviomètres

Deux pluviomètres juxtaposés (Figure 4.8) nous ont permis de récolter les précipitations à l'évènement, ainsi que les précipitations hebdomadaires.

Les deux pluviomètres se situent dans un espace ouvert (pas d'obstacle à moins de 10m) et sont séparés d'environ 3 mètres. Le pluviomètre hebdomadaire a été construit à l'OAM. Il se compose d'un entonnoir, dont la surface est de $13,7 \text{ cm}^2$, et d'un tuyau qui conduit les précipitations à un bidon de cinq litres. Le second pluviomètre est un pluviomètre SPIEA 1650 à lecture directe (graduation directement inscrit sur le bord), et possède deux niveaux de lecture : de 0 à 10 mm (avec une précision de $\pm 0.25 \text{ mm}$), et de 1 à 10 cm ($\pm 0.5 \text{ mm}$). Les deux pluviomètres sont disposés à 1,60 m du sol.

Protocoles d'échantillonnage des précipitations

Le prélèvement des précipitations est effectué par le personnel de l'OAM lorsque celui-ci est présent sur site.

Echantillonnage du $P_{\text{evènement}}$ Les précipitations à l'évènement ne sont pas échantillonnées tous les jours. Les prélèvements se font chaque lundi, mardi et mercredi (jours de présence des techniciens sur site). Aussi, pour ces jours, les prélèvements nous assurent un échantillonnage

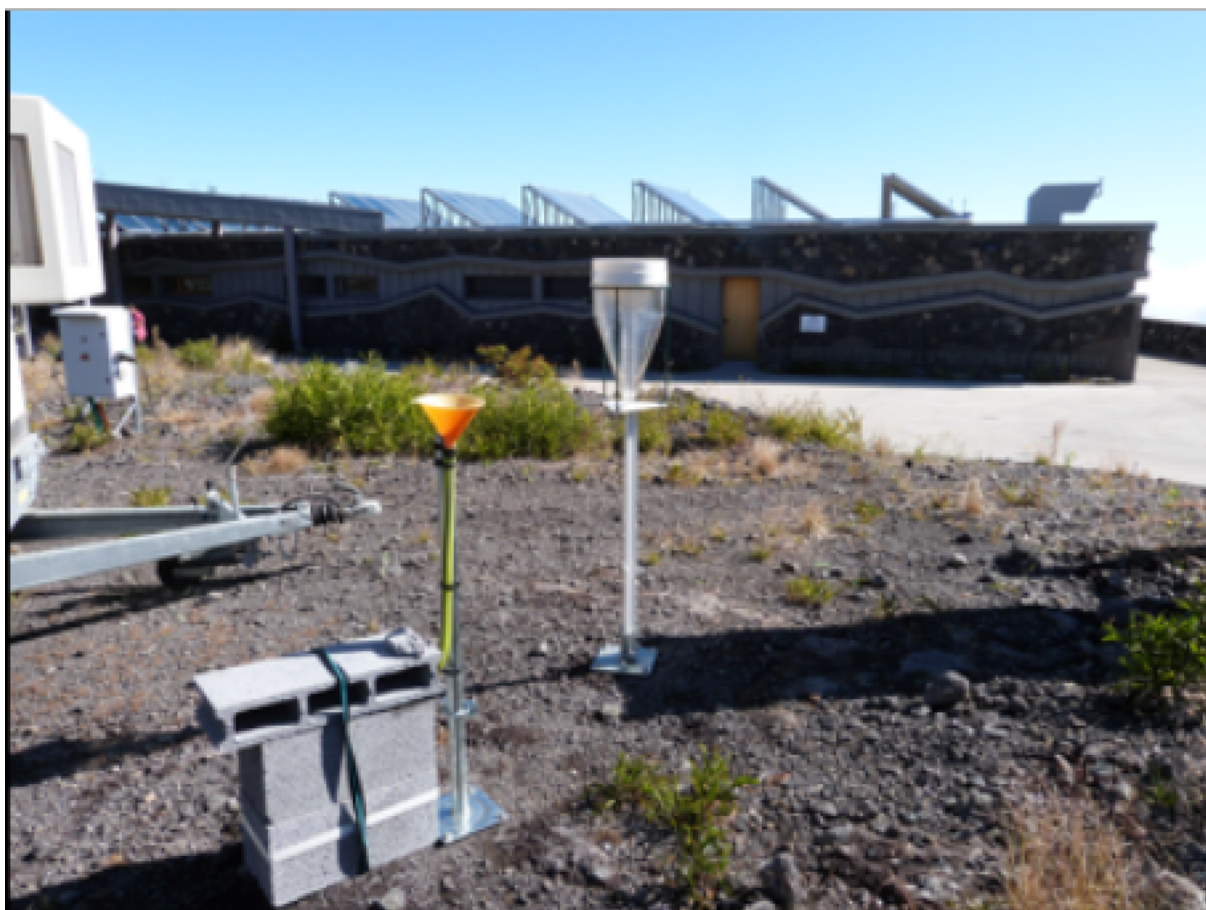


FIGURE 4.8 – Les deux pluviomètres installés à l'OAM (à gauche : pluviomètre hebdomadaire, à droite : pluviomètre à l'évènement).

des précipitations à l'évènement. En dehors, la période de collecte peut s'étendre à 4,5 jours (mercredi après-midi au lundi matin) ou plus (lors des périodes de fermeture de la station). Il nous est alors impossible de déterminer si l'échantillon collecté rassemble un ou plusieurs évènements. A défaut, nous appellerons ce pluviomètre « pluviomètre à l'évènement », ayant pour acronyme « P_{evnement} ».

A chaque prélèvement, le début et la fin de la période ainsi que la quantité d'eau sont notés, le prélèvement est versé dans un flacon en verre brun de 15 ml refermé hermétiquement (avec un bouchon qui a été testé au laboratoire). L'encolure est entourée de parafilm afin d'empêcher toute évaporation. Avant d'être remplacé, le pluviomètre est séché pour éviter toute contamination d'un prélèvement à un autre.

Echantillonnage du pluviomètre hebdomadaire Le prélèvement des précipitations hebdomadaires est assuré tous les samedis matin, et a lieu tout au long de l'année. Lors des périodes de fermeture de la station, la période de collecte peut s'étendre sur deux ou trois semaines. Puisque les précipitations sont amenées à rester plusieurs jours consécutifs dans le pluviomètre hebdomadaire, de la paraffine liquide est introduite (~ 45 ml), afin d'éviter toute évaporation.

La quantité d'eau est mesurée à l'aide d'éprouvettes graduées. Le volume est rapporté à la surface de l'entonnoir, nous permettant de déterminer la quantité d'eau précipitée. La période de collecte et la quantité d'eau sont notées, et un flacon en verre brun en est rempli.

Lors de l'analyse de ces échantillons, la paraffine n'est pas prélevée, et ne cause donc aucun problème ni dans le spectromètre de masse, ni dans le spectromètre laser.

Nombres d'échantillons collectés De novembre 2014 à mars 2017, ce sont près de 347 (98) échantillons de précipitations à l'évènement (hebdomadaires) qui ont été collectés. L'intégralité de ces échantillons est conservée en moyenne trois mois sur site, avant d'être rapatriée au LSCE, en vue de leur analyse en $\delta^{18}O$ et en δD (comme décrit en section 4.2).

4.3.2 Protocole de l'analyse en continu de la composition isotopique de la vapeur d'eau

Description de l'installation du Picarro

L'ensemble de l'installation du Picarro peut se subdiviser en trois parties. La première correspond à la ligne de prélèvement, soit l'ensemble qui s'étend de l'inlet (tube servant à prélever la vapeur d'eau au niveau du toit de l'OAM) jusqu'à la pompe permettant de conduire la vapeur jusque dans la cavité de mesure. La deuxième comprend tout le système de mesure à proprement parler : la cavité de mesure et l'intégralité du système informatique qui automatise les mesures au cours du temps. La troisième partie est composée

du système permettant de calibrer l'instrument : les flacons d'eau liquide de composition isotopique connue (standards), le module qui permet d'en délivrer à débit fixe et en temps voulu, ainsi qu'un système pour les vaporiser et les diluer avec de l'air sec. Le schéma de l'installation est donné en figure 4.9. Les parties une, deux et trois sont respectivement représentées sur fond bleu, vert, rouge.

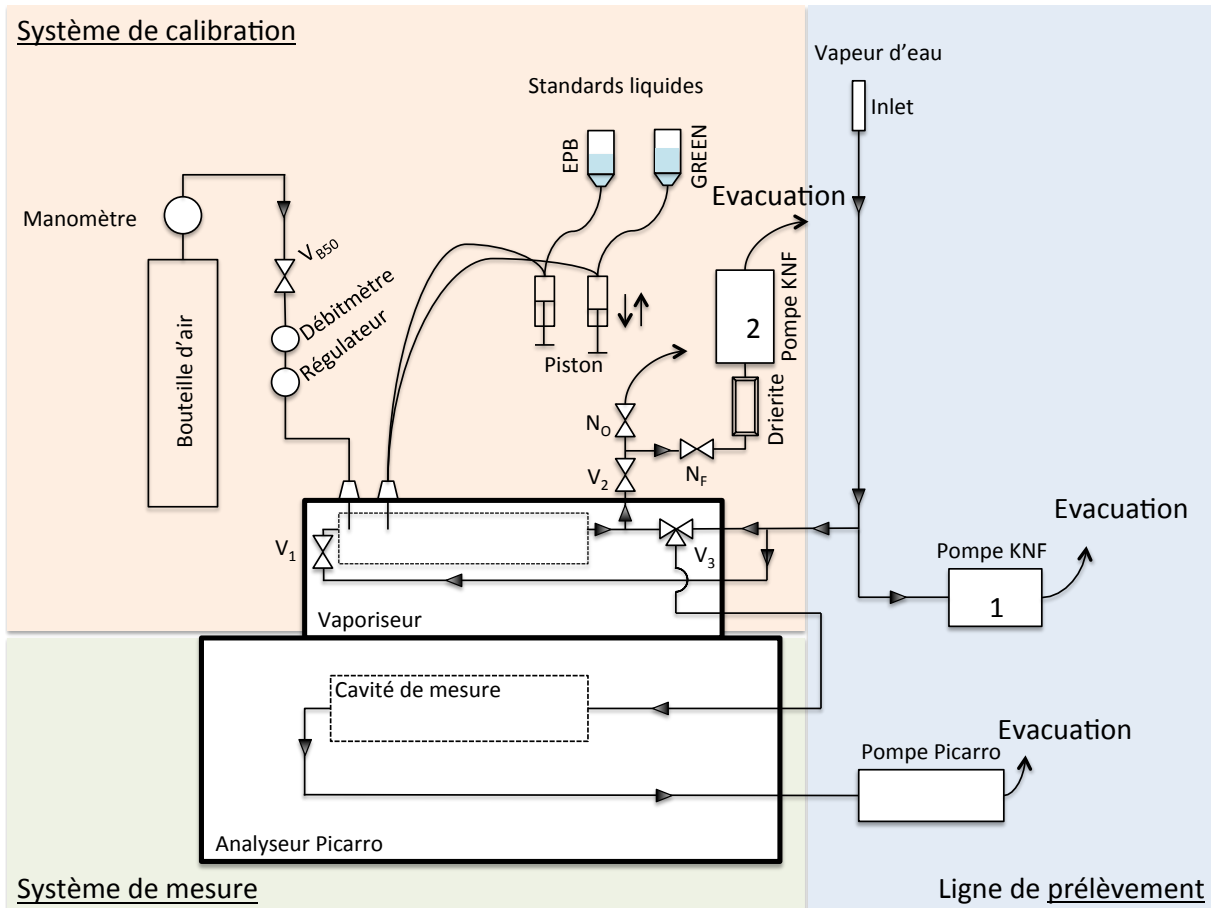


FIGURE 4.9 – Schéma du Picarro. Sur fond bleu : la ligne de prélèvement. Sur fond rouge : le système de calibration. Sur fond vert : l'analyseur Picarro.

En pilotant les vannes V_1 , V_2 , V_3 , V_{B50} , N_O et N_F , ainsi que les pistons (permettant d'acheminer l'eau des standards, cf paragraphe sur le module de calibration), le système informatique du Picarro permet d'alterner automatiquement deux séquences : une séquence de mesure, à proprement parler, de la composition isotopique de l'air ambiant, et une séquence d'environ 1h30 de calibration de l'appareil pour pallier à la dérive instrumentale.

La ligne de prélèvement La tête de l'inlet se trouve à 6,6 m au-dessus du sol, et à 1,5 m du toit. Elle est protégée par une moustiquaire fine, prévenant toute intrusion dans la ligne de prélèvement. Le tube reliant la tête de l'inlet à la cavité de mesure est en PFA (perfluoroalkoxy), d'une longueur de 10 m, d'un diamètre de 3/8 de pouces, et est chauffé

à 40°C. Une pompe à membrane (*KNF*) assure un débit fixe (0,6 L/min) pendant les mesures. Ceci permet d'éviter toute condensation et de minimiser le temps de résidence de l'air dans l'inlet. Cette installation a été validée lors de précédentes études (Tremoy et al., 2011). Elle a été entièrement nettoyée en septembre 2016.

La cavité de mesure La cavité de mesure est celle décrite dans la section 4.2.4. Elle est maintenue à une température de 80°C, et à une pression de 50 mbar. Le flux de vapeur d'eau au sein de la cavité est assuré par la pompe Picarro, installé en aval de la cavité.

Le module de calibration Le module de calibration est composé de trois sous-ensembles. Tout l'ensemble a pour but de délivrer une vapeur de composition isotopique connue à un taux d'humidité fixe. Les descriptions de ces trois sous-ensembles sont données ci-dessous :

1. le premier sous-ensemble correspond à la bouteille d'air sec (qualité 6.0) et au débitmètre. L'air sec y est tiré avec un débit fixé. Toutefois, une fraction résiduelle d'humidité persiste dans cet air sec (~ 100 ppm).
2. le deuxième sous ensemble correspond au module de livraison de standards, ou SDM (pour « Standard Delivration Module »). Le SDM comporte deux flacons d'eau liquide de compositions isotopiques connues. Les pistons permettent d'en délivrer à flux constant (avec un débit de $0,06 \mu\text{L/s}$).
3. le troisième sous-ensemble correspond au vaporiseur et au système de purge des tubulures et de la cavité (drierite⁹ et pompe associée (*KNF*)). Le vaporiseur possède une cavité, chauffée à 140°C¹⁰ dans laquelle l'eau des standards délivrée par le SDM se vaporise, et se mélange avec l'air sec en provenance de la bouteille d'air sec.

Séquences de mesures et de calibrations

Le Picarro présente une dérive isotopique au cours du temps (cf paragraphe 4.2.2). Il est donc nécessaire de le calibrer périodiquement. Aussi le Picarro va-t-il alterner une séquence de mesure (d'une durée de 24h) et une séquence de calibration (d'une durée d'environ 1h30), dont les déroulements sont décrits ci-dessous.

Déroulement d'une séquence de mesure Lorsqu'une séquence de mesure est initialisée, l'air ambiant est prélevé au sommet de l'inlet (Figure 4.9). En amont, de la vanne V_3 , une partie de l'air est envoyée vers la cavité de mesure (acheminement assuré par la pompe Picarro de l'analyseur), alors que l'autre partie est évacuée. En aval de la cavité de mesure, l'air analysé est lui aussi évacué.

9. la drierite en amont de la pompe KNF sert à déshydrater l'air, afin d'éviter toute contamination possible de l'air ambiant.

10. température nécessaire pour que toute l'eau liquide soit nécessairement vaporisée.

Déroulement d'une séquence de calibration Lorsqu'une séquence de calibration est initialisée, un ensemble de cinq étapes bien spécifiques est déclenchée :

1. une purge est lancée. Elle a pour but d'évacuer l'humidité résiduelle présente dans les tubulures. La vanne V_{B50} s'ouvre, de l'air sec remplit les tubulures ainsi que le vaporiseur. Les pistons des standards descendent, puis remontent, en éjectant de l'eau des standards dans le vaporiseur, ce qui a pour but d'éviter toute bulle dans les tubulures. Cet ensemble air + eau est chauffé à 140°C au sein du vaporiseur, puis est évacué via la vanne 2 et la pompe *KNF*. Ce processus prend cinq minutes. En simultanément, l'air extérieur est toujours analysé dans la cavité.
2. le premier standard est introduit. La vanne V_2 s'ouvre, alors que la vanne V_{B50} reste ouverte. Le piston associé au standard descend, se maintient en bas pendant une minute, puis en remontant injecte de l'eau liquide dans le vaporiseur. La vanne V_3 bascule, et une partie du mélange vaporisé est acheminée vers la cavité de mesure, pendant trente minutes. Seules les dix dernières minutes de ce laps de temps sont prises en compte. Cela permet d'éviter tout effet mémoire.
3. une purge est lancée. Le protocole est le même que lors de la purge précédente (point 1).
4. le second standard est introduit. Le protocole est le même que celui de la première injection (point 2).
5. à l'issue de la seconde introduction, toutes les vannes se ferment. On revient donc à l'état initial, à savoir la mesure de l'air ambiant.

La figure 4.10 représente le déroulement d'une séquence de calibration typique.

Le suivi des standards utilisés pour calibrer le Picarro

Les séquences de calibration ont été réalisées avec deux standards, nommés EPB et GREEN. Leurs compositions isotopiques ont évolué dans le temps, et sont données dans le tableau 4.1.

Les valeurs de ces standards encadrent la composition isotopique de la vapeur d'eau mesurée à l'OAM.

Sur la figure 4.11 sont représentées deux fioles de 15 ml. Elles sont remplies par les deux standards EPB et GREEN. Les standards utilisés lors des calibrations proviennent de ces deux fioles. La durée moyenne d'utilisation des standards contenus dans ces fioles est de trois semaines. A l'issue de ces trois semaines, l'eau restante dans les fioles est récupérée, en vue de son analyse au LSCE (Figure 4.11, flèches oranges). Les fioles sont ensuite remplies avec de l'eau de deux réserves¹¹ (Figure 4.11, flèches rouges). En même temps, des aliquotes¹² sont prélevés (flèche verte, Figure 4.11). Tous les aliquotes prélevés (flèches oranges et flèche verte) seront par la suite analysés au LSCE.

11. bouteilles hermétiques de près de 1L de standard

12. petits flacons en verre brun de 5mL.

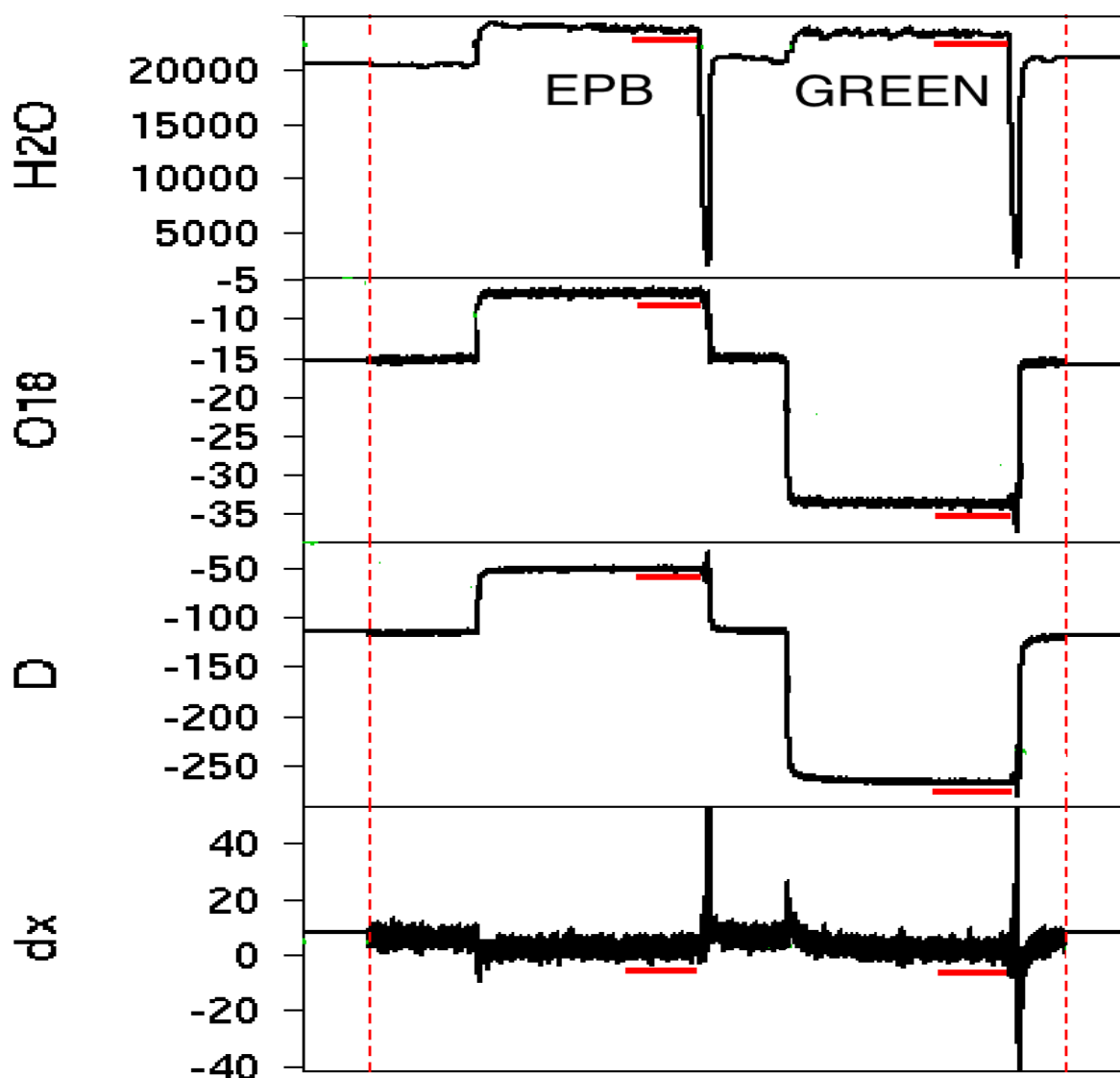


FIGURE 4.10 – Exemple de traitement des calibrations; de haut en bas : l'humidité spécifique (ppm) à laquelle la calibration a été réalisée, le $\delta^{18}O$, le δD et le $d[excess]$; deux injections se succèdent : la première/deuxième correspond à celle du standard EPB/GREEN. Les dix dernières minutes des injections (palier) utilisées sont mises en valeur par les traits rouges (soulignées). Cette figure a été extraite à partir de l'interface graphique permettant de visualiser les calibrations.

Tableau 4.1 – Tableau des valeurs de standards utilisés au cours de cette thèse pour calibrer le Picarro.

	EPB			GREEN		
	$\delta^{18}O$	δD	d	$\delta^{18}O$	δD	d
Du 2014-10-31 au 2014-12-21	-7.42	-50.7	8.66	-32.77	-255.9	6.26
Du 2014-12-21 au 2015-02-02	-7.2	-50.2	7.4	-32.65	-255.9	5.3
Du 2015-02-02 au 2015-03-12	-7.16	-50.4	6.88	-32.56	-255.3	5.18
Du 2015-03-12 au 2015-05-22	-7.07	-50.1	6.46	-32.44	-254.8	4.72
Du 2015-05-22 au 2015-06-12	-6.98	-49.5	6.34	-32.37	-254.7	4.26
Du 2015-06-12 au 2015-07-30	-6.97	-49.1	6.66	-32.22	-253.7	4.06
Du 2015-07-30 au 2015-08-29	-6.97	-48.8	6.96	-32.18	-253.7	3.74
Du 2015-08-29 au 2015-09-16	-6.91	-48.9	6.38	-32.17	-253	4.36
Du 2015-09-16 au 2015-10-06	-6.89	-48.4	6.72	-32.11	-252.7	4.18
Du 2015-10-06 au 2015-11-03	-6.84	-48.4	6.32	-32.02	-252.7	3.46
Du 2015-11-03 au 2015-12-01	-6.79	-48.4	5.92	-31.99	-252.4	3.52
Du 2015-12-01 au 2016-01-27	-6.76	-48.3	5.78	-31.95	-252.1	3.5
Du 2016-01-27 au 2016-03-05	-6.6	-47.8	5	-31.67	-251.1	2.26
Du 2016-03-05 au 2016-03-31	-6.52	-47.5	4.66	-31.51	-250.9	1.18
Du 2016-03-31 au 2016-04-28	-6.43	-47.3	4.14	-31.36	-249.2	1.68
Du 2016-04-28 au 2016-05-16	-6.35	-47.3	3.5	-31.19	-248.7	0.82
Du 2016-05-16 au 2016-06-08	-6.3	-46.9	3.5	-31.1	-248.2	0.6
Du 2016-06-08 au 2016-07-25	-6.22	-46.9	2.86	-30.97	-247.2	0.56
Du 2016-07-25 au 2016-08-19	-5.97	-45.8	1.96	-30.52	-245.7	-1.54
Du 2016-08-19 au 2016-09-16	-5.58	-44.8	-0.16	-29.8	-242.6	-4.2
Remplacement des bouteilles et nouveaux standards						
Du 2016-09-16 au 2017-09-15	-7.44	-50.4	9.12	-32.94	-257.2	6.32

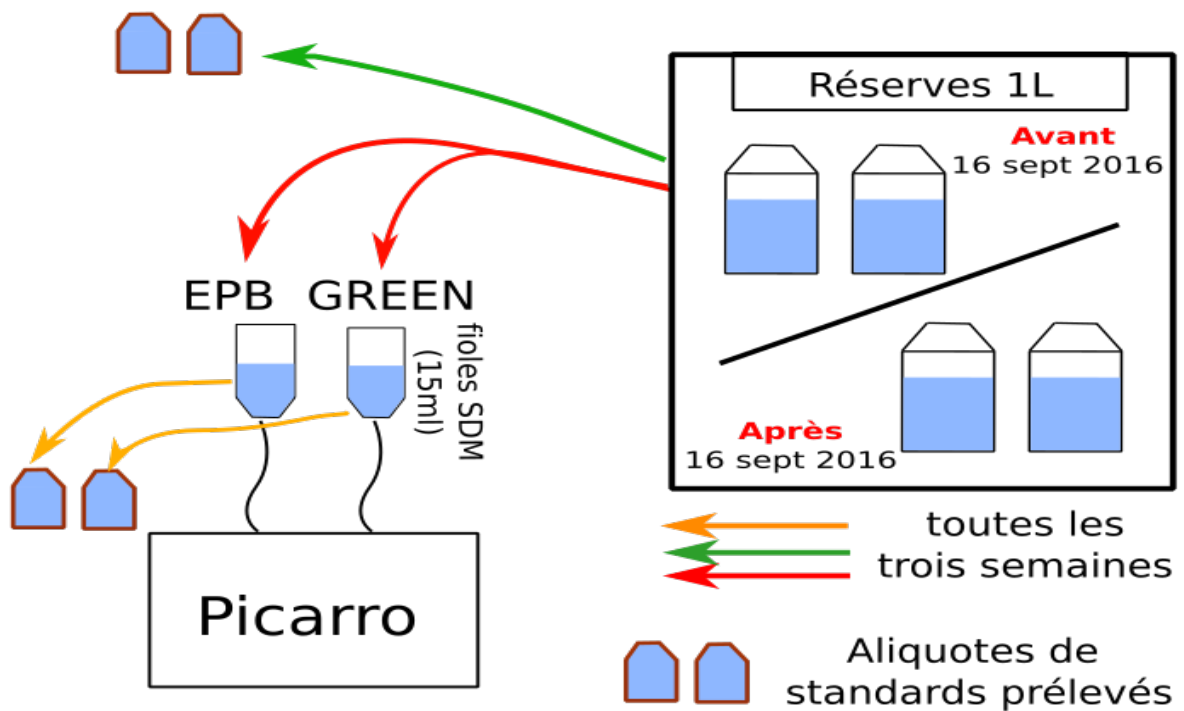


FIGURE 4.11 – Schéma du remplacement des standards utilisés pour calibrer le Picarro. Le changement des standards contenus dans les fioles du SDM s’effectue toutes les trois semaines.

L'échantillonnage au moment du remplissage des fioles et l'échantillonnage de l'eau restante nous permettent :

- de comparer les valeurs des standards au moment du remplissage et avec les valeurs de l'eau restante dans les fioles, et donc de quantifier l'évolution au sein des fioles du SDM durant les trois semaines. Aucune évolution n'a été visible dans les fioles sur une période de trois semaines, et ce sur les trois ans. En effet, les écarts de composition isotopique entre le moment du remplissage et l'eau restante ont pour valeurs moyennes $0,05 \pm 0,09\text{‰}$ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et $0,09 \pm 0,42\text{‰}$ pour le δD , ce qui est inférieur à l'erreur de mesure (cf section 4.2.3 et 4.3.4 respectivement).
- de comparer les valeurs des standards à chaque remplissage, afin de contrôler l'évolution éventuelle des standards dans les réserves de 1L.

Le tableau 4.1 donne l'évolution de la composition isotopique des standards dans les réserves de 1L. Deux faits sont à noter :

- il y a une évolution des standards contenus dans les réserves entre le 31 octobre 2014 et le 16 septembre 2016 (enrichissement progressif à la fois sur EPB et sur GREEN).
- cette évolution disparaît après le 16 septembre 2016.

Ceci s'explique par le remplacement des bouteilles contenant les réserves de standards (Figure 4.11) : avant le 16 septembre 2016, les réserves étaient des bouteilles en plastique, matériel qui induit une évolution de la composition isotopique des standards qu'elles contiennent. Au 16 septembre 2016, ces bouteilles plastiques ont été abandonnées au profit de bouteilles en verre (matériel neutre), remplies par de nouveaux standards (dont la composition isotopique est légèrement différente).

Les corrections appliquées aux mesures Picarro

Dès la commercialisation des premiers instruments Picarro, la nécessité d'établir un programme de correction de l'instrument est devenu primordial. Aujourd'hui, il en existe plusieurs dans la littérature, tous basés sur le même principe (Gupta et al., 2009; Steen-Larsen et al., 2013; Noone et al., 2011; Tremoy et al., 2011; Aemisegger et al., 2014; Bastrikov et al., 2014). Trois corrections doivent être appliquées :

1. une correction dite « humidité-humidité »
2. une correction dite « humidité-isotope »
3. une correction liée à la dérive isotopique de l'appareil.

Les paragraphes suivants décrivent ces trois corrections.

La correction humidité-humidité Les mesures de l'humidité spécifique du Picarro doivent être corrigées. On utilise pour cela un capteur de référence. La correction de l'humidité se fait en établissant une relation empirique entre les mesures d'humidité spécifique réalisées par le Picarro et les mesures d'humidité du capteur. Le capteur qui nous a servi

de référence pour établir cette correction est le Hobo 07, placé sur le toit de l'OAM, à environ 1,5 mètres de distance de l'inlet du Picarro (Figure 4.12). Cet emplacement n'est pas un abris « normalisé », et nous verrons au cours du chapitre 5 qu'il est possible que l'emplacement et le bâtiment ont une certaine influence.

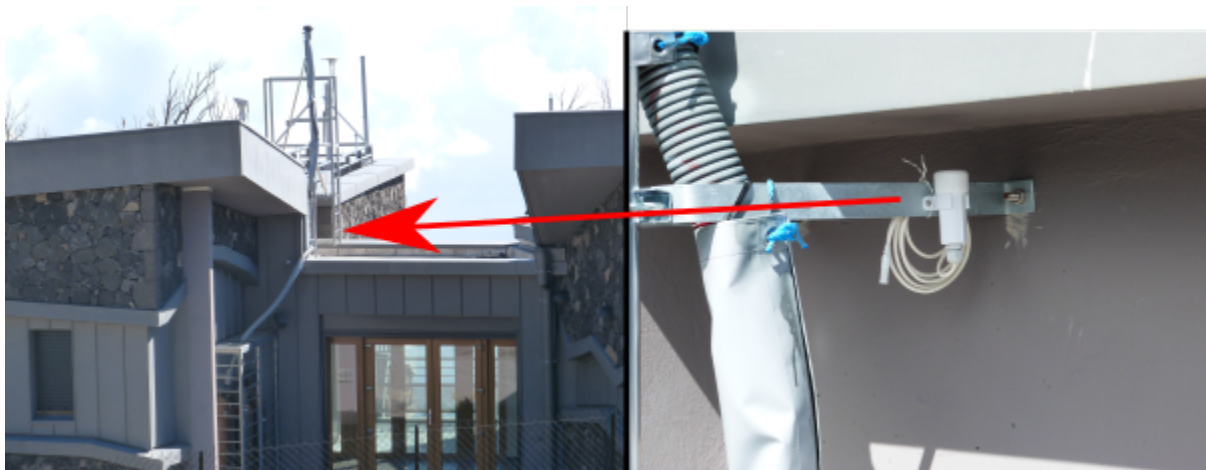


FIGURE 4.12 – Le capteur de référence (Hobo-07) est placé sur le toit de l'OAM, sous une rembarde métallique.

Ce Hobo 07 est un capteur Hobo Pro v2 humidité relative-température, de la compagnie « Onset ». La précision sur l'humidité relative (rh) et sur la température (T°) sont données dans le tableau C.1 (présenté en annexe). Il a été programmé pour fournir des mesures ponctuelles à un pas de temps de 5 min.

A partir de ses données rh et T° , une chronique d'humidité spécifique, notée H_2O_{ref} , a été établie, comme il suit :

1. à partir des données de température (T , en $^\circ\text{C}$), on calcule la pression de vapeur saturante (e_s , en hPa) à partir de la loi de Magnus-Tetens (Lowe, 1974) :

$$e_s = 6.1078 * \exp\left(17.269388 * \frac{T}{T + 273.15 - 35.86}\right) \quad (4.14)$$

2. on détermine le rapport de mélange à saturation (w_s) comme $w_s = m_{vs}/m_a$; avec m_{vs} la masse de vapeur d'eau à saturation et m_a la masse d'air. En utilisant la loi des gaz parfaits ($PV = nRT$), une nouvelle expression de w_s (kg/kg) est donnée :

$$w_s = \frac{M_{H_2O}}{M_{air}} * \frac{e_s}{p - e_s} = 0,622 * \frac{e_s}{p - e_s} \quad (4.15)$$

Avec p , la pression atmosphérique (hPa); M_{H_2O} la masse molaire de l'eau (18,016 g/mol) et M_{air} la masse molaire de l'air (28,97g/mol). Entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2015, la station météorologique associée au FTIR (voir paragraphe 5.1) présente des mesures de pression dont la moyenne est de 775hPa (± 24 hPa).

Il est important de préciser que les mesures de pression du FTIR ne sont pas calibrées, mais que la pression est ici un paramètre de second ordre dans le calcul de l'humidité spécifique (et n'a donc qu'une très faible influence).

3. à partir des valeurs de w_s et des données d'humidité relative (rh), on calcule le rapport de mélange w (kg/kg) : $w = rh * w_s$
4. ensuite, une conversion de w de kg/kg vers ppm est appliquée. Le rapport de mélange en ppm (H_2O_{ref}) est donnée par :

$$H_2O_{ref} = \frac{w}{0,622} \quad (4.16)$$

5. cette chronique de H_2O_{ref} présente un pas de temps de 5 min. Elle a été ré-échantillonnée afin d'être synchronisée avec la chronique des données du Picarro à 5 min.

Les données des deux chroniques synchronisées (H_2O_{ref} et $H_2O_{Picarro}$) ont permis de déterminer cette relation empirique, entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2015, d'équation (Figure 4.13) :

$$H_2O_{ref} = 0,82 * H_2O_{Picarro} + 505; r^2 = 0,98; p < 0,001 \quad (4.17)$$

Afin de s'assurer que cette correction soit valable dans le temps, le procédé a été reproduit sur une plus longue période (du 1^{er} novembre 2014 au 10 mai 2017). Cette nouvelle correction a pour formule :

$$H_2O_{ref} = 0,81 * H_2O_{Picarro} + 600; r^2 = 0,94; p < 0,001 \quad (4.18)$$

Les coefficients de ces relations sont très proches de ceux trouvés dans la littérature pour le même type d'instrument (Tremoy, 2012; Bonne, 2015). L'impact de la différence entre ces deux corrections est discuté dans le paragraphe 4.3.5.

La correction de l'effet humidité-isotope Les mesures de composition isotopique sont sensibles au taux d'humidité auquel elles sont réalisées. Par exemple, une même vapeur ne présentera pas la même valeur isotopique si elle est mesurée à 2000 ppm ou à 15000 ppm. Il est donc nécessaire de fixer une humidité de référence. Pour corriger les données de cette dépendance à l'humidité, un ensemble de calibrations à différents taux d'humidité a été réalisé. Ces calibrations ont été réalisées avec les trois standards, EPB, SV et GREEN, en octobre 2014 (les valeurs de EPB et de GREEN sont données à la première ligne du tableau 4.1, celles de SV sont les suivantes : -17,3‰ et -128‰ en $\delta^{18}O$ et δD respectivement).

L'eau liquide d'un premier standard (EPB) a été injectée dans le vaporiseur grâce au SDM, a été vaporisée, puis diluée avec de l'air sec ($H_2O_{airsec} \sim 100$ ppm) de la bouteille afin d'obtenir une vapeur à un taux d'humidité désiré et stable. Cette vapeur

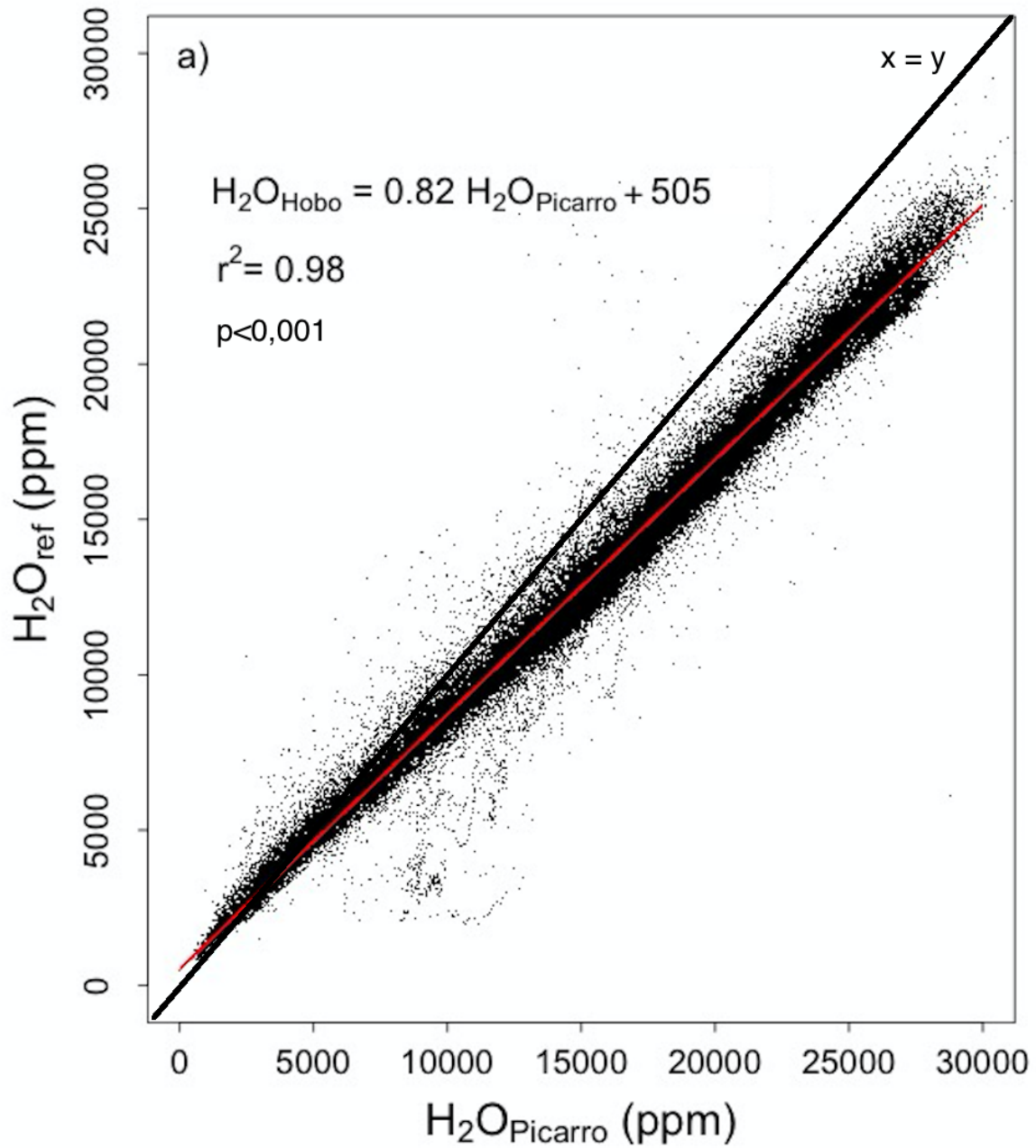


FIGURE 4.13 – Régression linéaire obtenue à partir des données 5 min des données Picarro et Hobo 07. Les données comprises entre le 12 juillet 2015 et le 24 juillet 2015 inclu.

est introduite pendant 30 minutes dans la cavité de mesure. Ceci a été réalisé pour toute une série d'humidités variant de 1700 ppm à 5000 ppm (à un pas de 500ppm), puis de 5000 pm à 10000 ppm (à un pas de 1000 ppm) et enfin de 10000 ppm à 36500 ppm (à un pas de 2500 ppm). Ces trois paliers ont été fixés arbitrairement : les instruments Picarro sont connus pour réaliser des mesures de moins bonne qualité aux basses humidités (cf paragraphe 4.3.4). C'est pourquoi, lors de ma première mission, et contraint par le temps, j'ai choisi d'augmenter la résolution pour les faibles humidités.

Pour chacune des injections, la valeur de la composition isotopique mesurée correspond à la moyenne sur les dix dernières minutes de l'injection (cf section 4.3.2). Une deuxième et une troisième séries de tests ont été faites avec les deux autres standards (GREEN et SV), selon le même principe. Ces injections ont été menées lors de ma première mission, du 27 octobre 2014 au 4 novembre 2014, à l'OAM (cf section 4.4).

Comme la composition isotopique de la vapeur d'eau est encadrée par les compositions isotopiques des standards EPB et GREEN, les injections de SV n'ont pas été utilisées pour établir la correction humidité-isotope.

L'humidité de référence a été fixée à 15000 ppm, humidité pour laquelle les valeurs mesurées des standards sont les plus proches des valeurs connues (Tableau 4.1), associées aux plus faibles écarts-types sur la moyenne ($\sigma = 0,2$ et $\sigma = 0,7$ en $\delta^{18}O$ et δD). Ne possédant pas d'injection à 15000 ppm précisément, les valeurs de composition isotopiques associées à 15000 ppm ont été interpolées à partir des deux points les encadrant.

Pour les deux standards EPB et GREEN, la valeur de la composition isotopique de référence à 15000 ppm est noté δ_{ref} (avec $\delta^{18}O_{EPB-ref} = -7,81\%$, $\delta D_{EPB-ref} = -54,1\%$ et $\delta^{18}O_{GREEN-ref} = -34,3\%$, $\delta D_{GREEN-ref} = -269,8\%$). Les résultats des injections d'EPB et de GREEN sont donc exprimées en $\delta - \delta_{ref}$. Cette notation $\delta - \delta_{ref}$ permet de comparer la réponse de l'instrument sur plusieurs standards. Les résultats sont représentés sur la figure 4.14.

Les résultats montrent une réponse différente entre le $\delta^{18}O$ et le δD , mais sont indépendants de la valeur du standard. Pour chacun, un ensemble de fits a été testés en vue d'établir la meilleure corrélation possible. Le critère de sélection a été la valeur du coefficient de régression (r^2). Il a paru nécessaire d'établir deux fits pour le $\delta^{18}O$, et deux fits pour le δD (un fit pour les faibles humidités et un fit pour les humidités élevées). Les deux fits ont été raccordés : l'écart présent entre les deux fits (humidités faibles et humidités élevées) a été retranché au fit des humidités élevées. Les fits possèdent des équations linéaires ou en $1/q$ car ce sont les meilleurs fits réalisés.

Pour le $\delta^{18}O$, la réponse humidité-isotope est donnée par deux équations :

— de 0 à 5000 ppm :

$$\delta^{18}O - \delta^{18}O_{ref} = -2052,5 * \frac{1}{q_{Picarro}} + 0,738 \quad (4.19)$$

— au-dessus de 5000 ppm :

$$\delta^{18}O - \delta^{18}O_{ref} = 2207,7 * \frac{1}{q_{Picarro}} - 0,124 \quad (4.20)$$

Similairement pour le δD , la réponse du Picarro est donnée par deux équations :

— de 0 à 10000 ppm :

$$\delta D - \delta D_{ref} = 8912.4 * \frac{1}{q_{Picarro}} - 0,877 \quad (4.21)$$

— au-dessus de 10000 ppm :

$$\delta D - \delta D_{ref} = -0.528 * q_{Picarro} + 5,4 * 10^{-5} \quad (4.22)$$

Ces relations n'ont pas été vérifiées au cours de ces trois ans de thèse. Une vérification au bout de ces trois ans de thèse rendrait ce protocole de correction des mesures davantage robuste. En revanche, Tremoy (2012) a montré leur stabilité dans le temps sur le même type d'appareil.

La correction de la dérive de l'appareil Les calibrations sont réalisées à un taux d'humidité de 20000 ppm, car c'est à cette humidité que les injections présentent les taux d'humidité les plus stables, et que les erreurs de mesure sont les plus basses (de même qu'à 15000 ppm, cf erreurs de mesure sur la figure 4.19).

La figure 4.15 est une synthèse des calibrations réalisées tout au long de ma thèse pour pallier à la dérive instrumentale du Picarro.

Les points noirs représentent les valeurs mesurées des standards lors des calibrations telles qu'elles sont données par le Picarro (encore aucune correction apportée). Les points rouges correspondent aux valeurs mesurées des standards lors des calibrations une fois qu'elles ont été corrigées de l'effet humidité-isotope (la valeur de δ_{ref} étant donnée à une humidité de 15000 ppm, toutes les calibrations doivent elles aussi être exprimées à cette humidité pour ne présenter aucun biais lié à la dépendance humidité-isotope). Les pointillés représentent la valeur vraie des standards contenus dans les fioles et utilisés pour la calibration.

La figure 4.15 montre :

- l'évolution des standards au sein des réserves de 1L jusqu'au 16 septembre 2016 (cf section précédente). Cette évolution est visible sur la courbe en pointillés noirs. La diminution brutale le 16 septembre 2016 correspond au réapprovisionnement des réserves de 1L de standards.
- la dérive de l'appareil : la dérive de l'appareil au cours du temps est donnée par l'évolution de l'écart entre les valeurs vraies des standards (en pointillés) et les valeurs mesurées des standards (corrigées à 15000 ppm, points rouges). Cette évolution est représentée sur la figure 4.16 (du 1^{er} novembre 2014 au 31 mars 2017). La dérive isotopique sur 2,5 ans du Picarro est pseudo-linéaire. Elle peut atteindre des valeurs égales à 1,5‰ pour le $\delta^{18}O$, et égale à 15‰ pour le δD (non montré).

Pour corriger les données Picarro de la dérive isotopique, une relation linéaire est déterminée à partir des valeurs des calibrations de EPB et de GREEN (*ValeursVraies* =

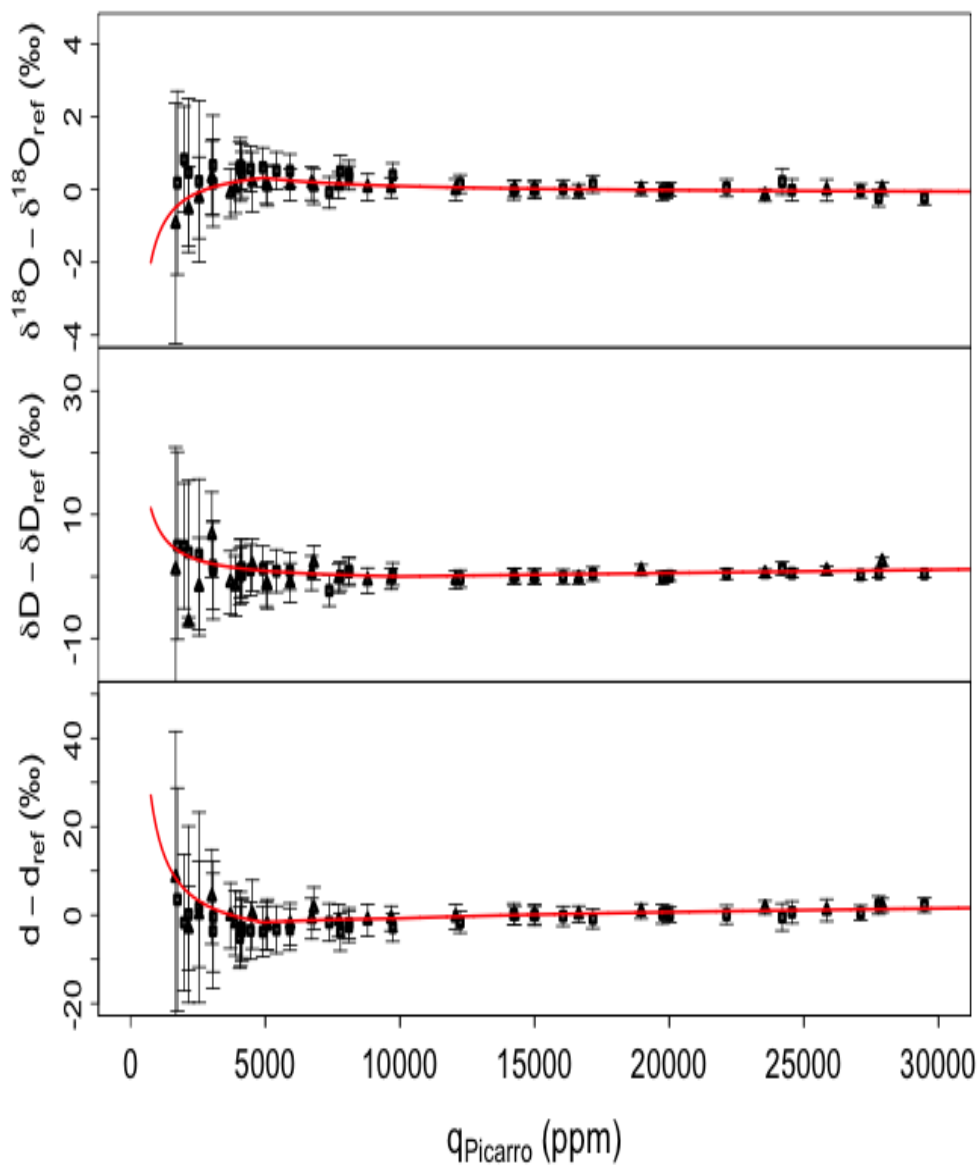


FIGURE 4.14 – Dépendance humidité-isotope. De haut en bas : $\delta^{18}\text{O}$, δD et d_{excess} . Les courbes rouges correspondent aux équations données dans le texte. Les barres d'erreurs correspondent à l'écart-type sur les moyennes à 10min (propre à chaque injection). Les triangles/carrés représentent les injections réalisées avec le standard EPB/GREEN respectivement.

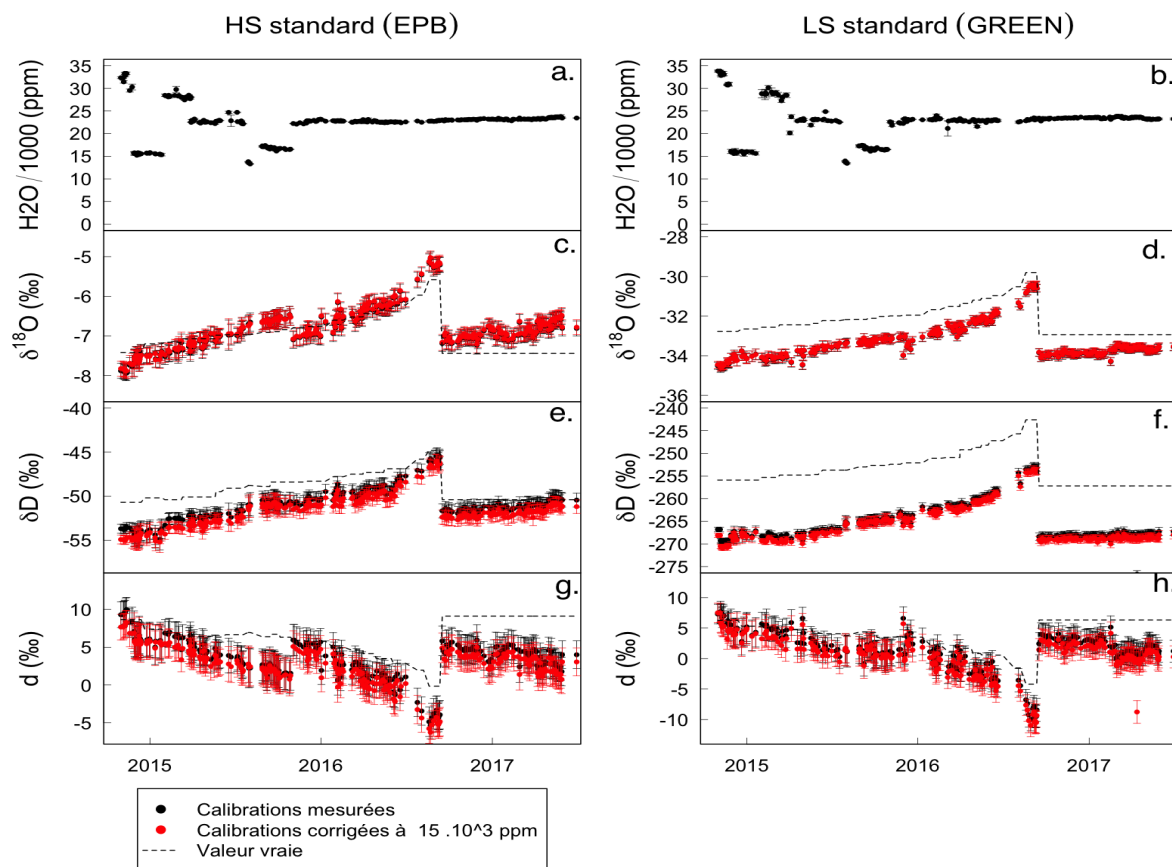


FIGURE 4.15 – Correction de la dérive du Picarro. Série temporelle des (a. et b.) humidités auxquelles les calibrations ont été réalisées; (c. et d.) $\delta^{18}O$ des calibrations avant/après corrections à 15000 ppm (points noirs/rouges) et valeurs vraies des standards (pointillés); (e. et f.) similaire pour le δD ; (g. et h.) similaire pour l'excès en deutérium. La fréquence des calibrations est d'environ 24h, et dure environ 1h30. Le sigle HS (LS) signifie « High (Low) standard », qui se réfère au standard EPB (GREEN).

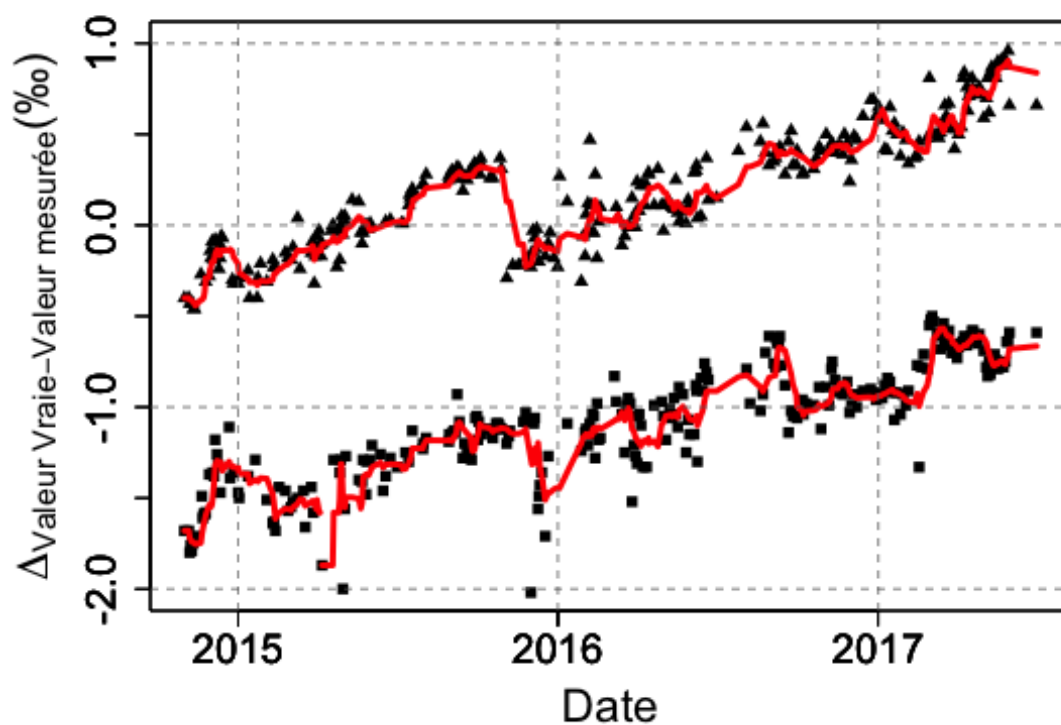


FIGURE 4.16 – Dérive isotopique du Picarro : différence sur le $\delta^{18}\text{O}$ entre les valeurs vraies des standards (pointillés de la figure 4.15) et les valeurs mesurées lors des calibrations (points rouges de la figure 4.15), en fonction du temps. Les triangles/carrés représentent les calibrations réalisées avec le standard EPB/GREEN. En rouge : moyenne glissante à 14 jours appliquée sur les calibrations des standards EPB et GREEN. Une forte diminution est constatée sur l'EPB en novembre 2015, et fait belle et bien partie de la dérive isotopique. En effet, cette diminution ne correspond ni aux changements des réserves de 1L (septembre 2016), ni à une modification de l'installation du Picarro ou de son environnement (travaux extérieurs).

$a * ValeursMesurees + b$). Ensuite, les coefficients de ces relations sont interpolés entre 2 séquences de calibrations au même pas de temps que les données Picarro.

4.3.3 Commentaires sur l'importance du protocole Picarro

Il apparaît primordial de s'astreindre à un protocole de calibration rigoureux pour corriger les données Picarro. La figure 4.17 présente les différences entre les données brutes (RAW) et les données corrigées (par les trois corrections, notées CORR) pour l'humidité, et le $\delta^{18}O$ entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 mars 2017. Pour l'humidité, les différences sont importantes en particulier en-dessous de 3000 ppm, et au-dessus d'environ 15000 ppm. Pour le $\delta^{18}O$, les différences sont significatives (supérieures à l'erreur de mesure), et peuvent s'étendre de $-1,5\text{‰}$ à $+0,5\text{‰}$ (voir section 4.3.4).

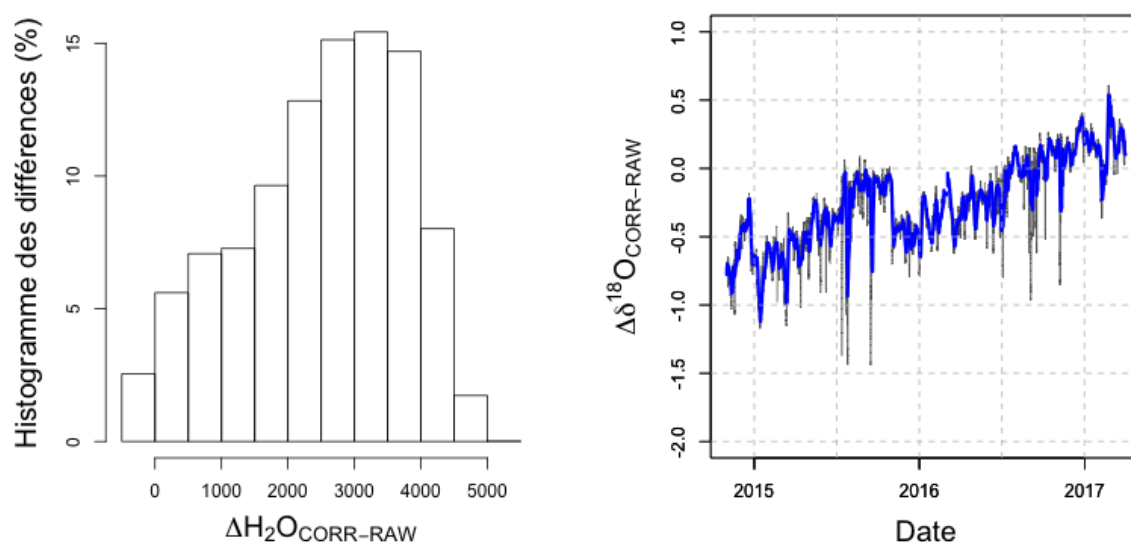


FIGURE 4.17 – A gauche : histogramme des différences entre valeurs brutes (RAW) et valeurs corrigées (CORR). Les différences sur l'humidité sont toujours positives (le Picarro sur-estime systématiquement l'humidité spécifique de l'air). A droite : évolution de la différence entre valeurs brutes et valeurs corrigées de $\delta^{18}O$ en fonction du temps. Les données couvrent la période du 01/11/2014 au 31/03/2017 et sont présentées au pas de temps de 1h.

Le caractère pseudo-linéaire de la différence sur le $\delta^{18}O$ entre les données corrigées et les données brutes (Figure 4.17) provient principalement de la dérive isotopique du Picarro. En effet, on retrouve ce comportement dans la différence entre « valeurs vraies des standards » et « valeurs mesurées lors des calibrations », ce qui atteste de la dérive de l'appareil.

La figure 4.18 présente une comparaison entre les données 1h corrigées (bleues) et

brutes (rouges) pour le $\delta^{18}O$, le δD et l'excès en deutérium, pour le mois de novembre 2014.

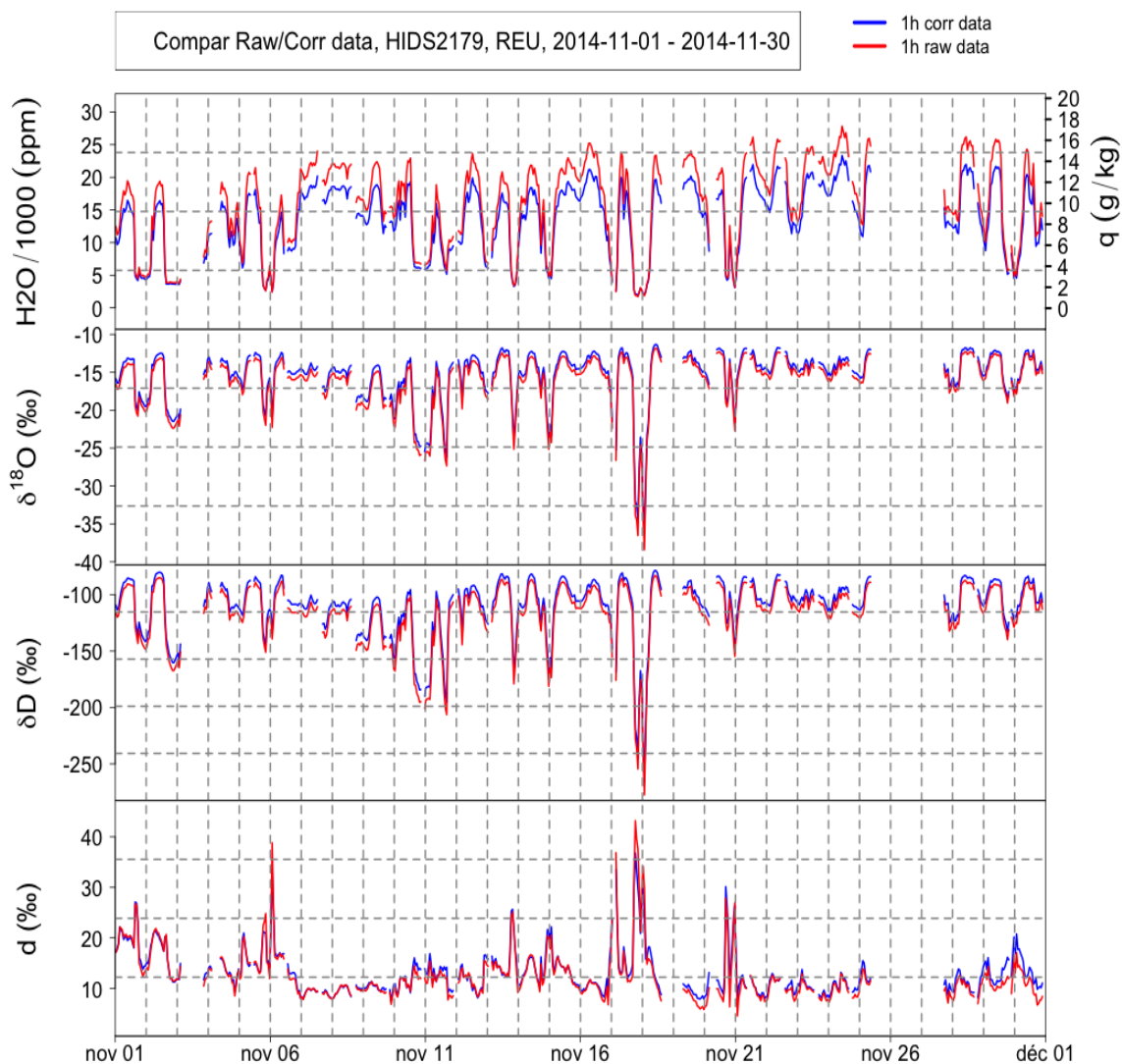


FIGURE 4.18 – Comparaison entre les données corrigées (CORR) et les données brutes (RAW) : exemple du mois de novembre 2014.

4.3.4 Erreurs de mesure des données Picarro

L'erreur de mesure sur le taux d'humidité a été étudié par la firme Picarro, qui a calibré ses spectromètres en comparant leurs mesures à celles d'un générateur de point de rosée (Chen et al., 2010). L'erreur de mesure relative sur le taux d'humidité est estimée à $< 1\%$.

La précision ($\pm 1\sigma$) des mesures isotopiques réalisées avec le Picarro est dépendante du taux de l'humidité de la mesure (précision de mesure plus élevée à de forts taux d'humidité

qu'à de faibles taux).

Aussi, la précision des mesures a été estimée à partir des injections de standards réalisées pour quantifier la dépendance humidité-isotope (EPB, GREEN, et SV). Pour chaque injection d'EPB, GREEN et SV, l'écart-type a été calculé sur les dix dernières minutes de l'injection. La figure 4.19 représente les écarts-types de toutes ces injections en fonction du taux d'humidité auquel elles ont été réalisées. Les fits noirs représentent la précision du Picarro sur les mesures de $\delta^{18}O$, δD et l'excès en deutérium. Ils sont donnés par les formules suivantes :

$$|\sigma|_{\delta^{18}O} = 3683,9 * \frac{1}{H_2O} - 0,037; r^2 = 0,90 \quad (4.23)$$

$$|\sigma|_{\delta D} = 24965,8 * \frac{1}{H_2O} - 0,729; r^2 = 0,95 \quad (4.24)$$

$$|\sigma|_{d_{excess}} = 38541,7 * \frac{1}{H_2O} - 0,645; r^2 = 0,92 \quad (4.25)$$

Aussi, on peut estimer l'erreur par la moyenne des écarts-types mesurés sur l'intervalle d'humidité concerné (les pourcentages donnés correspondent aux pourcentages des mesures à 5 minutes de H_2O réalisées par le Picarro entre le 1^{er} novembre 2017 et le 30 juin 2017) :

- au-dessus de 20000 ppm (7% des données), l'erreur de mesure est stable, et a pour valeur moyenne $\sigma[\delta^{18}O]=\pm 0.2\text{‰}$, $\sigma[\delta D]=\pm 0.7\text{‰}$, et $\sigma[d_{excess}]=\pm 1,8\text{‰}$.
- entre 20000 ppm et 10000 ppm (66% des données), l'erreur de mesure augmente. Bien qu'elle soit stable entre 20000 ppm et 12500 ppm (même valeur qu'au-dessus de 20000 ppm), elle augmente légèrement en dessous de 12500 ppm ($\sigma[\delta^{18}O]=\pm 0.2\text{‰}$, $\sigma[\delta D]=\pm 1,2\text{‰}$, et $\sigma[d_{excess}]=\pm 2,2\text{‰}$).
- entre 10000 ppm et 5000 ppm (18% des données), l'erreur de mesure augmente, et a pour valeur moyenne $\sigma[\delta^{18}O]=\pm 0.4\text{‰}$, $\sigma[\delta D]=\pm 2,6\text{‰}$, et $\sigma[d_{excess}]=\pm 4,3\text{‰}$.
- au-dessous de 5000 ppm (9% des données), l'erreur de mesure augmente considérablement, et a pour valeur moyenne $\sigma[\delta^{18}O]=\pm 1,3\text{‰}$, $\sigma[\delta D]=\pm 8,1\text{‰}$, et $\sigma[d_{excess}]=\pm 13,2\text{‰}$.

4.3.5 Sensibilité du protocole de calibration sur les mesures Picarro

Le protocole de Tremoy et al. (2011) est un protocole validé, et appliqué sur plusieurs Picarro au sein de notre équipe de recherche au LSCE. Il est intéressant de se pencher sur plusieurs aspects de ce protocole :

- pour la correction « humidité-humidité », quel serait l'impact sur les données finales d'appliquer l'équation établie sur 1 an de données (équation 4.17), ou sur près de trois ans (équation 4.18) ?
- lors de la correction « humidité-isotope », qu'en est-il si le résidu d'humidité présent dans l'air sec est pris en compte (~ 100 ppm) ?

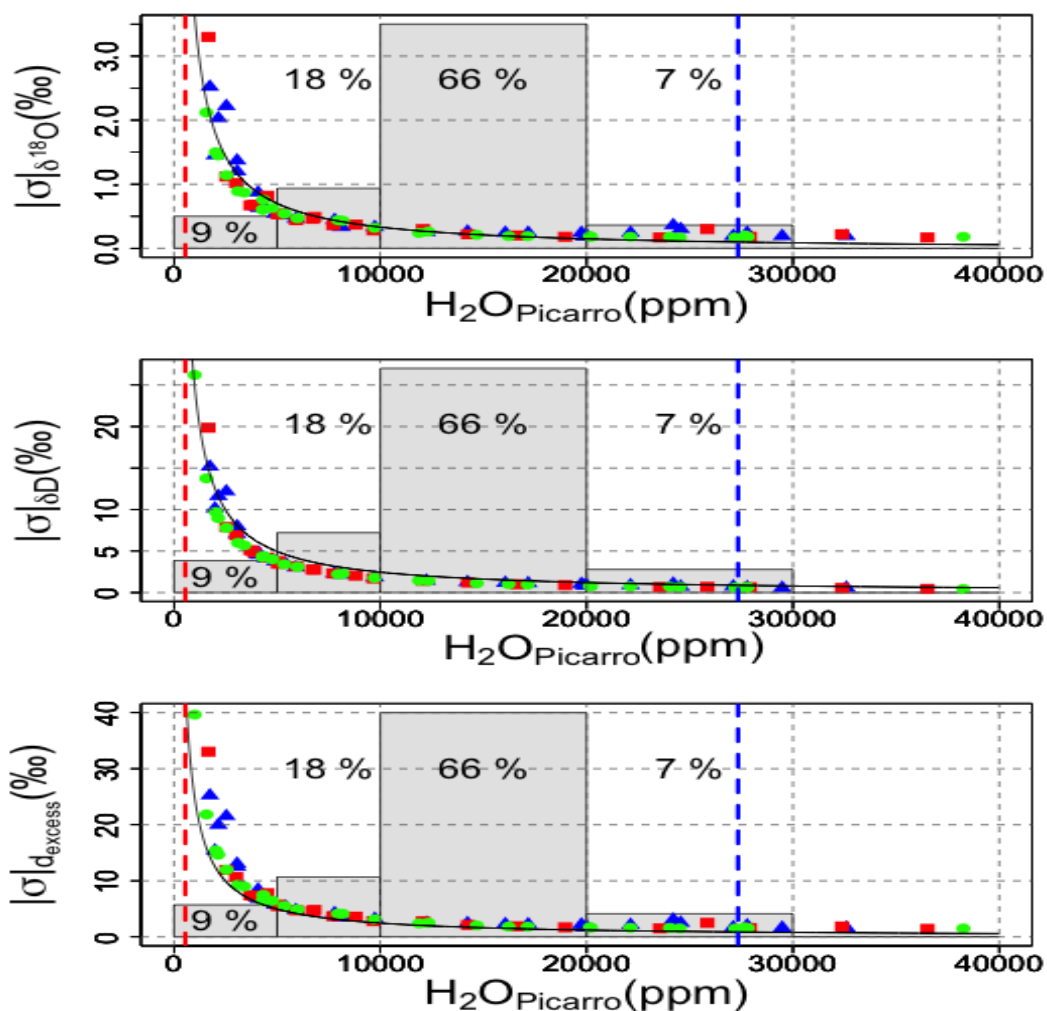


FIGURE 4.19 – Erreurs de mesure (σ) du Picarro ($\delta^{18}O$, δD et d_{excess}) en fonction du taux d’humidité spécifique ; de haut en bas : $\sigma[\delta^{18}O]$, $\sigma[\delta D]$ et $\sigma[d[excess]]$. Les histogrammes correspondent à la densité des données d’humidité à 5 minutes réalisées par le Picarro entre le 1^{er} novembre 2014 et le 30 juin 2017 (les pourcentages inscrits en donnent la valeur). Les pointillés verticaux rouges (bleus) représentent les extrêmes d’humidité mesurés sur cette période.

- à quelle fréquence est-il nécessaire de calibrer le Picarro ? Au bout de combien de temps la dérive isotopique de l'appareil a-t-elle une influence significative (c'est à dire supérieure à l'erreur de mesure) ?

Les paragraphes qui suivent ont pour objectif de répondre à ces questions.

Sensibilité sur la calibration humidité-humidité

La sensibilité sur la calibration humidité-humidité peut être étudiée en comparant les données d'humidité corrigées avec l'équation établie sur 1 an (équation 4.17) avec les données d'humidité corrigées avec l'équation établie sur près de 3 ans (équation 4.18). Les différences entre ces deux jeux de données sont représentées sur la figure 4.20.

La figure 4.20 montre que les différences sont comprises entre -100 ppm et 200 ppm. La différence entre les deux corrections humidité-humidité (équations 4.17 et 4.18) s'exerce surtout sur l'ordonnée à l'origine (différence de 95,24 ppm). Ces écarts sont proches de l'erreur de mesure sur l'humidité du Picarro, et peuvent donc être considérés comme minimes.

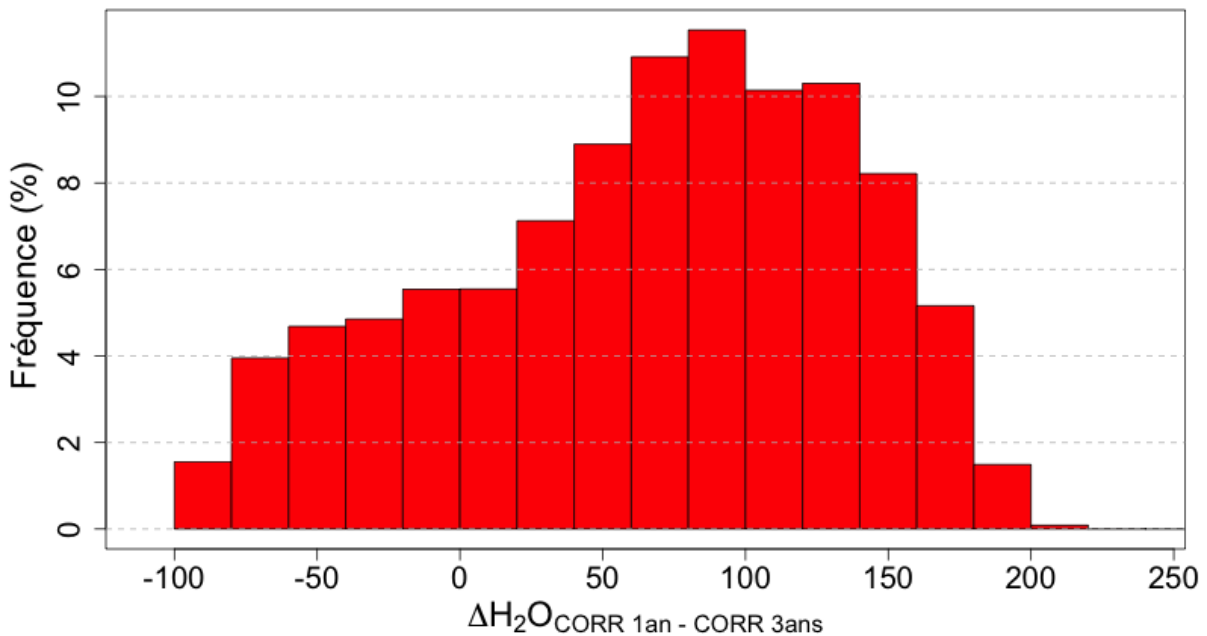


FIGURE 4.20 – Cet histogramme exprime les différences entre les données 1h d'humidité du Picarro corrigées avec la correction établie sur 1 an et les données d'humidité du Picarro 1h corrigées avec la correction établie sur près de 3 ans. En ordonnée figure la fréquence des différences.

Il est nécessaire que le Hobo-07 soit calibré tous 12 à 18 mois¹³. Or, cela n'a pas été

13. la dérive annuelle que présente le hobo-07 sur la température et l'humidité relative sont respective-

Tableau 4.2 – Tableau des valeurs de l’air sec

H_2O_{airsec}	$\delta^{18}O_{airsec}$	δD_{airsec}
$105 \pm 33ppm$	$-25,3 \pm 42\text{‰}$	$-106,9 \pm 207\text{‰}$

réalisé. Bien qu’elle repose sur plus de mesures et qu’elle soit par conséquent statistiquement plus robuste, il est risqué de corriger nos données d’humidité avec l’équation 4.18 (établie sur près de trois ans), et c’est pourquoi l’équation 4.17 a été utilisée.

Sensibilité sur la calibration humidité-isotope

Lors de l’introduction des standards à différents taux d’humidité, l’air utilisé pour la dilution, bien que présenté comme « sec », possède toujours une fraction résiduelle de vapeur d’eau. Cette fraction a sa propre composition isotopique. A fort taux d’humidité, on comprend que cette fraction de vapeur n’affecte que très peu les résultats de la calibration. En revanche, à faible taux d’humidité, il est possible que cette fraction de vapeur présente dans l’air sec affecte significativement les résultats.

Après deux ans et demi d’acquisition de mesures, nous avons remarqué que certaines données présentaient de très faibles valeurs d’humidité¹⁴. Il a donc été important d’évaluer l’influence du résidu d’humidité de l’air sec sur la correction humidité-isotope.

Cependant, les bouteilles d’air sec à l’OAM ont été renouvelées chaque année et il n’y a aucune garantie que la composition isotopique de l’humidité résiduelle de la bouteille utilisée en 2017 soit la même que celle des bouteilles précédentes. Par conséquent, il n’est pas possible de connaître les compositions isotopiques des résidus d’humidité des bouteilles précédentes, et d’établir une nouvelle correction a posteriori.

Toutefois, afin d’évaluer l’influence que pourrait avoir le résidu d’humidité de l’air sec, nous avons réalisé un test en mars 2017. La première étape a consisté à déterminer la composition isotopique du résidu d’humidité. Pour cela, de l’air sec de la bouteille a été introduit dans le Picarro pendant 30 minutes. Seules les dix dernières minutes ont été prises en compte. La signature de ce résidu d’humidité (en mars 2017) est donnée dans le tableau 4.2.

Comme l’air sec possède par définition un très faible taux d’humidité, les erreurs de mesures sont conséquentes (Tableau 4.2). De telles erreurs ne permettent pas d’établir une correction fiable, et ceci confirme le fait qu’il ne s’agisse que d’un test.

La deuxième étape a consisté à prendre en compte le résidu d’humidité dans la correction humidité-isotope. En considérant que l’air analysé lors des calibrations est un mélange entre cette fraction d’humidité provenant de la bouteille d’air sec et de standard

ment inférieures à 0,1°C et à 1% par an (ces valeurs de dérives sont données par la compagnie « Onset »).

14. 4% des données 1h entre le 1^{er} novembre 2014 et le 30 avril 2017 ont des humidités inférieures à 3000 ppm

vaporisé, il est possible de calculer les caractéristiques d'un air sans ce résidu d'air sec, par bilan de masse (Tremoy et al., 2011). Les équations de ce bilan de masse sont :

$$H_2O_{Mesure} = H_2O_{Standard} + H_2O_{residuel} \quad (4.26)$$

Avec H_2O_{Mesure} l'humidité spécifique mesurée par le Picarro; $H_2O_{residuel}$ l'humidité spécifique résiduelle présente dans la bouteille d'air sec; et $H_2O_{Standard}$ l'humidité spécifique issue de la vaporisation de l'eau liquide des standards.

En y associant leur composition isotopique, on obtient

$$H_2O_{Mesure} * \delta_{Mesure} = H_2O_{Standard} * \delta_{Standard} + H_2O_{residuel} * \delta_{residuel} \quad (4.27)$$

Aussi, à chacune des calibrations réalisées pour établir la réponse humidité-isotope du Picarro, on peut déterminer $\delta_{standard}$, avec :

$$H_2O_{standard} = H_2O_{Mesure} - H_2O_{residuel} \quad (4.28)$$

$$\delta_{Standard} = \frac{H_2O_{Mesure} * \delta_{Mesure} - H_2O_{residuel} * \delta_{residuel}}{H_2O_{Standard}} \quad (4.29)$$

La figure 4.21 présente les courbes de la correction humidité-isotope de 2014 (rouges, identiques à la figure 4.14) et celles auxquelles le résidu d'air sec a été soustrait (bleues).

La troisième étape a consisté à établir une comparaison sur les données corrigées à 1h sur la période du 1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2015, entre (1) la version intégrant la calibration humidité-isotope de 2014, et (2) la version dans laquelle le résidu d'air sec a été soustrait. Les résultats sont explicités en figure 4.22. Ces histogrammes (Figure 4.22) montrent que les différences pour $\delta^{18}O$ sont extrêmement faibles (97% des différences sont inférieures à l'erreur de mesure (la valeur la plus faible de σ est de $\pm 0,2\text{‰}$ (pour les humidité supérieures à 20000 ppm), c'est donc cette valeur de σ que l'on prend ici en compte). Les 3% de données restantes correspondent à de très faibles humidités (< 3000 ppm). Pour le δD , les résultats sont similaires, à savoir 94% des différences sont inférieures à l'erreur de mesure ($\pm 0,7\text{‰}$ est la valeur la plus faible de σ pour l'erreur de mesure sur le δD). Les 6% restants correspondent à de très faibles humidités (< 3000 ppm). Il en va de même pour l'excès en deutérium, avec 94% des différences qui sont inférieures à l'erreur de mesure (1,8‰), et les 6% des différences restantes correspondent aux très faibles humidités (< 3000 ppm).

Sensibilité sur la correction de la dérive isotopique

Dans ce paragraphe, nous nous intéresserons à la sensibilité de la correction de la dérive isotopique, à la fréquence des calibrations et nous cherchons à déterminer la fréquence optimale à laquelle il est nécessaire d'initialiser une séquence de calibration.

Sur l'ensemble des calibrations réalisées au cours de cette thèse, j'ai isolé les périodes pour lesquelles il y a au minimum 5 calibrations correctes qui sont espacées de moins de 48 heures (en moyenne 30h). Elles sont au nombre de 11 :

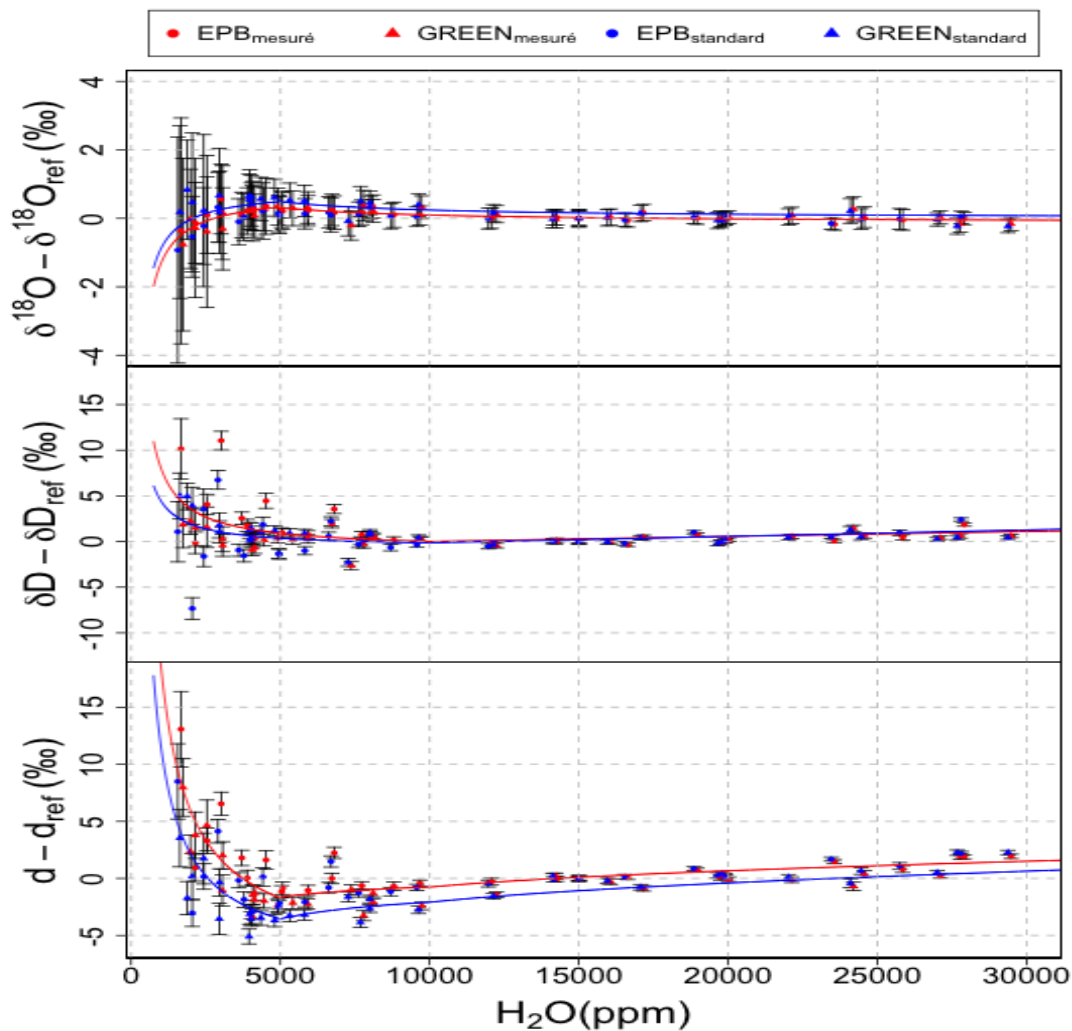


FIGURE 4.21 – Différence entre la correction humidité-isotope avec ou sans la prise en compte de l’humidité résiduelle de l’air sec. En bleu : dépendance humidité-isotope dans le cas où le résidu d’air sec a été soustrait ; en rouge : dépendance humidité-isotope dans le cas où le résidu d’air sec est préservé dans le mélange (identique à la figure 4.14). EPB_{mesure} et $GREEN_{mesure}$ se rapportent aux valeurs des standards mesurées par le Picarro ; $EPB_{standard}$ et $GREEN_{standard}$ se rapportent aux valeurs des standards auxquelles le résidu d’humidité de l’air sec a été soustrait. Les différences importantes sur l’excès en deutérium est lié à l’oxygène 18.

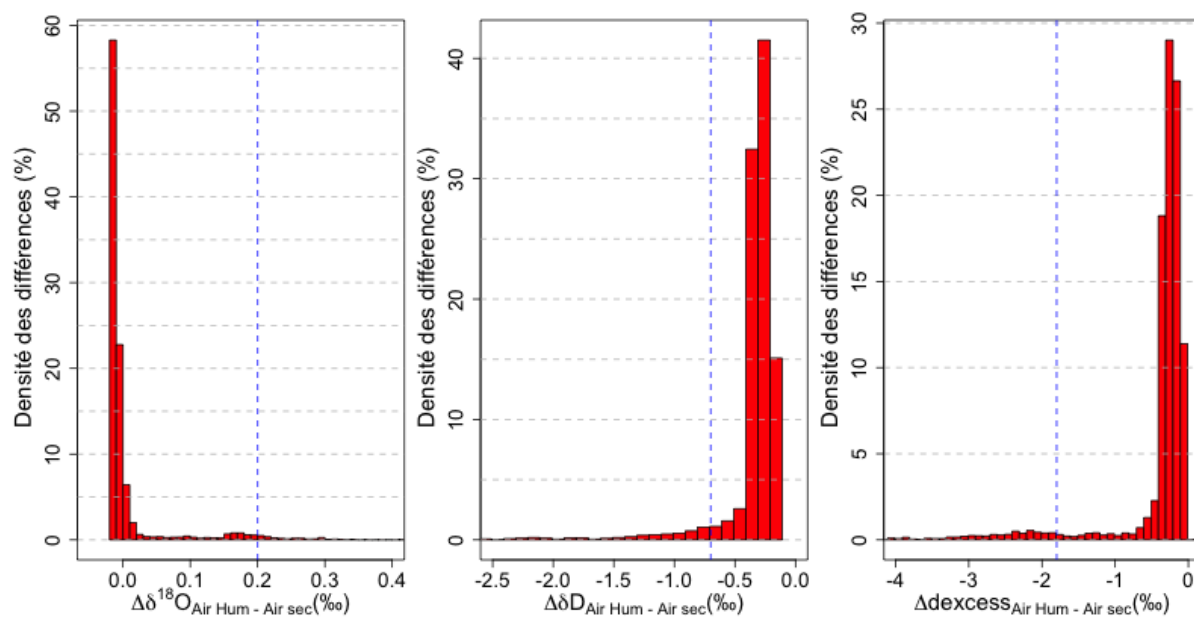


FIGURE 4.22 – Histogrammes des différences entre les données corrigées avec ou sans prise en compte du résidu d’humidité de l’air sec pour $\delta^{18}\text{O}$ (à gauche), δD (au centre) et le d_{excess} (à droite). Les lignes bleues représentent les erreurs minimales de mesure. Les données présentées correspondent à un pas de temps de 1h, et à une période allant du 1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2015.

- Du 2014-11-05 au 2014-11-12
- Du 2014-11-19 au 2014-11-23
- Du 2014-11-28 au 2014-12-04
- Du 2014-12-07 au 2014-12-12
- Du 2015-03-25 au 2015-03-30
- Du 2015-09-27 au 2015-10-04
- Du 2015-12-01 au 2015-12-10
- Du 2016-09-05 au 2016-09-10
- Du 2017-03-16 au 2017-03-25
- Du 2017-03-29 au 2017-04-07
- Du 2017-05-04 au 2017-05-17

Trois tests ont été réalisés (T_1 , T_2 et T_3). Le premier consistait à ne prendre en compte qu'une calibration sur deux ; le deuxième test à ne prendre en compte qu'une calibration sur trois ; et le troisième test à ne prendre en compte qu'une calibration sur quatre. Par conséquent, les calibrations sont en moyenne espacées de 60h ($\sim 2,5\text{jours}$) dans le test T_1 , de 90h ($\sim 3,75\text{jours}$) dans le test T_2 , et de près de 120h ($\sim 5\text{jours}$) dans le test T_3 .

A chaque fois, les données brutes du Picarro, moyennées à 1 minute, ont été retraitées avec les jeux de calibrations correspondant (T_1 , T_2 et T_3). Ainsi, trois jeux de données sont nouvellement acquis, JD_1 , JD_2 et JD_3 (se référant aux tests T_1 , T_2 et T_3 respectivement), JD_{ref} étant le jeu de données de référence (traité avec l'intégralité des calibrations).

Ensuite, les données de JD_1 , JD_2 et JD_3 ont été comparées au jeu de données de référence JD_{ref} . Les différences entre ces jeux de données ont été calculées sur les 11 périodes mentionnées ci-dessus. Les figures 4.23, 4.24 et 4.25 présentent les résultats de ces différences.

Il n'y a pas de différences pour le $\delta^{18}O$, le δD et le d_{excess} dans au minimum 96% des données (les écarts sont inférieurs à l'erreur de mesure minimale ; $\sigma = \pm 0,2\%$, $\sigma = \pm 0,7\%$ et $\sigma = \pm 1,8\%$ pour le $\delta^{18}O$, δD et d_{excess} respectivement). Les résultats sont similaires pour les trois tests.

En conclusion, une fréquence d'une calibration tous les 5 jours est suffisante pour corriger nos données de la dérive isotopique. Cependant, il arrive qu'une calibration n'ait pas fonctionné correctement (problème dans l'injection, bulles d'air, etc). Il est donc recommandé de maintenir une fréquence de calibration plus élevée (une toutes les 24h à 36h) pour s'assurer qu'au moins une calibration puisse être utilisable sur un intervalle de 5 jours.

4.3.6 Programme de traitement des données

Le programme de traitement des données a été établi par Tremoy et al. (2011). Il permet de passer de la donnée brute à la donnée corrigée.

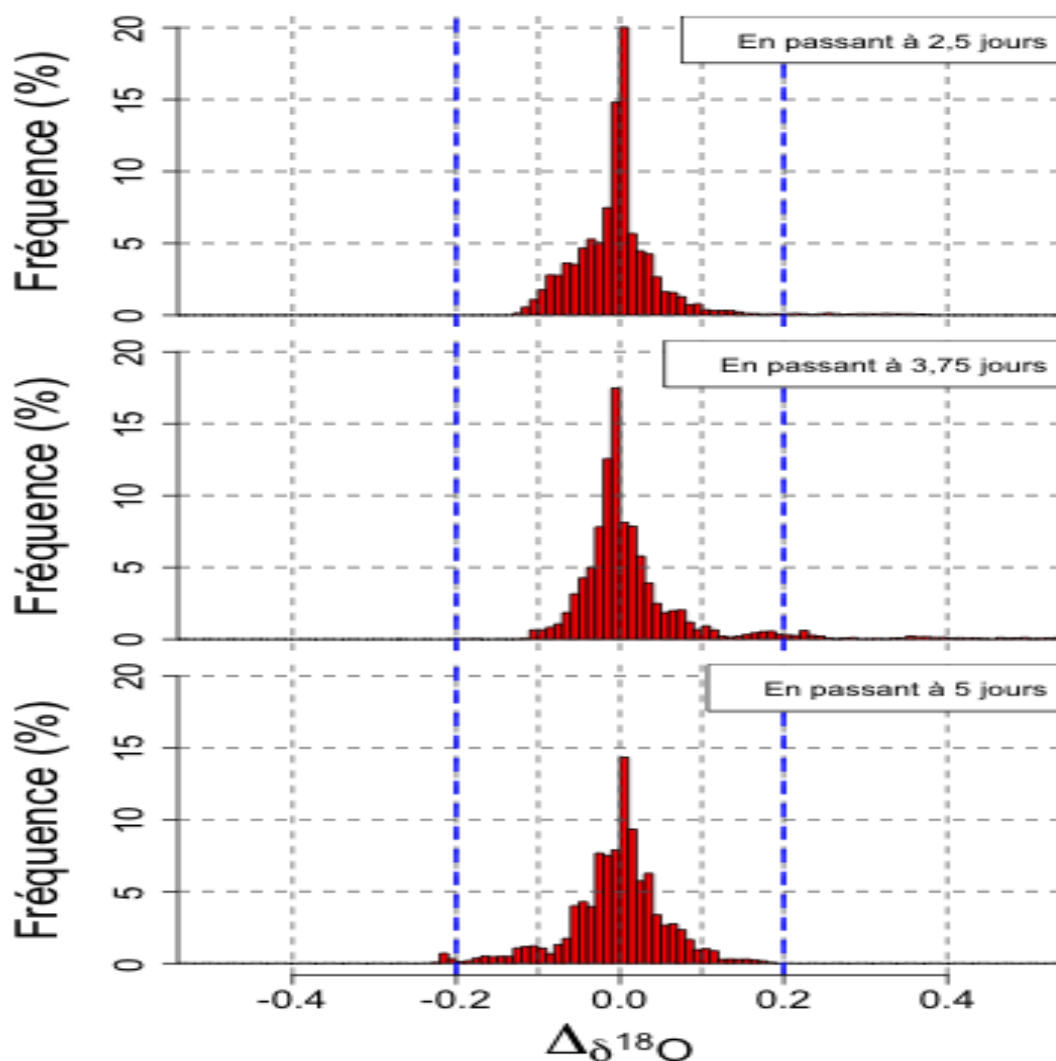


FIGURE 4.23 – Sensibilité sur la fréquence des calibrations : le cas du $\delta^{18}O$; de haut en bas : différences entre JD_1 et JD_{ref} , JD_2 et JD_{ref} , JD_3 et JD_{ref} ; les jeux de données sont au pas de temps de 1 minute. En abscisse : la valeur des différences en $\delta^{18}O$ (notée $\Delta\delta^{18}O$) ; en ordonnée : la densité des différences (exprimées en %) entre les données corrigées avec l'ensemble des calibrations et les données corrigées avec une partie des calibrations). Les lignes bleues représentent l'erreur sur la mesure minimale ($\sigma = \pm 0.2\text{‰}$).

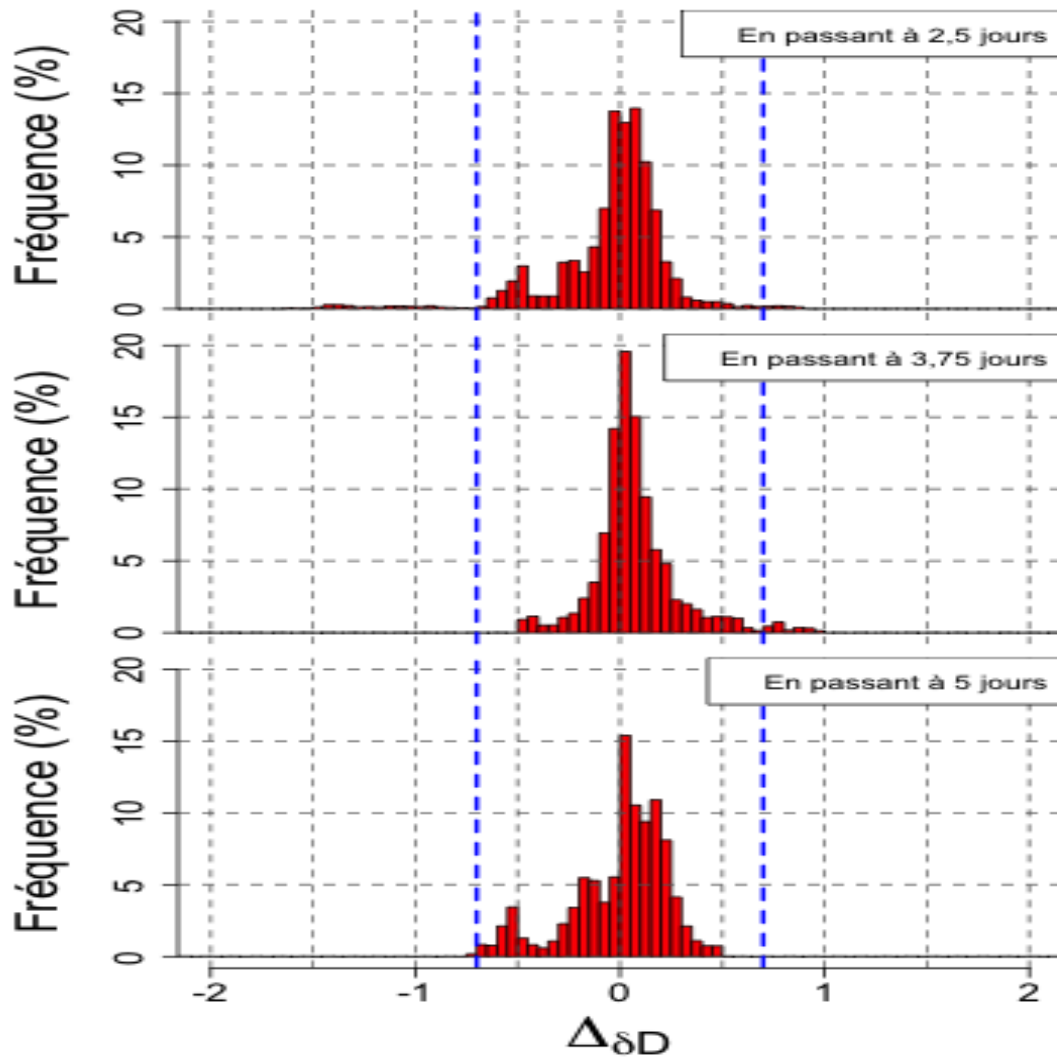


FIGURE 4.24 – Sensibilité sur la fréquence des calibrations : le cas du δD ; légende identique à celle de la figure 4.23 ; ($\sigma = \pm 0.7\text{‰}$).

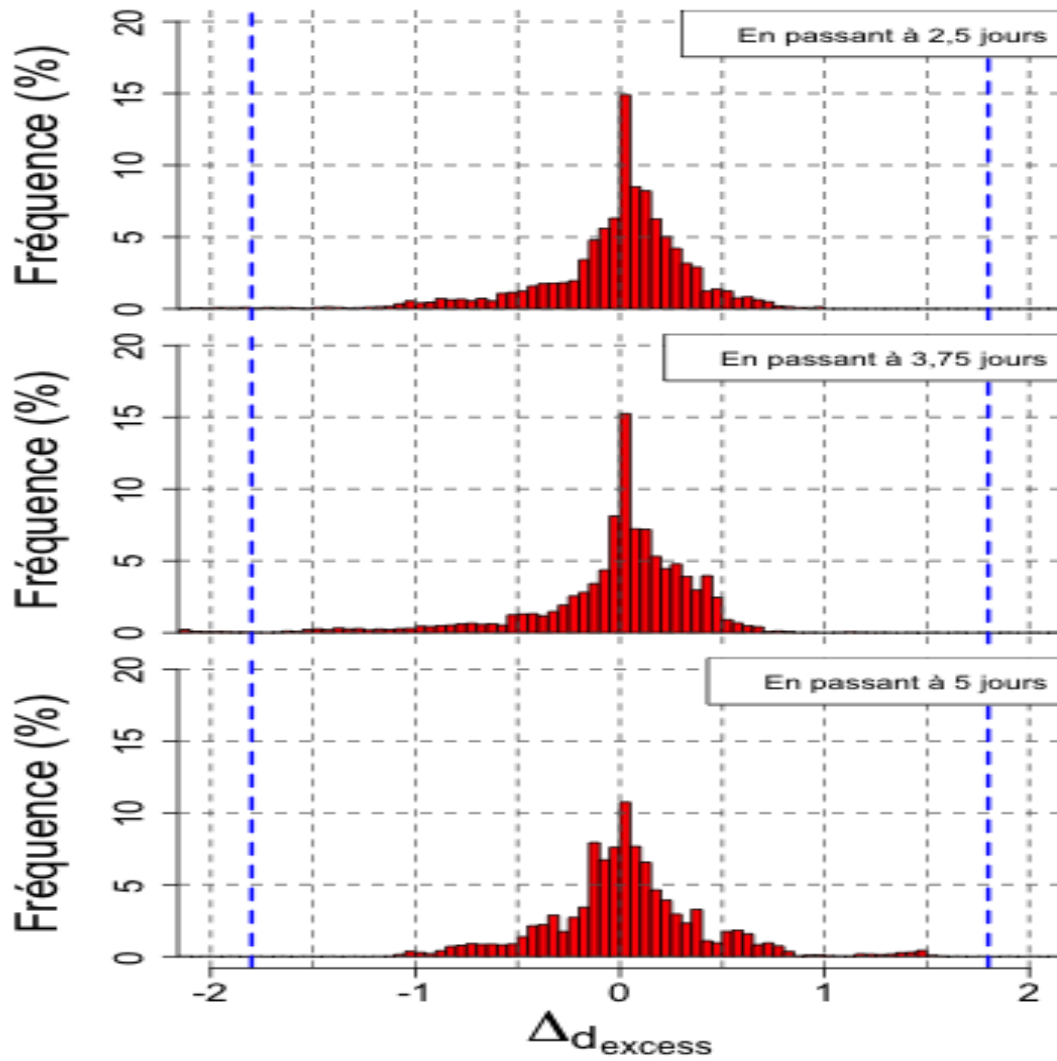


FIGURE 4.25 – Sensibilité sur la fréquence des calibrations : le cas du d_{excess} ; légende identique à celle de la figure 4.23 ; ($\sigma = \pm 1.8\%$).

Travail d'adaptation du programme de traitement Le programme de traitement doit être adapté spécifiquement à chaque Picarro. L'adaptation de ce programme, ainsi que la détermination des corrections humidité-humidité et humidité-isotope, a représenté un investissement de trois mois de travail au début de ma thèse.

Ce programme de traitement se divise en six étapes. A la fin de chaque mois, les données de ce mois sont traitées dans les jours qui suivent, ce qui permet de détecter un problème potentiel très rapidement. Voici le descriptif de ces six étapes :

Étape 1 Les données sont séparées en deux : les données des séquences de calibration et les données des séquences de mesures. Il est nécessaire de s'assurer de la qualité des données. En effet, la mesure de la composition isotopique de la vapeur d'eau est dépendante de l'état thermodynamique de la cavité de mesure. On a observé au laboratoire que la cavité de mesure devait être régulée à une température de $80,000^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0,008^{\circ}\text{C}$) et à une pression de $50,00$ mbar ($\pm 0,05$ mbar). Le Picarro donne un suivi de ces paramètres en même temps qu'il réalise les mesures de la composition isotopique. Nous avons fixé l'intervalle de tolérance entre $79,992^{\circ}\text{C}$ à $80,008^{\circ}\text{C}$. Pour la pression, l'intervalle de tolérance s'étend de $49,95$ à $50,05$ mbar. Toute mesure réalisée à l'extérieur de ces intervalles n'est pas prise en compte. Ensuite, les données sont moyennées au pas de temps de 1min (si au moins 75% des données sont présentes sur cet intervalle). A l'issue de ce procédé, une visualisation des données 1min permet de cibler des périodes anormales. Sont considérées comme anormales les données qui ne sont pas attribuables à un signal réel potentiel (se manifestant par exemple par une morphologie spécifique (dirac), survenant après un redémarrage, une calibration, des travaux extérieur, etc ...). Ces périodes anormales sont supprimées du jeu de données.

Étape 2 Des moyennes des données brutes 1 minute sont réalisées au pas de temps de 5min, 15min, 1h et 1j. La moyenne n'est calculée que si elle comporte au moins 75% des données.

Étape 3 Au cours de l'étape 3, des graphiques sont produits, représentant les données brutes (RAW) de l'humidité spécifique de l'air, le $\delta^{18}\text{O}$, le δD et l'excès en deutérium de la vapeur d'eau en fonction du temps. Des graphiques similaires propres aux paramètres physiques de l'appareils sont produits.

Étape 4 Lors de cette étape, les trois corrections présentées dans la section 4.3.2 sont appliquées. En préambule, une interface graphique permet de traiter les calibrations isotopiques de façon indépendante. La figure 4.10 est un exemple de cette interface graphique. Une fois l'ensemble des calibrations traitées, leurs valeurs sont rapportées à 15000 ppm avec les relations δ/q (Figure 4.14) pour effectuer la correction liée à la dépendance humidité-isotope.

Les données 1 minutes brutes (obtenues à l'issue de l'étape 2) sont alors corrigées. Par la suite, des moyennes à 5min, 15min, 1h et 1j sont réalisées, similairement à l'étape 3, seulement si elles comportent au moins 75% des données.

Etape 5 Cette étape a pour objet de produire une série de graphiques à partir des données corrigées. Sur le premier graphique figure une comparaison entre les données brutes et les données corrigées, pour l'humidité spécifique, le $\delta^{18}O$, le δD et l'excès en deutérium (Figure 4.18). Sur le deuxième graphique est représentée la superposition des données corrigées à 1min, 5min, 15min, 1h et 1j (Figure 4.26). Ce deuxième graphique sert de point de départ pour visualiser et étudier les données du mois traité.

Etape 6 Au cours de l'étape 6, une figure, représentant l'ensemble des données à 1h depuis le déploiement du Picarro, est créée. De plus, y figurent les quantités des précipitations collectées ainsi que leurs compositions isotopiques, ainsi que deux moyennes glissantes, à 1 jour et à 15 jours. Ceci permet de visualiser l'évolution synoptique et saisonnière des données mesurées. Un exemple est donné au chapitre 6 (Figure 6.1).

4.4 Travail de terrain

Au cours de mes trois années de thèse, j'ai effectué trois missions à La Réunion : une en novembre 2014, une en septembre 2015 et une dernière en septembre 2016.

L'objet de ma première mission a été de participer à l'installation du Picarro, avec l'aide d'Olivier Cattani (Ingénieur CEA) ; et de déterminer la correction humidité-isotope du Picarro (2 semaines). Ma deuxième mission (2 semaines) a eu pour objectif l'entretien du Picarro, de s'assurer du respect du protocole de prélèvement des précipitations (et former à nouveau nos collègues ; les fiches de collectes sont répertoriées dans l'annexe B), ainsi que de présenter les premiers résultats lors d'un séminaire au LACy. Lors de ma troisième mission (4 semaines), une partie importante de l'entretien du Picarro a été réalisée (démontage de la ligne de prélèvement et du module de calibration), ainsi qu'un travail avec nos collaborateurs du LACy afin de débiter la rédaction de l'article présenté au chapitre 7.

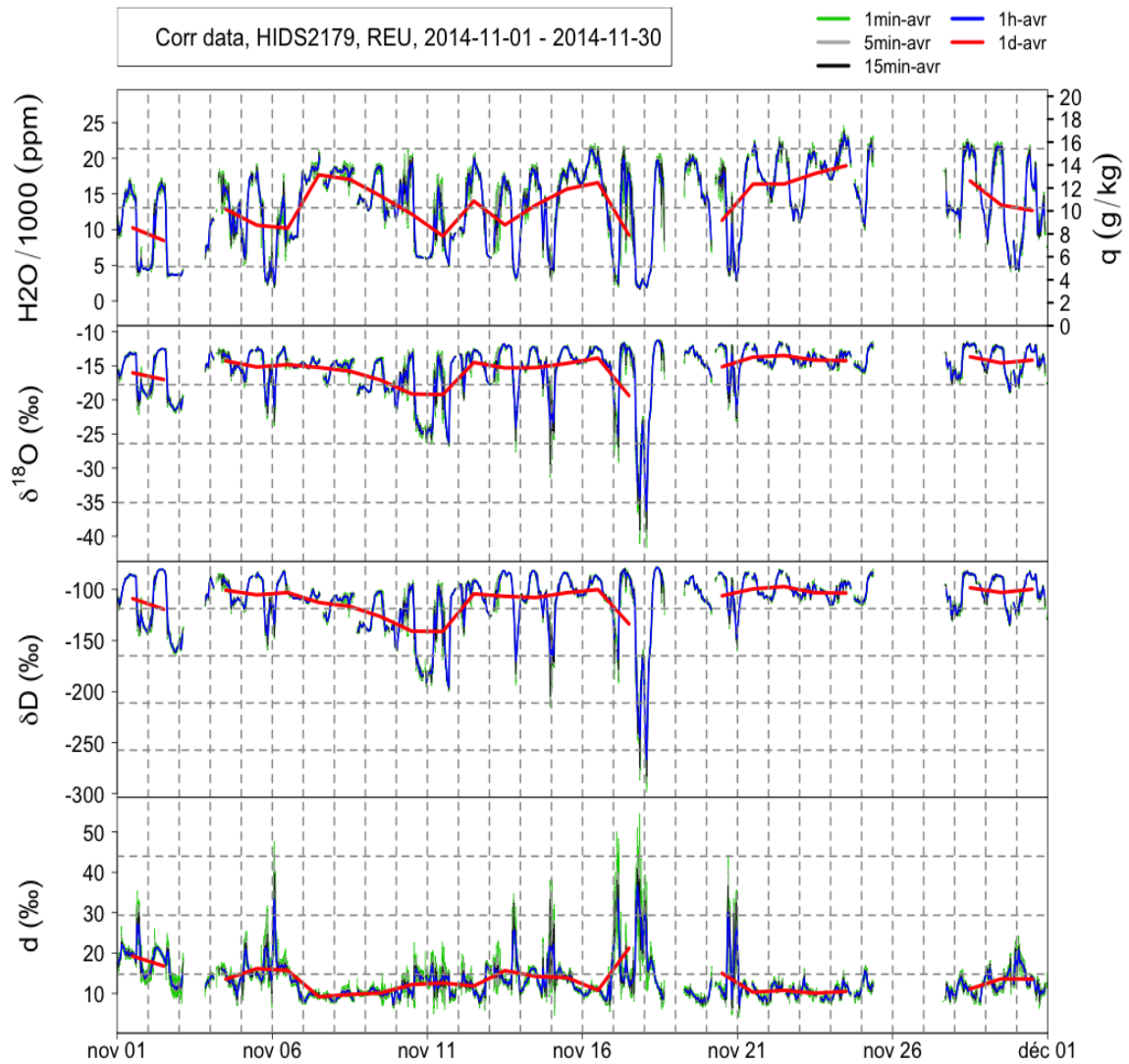


FIGURE 4.26 – Graphiques de l'étape 5 du traitement des données Picarro : les données corrigées (CORR) 1 minute, 5 minutes, 15 minutes, 1 heure et 1 jour pour l'humidité, le $\delta^{18}O$, et δD et le d_{excess} ; exemple pour le mois de novembre 2014.

Troisième partie

Résultats

Chapitre 5

Etude des paramètres météorologiques à l'OAM et à proximité

Sommaire

5.1 Localisation des stations météorologiques et nature des mesures	116
5.2 Comparaison des précipitations	116
5.3 Comparaison de la température, de l'humidité relative et de l'humidité spécifique	123
5.4 Comparaison de la direction et de la force du vent	130
5.5 Conclusion de l'étude météorologique	134

La déflexion du champ de vent (régimes de counter-flow ou d'over-flow), les régimes de brises (chapitre 2) et le relief accidenté de La Réunion ont une forte influence sur le climat de l'île. Une multitude de microclimats existent donc à proximité de l'OAM, lui-même situé à moins d'un kilomètre du rempart qui sépare le versant ouest de l'île et le cirque de Mafate.

Aussi, notre Picarro (qui réalise des mesures in-situ de la quantité de vapeur d'eau et de sa composition isotopique) est susceptible d'être affecté par les influences climatiques locales. Il est donc important de déterminer quelles sont les influences météorologiques qui prédominent à l'OAM.

Les données météorologiques présentées dans ce chapitre seront utilisées pour caractériser les phénomènes cycloniques (chapitre 8).

Dans le présent chapitre, les enregistrements de température, d'humidité spécifique, de précipitations, de force et de direction du vent réalisées à l'OAM seront comparés avec ceux réalisés à partir de plusieurs stations météorologiques à proximité. Pour chacun de ces paramètres, l'ensemble des échelles temporelles (inter-annuelle à journalière) seront étudiées.

5.1 Localisation des stations météorologiques et nature des mesures

Les enregistrements météorologiques réalisés à l'OAM et à proximité sont comparés à ceux des stations suivantes :

- la station de Petite France (1200m d'altitude, abrégé PF, à 7,2km de l'OAM), sur le flanc ouest de l'île ;
- la station de Piton Maito (2200m, abrégé PM, à 1,7km de l'OAM), sur le rempart entre le flanc ouest de l'île et le cirque de Mafate ;
- la station de La Nouvelle (1400m, abrégé LN, à 4,2km de l'OAM) au centre du cirque de Mafate.

Nous remercions le LACy, et en particulier Madame Christelle Barthe¹ de nous avoir permis d'accéder à ces données.

Les enregistrements obtenus à l'OAM ont été réalisés à partir des capteurs suivants :

- la station météo associée au FTIR (contact : Christian Hermans), abrégé FTIR dans le reste de ce manuscrit. Les détails inhérents à cette station sont donnés dans l'annexe C ;
- le Hobo-07 (notre capteur de référence pour calibrer notre Picarro).

Précisions qu'à l'OAM, une troisième station de mesure a fonctionné sur une période d'environ trois mois (du 13 décembre 2012 au 17 mars 2013), ce qui ne représente pas une période assez longue pour étudier les influences pilotant les précipitations, la température, l'humidité et le vent. Nous n'en parlerons donc pas dans les sections à venir.

La nature de l'ensemble des mesures réalisées ainsi que les périodes sur lesquelles elles ont été effectuées sont représentées sur la figure 5.2. Les précisions de ces mesures sont détaillées dans les tableaux C.1 et C.2 présentés en annexe C.

5.2 Comparaison des précipitations

Aucune chronique pluriannuelle n'est disponible pour l'OAM. La station FTIR n'ayant pas pu être calibrée avant sa mise en service, seule l'occurrence des précipitations peut être étudiée quantitativement, le taux de précipitations ne pouvant l'être qu'à titre qualitatif (il n'est pas possible d'en estimer les erreurs de mesures)².

1. contact : christelle.barthe@univ-reunion.fr

2. une période d'enregistrement de seulement 9 jours et 6 heures a été commune avec la station OM, durant laquelle seules de faibles précipitations ont eu lieu (< 5mm). Il n'est donc pas envisageable de calibrer le FTIR à partir des enregistrements de la station du Maïdo, ni d'établir une série de mesure composite.

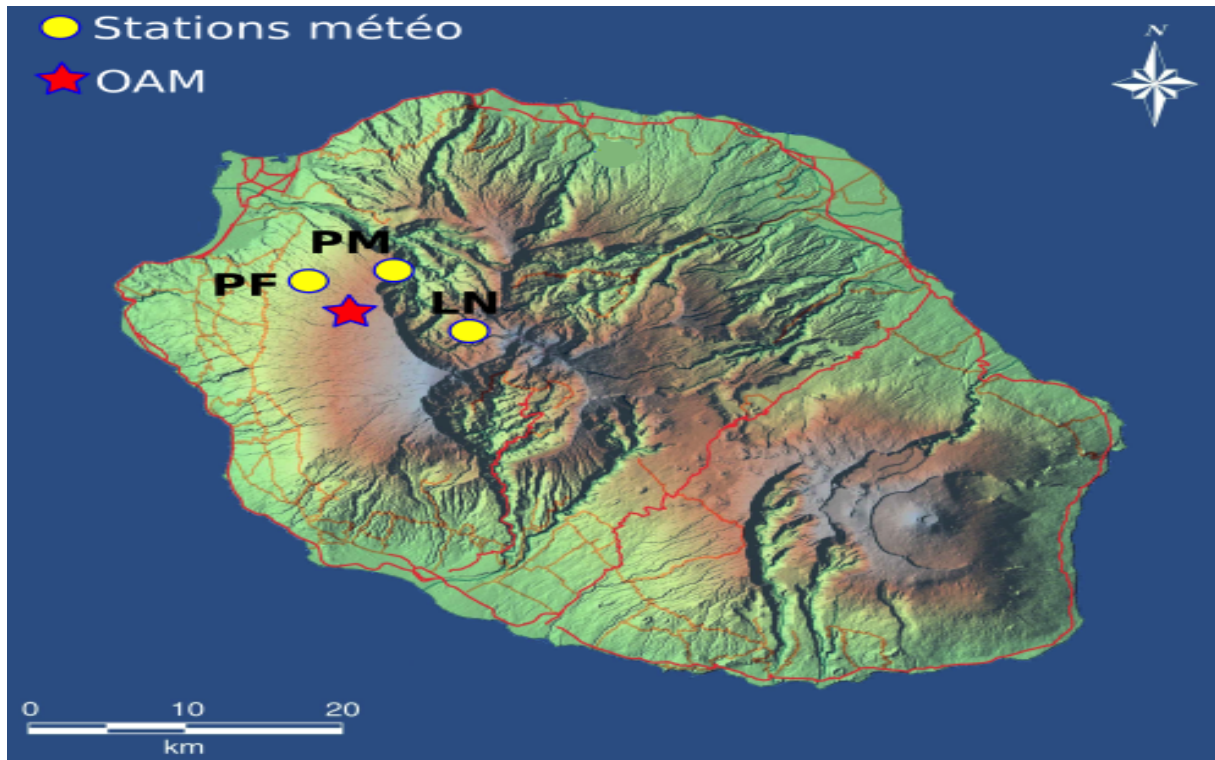


FIGURE 5.1 – Localisation des mesures météorologiques complémentaires. Aux points jaunes correspondent les stations météo de Météo France de Petite France (PF), Piton Maito (PM) et de La Nouvelle (LN), et l'étoile rouge représente l'Observatoire Atmosphérique du Maïdo (OAM). La station PM se situe en haut du rempart et surplombe l'ensemble du cirque de Mafate.

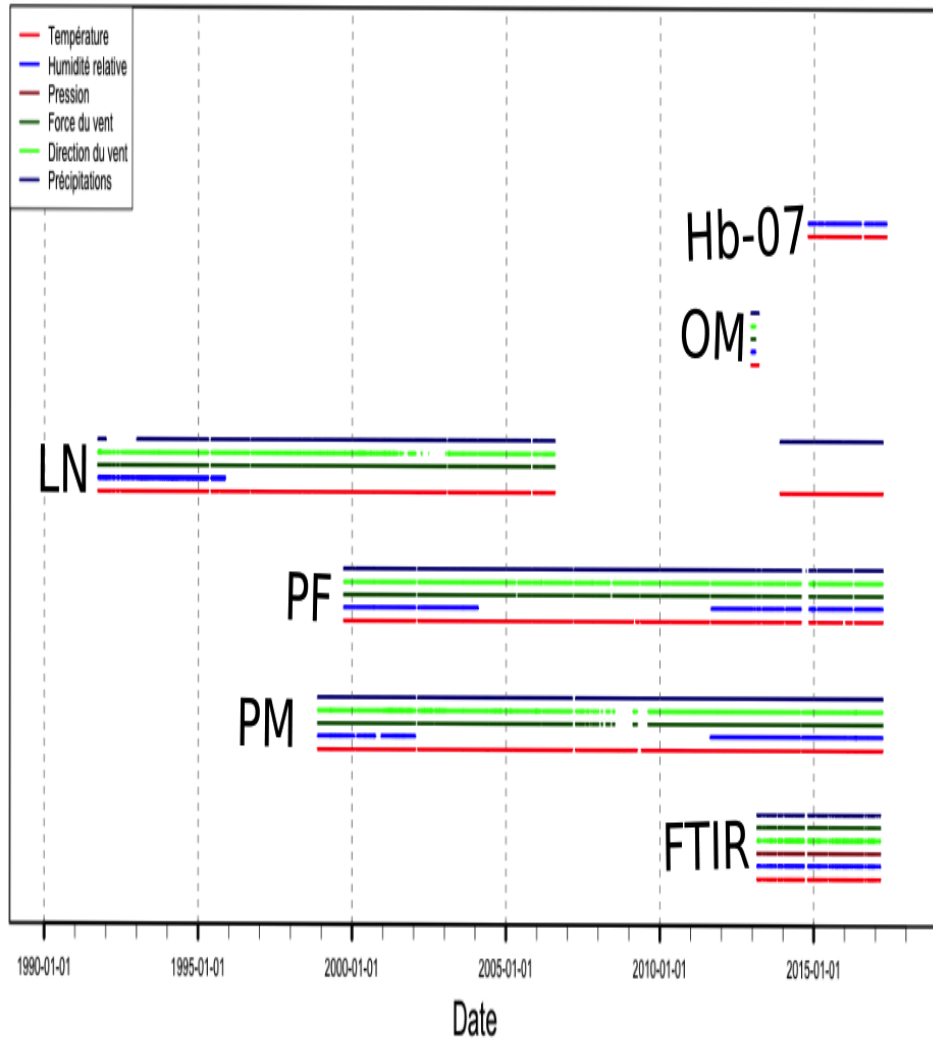


FIGURE 5.2 – Périodes sur lesquelles les données météorologiques sont disponibles pour chacun des sites (entre le 1^{er} janvier 1990 et le 30 avril 2017). Le code couleur se réfère à la nature des mesures.

5.2.1 Les cumuls annuels des précipitations

Une comparaison des cumuls annuels de précipitation sur les trois stations de PM, PF, FTIR et LN a été réalisée. Elle est présentée en figure 5.3. Les années représentées (2000 à 2005, 2015, 2016) correspondent aux années pour lesquelles les trois stations fonctionnaient simultanément. Les cumuls annuels ont été calculés lorsqu’au moins 75% des données étaient présentes sur une année. Il est apparu que cela peut introduire un biais dans l’exploitation des mesures, mais à défaut d’avoir une série chronologique complète, fixer un taux arbitraire est apparu comme la meilleure solution.

Pour le FTIR, seul le cumul annuel de précipitation de l’année 2015 a été calculé, les autres années (2013, 2014 et 2016) ne présentant pas 75% des données sur l’année. Rappelons toutefois que la calibration de ce capteur n’a pas pu être réalisée.

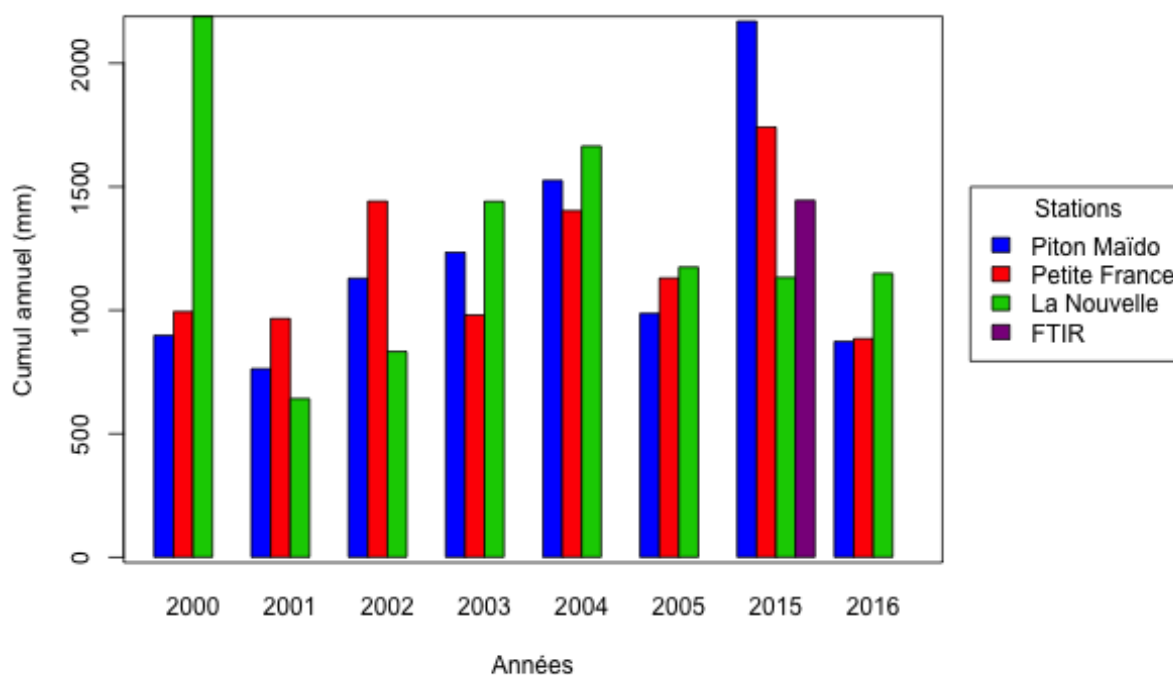


FIGURE 5.3 – Comparaison des cumuls annuels sur les stations de Piton Maïdo, Petite France et La Nouvelle. Seules les années 2000 à 2005 et 2015, 2016 ont été représentées. Pour le FTIR (données non calibrées) seule l’année 2015 a été représentée.

En dehors d’un cumul particulièrement important enregistré sur la station de La Nouvelle en 2000, on observe :

- une augmentation du cumul annuel entre 2001 et 2004 ;
- un cumul 2005 plus faible qu’en 2004, mais sensiblement identique à celui de 2016 ;
- un cumul 2015 sensiblement supérieure aux années 2005 et 2016.

La répartition des précipitations entre les stations varie d'une année sur l'autre (avec des différences significatives de 100mm à plus de 1000mm).

On constate par ailleurs que les précipitations extrêmes liées aux phénomènes cycloniques ont une forte influence sur les cumuls annuels. C'est en effet le cas des années 2000 et 2015. En 2000, les périodes de précipitations longues et intenses liées aux phénomènes cycloniques ont représenté 69% du cumul annuel pour La Nouvelle, 32% pour Piton Maïdo et 56% pour Petite France. Pour l'année 2015, les précipitations liées aux phénomènes cycloniques ont représenté 38% du cumul annuel de La Nouvelle, 55% du cumul annuel de Petite France, 52% du cumul annuel de Piton Maïdo, et 50% du cumul annuel du FTIR.

5.2.2 Les cumuls mensuels moyens des précipitations

La figure 5.4 représente les cumuls mensuels moyens des précipitations de LN, PF et PM. Ces cumuls mensuels n'ont été calculés que sur les mois pour lesquels au minimum 75% des données sont disponibles. On dispose ainsi de valeurs correspondant à 103 mois communs à LN, PF et PM (octobre 1999 - juin 2006 et décembre 2013 - mars 2017). Les données disponibles pour le FTIR ne présentent que 20 mois en commun avec les autres stations : elles ne seront donc pas présentées.

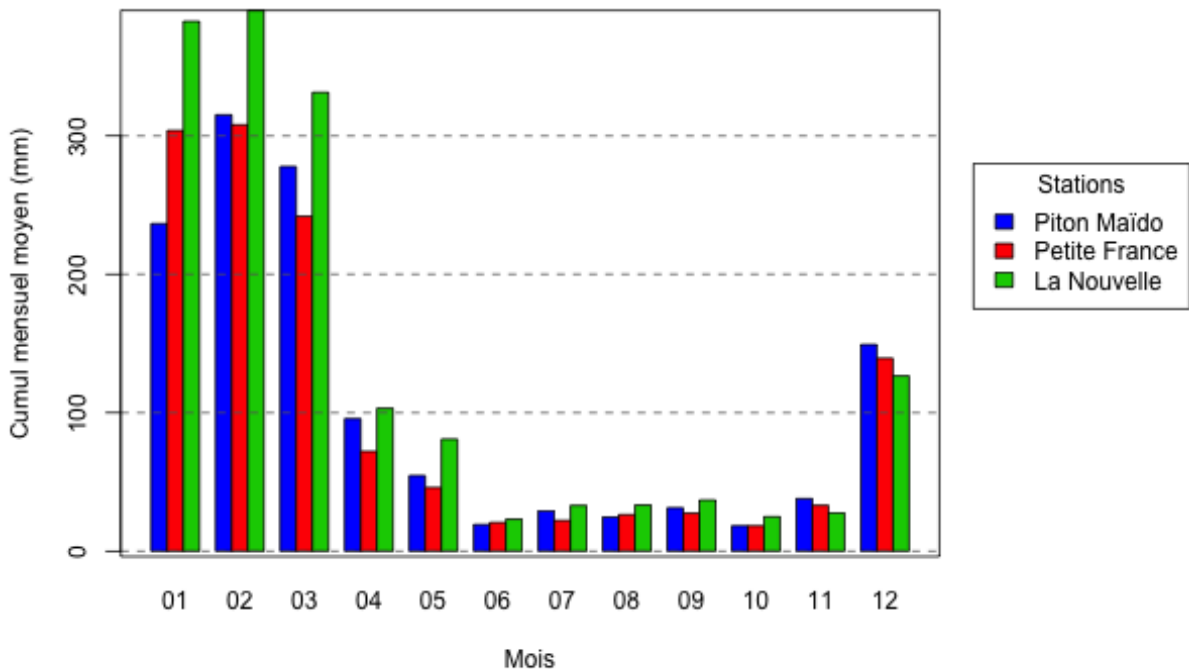


FIGURE 5.4 – Comparaison des cumuls mensuels moyens sur les stations de Piton Maïdo, Petite France et La Nouvelle.

On retrouve la saisonnalité des précipitations (comme exprimée dans la section 2.2), avec une saison humide de décembre à mars, et une saison sèche qui débute en juin et s'étend jusqu'en novembre ici. Durant la saison humide, LN présente un surplus de précipitation sur le cumul mensuel moyen d'environ 20% par rapport à PM et à PF. Durant la saison sèche, les trois cumuls moyens sont très proches pour les trois stations. Les mois d'avril et de mai peuvent être considérés comme des mois « intersaison ».

5.2.3 L'occurrence des précipitations à l'échelle diurne

L'occurrence est définie comme le rapport entre le nombre d'observations effectives de précipitations (présence) pour un mois donné et une heure de la journée donnée, rapportée au nombre total d'observations pour cette même période³. Les valeurs de ce rapport sont reportées sous la forme d'une intensité de couleur dans un diagramme heure/mois pour chaque station (Figure 5.5).

En s'intéressant aux occurrences, les données du FTIR peuvent être exploitées. Compte tenu des données disponibles, il est important de noter que la figure 5.5 est établie sur des périodes différentes :

- quatre années communes (1^{er} mars 2013 au 28 février 2017) pour les stations PM, PF et FTIR ;
- 16 années (correspondant à l'ensemble des données de la station, mais n'incluant pas la période du 1^{er} mars 2013 au 28 février 2017) pour la station LN.

En conséquences, les comparaisons entre LN et les trois autres stations ne pourront être qu'indicatives. En gardant ces réserves à l'esprit, on peut tout de même constater que la saisonnalité des précipitations se retrouve, avec une augmentation de l'occurrence des précipitations de l'ordre de +10% pour les mois de décembre à mars par rapport aux mois de juin à septembre.

Les stations de PF et du FTIR présentent les mêmes schémas d'occurrence, à savoir davantage de précipitation (~ 25 à 35 %) entre 9h et 14h UTC (13h et 18h heure locale) lors de la saison humide (décembre à mars). La station de PM présente un schéma identique à ceux de PF et du FTIR, à savoir une augmentation (entre 15 et 20%) de l'occurrence des précipitations sur les mêmes heures (9h et 14h UTC), cette augmentation n'étant pas constatée sur le mois de janvier. La Nouvelle présente une faible augmentation entre 9h et 14h UTC en saison humide. En revanche, seule cette station présente une augmentation d'occurrence des précipitations (de 5 à 10 %) entre 21h à 4h (UTC) sur l'ensemble de l'année (particulièrement visible durant la saison humide⁴).

3. Exemple : pour la station de PF, la période d'étude est de 4 ans. Nous déterminons la valeur du rapport pour le couple mois/heure qui correspond à janvier et à 00h. On détermine le nombre de fois où il a plu à 00h, en prenant en compte les 4 mois de janvier, (appelons ce nombre n_P). On détermine ensuite le nombre de données à 00h pour les 4 mois de janvier, qu'il ait plu ou non (appelons ce nombre n_{total}). Le rapport n_P/n_{total} est un pourcentage traduisant l'occurrence des précipitations à 00h en janvier.

4. Les données de La Nouvelle n'étant pas issues de la même période que celle des autres stations, ces

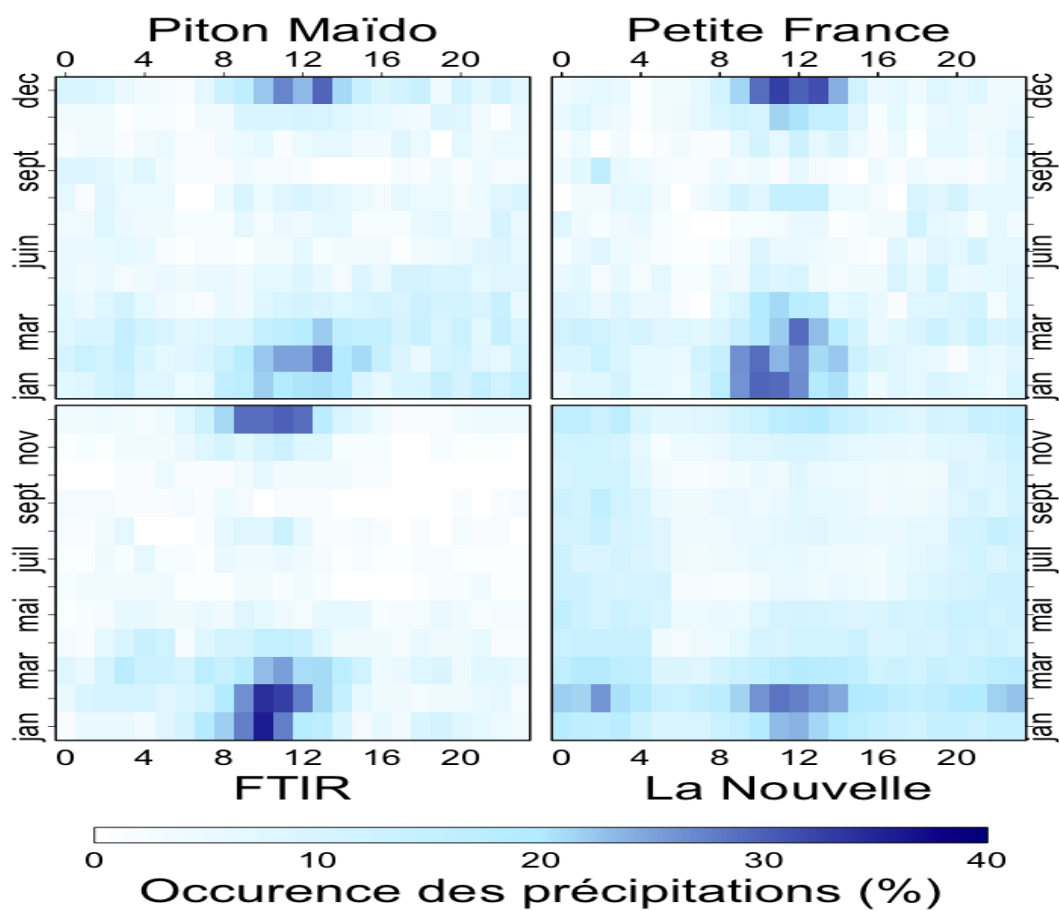


FIGURE 5.5 – Occurrence des précipitations pour les stations de La Nouvelle, Piton Maïdo, Petite France et la station FTIR. En abscisse : les heures (UTC) ; en ordonnée : les mois. Les valeurs d’occurrence (code couleur) se réfèrent au rapport du nombre d’heure où il a plu sur le nombre d’heure total (pour une horaire et un mois donné ; cf texte).

5.2.4 Les précipitations : conclusions

En résumé, le premier point crucial est qu'il est important de noter qu'aucune chronique à long terme et fiable de la quantité de précipitations n'existe à l'OAM à ce jour.

Les comparaisons inter-stations montrent une variation commune à l'échelle inter-annuelle (même évolution des cumuls annuels des précipitations). Les cumuls annuels montrent aussi la contribution importante des phénomènes cycloniques.

Les cumuls mensuels moyens soulignent la saisonnalité des précipitations, avec une saison sèche (juin à septembre/octobre, qui s'étend à novembre dans nos données) et une saison humide (décembre à mars). Lors de la saison humide, la station de La Nouvelle (cirque de Mafate) présente un surplus de précipitations de l'ordre de 20% par rapport aux stations de Piton Maïdo et de Petite France.

Enfin, l'étude de l'occurrence des précipitations fait ressortir de très fortes similitudes entre les quatre stations, notamment une plus grande fréquence des précipitations entre 9h et 14h (UTC) lors de la saison humide (de 25% à 35%). Cette augmentation est moins marquée à Piton Maïdo (entre 15 et 20%). Cependant, La Nouvelle est la seule station qui présente des précipitations plus fréquentes à un autre moment de la journée (de 21h à 04h UTC), et ce toute l'année.

En conséquence, l'étude des précipitations tend à montrer que les influences météorologiques contrôlant les précipitations et s'exerçant à l'OAM sont communes à l'ensemble du flanc ouest de l'île de La Réunion.

5.3 Comparaison de la température, de l'humidité relative et de l'humidité spécifique

L'objet de cette section est d'étudier les enregistrements d'humidité relative, de température, et d'humidité spécifique sur les stations de Petite France, Piton Maïdo, La Nouvelle et de l'OAM (capteur Hobo-07).

Dans la mesure où les stations de PF, LN et PM ne disposent pas de capteurs de pression (nécessaire pour déterminer l'humidité spécifique à partir des données d'humidité relative et de température), la pression de chacune des stations a été estimée à partir d'une régression logarithmique entre la pression atmosphérique au niveau de la mer (1013hPa) et celle mesurée à l'OAM (775hPa, valeur moyenne mesurée par le FTIR entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2015, à l'altitude du Maïdo, 2160m). Les pressions sont répertoriées dans le tableau 5.1.

résultats sont donnés à titre indicatif.

Tableau 5.1 – Pressions interpolées aux stations météorologiques de PF, LN et PM.

	Pression moyenne estimée (hPa)	Altitude (m)
Petite France	874	1200
Piton Maïdo	771	2200
La Nouvelle	853	1400

La méthode utilisée pour calculer l’humidité spécifique à partir des données de température, d’humidité relative et de pression est le même que celle détaillée dans le paragraphe 4.3.2 (application au Hobo-07, cf équation 4.15 et assimilées).

5.3.1 Variabilité annuelle de la température, de l’humidité relative et de l’humidité spécifique

La figure 5.6 représente les mesures de température (en haut), d’humidité relative (au centre) et d’humidité spécifique (en bas) des stations de Piton Maïdo, Petite France, du Hobo-07 (déployé à l’OAM), avec

- à gauche : la représentation des paramètres entre le 1^{er} décembre 2014 et le 1^{er} avril 2017, lissé à 30 jours. Cette période a été sélectionnée car elle possède le plus d’enregistrements en continu pour l’ensemble des capteurs. Seule l’humidité spécifique de La Nouvelle est manquante, car il n’y a pas d’enregistrement d’humidité relative sur cette période (Figure 5.2).
- à droite : les cycles saisonniers moyens. Les cycles saisonniers de température, d’humidité relative et d’humidité spécifique de PM, PF et du Hobo-07 ont été calculés à partir des données présentées dans la partie gauche (soit une période comprise entre le 1^{er} décembre 2014 et le 1^{er} avril 2017). Pour La Nouvelle, le cycle saisonnier moyen de température a été calculé sur la même période que pour les trois autres stations. En revanche, les cycles saisonniers moyens d’humidité relative et d’humidité spécifique de LN ont été calculés à partir de l’ensemble des données de la station (de avril 1989 à avril 1996, cf Figure 5.2). L’ensemble de ces cycles ont été lissés avec une moyenne glissante sur 30 jours.

Ceci permet (1) de comparer quantitativement les températures des quatre stations ; (2) de comparer les humidités spécifiques de PM, PF et du Hobo-07 quantitativement, et de comparer celle de LN avec celles des trois stations à titre indicatif.

Tous les enregistrements de température présentent une nette cyclicité annuelle (Figure 5.6). Les cycles saisonniers moyens des stations de Petite France (1200m) et de La Nouvelle (1450m) présentent des valeurs très proches (Figure 5.6 droite, différence moyenne de $0,4 \pm 0,5^\circ\text{C}$). Les cycles saisonniers moyens de PF et du Hobo-07 présentent une différence moyenne de $1,3^\circ\text{C} (\pm 0,9^\circ\text{C})$. Les différences de température entre Piton Maïdo (2200 m) et Petite France ont pour valeur moyenne $3,2 \pm 0,9^\circ\text{C}$, différences qui peuvent s’expliquer par l’écart entre leurs altitudes (en considérant un gradient d’altitude de $0,4^\circ\text{C}/100\text{ m}$).

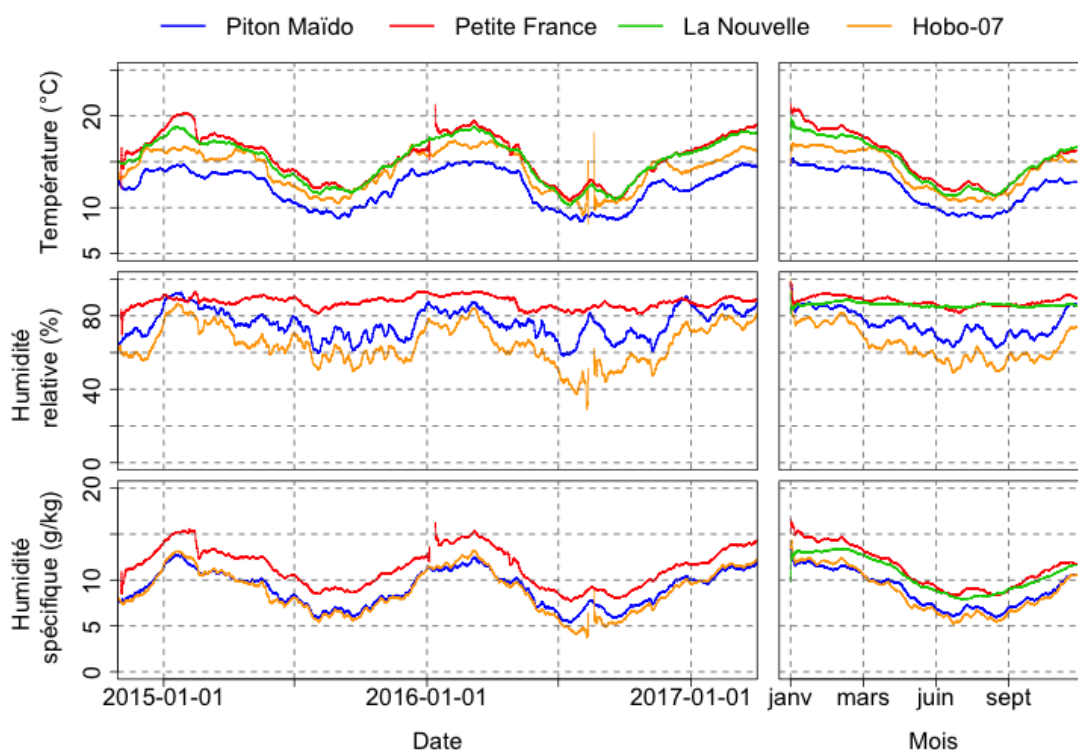


FIGURE 5.6 – Température, humidité relative et humidité spécifique : comparaison des stations de La Nouvelle, Piton Maïdo, Petite France ainsi que du capteur Hobo-07 (OAM). En haut : la température (°C) ; au centre : l’humidité relative (%); en bas : l’humidité spécifique (g/kg) ; à gauche : chronique entre le 2014-12-01 et le 2017-04-01 ; à droite : cycle moyen saisonnier.

Le Hobo-07 présente la même cyclicité que les trois stations météo (Petite France, Piton Maïdo et La Nouvelle), ainsi qu'un offset (en moyenne $1.5 \pm 0.4^\circ\text{C}$) par rapport à Piton Maïdo (Figure 5.6 droite). Cet écart semble étonnant compte tenu du fait que leurs altitudes sont presque égales (2200 m pour Piton Maïdo, 2160 m pour le capteur Hobo-07).

Les stations de La Nouvelle et de Petite France présentent des cycles saisonniers moyens d'humidité relative de faible amplitude ($86 \pm 1\%$ pour La Nouvelle et $88 \pm 3\%$ pour Petite France). En revanche, Piton Maïdo et le Hobo-07 présentent des cycles saisonniers moyens d'humidité relative plus marqués. Les enregistrements de Hobo-07 et de PM présentent des similitudes, bien qu'un off-set de $11 \pm 3\%$ est observé.

Les chroniques d'humidité spécifique mettent en évidence une variabilité identique entre la station de Piton Maïdo et le Hobo-07, (écart moyen de $\sim 0,3 \pm 0,6$ g/kg). Les cycles saisonniers moyens confirment cette variabilité identique. De plus, ces derniers montrent que les stations de La Nouvelle et de Petite France présentent des taux d'humidité très voisins l'un de l'autre, tout en restant nettement plus humide (environ 3 g/kg) que PM et le Hobo-07.

5.3.2 Variabilité diurne de la température, de l'humidité relative et de l'humidité spécifique

La figure 5.7 présente les cycles diurnes moyens (CDM) pour les mois de janvier à décembre.

Pour les stations de PM, PF, et le Hobo-07, ces cycles ont été compilés à partir des données comprises dans la période de 2 ans qui est commune aux trois stations (1^{er} janvier 2015 au 31 décembre 2016). Pour LN, seuls les CDM de température ont pu être calculés sur cette même période de 2 ans. En l'absence de données d'humidité relative sur ces 2 ans, les CDM de l'humidité relative et de l'humidité spécifique de LN ont été obtenus à partir de l'ensemble des données de la station. Les cycles diurnes moyens annuels sont aussi présentés dans la partie droite de la figure, et correspondent à la moyenne des 12 CDM précédents (la variabilité saisonnière n'y a pas été soustraite, ce qui a pour effet de minimiser l'amplitude des CDM annuels).

Pour l'ensemble des stations, la température montre un cycle diurne fort sur l'ensemble de l'année. Systématiquement, la température augmente brutalement vers 7h HL, ce qui correspond au lever du soleil. Une baisse de température, plus lente, est perceptible à partir de 17h HL, correspondant au coucher du soleil (Figure 5.8). Aussi, nous pouvons nous attendre à une influence des phénomènes de brises pour l'ensemble de ces stations.

Deux faits sont à noter :

- Les températures « de jour » de Petite France, La Nouvelle, et du Hobo-07 sont très proches. En effet, les écarts sur les valeurs « de jour » (entre 11h et 17h HL) n'excèdent pas plus de 1.5°C , et ce pour chacun des mois. En revanche, la température est systématiquement inférieure d'environ 5°C à PM. En parallèle,

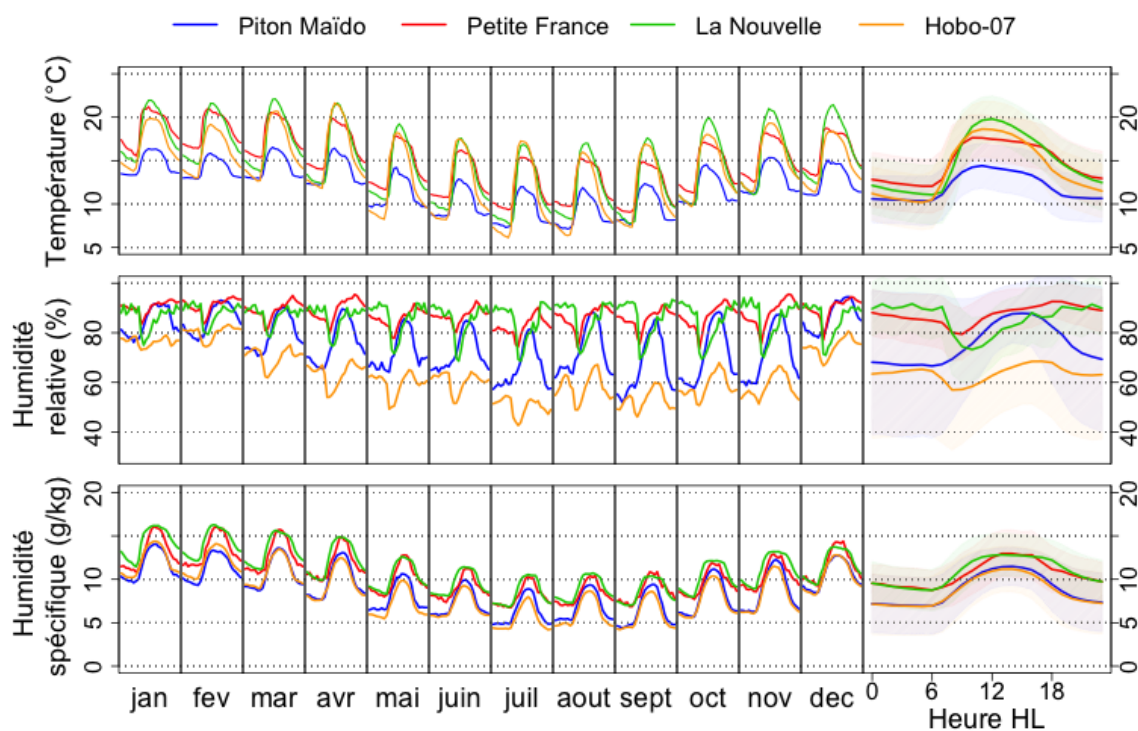


FIGURE 5.7 – Température, humidité relative et humidité spécifique : comparaison à l'échelle diurne pour les stations de La Nouvelle, Piton Maïdo, Petite France ainsi que le Hobo-07. En haut : la température ; au centre : l'humidité relative ; en bas : l'humidité spécifique. A gauche sont représentés les cycles diurnes moyens pour chaque mois de l'année (heures en heure locale), et à droite, les cycles diurnes moyens sur l'année. Les heures données sont en heure locale (Heure Locale = UTC+4). Les cernes représentent l'écart type sur les moyennes.

les températures « de nuit » du Hobo-07 sont très proches des températures « de nuit » de Piton Maïdo (Figure 5.7). L'écart présent de jour entre PM et le Hobo-07 ne peut pas être attribué au gradient d'altitude. En revanche, il pourrait provenir de la situation géographique de la station PM, à savoir au niveau du rempart et surplombant le cirque de Mafate (le chauffage radiatif y a probablement un impact moins important), ou bien d'effets locaux qui s'appliqueraient au Hobo-07 (soleil tapant sur le boîtier malgré les précautions prises pour son emplacement).

- Piton Maïdo présente les plus faibles amplitudes de température jour/nuit (Figure 5.8).

L'amplitude des CDM de température évolue au cours de l'année (Figure 5.8). Toutefois, cette évolution reste faible (environ 2°C) pour LN PF et PM. L'amplitude la plus importante sur les CDM de température est constatée sur les données du Hobo-07. De plus, cette amplitude évolue au cours de l'année, avec un maximum durant le mois de juillet.

Les CDM de l'humidité relative de PF, LN et du Hobo-07 présentent la même morphologie (Figure 5.7), à savoir (1) une diminution rapide d'environ 10% centrée sur 07h HL (correspondant au lever du soleil), (2) une augmentation au cours de la journée, et (3) une valeur élevée pendant la nuit ($\sim 90\%$ pour PM et LN, et $\sim 65\%$ pour le Hobo-07). Les CDM moyens de PF et de LN possèdent des valeurs d'humidité relative très proches (écart moyen de $1,5\pm 5\%$). PM présente un CDM dont la morphologie est différente de celle des autres stations, avec de faibles/fortes humidités relatives durant la nuit/le jour (Figure 5.7). Ce comportement renforce l'idée que la localisation de PM sur le rempart de Mafate engendre des effets locaux propres à cette station. L'amplitude des CDM de l'humidité relative au cours de l'année est faible pour LN, PF et le Hobo-07 ($< 15\%$). Malgré la différence de morphologie, cette évolution est importante pour PM, avec un écart maximal de 25% entre les mois de décembre à février et les mois de septembre à novembre.

Les CDM de l'humidité spécifique suivent les CDM de la température. Leurs morphologies présentent des plateaux aux heures « de jour » ainsi qu'aux heures « de nuit ». Les CDM des stations de PF et de LN sont presque confondus (valeur moyenne des différences : $0,67\pm 0,6\text{g/kg}$). Il en va de même avec la station de PM et le Hobo-07 ($0,26\pm 0,5\text{ g/kg}$). Un off-set moyen de 1,8 g/kg persiste entre les stations en altitude (PM et Hobo-07) et les stations plus basses (LN et PF). Les amplitudes de CDM pour les quatre stations suivent la même évolution au cours de l'année, avec des fortes amplitudes pour les mois d'avril, octobre et novembre (Figure 5.8).

Les écarts sur les CDM d'humidité relative et de température de PM et du Hobo-07 se compensent lors du calcul de l'humidité spécifique. De plus amples investigations seraient nécessaires afin de mieux comprendre cette compensation.

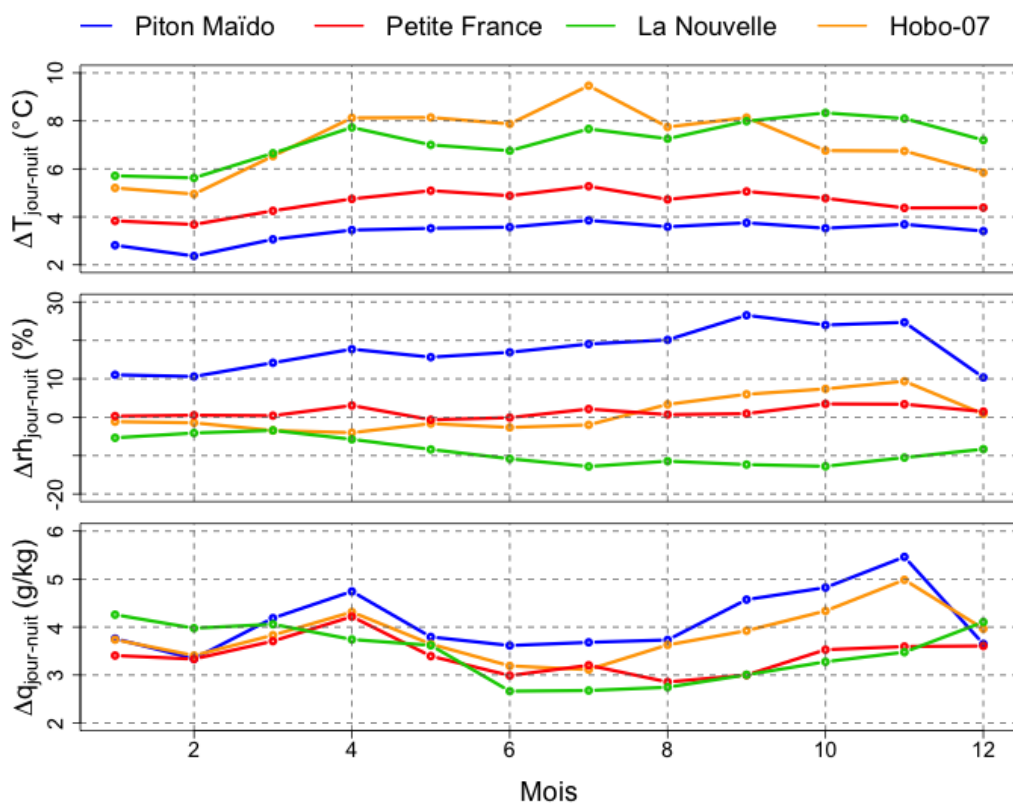


FIGURE 5.8 – Amplitudes des CDM de température (en haut), d’humidité relative (au centre) et d’humidité spécifique (en bas) aux cours de l’année pour les stations de PM, PF, LN et le Hobo-07. L’amplitude a été calculé comme étant la différence entre les valeurs « de jour » (07h à 13h UTC) et les valeurs « de nuit » (19h à 01h UTC). En haut : amplitude des CDM de température; au centre : amplitude des CDM d’humidité relative; en bas : amplitude des CDM d’humidité spécifique.

5.3.3 La température, l'humidité spécifique et l'humidité relative : conclusions

Toutes les stations (Piton Maïdo, Petite France, La Nouvelle et Hobo-07) possèdent une cyclicité annuelle ainsi qu'une cyclicité diurne marquées sur la température. Le gradient de température d'altitude permet de bien expliquer les différences entre Piton Maïdo d'une part, et de Petite France et La Nouvelle d'autre part. Cependant, il ne parvient pas à expliquer les différences entre Piton Maïdo et le Hobo-07 (implication possible de phénomènes locaux propres à l'OAM, comme l'emplacement du capteur par exemple, et/ou propres à PM qui seraient liés à son emplacement sur le rempart de Mafate). Toutefois, les similitudes sur l'humidité relative entre le Hobo-07 et les stations PF et LN tendent à montrer que les données du Hobo-07 sont correctes. Les enregistrements de l'humidité spécifique suivent la température (cycle saisonnier et cycle diurne). A l'échelle saisonnière et à l'échelle diurne, il existe une très bonne concordance (taux d'humidité similaire) entre les enregistrements des stations en altitude (PM et Hobo-07), et entre les stations de plus basse altitude (PF et LN).

Les stations de PF, OAM, LN et PM présentent une cyclicité diurne de température et de l'humidité spécifique qui pourrait impliquer des phénomènes de brise de pente qui se mettent en place journalièrement. La cyclicité de l'humidité spécifique renforce cette hypothèse : de jour les masses d'air sont plus humides (influence de l'océan et des brises de pentes ascendantes?) et de nuit les masses d'air sont plus sèches (influence de la troposphère libre et des brises de pentes descendantes?).

5.4 Comparaison de la direction et de la force du vent

L'île de la Réunion est soumise à des processus qui vont fortement influencer le vent au niveau local (cf section 2.2). Les brises de pentes, causées par les différences de chauffage radiatif, présentent une cyclicité diurne qui contrôle largement la direction des vents en surface (Lesouëf, 2010).

Bien que les capteurs de vent du FTIR n'aient pas été calibrés, une approche qualitative est suffisante pour les questions abordées ici. En effet, il s'agit d'étudier les caractéristiques principales d'évolution de la direction et de la force du vent, en indiquant quelques ordres de grandeur (et non des mesures précises).

La figure 5.9 représente les cycles diurnes moyens de la direction et de la force du vent pour les stations de Petite France, Piton Maïdo, La Nouvelle et le FTIR. Pour les stations de PM, PF et le FTIR, les cycles ont été réalisés à partir des données comprises entre le 1^{er} mars 2013 et le 28 février 2017 inclus (période la plus longue commune à ces trois stations). Pour La Nouvelle, les cycles ont été déterminés à partir de l'ensemble des données 1h disponible sur la station (du 2 août 1989 au 1^{er} août 2006).

Les quatre stations présentent une cyclicité diurne marquée et similaire sur la direction

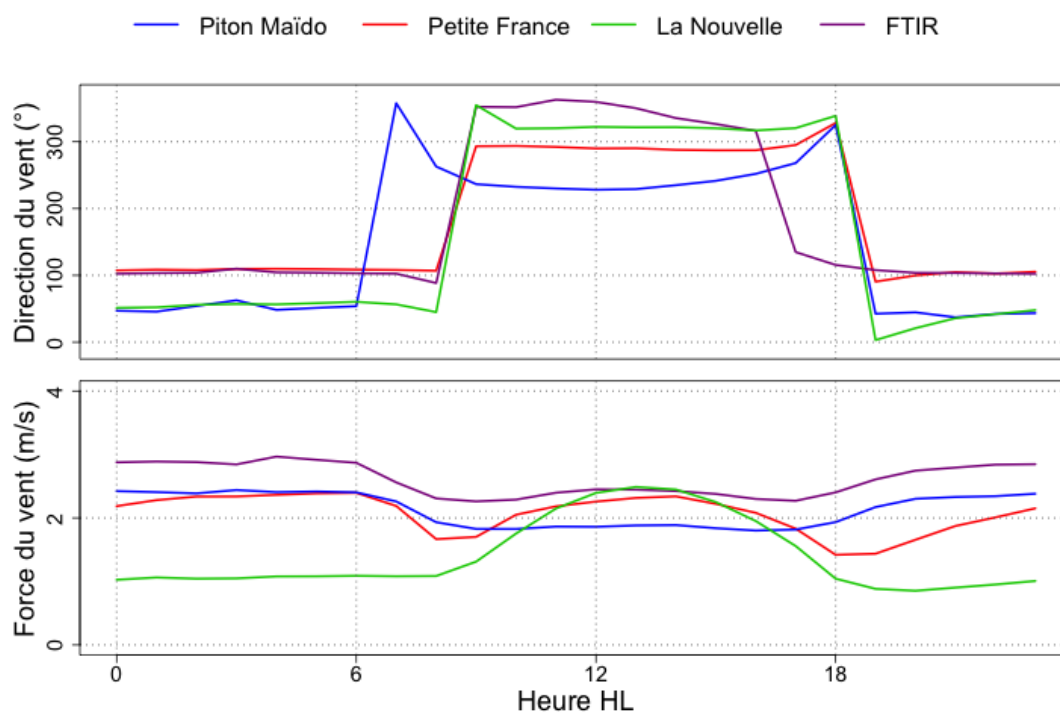


FIGURE 5.9 – Cycles diurnes de la force et de la direction du vent pour les stations de Piton Maïdo, Petite France, La Nouvelle et FTIR. Les périodes sur lesquels ces cycles diurnes ont été compilés sont détaillés dans le texte. La méthode de calcul pour effectuer des moyennes sur la direction du vent ne permet pas d’exprimer la dispersion des mesures (impossibilité de donner un écart type). En effet, une simple moyenne arithmétique ne peut s’appliquer pour des données se présentant dans un référentiel polaire. La méthode utilisée pour calculer les CDM de la direction de vent, dans la figure 5.9, a consisté à établir une somme vectorielle, dont la norme a été ramenée à un vecteur unitaire, et dont l’azimut à été calculé.

du vent. Deux changements de direction brutaux s'effectuent, le premier après 7h HL, et le second après 18h HL. Ces horaires coïncident avec le lever et le coucher du soleil (constaté sur les CDM de température de d'humidité spécifique) :

- la direction moyenne des vents de PM « de jour » est d'environ 220° (Sud-Sud-Est), et de nuit d'environ 50° (Est-Nord-Est).
- la direction moyenne des vents de PF « de jour » est d'environ 300° (Ouest-Nord-Ouest), et de nuit d'environ 100° (Est).
- la direction moyenne des vents de LN « de jour » est d'environ 320° (Nord-Ouest), et de nuit d'environ 50° (Est-Nord-Est).
- la direction moyenne des vents du FTIR « de jour » est d'environ 330° (Nord-Nord-Ouest), et de nuit d'environ 100° (Est).

En revanche, la force du vent n'exprime pas de cycle diurne réellement marqué, d'autant qu'il n'est pas possible de discuter de variabilité inférieure à l'erreur de mesure ($\pm 1\text{m/s}$).

Des roses des vents ont été réalisées. Elles sont présentées en figure 5.10. Les roses des vents « de jour » correspondent aux données comprises entre 9h et 16h, heure locale. Celles « de nuit » correspondent aux données comprises entre 19h et 06h, heure locale. Ces horaires correspondent aux horaires de changements de direction du vent constatés sur la figure 5.9. Les cercles concentriques représentent l'abondance des directions (10%, 20%, 30% et 40%).

1. pour le jour : la Nouvelle présente une direction préférentielle de NO. Les stations de Petite France et de Piton Maïdo expriment une plus grande dispersion que La Nouvelle, mais affichent une direction préférentielle d'Ouest (Petite France) à Sud Ouest (Piton Maïdo). A l'OAM, le FTIR montre deux directions principales (Ouest et Est). Ceci est particulièrement intéressant, et laisse supposer que durant la journée, à l'OAM, les masses d'air ont pour origine la baie de Saint Paul (direction Ouest) ou bien le cirque de Mafate (direction Est).
2. pour la nuit : Piton Maïdo ne présente pas de direction préférentielle (Figure 5.9). Petite France et le FTIR affichent toutes deux une direction claire préférentielle d'Est à Est-Sud-Est, ce qui correspond à des brises de terre. La Nouvelle possède une plus large dispersion des données de direction du vent, répartie entre le Nord et l'Est.

Cette dualité jour/nuit de la direction des vents se retrouve pour l'ensemble des stations. Ceci montre que PM, PF, LN et l'OAM (FTIR) sont sensibles aux effets de brises de pente. Ces phénomènes de brises pentes se mettent en place au coucher et au lever du soleil.

Les stations de PM, PF et l'OAM (FTIR) se situent sur la côte sous le vent de l'île : les brises de mer tiennent sûrement un rôle prépondérant dans la remontée des masses d'air, à l'instar des brises de pentes et le retour des alizées. En revanche, LN se situe dans

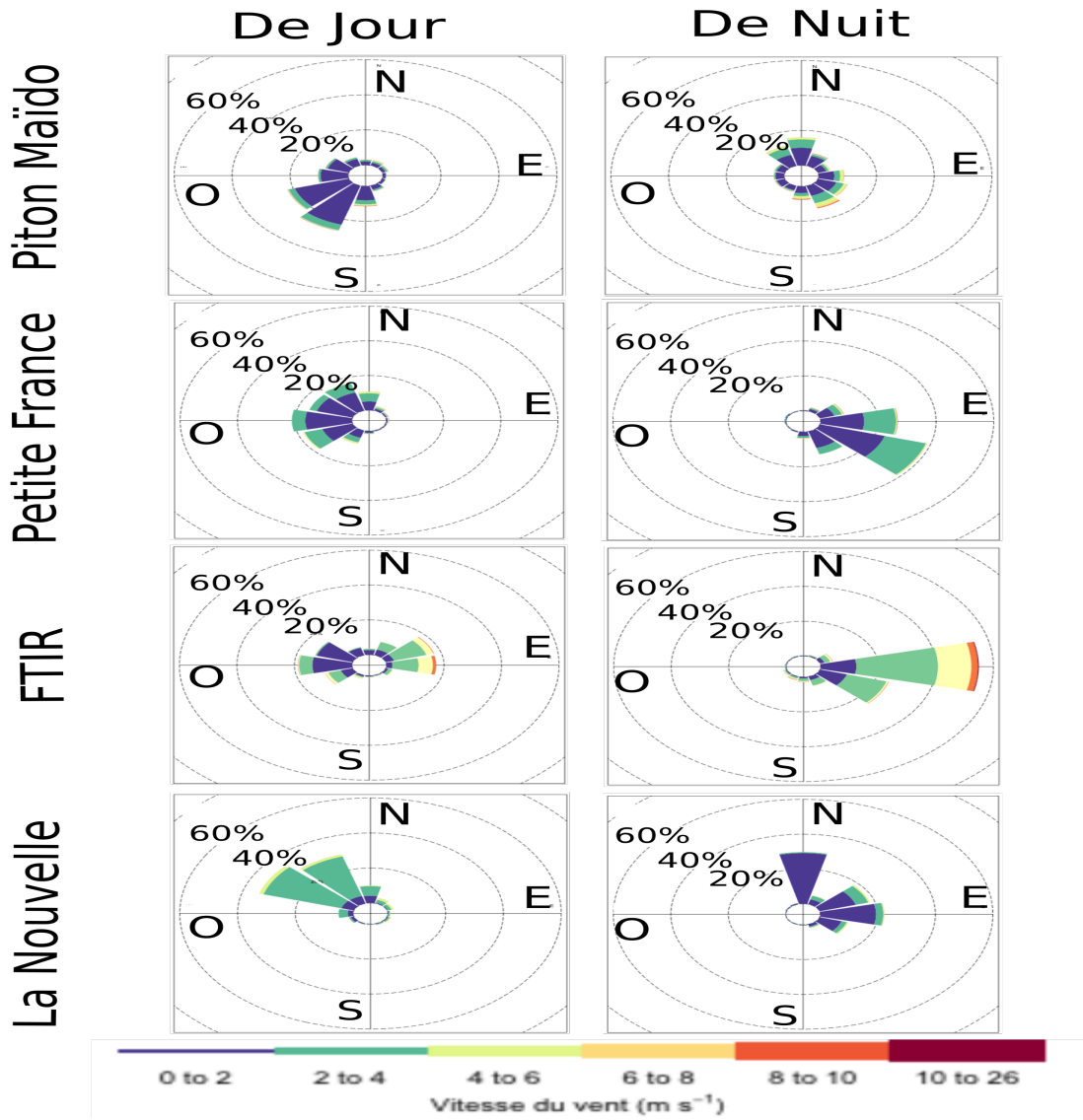


FIGURE 5.10 – Roses des vents de la force et de la direction du vent pour les stations de Piton Maïdo, Petite France, La Nouvelle et FTIR. Colonne de gauche : roses des vents pour les données « de jour », c'est à dire entre 7h et 13h UTC (11h et 17h, heure locale) ; colonne de droite : idem pour les données de nuit, entre 19h et 01h UTC (23h et 05h, heure locale).

le cirque de Mafate : elle ne peut en aucun cas être sous l'influence des brises de terre et de mer. Cette dualité jour/nuit pour LN est donc attribuable aux seules brises de pentes.

5.5 Conclusion de l'étude météorologique

L'étude des paramètres météorologiques (précipitations, température, humidité relative, force et direction du vent) des stations de Piton Maïdo, Petite France, La Nouvelle ainsi que les capteurs présents à l'OAM (Hobo-07 et FTIR) ont permis de discuter les influences qui s'exercent à l'Observatoire Atmosphérique du Maïdo.

L'occurrence des précipitations montre de fortes similitudes sur l'ensemble du flanc ouest (incluant l'OAM). Les enregistrements de température de toutes les stations montrent un cycle diurne marqué. Cette cyclicité est fortement liée aux changements de la direction du vent, reflétant les phénomènes de brises qui s'observent sur l'île (cf Chapitre 2).

De même, toutes les stations montrent un cycle diurne sur l'humidité spécifique, dont les valeurs moyennes sont fonctions de l'altitude, et les amplitudes sont fonctions du mois de l'année.

Ces résultats, couplés avec ceux de Lesouëf (2010) qui démontrent que les phénomènes de brises de pentes sont liés aux mouvements de la couche limite atmosphérique (cf chapitre 2), tendent à montrer que l'OAM pourrait être le site idéal pour étudier les phénomènes inhérents à la couche limite atmosphérique (de jour) et éventuellement la troposphère libre (de nuit).

Un autre résultat d'importance est à noter : durant le jour, les masses d'air arrivant à l'OAM peuvent aussi bien provenir de l'Ouest (baie de Sant Paul) que de l'Est (cirque de Mafate).

Les différences à l'échelle diurne de température et d'humidité relative entre PM et le Hobo-07 sont difficiles à expliquer. Elles nécessiteraient davantage d'investigation pour différencier soit un problème technique sur l'une ou l'autre des stations (sur la température, car l'humidité relative du Hobo-07 est très proche de celles de PF et LN) soit des effets locaux sur PM dû à sa localisation.

Chapitre 6

Variabilité inter-annuelle et saisonnière de la composition isotopique de la vapeur d'eau et des précipitations à l'OAM.

Sommaire

6.1	Présentation des mesures réalisées	135
6.2	Identification des échelles de variabilités de q_v et de δ_v	136
6.3	La variabilité inter-annuelle : des années similaires en q_v et en δ_v	139
6.4	Variabilité saisonnière de q_v et de δ_v	139
6.5	La relation $\delta D = f(\delta^{18}O)$	142
6.6	Conclusions	144

Au cours de ce chapitre, je présenterai les mesures d'humidité spécifique de l'air (q_v) et de la composition isotopique de la vapeur d'eau (δ_v) effectuées à l'OAM entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2017. Cette chronique de trois ans est la première série temporelle de q_v et de δ_v réalisée dans l'océan Indien. Je discuterai ici les variabilités inter-annuelle et saisonnière que présentent nos données.

6.1 Présentation des mesures réalisées

Du 1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2017, le Picarro a réalisé des mesures de q_v et de δ_v 84,8% du temps. Ce pourcentage a été calculé à partir des données 1h (les données 1h sont calculées si au moins 75% des données 1 min de l'heure concernée sont présentes). Les 15,3% restants correspondent à des périodes de calibration, de bug de l'appareil (mise en mode « sécurité » du Picarro entre juin et juillet 2015, et coupures d'électricité à l'OAM).

La figure 6.1 représente une compilation des mesures effectuées sur la vapeur d'eau ainsi que sur les précipitations du pluviomètre $P_{\text{evenement}}$. Sont exprimés en fonction du temps :

1. en haut : Les quantités de précipitations des relevés à l'évènement.
2. dans l'ordre : L'humidité spécifique de l'air (en g/kg), la composition isotopique de la vapeur d'eau (en gris, noir et rouge) et celle des précipitations (en bleu) en $\delta^{18}O$, δD et en d_{excess} .

Les données d'humidité spécifique et de composition isotopique représentées sont des données obtenues avec un pas de temps de 1 heure (en gris), puis lissées à 1 jour (en noir) ou bien lissées à 15 jours (en rouge). Les compositions isotopiques des précipitations sont représentées avec un off-set de -10‰ et -80‰ pour le $\delta^{18}O$ et le δD . Ceci permet de les superposer aux données de vapeur, afin de faciliter la comparaison visuelle des deux courbes.

6.2 Identification des échelles de variabilités de q_v et de δ_v

Pour déterminer les échelles de variabilités de q_v et de δ_v , deux autocorrélogrammes¹ ont été réalisés. Ils sont présentés sur la figure 6.2.

L'humidité spécifique de l'air présente une cyclicité saisonnière (valeurs maximales trouvées pour 12 et 24 mois, et valeurs minimales trouvées pour 6 et 18 mois). La composition isotopique de la vapeur d'eau ne présente pas les mêmes cyclicités que q_v . En effet, δ_v ne possède pas de cyclicité saisonnière.

Par ailleurs, certaines périodes de la figure 6.1 présentent un fort appauvrissement isotopique, correspondant aux périodes cycloniques. Les dates présentées ci-après se réfèrent à la naissance des systèmes ainsi qu'à leur comblement, et sont celles données par Météo-France². Au cours de la première année, trois systèmes cycloniques ont été répertoriés avec : Bansi (du 8 janvier 2015 au 19 janvier 2015), Chezda (du 13 janvier 2015 au 22 janvier 2015), et Haliba (du 4 mars 2015 au 12 mars 2015). Durant la saison humide 2015-2016, un seul cyclone a été mesuré, se nommant Daya (du 7 février 2016 au 13 février 2016). Enfin, au cours de la saison humide 2016-2017, nos données ne reportent l'influence que d'un seul système cyclonique Carlos (du 2 février 2017 au 16 février 2017). Cette variabilité synoptique est étudiée dans le chapitre 8.

La cyclicité diurne est la cyclicité la plus marquée dans nos enregistrements de q_v et δ_v . Elle sera étudiée dans l'article présenté dans le chapitre 7. Par ailleurs, l'influence des

1. graphiques représentant les valeurs (comprises entre -1 et 1) de corrélation d'une série avec elle-même au cours du temps

2. source : <http://www.meteofrance.re/cyclone/activite-cyclonique-en-cours>

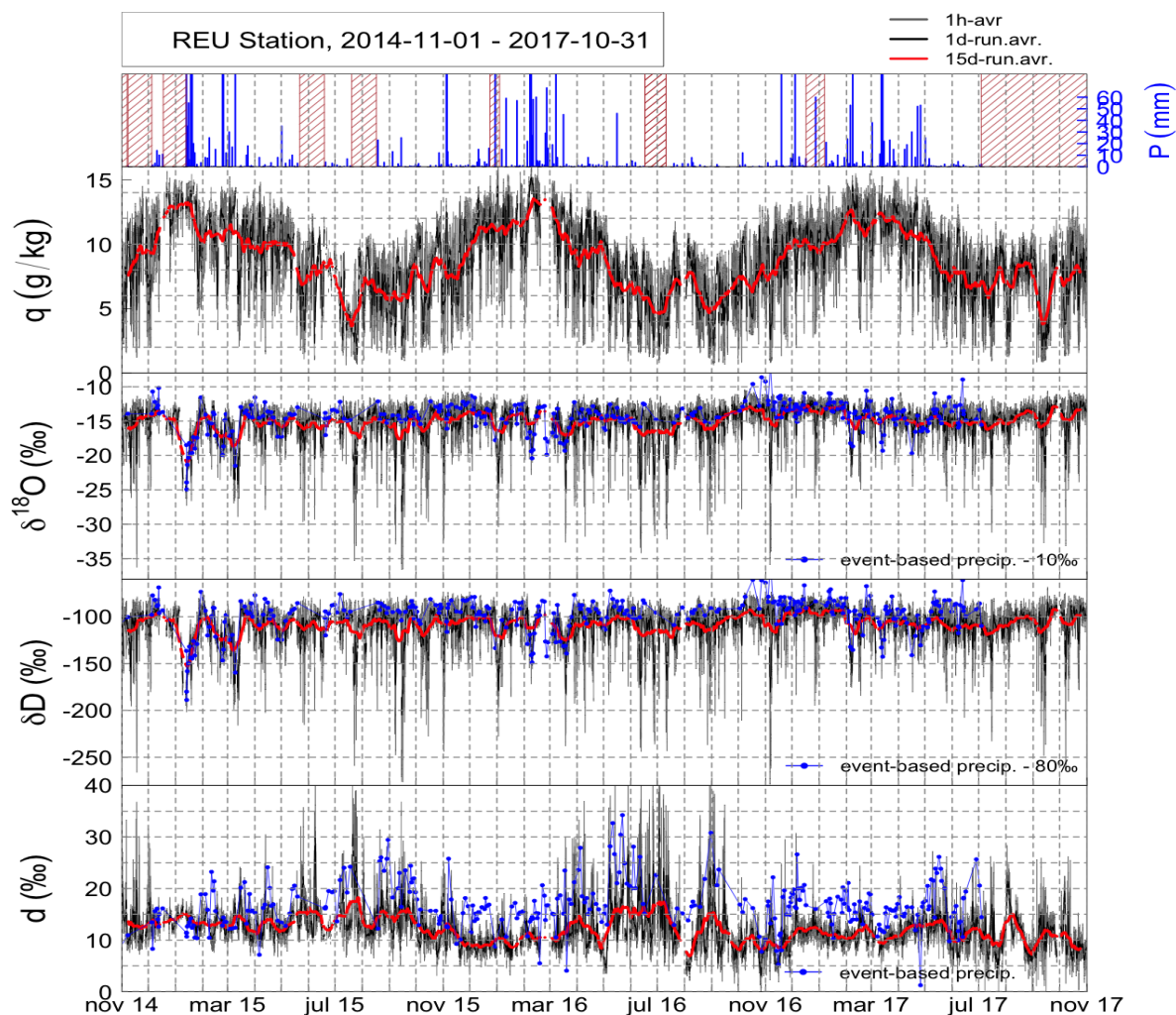


FIGURE 6.1 – Evolution des précipitations et de la vapeur d'eau à l'OAM entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2017. De haut en bas : quantité de précipitations pour les prélèvements à l'évènement (les parties hachurées correspondent à des périodes sans mesures réalisées) ; humidité spécifique de l'air ; composition isotopique de la vapeur d'eau et des précipitations à l'évènement en $\delta^{18}O$; composition isotopique de la vapeur d'eau et des précipitations à l'évènement en δD ; idem pour l'excès en deutérium. Les cernes bleus représentent le passage des systèmes cycloniques Bansi/Chezda, Haliba, Daya et Carlos respectivement.

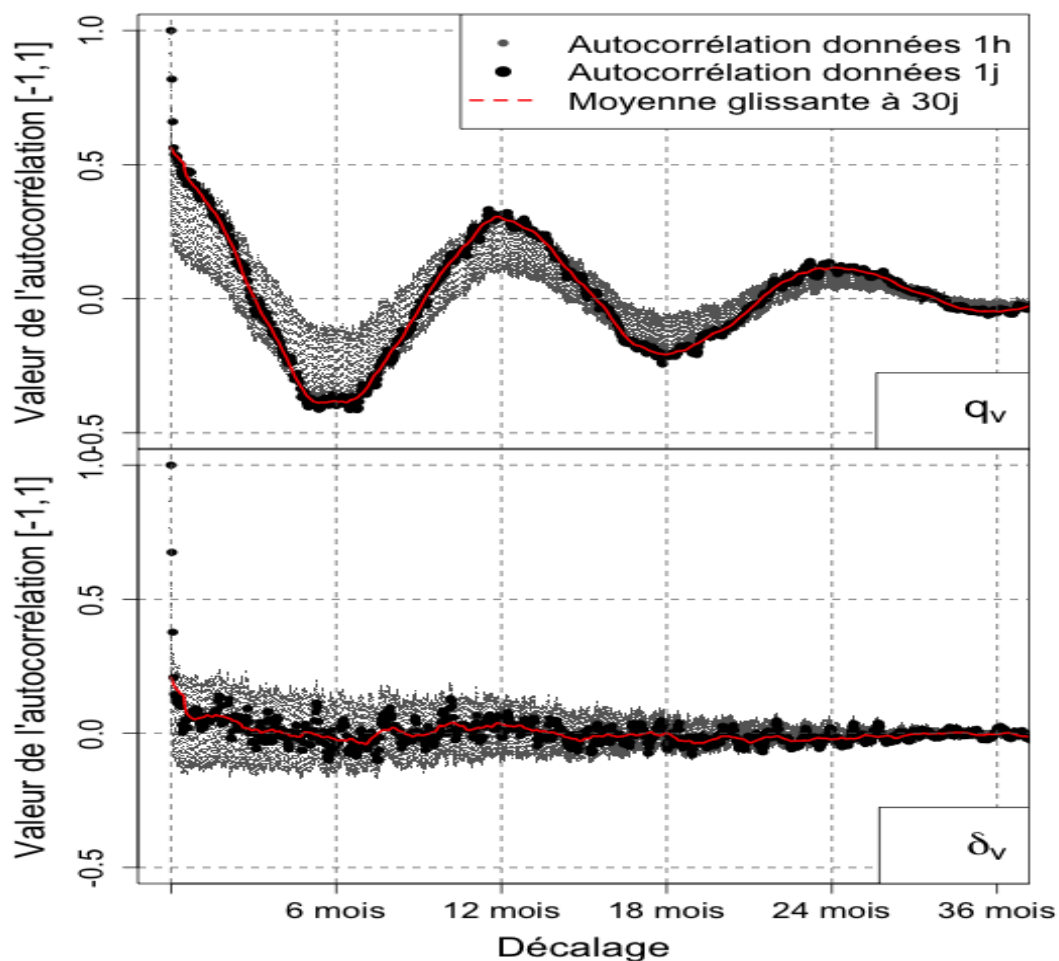


FIGURE 6.2 – Identification des variabilités de q_v et de δ_v : autocorrélogramme de q_v (en haut) et de $\delta^{18}O_v$ (en bas). Autocorrélogrammes réalisés sur les données Picarro comprises entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2017. Les points gris et noirs représentent les valeurs des autocorrélations réalisées à partir des données 1h et 1j respectivement. La courbe rouge représente la moyenne glissante à 30 jours appliquée sur les autocorrélations des données à 1j.

systèmes cycloniques sur δ_v est détaillée dans le chapitre 8. Ce chapitre se concentre sur la variabilité inter-annuelle ainsi que sur la variabilité saisonnière.

6.3 La variabilité inter-annuelle : des années similaires en q_v et en δ_v

Avant d'étudier la variabilité saisonnière et journalière, il est important de s'assurer que les trois années mesurées présentent les mêmes caractéristiques.

La figure 6.3 représente les éléments statistiques relatifs aux données d'humidité spécifique et de composition isotopique de la vapeur d'eau, sous la forme de diagrammes en boîte (détails donnés dans la légende). Le rouge sombre correspond à la première année (1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2015), le rouge clair à la deuxième année (1^{er} novembre 2015 au 31 octobre 2016), le orange à la troisième année (1^{er} novembre 2016 au 31 octobre 2017), et le vert à l'intégralité des données (1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2016).

Les humidités spécifiques des deux premières années ont pour médiane respective 9,03 g/kg et 8,65 g/kg. La troisième année est légèrement plus humide (médiane de 9,39 g/kg).

Une évolution de la composition en $\delta^{18}O$ de la vapeur d'eau est décelable sur les trois années. La vapeur est légèrement plus appauvrie durant la première année (-14,69‰) que durant la deuxième année (-14,22‰) ou encore la troisième année (-13,95‰). De plus, la première année présente des valeurs de $\delta^{18}O_v$ plus dispersées que celle de la troisième année (visible sur le quartile et quantile inférieur). Cette dispersion peut s'expliquer par un plus grand nombre de cyclones au cours de la première année.

Ces trois années présentent des valeurs de q_v et de $\delta^{18}O_v$ sensiblement différentes (les écarts entre les médianes sont légèrement supérieures à l'erreur de mesure du Picarro). Toutefois, au vu de l'amplitude des signaux étudiés au cours des chapitres 7 et 8, ces différences peuvent être considérées comme minimales.

6.4 Variabilité saisonnière de q_v et de δ_v

Un cycle saisonnier est clairement présent sur l'humidité spécifique (Figure 6.2). La temporalité des saisons humides et des saisons sèches se retrouve, avec une saison humide et une saison sèche (visible sur chaque année), se situant aux mois de décembre-janvier-février-mars et de juin-juillet-août-septembre respectivement. En revanche, les enregistrements de $\delta^{18}O$, δD et de l'excès en deutérium ne présentent aucune variabilité saisonnière.

La figure 6.4 représente les évolutions au cours de l'année de l'humidité spécifique (en haut) et de la composition isotopique de la vapeur d'eau (en bas). Les données représentées correspondent à des moyennes mensuelles. Le code couleur est le même que celui de la figure 6.3.

L'humidité spécifique présente une cyclicité saisonnière, visible sur la figure 6.4. Les

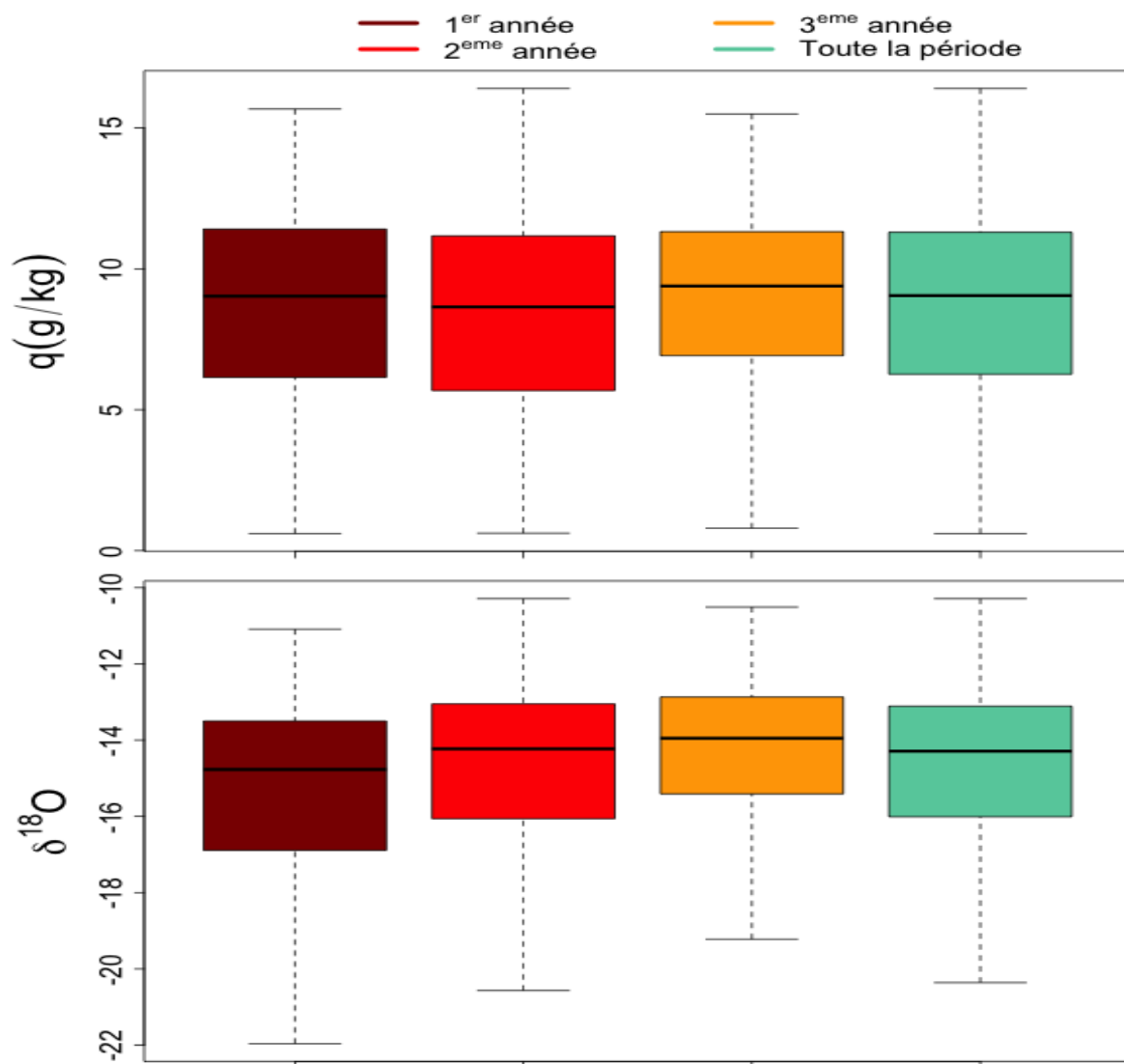


FIGURE 6.3 – Diagrammes en boîte de l’humidité spécifique de l’air et de la composition isotopique de la vapeur d’eau, pour la première année (1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2015), la deuxième année (1^{er} novembre 2015 au 31 octobre 2016), la troisième année (1^{er} novembre 2016 au 30 septembre 2017) et sur l’ensemble des données. Pour chaque diagramme, sont représentés la médiane, les quartiles et les quantiles inférieurs et supérieurs.

deux premières années présentent des taux d'humidité comparables, alors que la troisième année est plus humide durant la saison hivernale (environ 0,7g/kg plus humide pour les mois de juin à septembre).

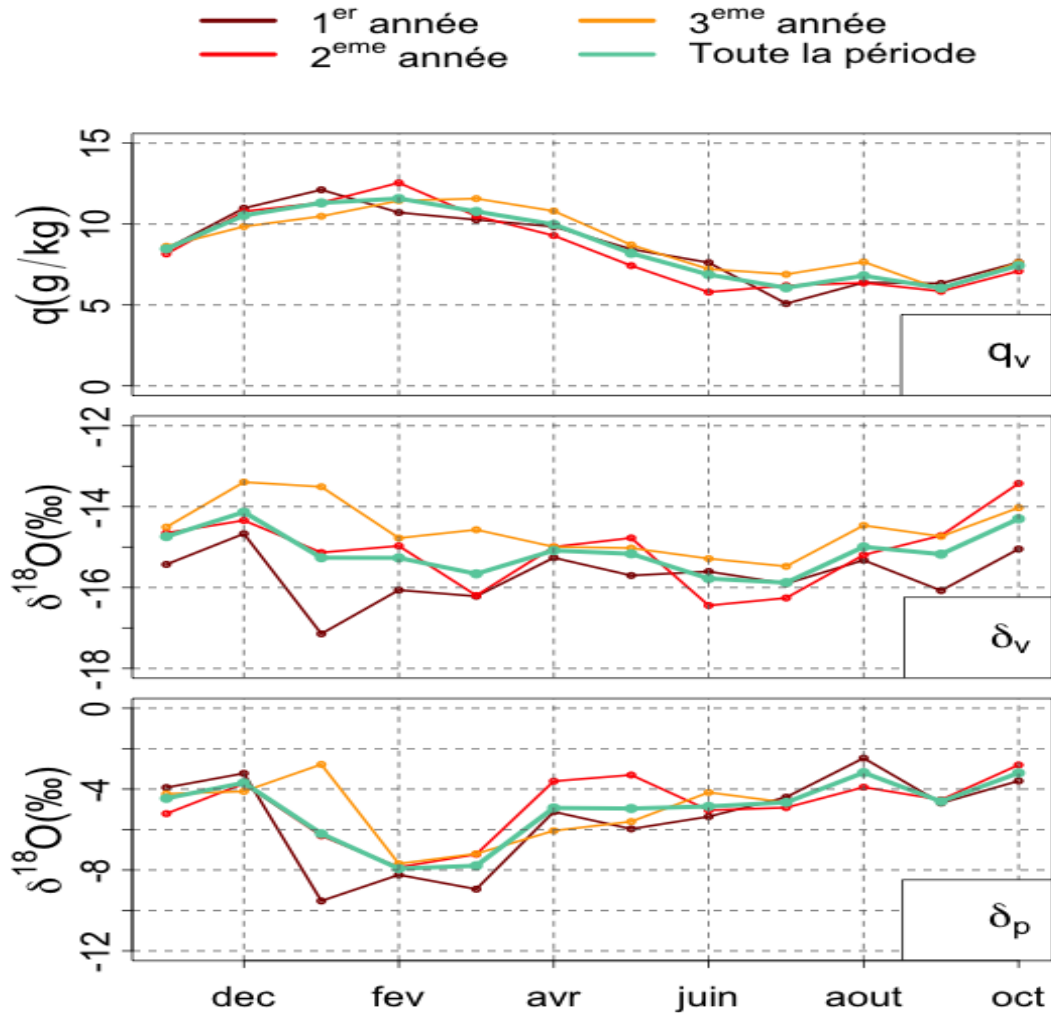


FIGURE 6.4 – Cycles saisonniers de q_v (en haut), de δ_v (au centre), et de δ_p (en bas). Le code couleur se réfère aux années, comme défini dans la figure 6.3. Les mois d'août, septembre et octobre de la troisième année ne présentent pas de valeur en δ_p car les pluies n'ont pas encore été analysées.

La composition isotopique de la vapeur d'eau ne présente pas un cycle saisonnier, mais présente variabilité statistique, se manifestant par une forme en « W » (visible sur la première année et la deuxième année). Cette forme en « W » présente deux minimums. Le premier est constaté durant les mois de janvier et de février, et le second durant les mois de juin et juillet. La première diminution peut s'expliquer par l'abondance des cyclones durant l'été austral, qui ont pour caractéristique d'appauvrir la composition isotopique

de la vapeur d'eau. La seconde diminution peut être attribuée à l'occurrence des nuits isotopiquement extrêmes (nuits présentant des compositions isotopiques très appauvries, phénomène qui sera discuté dans le chapitre 7).

La composition isotopique des précipitations (δ_p) sont présentés dans la figure 6.4 (bas). Pour chacun des mois, une moyenne pondérée par le taux de précipitation a été réalisée, tel que :

$$\overline{\delta_P} = \frac{\sum_{i=0}^n P_i * \delta_{P,i}}{\sum_{i=0}^n P_i} \quad (6.1)$$

avec n le nombre de précipitations dans le mois, P_i la quantité de précipitations de l'échantillon i , et $\delta_{P,i}$ la composition isotopique de l'échantillon i .

Les fortes pluies, principalement liées aux phénomènes cycloniques, ont une importante influence sur la moyenne mensuelle $\overline{\delta_P}$. Un fort appauvrissement (environ -3‰ par rapport à la moyenne inter-annuelle) des précipitations est constaté durant les mois de janvier, février et mars. La forme en « W » n'est pas retrouvée (aucun second appauvrissement n'est visible en juin). Cependant, l'évolution de δ_p suit généralement celle de δ_v (visible pour l'ensemble des mois de la première année et de la deuxième année ; caractéristique moins évidente pour la troisième année). Il est à noter que δ_p varie dans une gamme plus importante (4‰) que δ_v (2‰). Ce phénomène s'exprime surtout pour les mois de décembre à mars, et correspond peut être à des fractionnements plus intenses dû à des précipitations plus intenses ou à une modification des phénomènes d'évaporation-condensation.

6.5 La relation $\delta D = f(\delta^{18}O)$

La figure 6.5 représente l'ensemble des données Picarro (données à 1h, entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2017) et des précipitations collectées par le pluviomètre $P_{\text{evenement}}$ dans un diagramme $\delta D = f(\delta^{18}O)$.

La droite orange représente la régression linéaire sur les données de précipitations ($\delta D = 8,2 * \delta^{18}O + 17,5$; $r^2 = 0,94$ et $p < 0,001$), et la droite bleu clair représente la régression linéaire sur les données de vapeur d'eau ($\delta D = 7,5 * \delta^{18}O + 4,1$; $r^2 = 0,97$ et $p < 0,001$).

Le coefficient directeur de la droite bleu clair a pour valeur 7,5. Cette valeur est proche de celles trouvées dans la littérature sur d'autres sites de mesure (Tableau 6.1).

La valeur du coefficient directeur de la vapeur (7,5) est plus faible que celui des précipitations (8,2). Cette caractéristique provient certainement du fait que les précipitations se sont formées en altitude à une température plus faible qu'en surface où la vapeur est échantillonnée (la valeur du coefficient directeur³ est dépendante de la température, et augmente quand la température baisse).

3. qui correspond au rapport des coefficients de fractionnements α_D et α_{18O}

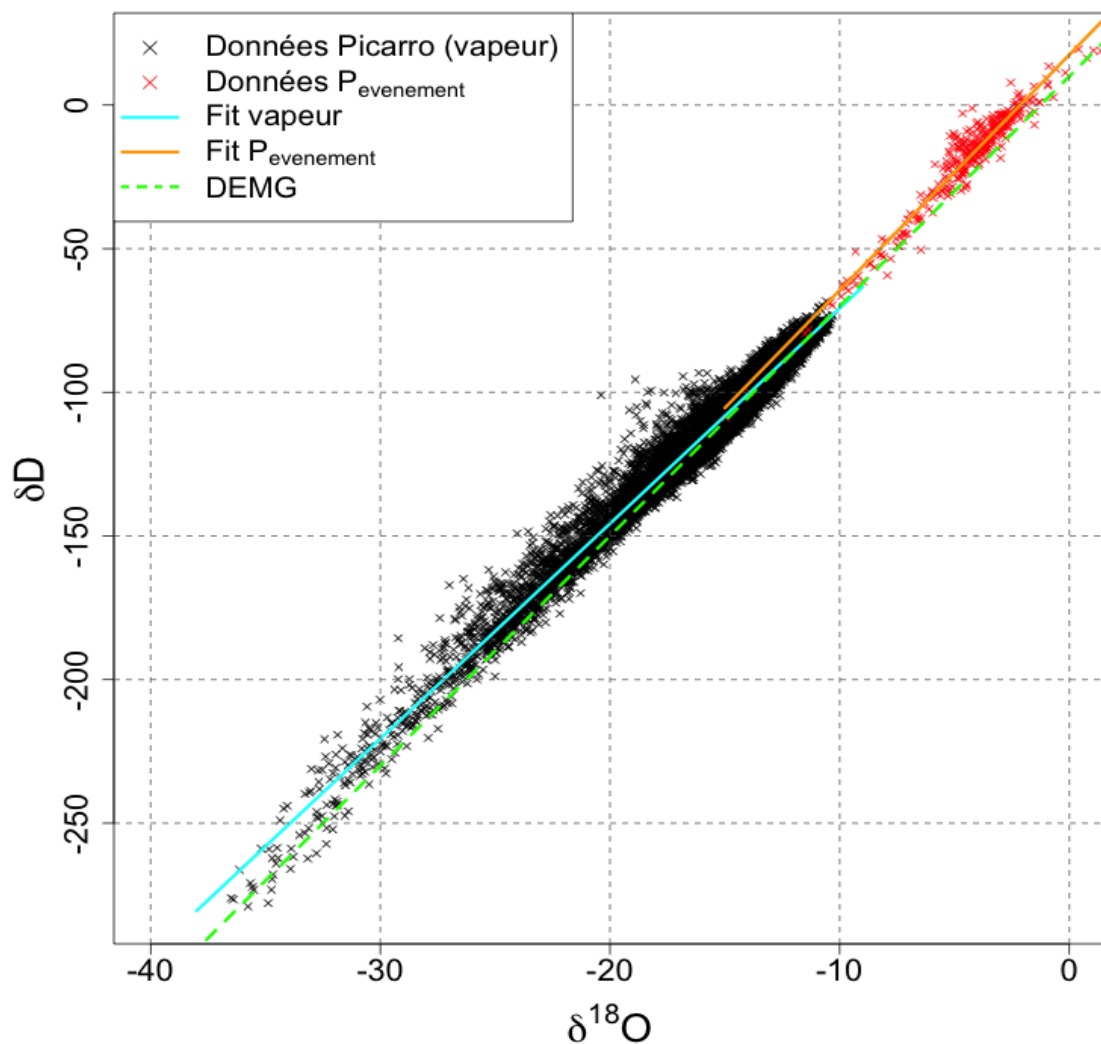


FIGURE 6.5 – Relation entre les valeurs de $\delta^{18}O$ et de δD dans les précipitations (croix rouges) et dans la vapeur d'eau (croix noires). La ligne pointillée verte représente la droite des eaux météoriques mondiales ($\delta D = 8 * \delta^{18}O + 10$).

Tableau 6.1 – Valeurs des coefficients directeurs des relations $\delta D = f(\delta^{18}O)$ (vapeur) cités dans la littérature.

Article	Valeur du coefficient directeur	Site
Bailey et al. (2013)	7,02	Hawaï
He and Smith (1999)	6,79	Nouvelle Angleterre
Données de la thèse de Tremoy (2012)	6,75	Niger

La droite des précipitations présente un fort excès en deutérium, ce qui met en avant que des processus de fractionnement cinétique s'opèrent lors de la condensation.

6.6 Conclusions

L'analyse des mesures réalisées sur la vapeur d'eau ainsi que sur les précipitations sur trois années consécutives (du 1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2017) indique que :

- les trois années sont relativement proches (en q_v et δ_v) au vu de l'amplitude des variations discutées dans les chapitres suivants ;
- un cycle saisonnier est présent sur l'humidité spécifique ;
- la composition isotopique de la vapeur d'eau ne présente pas de cycle saisonnier, mais présente cependant deux minimums isotopiques, avec un premier minimum durant la saison humide qui est attribué à l'influence des systèmes cycloniques, et un second durant la saison sèche qui est attribué à l'occurrence des nuits extrêmement appauvries (Chapitre suivant) ;
- il est à noter que la saison sèche de l'année 2017 est globalement plus humide (environ +0,7g/kg) et plus enrichie (environ +1‰ en $\delta^{18}O$) que les saisons sèches des années précédentes.

Chapitre 7

Etudes des cycles diurnes au Maïdo

Sommaire

7.1	Matériel et méthodes concernant les données complémentaires	145
7.2	Etude de la variabilité diurne de q_v et de δ_v à l'OAM sur 1 an	148
7.3	La généralisation sur trois ans	174
7.4	Conclusions et perspectives	212

Ce chapitre détaille la cyclicité diurne des mesures d'humidité spécifique et de composition isotopique de la vapeur d'eau, réalisées entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2017, sur le site de l'OAM.

La première section est consacrée aux matériels et méthodes utilisées pour cette étude, la deuxième section intègre l'article Guilpart et al. (2017), qui discute les résultats obtenus entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2015. Dans cet article, les processus gouvernant la variabilité diurne que présentent les données d'humidité spécifique et de composition isotopique de la vapeur d'eau mesurées à l'OAM sont explorés. Enfin, la troisième section vise à généraliser l'étude de Guilpart et al. (2017) pour l'étendre à trois ans (entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2017).

7.1 Matériel et méthodes concernant les données complémentaires

7.1.1 Exploration de la dynamique atmosphérique régionale.

Les données Era-Interim sont produites par le « European Center for Medium-Range Weather forecast » (ECMWF). La configuration ainsi que les performances de l'assimilation des données sont décrites dans Dee et al. (2011). Elles nous ont permis d'explorer le champ de vitesse du vent (U et V , en m/s) et le champ de vitesse verticale (ω , en Pa/s) dans l'océan Indien.

Ces jeux de données ont particulièrement été utiles dans la compréhension des processus responsables de l'avènement des nuits extrêmement appauvries en isotopes lourds (cf section 7.3.2). Elles présentent un pas de temps de 6h (et commencent à 00h UTC), ainsi qu'une résolution spatiale de 2° , sur 137 niveaux verticaux. La vitesse verticale a été extraite à 500hPa, et la vitesse de vent à 200hPa. Il est important de préciser que les reliefs de La Réunion ne sont pas pris en compte pour cette résolution (la grille n'intègre que l'océan, pas de terres émergées).

7.1.2 Application au modèle de Merlivat (1978)

Puisqu'aucune mesure de la composition isotopique de la vapeur d'eau à proximité directe de la surface de l'océan n'a été réalisé sur La Réunion, le modèle de Merlivat (1978) a été utilisé pour déterminer la composition isotopique au-dessus de l'océan (δ_{V0} , cf section 3.5.2).

Les données de température, de température de point de rosée (nécessaire au calcul de l'humidité relative), les composantes horizontales du vent (U et V), et de température de surface de l'eau ont été extraites des données ECMWF sur une surface comprise entre 18°S à 23°S et de 54°O à 59°O , avec un pas de temps de 6h, et une résolution spatiale de $0,125^\circ$. Ces données permettent d'établir une chronique de δ_{V0} au niveau de La Réunion, entre le 1^{er} novembre 2014 et le 30 juin 2017. Les résultats ont été interpolés à un pas de temps de 1h et sont représentés en figure 7.1.

Les cycles saisonniers visibles sur $\delta^{18}\text{O}_{V0}$ et sur δD_{V0} présentent de faibles amplitudes (1‰ et 5‰ respectivement). Ils reflètent la variation saisonnière de la température de l'air. L'excès en deutérium ne présente pas un cycle saisonnier.

7.1.3 Calcul des rétrotrajectoires

L'influence du transport atmosphérique de grande échelle sur la composition isotopique de la vapeur d'eau a été étudié à partir de deux modèles de transport atmosphérique : Flexpart et Hysplit. Les résultats des rétrotrajectoires issues des simulations FlexPart (réalisées sur le mai de mois 2015) sont présentés dans l'article Guilpart et al. (2017), présenté en section 7.2.

Pour des raisons pratiques de mise en œuvre et de puissance de calcul, les rétrotrajectoires sur l'ensemble de la première année, de la deuxième année et de la troisième année (soit du 1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2017) ont été calculées avec le modèle Hysplit. En effet, ce modèle est beaucoup plus simple à utiliser que le modèle FlexPart. Le temps de calcul avec Hysplit est de l'ordre de quelques secondes (la rétrotrajectoire obtenue étant celle d'une seule particule), alors que FlexPart présente un temps de calcul beaucoup plus long, de l'ordre de plusieurs dizaines de minutes (la rétrotrajectoire obtenue étant la moyenne des rétrotrajectoires de plusieurs milliers de particules).

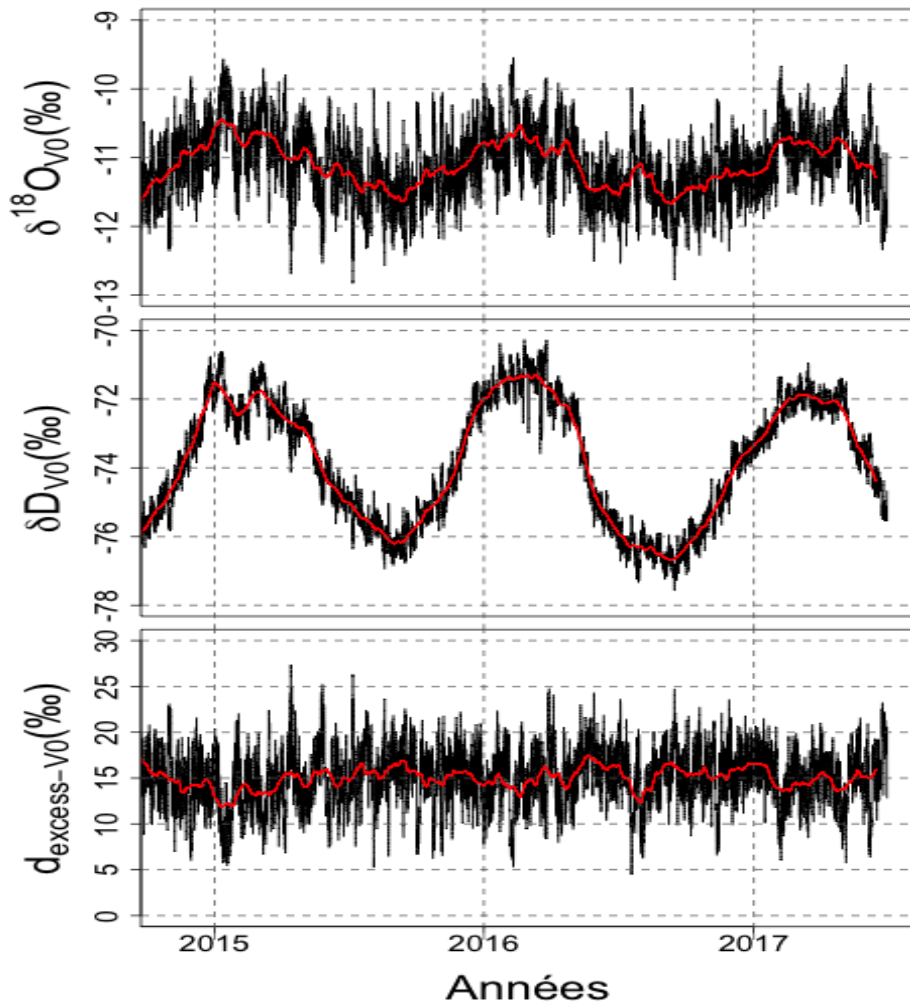


FIGURE 7.1 – Résultats du modèle de Merlivat (1978) entre le 1^{er} novembre 2014 et le 30 juin 2017. Les courbes noires représentent les données à 1h, et les courbes rouges correspondent à une moyenne glissante à 30 jours. De haut en bas : Chronique $\delta^{18}O_{V0}$, δD_{V0} et $d_{excess-V0}$.

FlexPart

FlexPart (FLEXible PARTicle dispersion model) est un modèle de transport atmosphérique Lagrangien (Stohl et al., 1998, 2005). Le transport atmosphérique est déterminé par la dispersion de particules émises dans un volume donné et sur une période donnée. Il peut être utilisé pour étudier la propagation de particules, ou bien pour déterminer des rétrotrajectoires. FlexPart intègre le transport turbulent. La spécificité de FlexPart est qu'à chacune des (rétro)trajectoires, une grande quantité de particules est émise (d'où un temps de calcul très long).

Les rétrotrajectoires contenues dans l'article ont été réalisées par Jérôme Brioude (LACy). Elles ont été forcées avec les données opérationnelles de l'ECMWF, au pas de temps de 1h et avec une résolution spatiale de 1° par 1°, sur 137 niveaux verticaux. Pour chacune des simulations, 20 000 particules ont été émises. Les rétrotrajectoires ont été calculées sur une période de 10 jours.

Hysplit

Hysplit est un modèle de transport atmosphérique composite, Lagrangien et Eulérien, développé dans sa version initiale par Draxler and Hess (1998). Hysplit est aujourd'hui supporté par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), et est couramment utilisé pour étudier le transport et la dispersion de particules (Stein et al., 2015). Les trajectoires (ou rétrotrajectoires) sont calculées à partir des champs advectifs de vent, basés sur les données météorologiques forçant le modèle.

Ces rétrotrajectoires ont été initialisées avec les données à 1° GDAS (Rodell et al., 2004), à l'OAM. La résolution verticale des données GDAS présente 23 niveaux. Elles ont été calculées sur une période de 10 jours (240h).

7.2 Etude de la variabilité diurne de q_v et de δ_v à l'OAM sur 1 an

7.2.1 Résumé

Depuis le début des années 2010, de nombreuses études démontrent l'intérêt des mesures couplées de la composition isotopique de la vapeur d'eau (δ_v) et de l'humidité spécifique de l'air (q_v) appliquées à l'étude des processus climatiques humides, et plus généralement le cycle de l'eau.

Des études similaires à celle que nous avons menée à l'OAM ont été réalisées sur d'autres sites en zone subtropicale insulaire, comme les îles d'Hawaï ou de Tenerife (Noone et al., 2011; González et al., 2016). Elles mettent en avant l'intérêt des mesures q_v et δ_v pour étudier les processus inhérents à la couche limite atmosphérique ainsi qu'à la troposphère

libre. L'article présenté ci-après propose une approche similaire, appliquée à l'île de La Réunion (Hémisphère sud).

L'objectif de cet article est d'étudier la variabilité diurne de q_v et de δ_v à l'OAM. Il s'intéresse à une période comprise entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2015. Comme précisé au chapitre précédent, la variabilité diurne est la variabilité la plus marquée dans nos enregistrements. Sur cette même période, trois systèmes cycloniques ont été mesurés. Ces périodes cycloniques n'ont pas été discutées dans cet article.

Dans un premier temps, la description des cycles diurnes a permis de préciser les heures de la journée pour lesquelles q_v et de δ_v présentent des valeurs stables, formant ainsi des « plateaux de jour » (entre 11h et 17h HL) et des « plateaux de nuit » (entre 23h et 05h HL). Ces valeurs de q_v et δ_v indiquent que les masses d'air à l'OAM présentent des origines différentes entre le jour (masses d'air humides et enrichies) et la nuit (masses d'air sèches et appauvries).

Dans un second temps, des simulations basées sur le modèle MESO-NH ainsi que des radiosondages ont montré que l'OAM était plongé dans la couche limite atmosphérique durant la journée, et la plupart du temps dans la troposphère libre durant la nuit. Nous avons montré que les valeurs de δ_v durant la journée correspondent à la composition isotopique de la vapeur d'eau au dessus de l'océan (calculé à partir du modèle de Merlivat and Jouzel (1979)), modulo un gradient d'altitude dont la valeur est égale à $-0,10\text{‰}/100\text{m}$ (les valeurs moyennes de q_v et δ_v durant la journée sont égale à $9,72,4\text{g/kg}$ et $-13,4 \pm 1,3\text{‰}$ respectivement).

La troisième étape a consisté à étudier la source des masses d'air durant la nuit. Le mélange de masses d'air entre le jour et la nuit est quasi-systématique, et a permis de qualifier la signature (en q_v et δ_v) de la source de nuit appauvrie et sèche ($\overline{\delta^{18}O_{nuit}} = -16,6 \pm 3,2\text{‰}$ et $\overline{q_{nuit}} = 6,4 \pm 2,9\text{g/kg}$). Cette source présente une large variabilité en δ_v . Nous avons identifié des nuits extrêmement appauvries : une nuit extrême est définie comme une nuit qui comporte au minimum 75% des données entre 23h et 05h (HL), et au moins 1 donnée à 5 minutes présentant une valeur inférieure à un seuil. Ce seuil est défini comme la moyenne de l'ensemble des données (hors périodes cyclonique) moins 2 fois l'écart-type associé : $\overline{M}_{Donnees-5-min} - 2 * \sigma$. Les autres nuits comportant au minimum 75% des données entre 23h et 05h (HL) sont appelées « nuits classiques ».

Par la suite, nous nous sommes intéressés aux mécanismes atmosphériques responsables de l'occurrence des nuits extrêmes (15,2% des nuits exploitables¹). L'étude du mois de mai 2015 (mois durant lequel la campagne MORGANE a eu lieu, et pour laquelle un grand nombre de radiosondages a été réalisé) montre que les nuits extrêmes sont associées à une augmentation de la subsidence à l'échelle régionale. Les rétrotrajectoires déterminées avec le modèle FlexPart ont montré que les masses d'air des nuits extrêmes possèdent une origine géographique située dans la partie sud de l'océan Atlantique, que

1. Est considérée comme nuit exploitable toutes nuits possédant au moins 75% des données entre 23h et 05h (HL).

les masses d'air ont atteint une très haute altitude, et ont suivi le Jet-Subtropical. Ce dernier apparaît comme responsable des subsidences au-dessus de La Réunion et des forts appauvrissements de la composition isotopique de la vapeur durant les nuits de l'hiver austral. Ceci n'est pas le cas lors des nuits classiques, durant lesquelles les masses d'air présentent des origines géographiques beaucoup plus proches de La Réunion ainsi qu'une position du Jet Subtropical plus au Sud.

Enfin, la comparaison de ces résultats avec des simulations du modèle climatique LMDZ-iso a montré que LMDZ-iso représente bien les subsidences à l'échelle régionale ainsi que l'appauvrissement isotopique associé, confirmant ainsi l'origine des forts appauvrissements en δ_v lors des nuits extrêmes.

7.2.2 L'article Guilpart et al. (2017)

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2017JD026791

Key Point:

- Humidity measurements in Reunion Island are tracers of moisture variability; water stable isotopes reveal the controls on this variability

Supporting Information:

- Supporting Information S1

Correspondence to:

E. Guilpart and F. Vimeux,
 etienne.guilpart@sce.ipsl.fr;
 francoise.vimeux@sce.ipsl.fr

Citation:

Guilpart, E., F. Vimeux, S. Evan, J. Brioude, J.-M. Metzger, C. Barthe, C. Risi, and O. Cattani (2017), The isotopic composition of near-surface water vapor at the Maïdo observatory (Reunion Island, southwestern Indian Ocean) documents the controls of the humidity of the subtropical troposphere, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, doi:10.1002/2017JD026791.

Received 13 MAR 2017

Accepted 24 AUG 2017

Accepted article online 29 AUG 2017

The isotopic composition of near-surface water vapor at the Maïdo observatory (Reunion Island, southwestern Indian Ocean) documents the controls of the humidity of the subtropical troposphere

Etienne Guilpart¹ , Françoise Vimeux^{1,2}, Stéphanie Evan³, Jérôme Brioude³, Jean-Marc Metzger⁴, Christelle Barthe³ , Camille Risi⁵ , and Olivier Cattani²

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, IPSL, UMR 8212 (CEA, CNRS, UVSQ), Gif-sur-Yvette, France,

²Institut de Recherche pour le Développement, Laboratoire HydroSciences Montpellier, UMR 5569 (CNRS, IRD, UM),

Montpellier, France, ³Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR 8105 (CNRS, Université de La Réunion,

Météo-France), Saint-Denis de La Réunion, France, ⁴Observatoire des Sciences de l'Univers de la Réunion, UMS 3365 (CNRS,

Université de La Réunion), Saint-Denis de La Réunion, France, ⁵Laboratoire de Météorologie Dynamique, IPSL, Sorbonne Universités, UMR 8539 (CNRS, ENS, X, UPMC), Paris, France

Abstract We present a 1 year long record of the isotopic composition of near-surface water vapor ($\delta^{18}\text{O}_v$) at the Maïdo atmospheric observatory (Reunion Island, Indian Ocean, 22°S, 55°E) from 1 November 2014 to 31 October 2015, using wavelength-scanned cavity ring down spectroscopy. Except during cyclone periods where $\delta^{18}\text{O}_v$ is highly depleted (−20.5‰), a significant diurnal variability can be seen on both $\delta^{18}\text{O}_v$ and q_v with enriched (depleted) water vapor (mean $\delta^{18}\text{O}_v$ is −13.4‰ (−16.6‰)) and moist (dry) conditions (mean q_v is 9.7 g/kg (6.4 g/kg)) during daytime (nighttime). We show that $\delta^{18}\text{O}_v$ diurnal cycle arises from mixing processes for 65% of cases with two distinct sources of water vapor. We suggest that $\delta^{18}\text{O}_v$ diurnal cycle is controlled by an interplay of thermally driven land-sea breezes and upslope-downslope flows, bringing maritime air to the observatory during daytime, whereas at night, the observatory is above the atmospheric boundary layer and samples free tropospheric air. Interestingly, $\delta^{18}\text{O}_v$ record also shows that some nights (15%) are extremely depleted (mean $\delta^{18}\text{O}_v$ is −21.4‰). They are among the driest of the record (mean q_v is 2.9 g/kg). Based on different modeling studies, we suggest that extreme nocturnal isotopic depletions are caused by large-scale atmospheric transport and subsidence of dry air masses from the upper troposphere to the surface, induced by the subtropical westerly jet.

1. Introduction

Water vapor isotopic ratios ($\delta^{18}\text{O}_v$ and δD_v , hereafter δ_v) have been used for decades to explore atmospheric processes. The earliest studies provided measurements of the isotopic composition of near-surface vapor using cold trap and mass spectrometric techniques [Jacob and Sonntag, 1991; Lawrence et al., 2004; Lee et al., 2006; Angert et al., 2008]. Tropospheric water vapor isotopic ratios have also been obtained from ground-based and spaceborne passive remote sensing techniques [Frankenberg et al., 2009; Herbin et al., 2009; Worden et al., 2007; Nassar et al., 2007; Schneider et al., 2010; Steinwagner et al., 2010]. They allow for isotopic measurements in total or partial columns. Recently, with the advent of commercial water vapor isotopic analyzers using cavity-enhanced spectroscopic methods [Gupta et al., 2009], continuous time series coupling near-surface $\delta^{18}\text{O}_v$ and δD_v with specific humidity (q_v) have been obtained with a very high precision (<1‰ for δD_v) [e.g., Tremoy et al., 2011; Steen-Larsen et al., 2014] and a high frequency (<1 min).

All studies of the isotopic composition of water vapor have clearly revealed that monitoring pairing measurements of δ_v with q_v provides an additional value to our knowledge of atmospheric water budget, compared with measurements of water vapor mixing ratio alone. They have led to an improved understanding of many processes affecting atmospheric humidity, from polar to tropical regions, such as large-scale transport and mixing of air masses [Noone et al., 2011, 2013; Noone, 2012; Bailey et al., 2013, 2015; Tremoy et al., 2012; Steen-Larsen et al., 2015], convective organization and intensity [Risi et al., 2008; Tremoy et al., 2014; Conroy

et al., 2016], moistening processes such as evaporation of raindrops in lower troposphere [Worden *et al.*, 2007; Tremoy *et al.*, 2014], sublimation of ice or condensate detrainment in the upper troposphere [Moyer *et al.*, 1996; Kuang *et al.*, 2003; Webster and Heymsfield, 2003; Nassar *et al.*, 2007; Bony *et al.*, 2008; Steinwagner *et al.*, 2010], clouds microphysics [Samuels-Crow *et al.*, 2014], or dehydration processes induced by large-scale subsidence or equatorward transport from midlatitudes [Galewsky *et al.*, 2007, 2011; Galewsky and Hurley, 2010; Risi *et al.*, 2010a].

Water vapor in subtropical atmosphere plays a key role in the Earth's radiative budget [Held and Soden, 2000; Pierrehumbert *et al.*, 2006]. Understanding processes that control the subtropical water budget, like moistening and dehydration, is crucial regarding the expected changes and their uncertainties in the subtropics in the context of climate change [Seidel *et al.*, 2008]. In this context, several studies have recently used paired δ_v - q_v observations in subtropical regions to examine moisture transport and mixing in the troposphere (see Galewsky *et al.* [2016] for a recent review). Among these studies, isotopic measurements on stations located in a subtropical marine environment have provided new insights about the controls of the humidity of the atmospheric boundary layer (ABL) and the free troposphere. Noone *et al.* [2011], Hurley *et al.* [2012], and Bailey *et al.* [2013] on Mauna Loa, Hawaii (subtropical North Pacific), and González *et al.* [2016] in Tenerife, Canary Islands (subtropical North Atlantic), showed the relevance of water vapor exchange between the boundary layer and the free troposphere due to shallow convection at local scale. The latter can transport boundary layer moisture across the trade wind inversion while entraining dry free tropospheric vapor into the boundary layer. In addition, Bailey *et al.* [2015] showed the importance to account for residual surface layers formed during previous mixing events to explain the isotopic composition of water vapor with simple mixing isotopic models. Subtropical humidity is also strongly affected by large-scale moisture transport and subsidence. Pairing measurements of humidity with isotopic observations have been used to detect extratropical moisture transport into the subtropics and to examine how important this transport is to influence moisture budget of the subtropical free troposphere [Hurley *et al.*, 2012; Bailey *et al.*, 2015; González *et al.*, 2016].

However, studies based on isotopic observations and dealing with the variability of the subtropical atmospheric humidity, and its controls, in a marine environment in the Southern Hemisphere have not been reported, so far. Actually, as noted by Galewsky *et al.* [2016], there is an overrepresentation of studies dealing with the isotopic composition of water vapor in the Northern Hemisphere, whereas very few studies are conducted in the Southern Hemisphere and none in the Indian Ocean.

In order to fill this gap, we present and discuss here pairing measurements of humidity with isotopic observations obtained at Reunion Island, a French island located in the subtropical western part of the Indian Ocean, 700 km east of Madagascar (Figure 1). The mechanisms responsible for tropospheric moisture variability in this region can differ from previous ones pointed out in subtropical North Atlantic and Pacific. Moreover, the southwest Indian Ocean is somewhat poor in ground-based atmospheric observations. Our in situ measurements actively participate to the international effort to monitor atmospheric variables in this region [Baray *et al.*, 2013], while a number of emerging activities related to climate change impacts are organized under the patronage of the Indian Ocean Commission at <http://commissionoceanindien.org/>. In particular, our isotopic observations will be very helpful to detect general circulation models biases in this region [Risi *et al.*, 2012].

In our study, we explore the controls of subtropical humidity in the troposphere based on a 1 year long $\delta^{18}\text{O}_v$ and q_v data set in order to understand better the scheme of moisture exchange and transport. In addition to previous work done in Hawaii and Tenerife, we will also briefly discuss deuterium excess of water vapor defined as $d_v = \delta D_v - 8 \times \delta^{18}\text{O}_v$ [Dansgaard, 1964]. We aim at understanding how important mixing processes are to control humidity variability in the troposphere. Specifically, we aim at estimating the frequency of those mixing processes between the boundary layer and the free troposphere. We also examine how the subtropical jet may control extratropical transport during austral winter when it is nearest Reunion Island. We thus intend to discuss and to quantify the importance of local mixing processes and remote moisture transport for the control of the tropospheric humidity in a subtropical area where those questions have not been investigated yet. At last, we also discuss the interest to provide long-term monitoring of water vapor isotopic ratios at Reunion Island to track the different processes responsible for the expected changes in subtropical humidity in response to climate change.

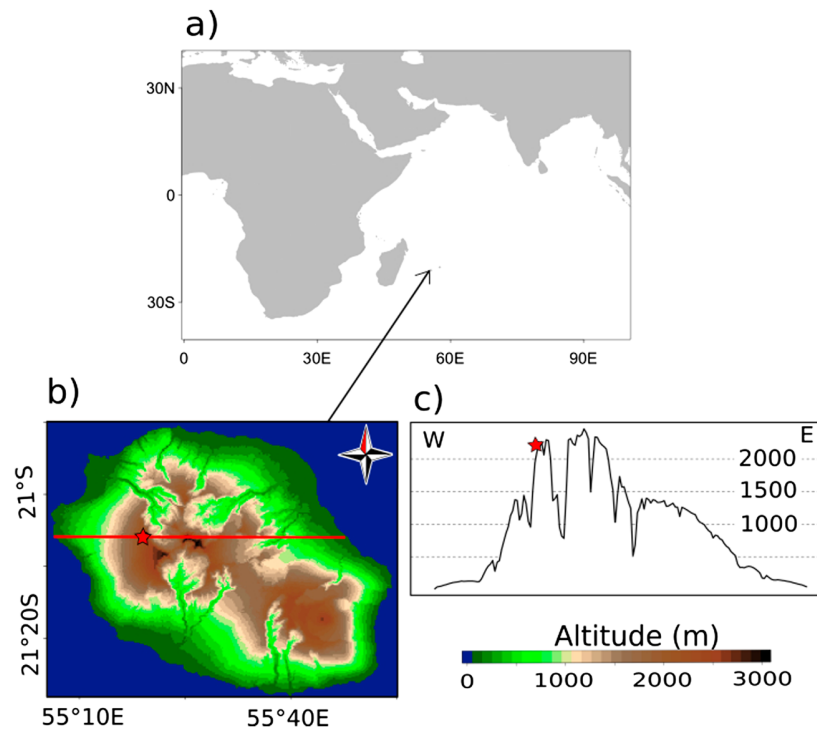


Figure 1. (a) Location of Reunion Island in the Indian Ocean, (b) topography of Reunion Island, and (c) west-east transect used in the MESO-NH simulation. The red star shows the location of the Maïdo observatory.

2. Data and Methods

2.1. The Maïdo Observatory

We have taken advantage of the facilities offered by the Maïdo observatory, an atmospheric platform dedicated to observations in the troposphere and stratosphere [Baray *et al.*, 2013]. The Maïdo observatory (hereafter, MO) is located on a summit on the western side of Reunion Island (21.079°S, 55.383°E, 2160 m, Figure 1). The terrain of Reunion Island is dominated by two volcanic mountains, Piton des Neiges (~3070 m) and Piton de la Fournaise (~2630 m), both exceeding 2500 m in height, above the typical height of trade wind inversion (~2000 m). Thus, the northwestern and western parts of the island (the leeward side) are protected by the elevation from the prevailing easterly trade winds. In consequence, within a stable maritime environment with weak trade winds, the flow regime of the island is marked by land-sea breeze circulations and thermally driven diurnal winds, combining daytime sea breeze/upslope flow and nighttime land breeze/downslope flow [Schroeder *et al.*, 1977; Schroeder, 1981; Whiteman, 1990; Stull, 1988; Feng and Chen, 1998]. As a result, during the day, air masses from the marine boundary layer are transported by upslope winds along the west coast toward the MO [Lesouëf *et al.*, 2011]. When the daytime sea breeze weakens on the west coast, moist air masses can also originate from the nearby Cirque de Mafate (caldera east of Maïdo in Figure 1) or being advected from the windward (eastern) side of the island to Maïdo site by strong southeasterly trade winds [Lesouëf, 2010; Lesouëf *et al.*, 2011, 2013; Tulet *et al.*, 2017]. During the night, the transport pattern is reversed as trade wind flow is pushed offshore by divergence of cooled air from the land [Baray *et al.*, 2013]. As the mixed layer collapses at sunset, the nocturnal boundary layer is typically below the altitude of the MO. As a consequence, we expect this site to be ideal to track mixing processes between the boundary layer and the free troposphere at the diurnal scale. In addition, Reunion Island is under the influence of large-scale tropical atmospheric circulation (Hadley cell and consequent subtropical subsidence and easterly winds, the presence of the Intertropical Convergence Zone far northward) and it also undergoes influences from mid-latitude storm tracks, jet streams, and oceanic fronts [Taupin *et al.*, 1999]. The MO site is thus expected to be also a good place to examine the influence of extratropical air incursion into the subtropical troposphere.

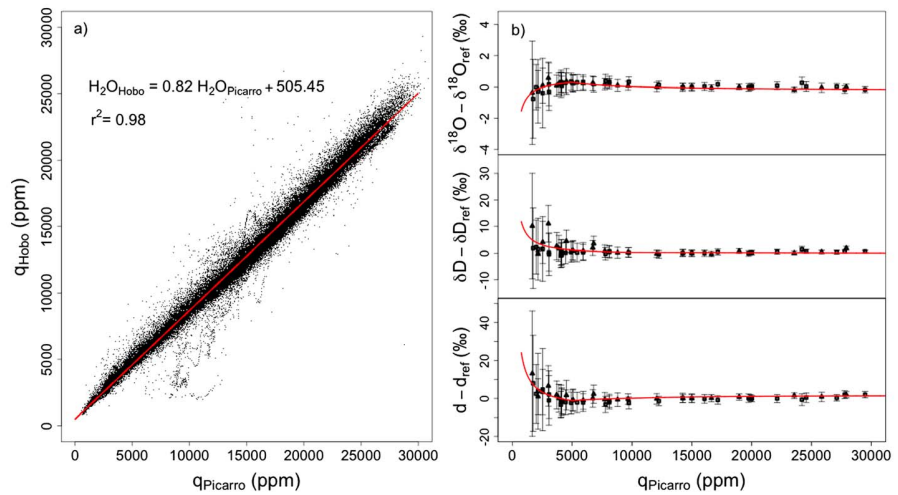


Figure 2. (a) Specific humidity of the Hobo sensor (q_{Hobo} , ppm) as a function of specific humidity measured by the Picarro (q_{Picarro} , ppm) from 1 November 2014 to 31 October 2015 (5 min averaged data). The linear regression is shown (red line, $q_{\text{Hobo}} = 0.82 q_{\text{Picarro}} + 505.45$). (b) Isotopic dependence of the Picarro Inc. instrument on q_{Picarro} for two different isotopic water standards along with one standard deviation ($\pm 1\sigma$). The results are given as a deviation from the values at 15,000 ppm (named, δ_{ref} and d_{ref}). The first (second) standard was injected 32 (24) times at different humidity levels from 1738 (1669) to 32,590 (36,520) ppm.

2.2. Water Vapor Isotopic Measurements

Specific humidity (q_v) and the isotopic composition of water vapor (δ_v) have been measured at the MO from 1 November 2014 to 31 October 2015 by a Picarro Inc. instrument (L2130-i model), which is based on wavelength-scanned cavity ring down spectroscopy. The measurements have been made continuously except during periods of few days due to power failure or minor analyzer malfunctions. Our experimental setup is similar to the one described in Tremoy *et al.* [2011]. In short, water vapor is captured at 6.6 m above the surface (1.5 m above the roof of the MO) through a heated intake of 10 m long, 3/8 inch diameter tubing (perfluoroalkoxy). The sample line is pumped at ~ 0.6 L/min. As described in Tremoy *et al.* [2011], q_v was calibrated against relative humidity and temperature sensors (Hobos from Onset Computer Corp) over 12 months (Figure 2a). We also apply corrections to account for humidity dependence of the isotopic composition and for the instrumental isotopic drift following the protocol described in Tremoy *et al.* [2011]. Both corrections are determined using the Standard Module Delivery from Picarro Inc. The first correction was determined by injecting two water standards at different humidity levels from ~ 1600 to $\sim 36,000$ ppm (see Figure 2b and its legend). The isotopic calibration of the instrument is performed every 48 h based on the injection of two standards at a reference water vapor concentration of 20,000 ppm.

The short-term precision of the instrument ($\pm 1\sigma$) during a 10 min stable measurement of water standard is better than $\pm 0.2\text{‰}$ and $\pm 0.9\text{‰}$ for $\delta^{18}O_v$ and δD_v , respectively, leading to a precision better than $\pm 1.8\text{‰}$ for deuterium excess. In the manuscript, we will only refer to $\delta^{18}O_v$ and d_v .

2.3. Models

In this section, we describe different modeling tools that will be used to discuss mixing processes between the marine boundary layer and the free troposphere and to examine large-scale moisture transport and subsidence. We present them in the next subsections.

2.3.1. The Isotopic Signature of Air Masses Mixing

The paired measurements of δ_v with q_v are used in this study to trace air masses mixing. In a δ_v - q_v diagram, mixing lines between two end-members (moisture sources) will trace hyperbolic curves [Noone *et al.*, 2011]. We consider that a marine air mass reservoir (marine end-member with q_m and δ_m as humidity and isotopic composition) is mixed with a free tropospheric air mass reservoir (free-tropospheric end-member with q_{Tropo} and δ_{Tropo} as humidity and isotopic composition) as time passes. In that case, the mass and the isotopic

balances between the two sources lead to a hyperbolic relationship between the isotopic composition (δ_v) of the mixing and its specific humidity (q_v) (our observations) which is described by the following equation:

$$\delta_v = q_{\text{Tropo}} \times [\delta_{\text{Tropo}} - \delta_m] \times \frac{1}{q_v} + \delta_m \quad (1)$$

2.3.2. The Isotopic Composition of the Ocean Evaporative Flux

In our discussion, we will investigate whether or not the daytime isotopic composition of water vapor at the MO site is consistent with a marine boundary layer origin and we will discuss our daytime observations relatively to the isotopic composition of the evaporative flux at the ocean surface (noted δ_{v0}). The later can be estimated following the model of *Merlivat and Jouzel* [1979]:

$$\delta_{v0} = \frac{1}{\alpha_{\text{eq}}} \times \frac{1 - k}{1 - kh} - 1 \quad (2)$$

where α_{eq} is the isotopic fractionation factor for oxygen 18 at equilibrium between liquid and vapor, h is the relative humidity of the atmosphere with respect to SST (sea surface temperature), and k is an empirical factor representing the wind regime over the ocean depending on the wind speed [*Merlivat and Jouzel*, 1979].

In order to estimate δ_{v0} above the Indian Ocean around Reunion Island, we used the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Interim reanalysis data set [*Dee et al.*, 2011] at 0.125° with a 6 h resolution for SST, h (at 2 m above sea level (asl)), and wind speed (at 10 m asl). Those three parameters were averaged over a small area surrounding Reunion Island: 54°–57°E, 20°–23°S (101,475 km²).

2.3.3. Evolution of the ABL Diurnal Variability at the MO Site

While marine air is expected to reach the MO during the day because of the sea breeze/upslope transport, the MO site is expected to be in the free troposphere during the night as explained in section 2.1. However, no direct observation or measurement of the ABL height at the MO can confirm this assumption. We use a 24 h simulation (31 March to 1 April 2015) from the limited area research mesoscale model MESO-NH [*Lafore et al.*, 1998] (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/>) to examine in detail the ABL evolution in the vicinity of the MO. Specifically, we examine vertical cross section of water vapor mixing ratio and squared Brunt-Väisälä frequency (N^2). The later is a proxy for maximum of vertical stability and is defined as follows in the atmosphere:

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \quad (3)$$

where θ is the potential temperature, z the altitude, and g the gravitational acceleration.

The simulation is done for a specific day with conditions representative of days outside cyclone periods (i.e., when the orographic and land-sea breeze regimes dominate).

Several MESO-NH simulations have been successfully performed over Reunion Island at different resolutions to study cyclone formation or pollutant transport [*Tulet and Villeneuve*, 2011; *Lesouëf et al.*, 2011, 2013; *Jolivet et al.*, 2013; *Durand et al.*, 2014; *Sivia et al.*, 2015; *Vérèmes et al.*, 2016]. The model was set up with four two-way nested domains having horizontal grid spacing of 16, 8, 2, and 0.5 km and grid size of 200 × 200, 128 × 128, 128 × 128, and 192 × 160 points, respectively. Seventy vertical levels were used with the highest resolution near the surface (40 m) and the lowest at 27 km (600 m) (layer thickness increases of 7% up to 700 m and 8% above). The model was initialized on 29 March 2015 at 00:00 UTC. Initial and 6-hourly boundary conditions are provided by the operational ECMWF analyses [*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, 2011]. The MO altitude in the model is ~1800 m.

2.3.4. Impact of Large-Scale Transport

To explore the relationship between the isotopic composition of water vapor and large-scale subsidence and to help determine the importance of extratropical transport in setting the free tropospheric end-member in our simple mixing isotopic model, we use two different models.

2.3.4.1. FLEXPART Simulations in May 2015 During the MORGANE Campaign

First, we will use the FLEXPART (FLEXible PARTicle dispersion model) Lagrangian particle dispersion model to assess air masses origin and transport pathways. We will focus on May 2015 to take advantage of the Maïdo ObservatoRy Gaz and Aerosols Ndacc Experiment (MORGANE) field campaign that started in May [Dufлот *et al.*, 2017]. Several meteorological radiosondes were launched from the MO during the campaign as part of an intercomparison exercise with the water vapor and ozone lidars. We used high vertical resolution profiles of temperature, relative humidity, and pressure measured by Vaisala RS92 radiosondes. This enables us to characterize in details the thermodynamic profile of the atmosphere above the MO during this period and to clearly identify nights during which the MO is above the ABL.

FLEXPART simulates the transport and dispersion of air masses by calculating the trajectory of a multitude of particles [Stohl *et al.*, 2005]. The model is driven by operational ECMWF operational data with a temporal resolution of 1 h (analyses at 00:00 and 12:00 UTC are combined with hourly forecasts from 01:00 to 11:00 UTC and from 13:00 to 23:00 UTC) and a horizontal resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ on 137 model levels. The vertical resolution decreases with altitude: it is about 20 m at the surface, 150 m at the top of the boundary layer (~2000 m), and up to 2500 m at around 75 km height.

For each FLEXPART simulation, 20,000 particles were released from the MO surface. The FLEXPART model simulations are run 10 days backward in time, and the position data of all particles every hour are used to define the centroid (or center of mass) of all particles [Stohl *et al.*, 2002]. This technique reduces the results of the FLEXPART backward simulations to a condensed model output. This facilitates the analysis of the origin of the air masses by looking at a few trajectories associated with the centroids instead of analyzing each single back trajectory.

2.3.4.2. LMDZ-Iso Simulation From 1 November 2014 to 31 October 2015

Second, we will use the atmospheric general circulation models (AGCMs) ability to capture large-scale circulation to help evaluate the importance of extratropical transport and large-scale subsidence and their consequences on water vapor isotopic ratios at the surface but also on the vertical scale. We will use the AGCM LMDZ-iso, implemented with water stable isotopes [Risi *et al.*, 2010b], with also a focus on May 2015.

LMDZ-iso resolution is 2.5° in latitude and 3.75° in longitude and offers here 27 vertical levels (from 1008 to 114 hPa). The vertical resolution is maximal at the surface (the first layer thickness is 72 m) and decreases with altitude (for example, the layer thickness including the MO is 443 m and increases to 882 m at 500 hPa). The simulated horizontal wind fields are nudged by those of the operational ECMWF analyses to ensure that the large-scale circulation is realistic on a day-to-day basis. It is worth noting that due to the coarse resolution of LMDZ-iso, Reunion Island is not represented in the model and the later can be used only to discuss impact of large-scale atmospheric circulation. As expected, $\delta^{18}\text{O}_v$ simulated in the first layer by LMDZ-iso is consistent with our calculations of $\delta^{18}\text{O}_{v0}$ (Table 2).

3. Results

3.1. The 1 Year Long $\delta^{18}\text{O}_v$ and q_v Variability

The $\delta^{18}\text{O}_v$ and q_v observations are presented in Figure 3. As expected, q_v shows a clear seasonal cycle with the highest (lowest) values (~12 g/kg) (<4 g/kg) occurring from December to January (July to September) during the wet (dry) season (Figure 3). By contrast, no seasonal cycle can be seen on $\delta^{18}\text{O}_v$ whose annual mean is $-15.7 \pm 3.4\text{‰}$ (we give the mean $\pm 1\sigma$, here and throughout the manuscript) (Figure 3). However, we clearly detect on $\delta^{18}\text{O}_v$ strong isotopic depletions at the synoptic scale that are related to three tropical cyclone events in 2015: Bansi (from 8 to 19 January), Chedza (from 13 to 22 January), and Haliba (from March 5 to 12) systems ($\delta^{18}\text{O}_v$ is $-20.5 \pm 3.2\text{‰}$, averaged over 23 days). It is worth noting that q_v does not exhibit any specific signal during those cyclone periods, pointing out here the added value of water stable isotopes. Although previous studies as Lawrence and Gedzelman [1996], Lawrence *et al.* [1998], Scholl *et al.* [2007], and Fudeyasu *et al.* [2008] have pointed out the potential of water stable isotopes for hurricane studies, this is beyond the scope of this paper and the specificity of our observations during those low-pressure systems will be addressed in a subsequent study.

As expected, our record shows quasi-permanent diurnal variations both in q_v and $\delta^{18}\text{O}_v$, except during the aforementioned tropical cyclone events. We characterize in details in the next section those diurnal cycles

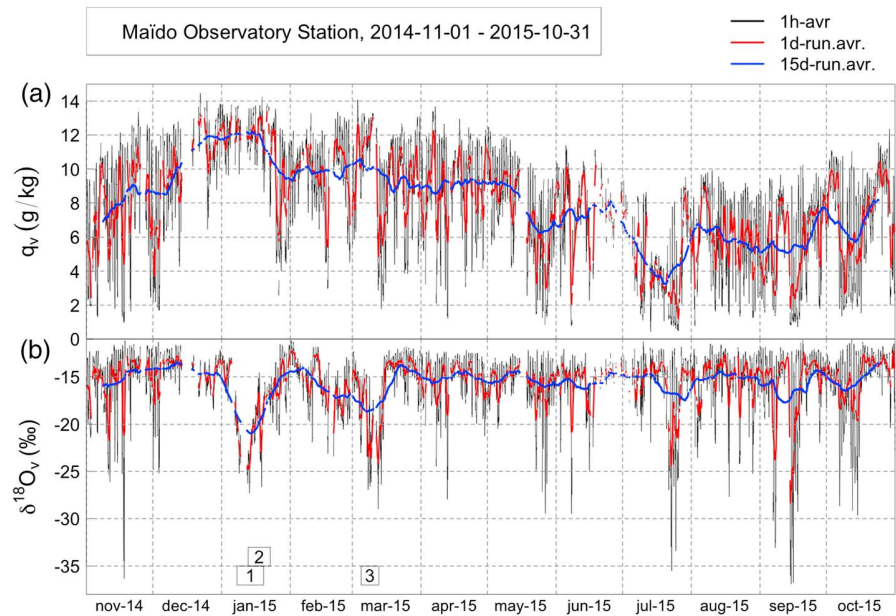


Figure 3. Time series from 1 November 2014 to 31 October 2015 of (a) specific humidity (q_v , g/kg) and (b) the isotopic composition (oxygen 18) of water vapor ($\delta^{18}O_v$, ‰) as measured by the Picarro Inc. instrument. Black, red, and blue lines refer to 1 h averaged data, 1 day, and 15 day running average data, respectively. The lack of data in q_v and δ_v corresponds to power interruptions or maintenance periods. The three hurricane events in 2015 are labeled with small rectangles as follows: 1-Bansi, 8–19 January; 2-Chedza, 13–22 January; and 3-Bansi, 5–12 March.

that are supposed to capture mixing processes between the ABL and the free troposphere due to local diurnal upslope-downslope flow.

3.2. The $\delta^{18}O_v$ Diurnal Cycle

During the day, $\delta^{18}O_v$ (q_v) attains a maximum and almost constant value between 11 A.M. and 5 P.M. LT (local time, UTC + 4) (mean $\delta^{18}O_v$ (q_v) is $-13.4 \pm 1.3\text{‰}$ (9.7 ± 2.4 g/kg) over the whole period without accounting for the aforementioned cyclone periods), whereas at night both $\delta^{18}O_v$ and q_v exhibit minimum values between 11 P.M. and 5 A.M. LT ($-16.6 \pm 3.2\text{‰}$ and 6.4 ± 2.9 g/kg, respectively). Daily (11 A.M.–5 P.M.) $\delta^{18}O_v$ values vary between -11.3 and -19.4‰ , whereas at night (11 P.M.–5 A.M.) $\delta^{18}O_v$ values vary between -12.5 and -34.4‰ , reaching for some nights very depleted values (without the aforementioned cyclonic periods). Regarding q_v , it varies from 1.9 and 14.0 g/kg in the 11 A.M.–5 P.M. time period and from 0.73 and 12.2 g/kg in the 11 P.M.–5 A.M. time period.

By further exploring nighttime, we are able to define extremely depleted and dry nights considering (1) the nights for which more than 75% of 5 min observations are available from 11 P.M. to 5 A.M. LT and (2) the nights exhibiting 5 min $\delta^{18}O_v$ values lower than the mean $\delta^{18}O_v$ minus 2σ (calculated over the whole 1 year record without tropical cyclone activity, i.e., $\delta^{18}O_v < -21.9\text{‰}$) between 11 P.M. and 5 A.M. LT. In this way, 52 extreme nights (relatively to classical nights) were identified out of 290 nights from 1 November 2014 to 31 October 2015 (i.e., 15.2%) with a mean $\delta^{18}O_v$ (q_v) between 11 P.M. and 5 A.M. of $-21.4 \pm 4.8\text{‰}$ (2.9 ± 2.2 g/kg). The lowest 5 min isotopic values for those 52 nights are found sometimes before 11 P.M. or after 5 A.M. but always between 6 P.M. and 10 A.M.. Their mean δ_v and q_v values are $-28.0 \pm 4.7\text{‰}$ and 1.70 ± 1.40 g/kg, respectively. Indeed, the use of the 11 P.M.–5 A.M. interval is less meaningful for extreme nights (compared to classical nights) which do not exhibit a flat isotopic level in the middle of the night (see Figure 4 for an example during May 2015). In comparison, mean $\delta^{18}O_v$ and q_v for classical nights are -16.0 ± 1.4 ($-17.4 \pm 1.8\text{‰}$) and 6.9 ± 1.9 (6.1 ± 2.1) g/kg, respectively, considering the 11 P.M.–5 A.M. period (the lowest 5 min isotopic values within 11 P.M.–5 A.M.). It is worth noting that (i) extreme nights are preferentially found during the dry austral winter season: 48% of them occur between June and September 2015 versus 6%

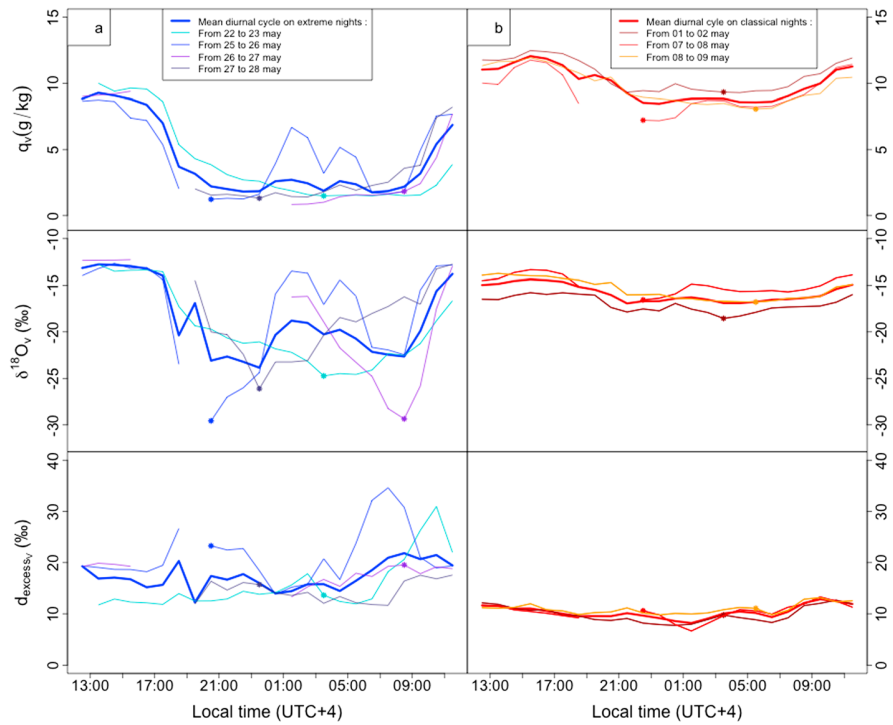


Figure 4. (a) Diurnal cycles of q_v (g/kg), $\delta^{18}O_v$ (‰), and d_v (‰) in May 2015 for each extreme nights (thin lines) and their mean (thick line). (b) Same for classical nights. Stars represent the hour of departure in FLEXPART model for the back-trajectories calculations (the most depleted hour in $\delta^{18}O_v$). Gaps are due to isotopic calibrations, except the gap of 26–27 May which is due to power issue.

between December 2014 and February 2015 and (ii) extreme nights tend to cluster over a 1 week period instead of being sporadically dispersed throughout the year.

4. Discussion About the Water Vapor Isotopic Ratios Diurnal Cycles

In this section, we first discuss the diurnal isotopic variations in terms of air masses mixing between a marine source reaching the MO during daytime and the free troposphere sampled at the MO at night (section 4.1). We use simple mixing isotopic models to determine how frequent mixing is and to characterize the moisture sources involved in mixing processes. In a second section, we focus on the extreme isotopic depleted nights defined in section 3. We examine whether atmospheric large-scale subsidence can explain such isotopic depletions and how important extratropical transport is in setting the free tropospheric source in mixing processes (section 4.2). At last, we compare the dynamical processes identified in Reunion Island to influence the tropospheric humidity with processes identified in other similar subtropical locations in Hawaii [Noone *et al.*, 2011; Bailey *et al.*, 2013, 2015] and Tenerife [González *et al.*, 2016] (section 4.3).

4.1. Is Diurnal $\delta^{18}O_v$ Cycle Due To Air Masses Mixing?

4.1.1. Daytime Processes: Do Marine Air Masses Reach the MO?

The daytime MO water vapor ratio is remarkably stable year-round. In this section, we verify that the daytime isotopic composition of water vapor can be explained by arrival of water vapor originating from the surrounding ocean evaporation. To check this hypothesis, we compare our observations to the isotopic composition of the water vapor just above the Indian Ocean around La Reunion Island ($\delta^{18}O_{V0}$, calculated from equation (2); see section 2.3.2). $\delta^{18}O_{V0}$ exhibits a very weak and constant diurnal cycle all year long due to the small diurnal ECMWF Interim relative humidity variations (Figure 5). Over the whole record, the mean value of $\delta^{18}O_{V0}$ is $-11.1 \pm 0.6\text{‰}$ and the mean amplitude of the diurnal $\delta^{18}O_{V0}$ cycle is $0.55 \pm 0.08\text{‰}$ (mean difference between the 11 A.M.–5 P.M. and 11 P.M.–5 A.M. stable periods). In consequence, the diurnal variations of $\delta^{18}O_v$ at the MO are not produced by any diurnal variation in $\delta^{18}O_{V0}$. However, we expect to sample

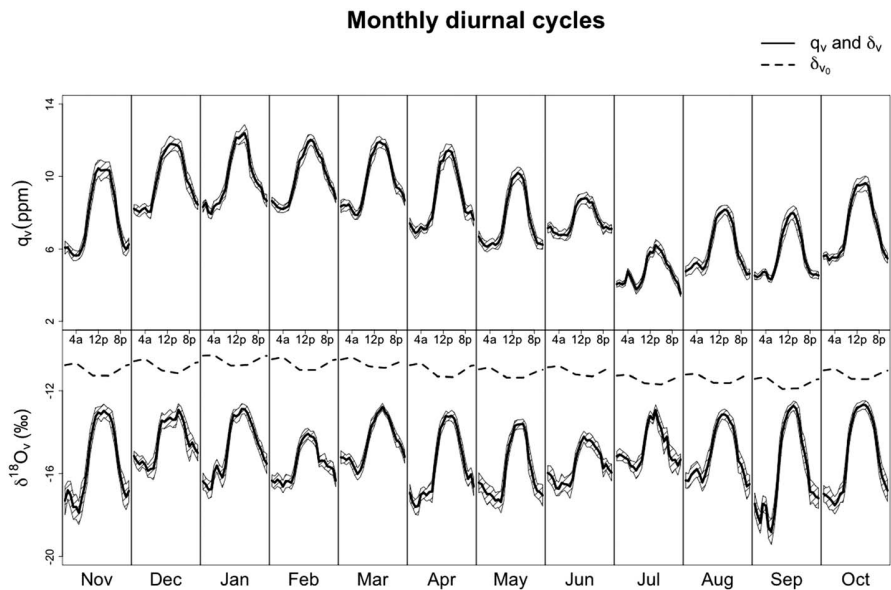


Figure 5. Monthly mean diurnal cycle for q_v (g/kg) and $\delta^{18}O_v$ (‰) as measured by the Picarro Inc. instrument (1 h data with one standard deviation, ($\pm 1\sigma$)) from November 2014 to October 2015 in local time (tick lines). The dashed lines correspond to $\delta^{18}O_{V0}$ (‰) which is the isotopic composition of water vapor formed by the ocean surface evaporation as calculated with the *Merlivat and Jouzel* [1979] model (see text).

marine air at the MO during the day because of the upslope and sea breeze flow regimes. Then, the day value of $\delta^{18}O_{V0}$ (−11.3‰ between 11 A.M. and 5 P.M.) has to be compared to our observations during daytime (−13.4‰). The observed $\delta^{18}O_v$ is −2.1‰ more depleted than $\delta^{18}O_{V0}$, leading to a mean isotopic gradient of −0.10‰/100 m for $\delta^{18}O_v$. This altitude gradient is in the expected range of isotopic gradients found in literature for tropical precipitation, especially in Reunion Island for which *Grunberger* [1989] found a gradient between −0.09 and −0.16‰/100 m from precipitation measurements. As the MO is 2160 m high, we attribute this isotopic difference to the entrainment mixing during convective boundary layer development drawing dry free tropospheric air into the boundary layer and lowering the water vapor isotope ratios close to the observatory [*Angert et al.*, 2008; *Welp et al.*, 2012; *Bailey et al.*, 2013].

Thus, the isotopic values of water vapor during daytime at the MO are consistent with arrivals of marine vapor all year long. It likely originates from evaporation of the ocean west of the island before being transported to the MO by upslope flow. However, we cannot exclude that marine air masses are also transported to the MO from the windward side of the island. *Lesouëf et al.* [2011] showed in a high-resolution simulation that air masses measured near the surface at the MO could come from the east when a strong southeasterly trade wind regime dominates the flow over the island. However, the upslope regime along the west side of the island often dominates the flow at the MO and water vapor likely originates from the west.

Interestingly, it is worth noting that chemical species such as CO, O₃, and NO_x measured at the MO (in the framework of the international network GWA-Global Atmospheric Watching) that have anthropogenic ABL sources (urban and industrial activities in the northwestern part of the island) and, in consequence, that are supposed to be possible tracers of the ABL lack significant diurnal variations (A. Colomb, personal communication, 2017). While the isotopic composition of water vapor at the MO during the day is influenced by upslope transport from the marine boundary layer, other synoptic processes exert a control on the concentration of chemical tracers strong enough to offset the effect of sea breeze/upslope flow [see *Lesouëf et al.*, 2011]. Therefore, water vapor isotopes appear to be the only adequate tracer of the ABL at the MO site.

4.1.2. Influence of the Free Troposphere at the MO During Nighttime

In the previous section, we showed that upslope transport of marine air masses controls the isotopic composition of water vapor at the MO during the day. The isotopic composition of water vapor at the MO is much lower at nighttime as well as humidity. This can reveal another moisture source that could be the free

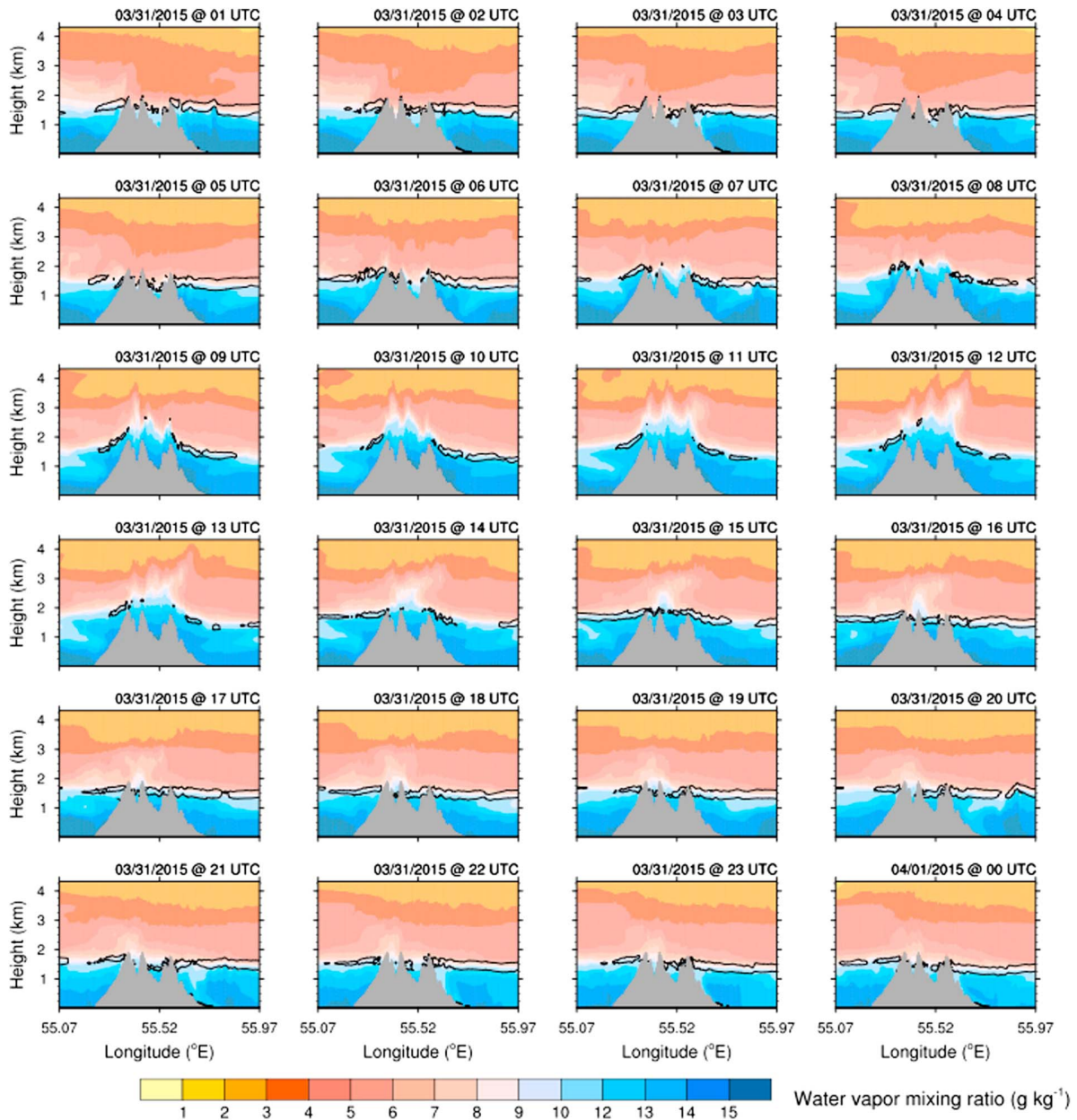


Figure 6. Vertical cross section of water vapor mixing ratio (g/kg) and square of the Brunt-Väisälä frequency (the black isoline is at 4.10^{-4} s^{-2}) along the west-east transect shown in Figure 1c between 31 March 2015 01:00 UTC and 1 April 2015 01:00 UTC as simulated by MESO-NH. The MO is the first summit on the left.

troposphere. In order to confirm that free tropospheric air can attain the MO at night, we now examine the diurnal variation of the ABL height at the MO site. Figure 6 shows hourly vertical cross sections of water vapor mixing ratio and squared Brunt-Väisälä frequency (N^2 , see equation (3)) from MESO-NH simulation done on 31 March (section 2.3.3). The MO is located on the first western summit in Figure 6. Between 01:00 and 04:00 UTC (05:00 and 08:00 LT), high values of water vapor mixing ratio ($q_v > 15 \text{ g/kg}$) are encountered below 800 m on the western side of the island, and there is a strong humidity gradient between 800 and 1800 m. The strong humidity gradient region coincides with the maximum values of N^2 (delimited by the black isoline at $4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$), a proxy for maximum of vertical stability, which is found around 1500 m. Higher static stability is usually observed within the entrainment zone at the top of the ABL and beneath

the free troposphere, and thus, maximum values of static stability give an estimate of the ABL height. During the morning, thermally driven circulations develop and a sea breeze/upslope flow transports maritime air over the coastal areas along the western slope as depicted by high values of q_v (~13–14 g/kg) at 05:00 UTC. The sea breeze flow propagates further and supplies maritime water vapor to the MO. A wet layer with q_v values ~10–12 g/kg develops over the western mountain flank and attains a depth of ~1 km above the MO between 10:00 and 11:00 UTC. This demonstrates the vertical development of the ABL at the MO during the morning and early afternoon. The entrainment layer at the top of the ABL, as indicated by the maximum of the static stability, is displaced upward as the ABL develops. The early evening (14:00 UTC, 18:00 LT) corresponds to the onset of the downslope/land breeze flow and q_v values above the top of the mountains start to decrease. By 17:00 UTC (21:00 LT), the western summit is above the region of strong static stability and the surface water vapor mixing ratio (7–8 g/kg) has dropped by half compared to the daytime values (12–14 g/kg). Hence, the high-resolution Meso-NH simulation clearly indicates that for a representative day, the MO is immersed in the ABL during the day and is in the free troposphere at night. The Meso-NH simulation shows that the surface boundary conditions at the MO are produced by an interaction of the thermally driven local circulation with the free tropospheric flow. During the day, the upslope flow carries local, more humid air from the western coast to the MO, while during the night downslope flow brings air generally representative of the free troposphere to the observatory.

Thus, the depleted isotopic signature of δ_v during the night at the MO, coupled with lower specific humidity, can reflect water vapor originating from higher atmospheric levels in the free troposphere. This is consistent with expected isotopic composition of water vapor from higher altitude that are supposed to be more depleted as shown by several modeling studies and satellite observations [e.g., Bony *et al.*, 2008] (see also section 4.2.2.4).

4.1.3. Evidence for Air Masses Mixing Between Marine and Free Tropospheric Sources

Our investigations done in sections 4.1.1 and 4.1.2 show that marine air mass reservoir (q_m and δ_m) is sampled at the MO around midday, while the free tropospheric air mass reservoir (q_{Tropo} and δ_{Tropo}) is sampled at the MO during the night. In time, one can assume that mixing occurs between those two reservoirs due to a competition between upslope and downslope transports. To check this hypothesis, we interpret our observations in a δ_v - q_v diagram (see section 2.3.1).

All 5 min $\delta^{18}\text{O}_v$ and q_v observations over 1 year are shown in Figure 7a. All the data follow a statistically hyperbolic fit (black curve, $r^2 = 0.50$, $p < 0.001$) except during hurricane events. The latter are isolated in the right lower corner of the figure and exhibit a sharper decreasing of δ_v with q_v , consistent with what we expect for a pure Rayleigh or a super Rayleigh distillation as described by Noone [2012]. Considering the statistically hyperbolic fit as a potential mixing curve (see equation (1)), the isotopic composition of the moist end-member is -13.1‰ . This value is lower by 1.8‰ than the isotopic composition of marine vapor formed during daytime (see section 4.1.1) and similar to the mean daytime $\delta^{18}\text{O}_v$ at the MO (see section 3).

To further discuss mixing processes, we distinguish classical and extreme nights in two δ_v - q_v diagrams (Figures 7b and 7c, respectively) and we exclude periods with tropical cyclones. In each diagram, we show two arbitrary mixing curves. They intercept one end-member that can correspond to the free troposphere (low values for q_v and δ_v) and another one that can correspond to the marine boundary layer (higher values for q_v and an isotopic composition slightly lower than δ_{v0}). Those mixing curves are determined to capture a maximum number of 5 min observations with end-members values calculated from our daytime and nighttime q_v and $\delta^{18}\text{O}_v$ observations as explained below.

Figure 7b corresponds to data recorded during the 52 extreme nights from 11 A.M. LT on the day corresponding to that night to 5 P.M. the following day. The higher mixing curve (light blue) depicts a mixing between a marine air with a composition of $q_v = 15$ g/kg (maximum observed values) and $\delta^{18}\text{O}_v = -12.1\text{‰}$ (mean daytime isotopic composition in the observations plus 1σ) (see section 3) and a free tropospheric end-member with a composition of $q_v = 0.3$ g/kg and $\delta^{18}\text{O}_v = -23.0\text{‰}$ (the driest 5 min data over the whole period). The second mixing curve (pink) depicts a mixing between a marine source similar to the previous one but with a $\delta^{18}\text{O}_v$ of -14.7‰ (mean daytime isotopic composition in the observations minus 1σ) and a free tropospheric end-member with a composition $q_v = 0.9$ g/kg and $\delta^{18}\text{O}_v = -40.0\text{‰}$ (the most depleted 5 min data over the whole period). Those two theoretical mixing curves include 77% of our observations.

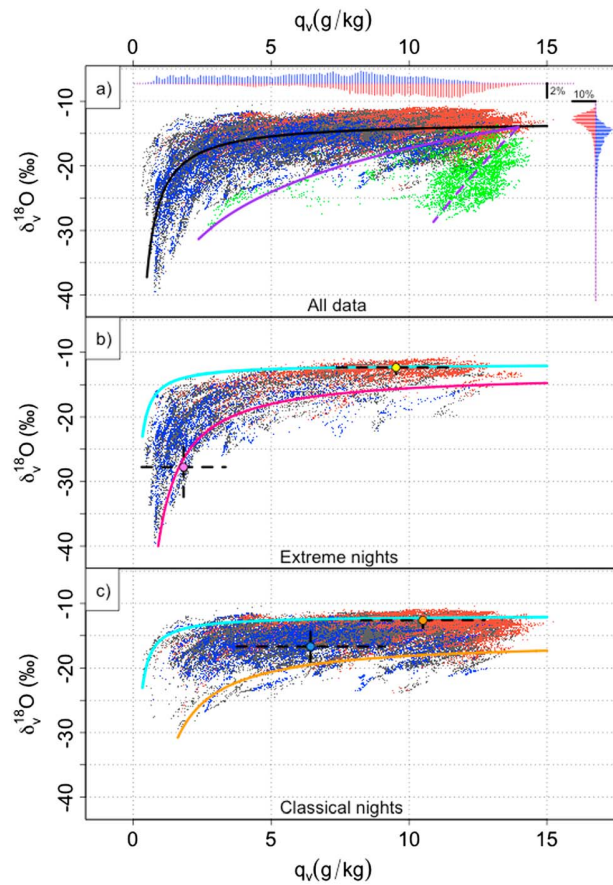


Figure 7. (a) The 5 min averaged $\delta^{18}\text{O}_v$ as a function of q_v from 1 November 2014 to 31 October 2015. Green dots represent all the cyclone periods (see text). Day (11 A.M.–5 P.M.) and night (11 P.M.–5 A.M.) data are in red and blue, respectively. Observations between day and night times are represented in grey. The distribution of 5 min $\delta^{18}\text{O}_v$ and q_v data is also shown for day and night times (red and blue bars, respectively) with a resolution of 0.25‰ and 0.1 g/kg, respectively. The statistically hyperbolic fit for the observations is plotted in black (it does not include cyclone periods). We also show for hurricane periods a pure Rayleigh (purple) and a super Rayleigh (dashed purple) distillation curves ($T = 17.5^\circ\text{C}$, $h = 86\%$, re-evaporation rate is 10%). (b) Same as Figure 7a without the cyclone periods but only for extreme nights and surrounding daytime (see text). Two theoretical mixing curves are represented (light blue, $q_m = 15$ g/kg, $\delta_m = -12.1\%$, $q_{\text{Tropo}} = 0.3$ g/kg, and $\delta_{\text{Tropo}} = -23.0\%$ and pink, $q_m = 15$ g/kg, $\delta_m = -14.7\%$, $q_{\text{Tropo}} = 0.9$ g/kg, and $\delta_{\text{Tropo}} = -40.0\%$). We also show the mean of the most depleted 5 min $\delta^{18}\text{O}_v$ for extreme nights (extended between 6 P.M. and 10 A.M.) (pink dot) and the mean of the most enriched 5 min $\delta^{18}\text{O}_v$ for days surrounding extreme nights (between 11 A.M. and 5 P.M.) (yellow dot). (c) Same as Figure 7b but for classical nights. A third theoretical mixing curve is shown (orange, $q_m = 15$ g/kg, $\delta_m = -17.3\%$, $q_{\text{Tropo}} = 1.6$ g/kg, and $\delta_{\text{Tropo}} = -30.8\%$). We also show the mean of the most depleted 5 min $\delta^{18}\text{O}_v$ for classical nights (between 11 P.M. and 5 A.M.) (blue dot) and the mean of the most enriched 5 min $\delta^{18}\text{O}_v$ for days surrounding classical nights (between 11 A.M. and 5 P.M.) (orange dot).

free troposphere. Indeed, in Figure 7c (classical nights), we only see a small section of the mixing gradient compared with Figure 7b (extreme nights). This limits the robustness of the hyperbolic fittings and may lower the estimation of mixing frequency for classical nights.

In Figure 7c, we plot observations recorded around the classical nights as done in Figure 7b for extreme nights. The light blue mixing curve is the same as in Figure 7b. It captures the more enriched observations as in Figure 7b. This is not surprising as daytime q_v and $\delta^{18}\text{O}_v$ values exhibit no difference whether or not the surrounding nights are extreme or classical nights. In order to capture the observations appearing in the lower left corner of the figure (depleted nights with middle-to high-humidity levels), we add a third arbitrary mixing curve (orange) with a marine end-member with a composition of $q_v = 15$ g/kg and $\delta^{18}\text{O}_v = -17.3\%$ (mean daytime isotopic composition in the observations minus 3σ) and a free tropospheric end-member with a composition of $q_v = 1.6$ g/kg and $\delta^{18}\text{O}_v = -30.8\%$ (the most depleted 5 min data over the whole period, excluding the extreme nights). This later mixing curve and the first one include 86% of our observations.

As the mixing is supposed to occur at the daily scale (from day to night and from night to day), we further explore the robustness of mixing in δ_v - q_v diagrams over 18 h periods (day to night: 11 A.M.–5 A.M. (day + 1) or night to day: 11 P.M.–5 P.M. (day + 1)) for which more than 75% of 5 min observations are available ($n > 162$). As prescribed in *Noone et al.* [2011], we determine that an 18 h period is controlled by mixing processes when data from that period can be characterized by a hyperbolic fit with a $r^2 > 0.8$ ($p < 0.001$). In this case, 93% of 18 h periods exhibit a mixing for extreme nights. In contrast, this percentage decreases to 59% when considering the 18 h classical periods. However, it is worth noting that Reunion Island is most of the time exposed to the lowest layers of the

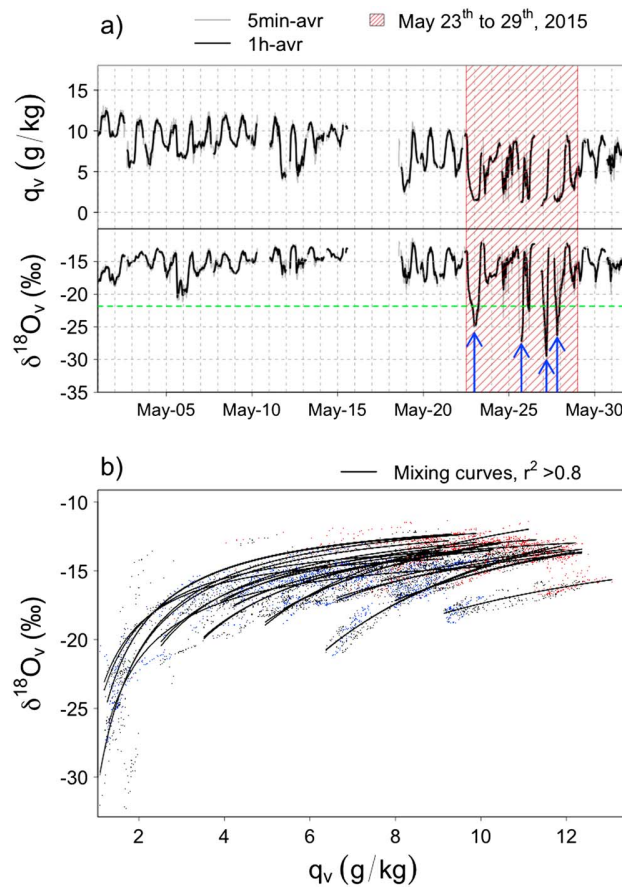


Figure 8. (a) q_v (g/kg) and $\delta^{18}O_v$ (‰) as in Figure 3 during May 2015 (interruptions (10, 15–18, and 26 May) are due to power issues). Other gaps, around 2 h, are due to isotopic calibration sequences. The green dashed line corresponds to the annual $\delta^{18}O_v$ mean (without cyclone periods) minus 2σ . Blue arrows show the four extreme nights. The red dashed period corresponds to extreme nights in LMDZ-iso (23 to 29 May 2015). (b) $\delta^{18}O_v$ - q_v diagram. Small dots are 5 min averaged data as in Figure 7. Black curves represent the hyperbolic fit from day to night or night to day when $r^2 > 0.8$.

campaign (see section 2.3.4.1): 8 during the day between 1 P.M. and 4 P.M. LT and 10 at night between 8 P.M. and 12 A.M. LT. Based on both equivalent potential temperature (Θ_e) and relative humidity profiles, daily radio soundings clearly show that the MO is within the ABL (not shown). Six nighttime profiles of Θ_e (11–12, 12–13, 18–19, 22–23, 26–27, and 28–29) clearly show a stable atmosphere indicating that the MO is in the free troposphere (see Figure S1 in the supporting information). Three nighttime profiles of Θ_e (7–8, 15–16, and 19–20) show rather constant value above the MO, and the relative humidity profiles depict values between 50 and 75% that could be associated with isolated humid layers potentially altering the Θ_e profiles (see Figure S1). This assumption is supported by the fact that Meteosat infrared satellite pictures at the closest hour of these night radio soundings show cloudy sky (not shown). At last, for the 21–22 night, Θ_e profile decreases until ~ 2700 m (as well as the relative humidity) (see Figure S1) indicating the presence of an unstable layer up to this altitude. Θ_e profile then increases above 2700 m, and the humid layers above 4000 m can be also associated to cloudy layers according to Meteosat pictures. Thus, those nighttime Θ_e and relative humidity profiles tend to confirm that the MO is most of the nighttime above the ABL in May 2015 and that a residual surface layer can be maintained for some nights nonetheless.

4.1.4. Summary

As a conclusion, we show that our diurnal δ_v and q_v observations are well described by mixing between marine and free tropospheric sources, except during hurricanes when observations are described by Rayleigh or super Rayleigh processes. Whereas the marine end-member is stable, the free tropospheric end-member differs between classical and extreme nights. We further explore in the next section the role of large-scale subsidence in setting the free tropospheric end-member.

4.2. Focus on Nocturnal Extreme Isotopic Depletions

To better explore the variability of the isotopic composition during nights and especially the atmospheric mechanisms leading to extreme isotopic depletion for 15% of them, we focus our discussion on May 2015 for which independent observations obtained during the MORGANE campaign confirm that the MO is most of the time above the ABL at night (section 4.2.1). Then, we explore how extratropical moisture transport and large-scale subsidence can explain the extremely depleted δ_v in May 2015 over Reunion Island (section 4.2.2).

4.2.1. Analysis of Nighttime Periods During the MORGANE Campaign in May 2015

A total of 18 radiosondes were launched during the MORGANE

During May 2015, we have identified on our observations four extreme nights following the definition of an extreme night given in section 3 (see arrows in Figure 8a): one night from 22 to 23 May and three nights from 25 to 28 May. Those extreme nights have a mean signature (11 P.M.–5 A.M.) of 2.3 ± 1.7 g/kg and $-20.3 \pm 4.1\text{‰}$ for q_v and $\delta^{18}\text{O}_v$, respectively, while the other nights have a mean signature of 7.0 ± 1.9 g/kg and $-17.5 \pm 1.6\text{‰}$ for q_v and $\delta^{18}\text{O}_v$, respectively. The mean of the lowest 5 min isotopic composition (q_v) for the four extreme nights is $-29.2 \pm 3.5\text{‰}$ (1.4 ± 0.3 g/kg) and is observed between 6 P.M. and 10 A.M. We note that for two of those extreme nights we have radio soundings that clearly indicate that the MO is in the free troposphere (no radiosounding is available for the 25–26 and 27–28 May nights).

As in section 4.1.3, we examine our observations in a δ_v - q_v diagram (Figure 8b) to ensure that mixing processes occur during this period. We determine that 53% of the 18 h periods in May 2015 are controlled by mixing processes (the four extreme nights and surrounding daytime observations are included).

4.2.2. Influence of the Subtropical Jet and Induced Large-Scale Subsidence on δ_v

4.2.2.1. The Be^7 Observations

First, it is worth noting that the presence of large-scale subsidence occurring at the end of May 2015 is supported by independent daily measurements of the Be^7 concentration at Sainte-Suzanne in Reunion Island, in the northeast of the island (P. Heinrich, personal communication, 2017). Be^7 can be a proxy of large-scale subsidence: it is produced in the stratosphere with a half-life of 52.8 days preventing the particles to reach the surface in normal conditions [Dorman, 2004]. However, during periods of intensification of large-scale subsidence, the Be^7 concentration at the surface increases [Feely *et al.*, 1989]. This is what we observe on 25–29 May 2015 (not shown).

4.2.2.2. Subtropical Jet Position in May 2015 and Associated Large-Scale Subsidence

A prominent feature of the upper tropospheric circulation in the Southern Hemisphere is the subtropical westerly jet that is stronger during the austral winter season (May to September). Figure 9a shows the average wind speed at 200 hPa for May 2015 as well as the 500 hPa vertical velocity in pressure coordinate (omega in units of hPa/d). At 200 hPa, the jet is discontinuous with a jet streak at 25°S from about 80°E to about 120°W and a jet streak near 40°S south of Africa. We then compare large-scale vertical motions (uplifts or subsidence) in the atmosphere for classical versus extreme nights. The vertical velocity at 500 hPa is used to indicate rising (negative omega values) or subsiding (positive omega values) air masses in the vicinity of Reunion Island. We then average daily omega values over the dates corresponding to classical and extreme nights. A strong contrast in the omega values exists around Reunion Island between classical (Figure 9b) and extreme periods (Figure 9c). During classical nights, regions of rising motions prevail near 30°S with omega peaking at -100 hPa/d. Classical nights also correspond to an absence of the jet over the Western Indian Ocean and an eastward shift of the jet over Australia. In contrast, during extreme nights a distinct region of increased subsidence is observed south of Reunion Island and is associated with the westward displaced jet stream over the Indian Ocean. During extreme nights, the entrance region (i.e., region upstream from wind speed maximum in the jet stream) of the subtropical jet is east of the island. In the entrance region, at high levels, air is accelerating due to the flow confluence. This acceleration generates ageostrophic wind from the north in the Southern Hemisphere, creating divergent and convergent zones on the northern and southern side of the jet streak, respectively. The convergence on the southern side of the jet streak results in downward motion of air in the right entrance region.

Interestingly, Figure 9c exhibits a wavelike structure in the 500 hPa omega field east of Madagascar spreading from the Western Indian Ocean to Australia between 20° and 30°S. The evolution of this pattern after approximately 21 May seems to indicate eastward propagation across the Indian Ocean and is linked to the jet activity over the Indian Ocean/Australia. A similar wavelike pattern can be found in the meridional wind field at ~ 200 hPa (not shown). Rossby waves can produce large-scale meridional movement of air and strong westerly jets can act as Rossby waveguides, i.e., focusing and trapping perturbations. In addition, Hoskins and Karoly [1981] indicate that the upper troposphere is the most important region for Rossby wave propagation in the tropical and subtropical regions. We thus suggest that the wavelike structure observed at the end of May 2015 may be a synoptic Rossby wave train in the upper troposphere. To further highlight the wave propagation and evolution, additional analysis of dynamical fields (e.g., horizontal winds and potential vorticity) would be required. However, the direct relationship between Rossby wave activity and variability in the upper level wind field over the Indian Ocean is beyond the scope of the present study.

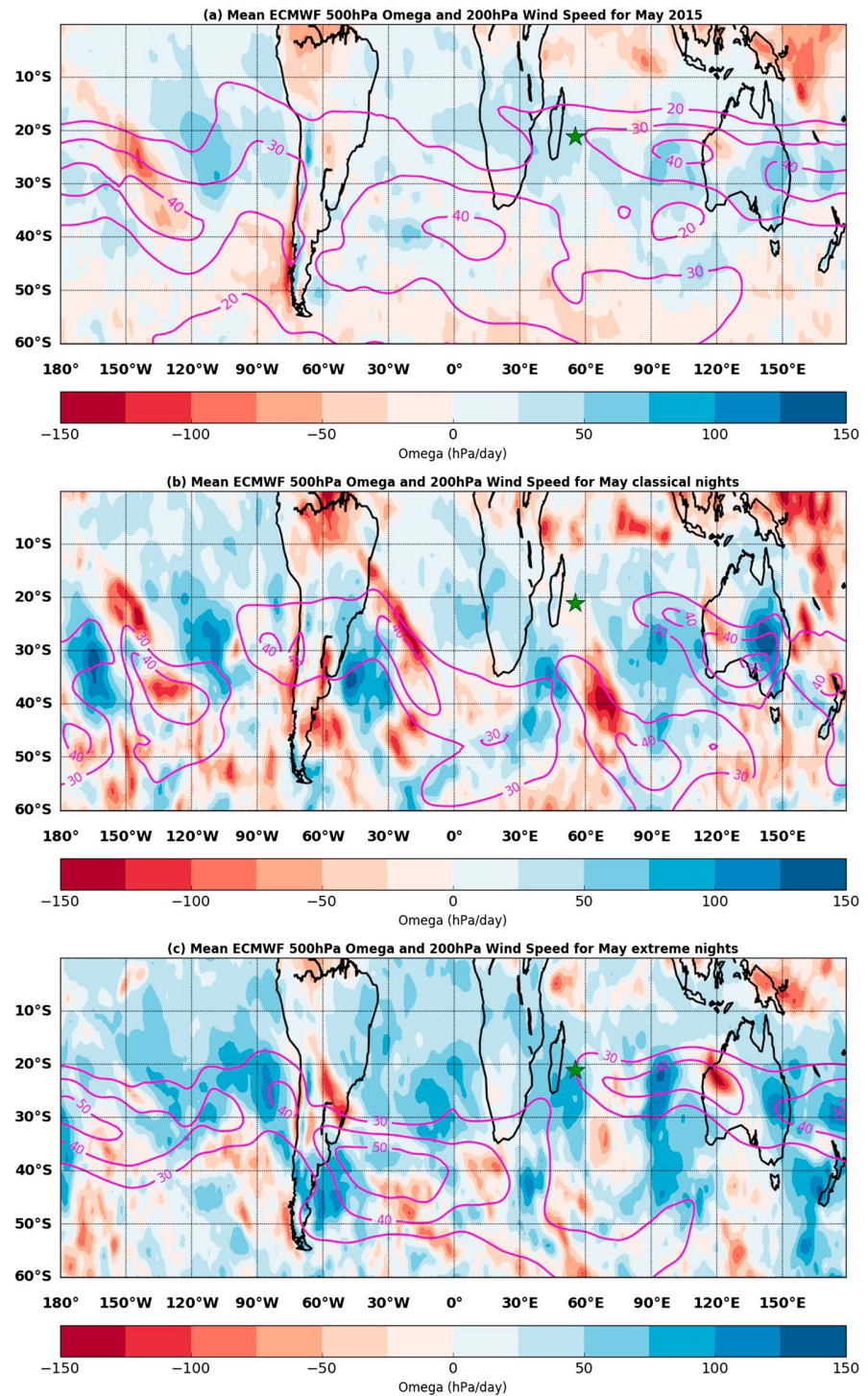


Figure 9. (a) Monthly mean wind speed (m/s) at 200 hPa and monthly mean pressure vertical velocity (omega in hPa/d) at 500 hPa for May 2015. (b) Mean omega at 500 hPa and wind speed at 200 hPa for periods corresponding to classical nights in May 2015 (1–2, 7–8, and 8–9 May) and (c) Same as Figure 9b for extreme nights (22–23, 25–26, 26–27, and 27–28 May). On each figure the isotachs (in magenta) are labeled and contoured every 10 m/s. The data are from operational ECMWF data at a resolution of $1^\circ \times 1^\circ$. The position of Reunion Island is indicated by a green star on each figure.

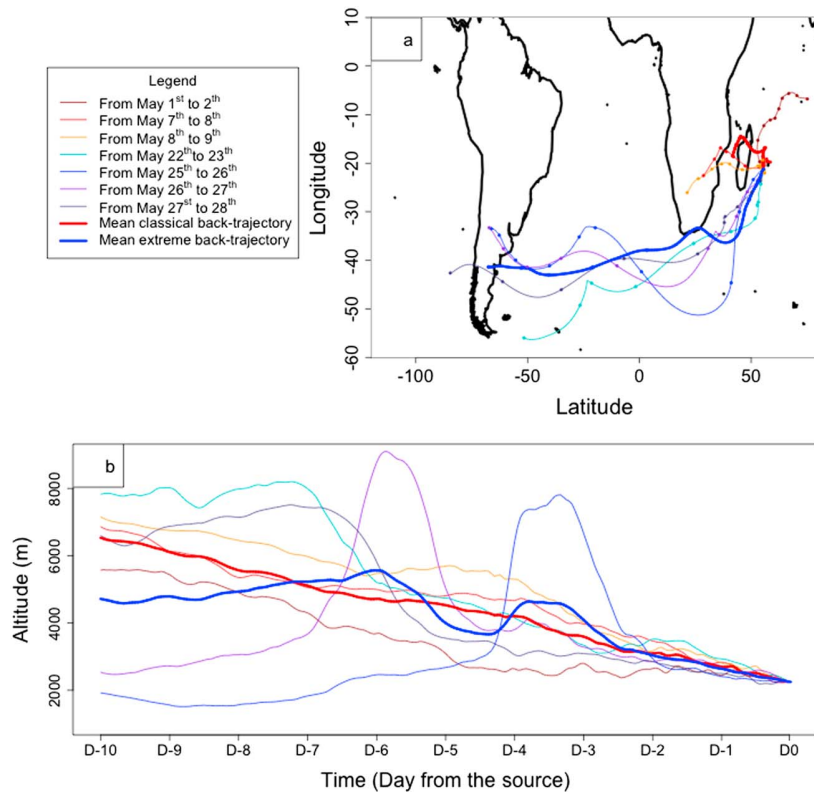


Figure 10. (a) The 10 day back trajectories computed with the FLEXPART Lagrangian model for extreme and classical nights. The mean back trajectories for classical nights (red thick line) and extreme nights (blue thick line) are also indicated. They are temporal means (mean position at day-1, day-2, and so on). Initial release times of the trajectories from the MO surface are indicated in Figure 4 (stars) and summarized in Table 1. Dots along back trajectories show the air parcel position every 24 h. (b) Evolution of the altitude of air parcels along each back trajectory (thin lines), also reported in Table 1. The mean air parcel altitude for classical and extreme nights is also shown in red and blue, respectively (tick line).

As a conclusion of this subsection, the location of the jet, east of the island, during extreme nights in May 2015, favors increased subsidence over the island and transport of air from the upper troposphere to the surface.

4.2.2.3. Moisture Sources and Air Masses Trajectories

Here we compare air mass transport pathways for three classical nights in May 2015 with the four extreme nights described above (we selected only three classical nights representative to limit the number of FLEXPART simulations). We selected classical nights following three criteria: (1) at least one night for which a radio sounding is available and shows that the MO is in the free troposphere as a reference case, (2) nights with continuous isotopic data or limited gaps in the measurements, and (3) nights for which the difference between daytime and nighttime isotopic mean values is as small as possible. Thus, nights on 1–2, 7–8, and 8–9 May 2015 were selected as classical nights. In particular, the night on 7–8 May was chosen because there is a radio sounding at 8 P.M. LT clearly showing that the MO is in the free troposphere although an isotopic calibration on the Picarro instrument leads to a gap in the data at the start of the night. The δ_v and q_v diurnal cycles for those four extreme and three classical nights can be seen in Figures 4a and 4b, respectively.

Figure 10a shows the 10 day FLEXPART back trajectories of the centroids of particles released from the MO surface for periods corresponding to isotopic minima during classical and extreme nights (indicated by stars in Figure 4). The FLEXPART simulations clearly show that air mass transport pathways are completely different for classical and extreme nights. For classical nights, air masses originate from the Indian Ocean or from South Africa, and transport pathways are no longer than 3900 km over 10 days. In contrast, the FLEXPART back trajectories indicate that air masses measured during extreme nights experienced long-range transport from

Table 1. Mean Altitude (m) of Air Parcels Every 24 h Along the 10 Days Long Back Trajectories Calculated With the FLEXPART Model for the Selected Classical (1–2, 7–8, and 8–9) and Extreme (22–23, 25–26, 26–27, and 27–28) Nights During May 2015^a

	May 2015 Classical Nights			May 2015 Extreme Nights			
Date (DT, UTC)	1 (23:30)	7 (18:30)	9 (01:30)	22 (23:30)	25 (17:30)	27 (04:30)	27 (19:30)
$\delta^{18}\text{O}_v$ (‰)	−18.6	−16.6	−16.8	−24.9	−27.2	−29.5	−26.3
Mean (‰)		−17.3				−27.0	
q_v (g/kg)	9.3	7.2	8.1	1.5	1.3	1.8	1.3
Mean (g/kg)		8.2				5.9	
Days (24 h) from DT							
From 0 to −1	2438	2463	2591	2615	2311	2527	2325
From −1 to −2	2600	3086	3125	3314	2630	2868	2641
From −2 to −3	2550	3733	3563	3267	4467	3073	2939
From −3 to −4	2580	4337	4714	3805	7396	3803	3086
From −4 to −5	2706	4787	5523	4471	3334	4067	3414
From −5 to −6	3457	4912	5568	4937	2526	7980	4388
From −6 to −7	3914	5053	5686	6613	2159	5595	7018
From −7 to −8	4675	5298	6247	8112	1665	3282	7369
From −8 to −9	5173	5860	6662	7725	1537	2882	7018
From −9 to −10	5559	6591	6921	7856	1751	2571	6516

^a $\delta^{18}\text{O}_v$ (‰) and q_v (g/kg) are also given for each night at the hour corresponding to the departure time (DT) at the MO for back-trajectory calculations, as well as an average for classical and extreme nights. Departure time (DT) is the nocturnal hour for which water vapor isotopic ratio is the most depleted at day 0 (in brackets, UTC time, see also stars in Figure 4).

the southern part of South America over the Atlantic Ocean and subsequent subsidence over Reunion Island, following the subtropical jet dynamic. Air masses traveled a mean distance of around 15,000 km in 10 days. The wavelike patterns in the trajectories for those extreme nights indicate that air parcels followed the subtropical jet dynamic.

We also examine the variations in altitude of the air masses represented by the FLEXPART back trajectories (Figure 10b). The daily altitudes for each trajectory are reported in Table 1. The air parcels altitude profiles for the three classical nights are similar, i.e., a linear decreased altitude along the pathway from 5560–6920 m, suggesting a slow and continuous subsidence over the course of the air masses history (420 m per day in average). Altitude variations of air parcels for the four extreme nights are highly different. For 22–23 and 27–28 May nights, air masses travel in the high troposphere before day-6 and start subsiding at day-5 south of South Africa/Madagascar which is consistent with the effects of the jet and the subsidence. For the two other nights (25–26 and 26–27), air parcels travel at low altitude at the beginning and attain the high troposphere (7400 and 8000 m, respectively) where they stay for about 1 day. Then, they leave the subtropical jet at around day-4 and day-2, respectively, before attaining the MO. This pathway, combining alternative low and high altitudes, could be explained by an atmospheric wave at 45°S which is visible in omega anomalies in Figure 9c. Thus, the extreme isotopic depletion during those four nights could arise from a long-range transport associated with the jet dynamic that brings higher-altitude dryer and depleted air to the MO surface. The isotopic depletion can be caused by an important air masses isotopic distillation, a reduced water vapor recharge from the surface due to high travel altitude and a higher-altitude/latitude transport in colder conditions.

The upper tropospheric origin of water vapor during the four extreme nights is also supported by deuterium excess and specific humidity. From 22–23 to 27–28 May deuterium excess show values up to 40‰ during night (Figure 4a), compared with a mean of 11.5 ± 3.1 ‰ (from 11 P.M. to 5 A.M.) and values within a 5.1‰–34.1‰ range for classical nights in May 2015 (see also deuterium excess for the three classical nights in Figure 4b). This second-order parameter is difficult to interpret in this subtropical region. However, high deuterium excess could be associated with subsidence of air from the upper troposphere as expected from vertical 1-D and cloud-resolving models implemented with water stable isotopes [Bony *et al.*, 2008; Blossey *et al.*, 2010] and from the atmospheric general circulation models LMDZ-iso (see below). At last, extreme nights at the end of May 2015 show a very low specific humidity of 1.5 ± 0.2 g/kg compared with a mean value of 6.3 ± 2.0 g/kg for the other nights in May 2015 (averages here are calculated over the most

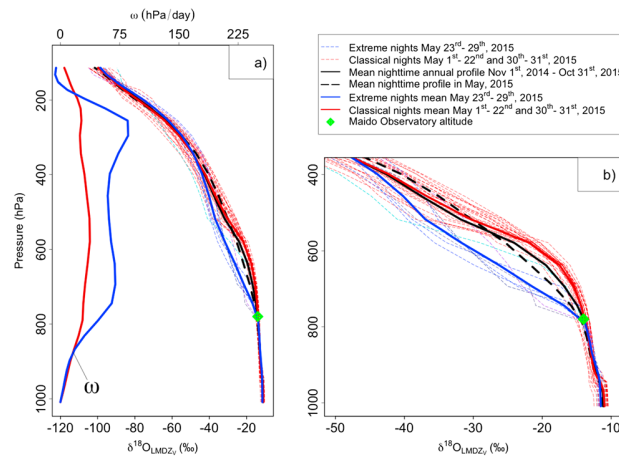


Figure 11. (a and b) LMDZ-iso $\delta^{18}O_v$ vertical profiles (‰). The vertical velocity (ω , in hPa/d) is also shown in Figure 11a. Outputs are given at 00:30 UTC for each day. Profiles refer to the grid including Reunion Island. Thick black profiles correspond to the mean from 1 November 2014 to 31 October 2015. Dashed black profiles refer to May 2015 mean profile. Thin red (blue) profiles refer to LMDZ-iso classical (LMDZ-iso extreme) nights from 1 to 22 and 30 to 31 May 2015 (from 23 to 29 May 2015). We also show the corresponding May 2015 mean profiles (thick red and blue profiles). The green diamond represents the MO altitude.

at 00:30 UTC from May 23 to 29 (time period including the four extreme nights in our observations in May 2015 as highlighted in Figure 8) compared with other nights in May 2015 although the difference in ω is lower than 100 hPa/d (see mean ω profiles in Figure 11a for 23–29 May nights and the other nights of May).

As a consequence, LMDZ-iso simulates more depleted isotopic composition at 00:30 UTC for 23–29 May nights (hereafter, LMDZ-iso extreme nights) than during the other nights of May (hereafter, LMDZ-iso classical nights) within the atmospheric layers above the Maïdo altitude (see Table 2 and Figures 11a and 11b). The model simulates a significant depletion in the isotopic vertical profiles for LMDZ-iso extreme nights between 790 and 342 hPa (Figure 11b). The mean isotopic composition in this layer is $-31.1 \pm 12.1\text{‰}$ (compared with $-26.8 \pm 12.8\text{‰}$ considering the LMDZ-iso classical nights). A maximum difference (Figure 11b) of -9.3‰ is found between 637 and 578 hPa considering the LMDZ-iso extreme and classical nights isotopic mean profiles. It is worth noting also that vertical profiles of deuterium excess simulated by LMDZ-iso for May 2015 confirm increased values of d_v with altitude above 578 hPa (not shown). Mean deuterium excess from surface to 578 hPa is $12.0 \pm 0.3\text{‰}$ with no vertical gradient. Above 578 hPa, d_v increases at a rate of $\sim 8\text{‰}/100$ hPa until ~ 200 hPa and then around $75\text{‰}/100$ hPa up to 114 hPa (not shown). We also observe

depleted 1 h $\delta^{18}O_v$ and so they are slightly different from values given in section 4.2.1). Those low specific humidity values are consistent with a high-altitude origin of water vapor.

4.2.2.4. Large-Scale Atmospheric Circulation in LMDZ-Iso in May 2015

Finally, we explore the ability of LMDZ-iso to reproduce extreme nights at the end of May 2015. Then, we discuss the link between those extreme depleted nights and large-scale subsidence based on the simulated vertical profiles of both water vapor isotopic ratios and vertical velocity (ω) that are expected to be different for classical and extreme nights.

As expected, LMDZ-iso shows stronger subsidence in the troposphere, between 195 and 867 hPa,

Table 2. Mean ($\pm 1\sigma$) Isotopic Composition of Water Vapor ($\delta^{18}O_v$, ‰) in May 2015 at 00:30 UTC (00:04 A.M. LT) for the Whole Month, the Classical and the Extreme Nights for Observations at the Maïdo Observatory, $\delta^{18}O_{V0}$ (Calculation From Merlivat and Jouzel [1979]) (see text), and in LMDZ-Iso for Different Atmospheric Layers^a

$\delta^{18}O_v$ (‰)	May 2015 00:30 UTC	May 2015 Classical Nights 00:30 UTC	May 2015 Extreme Nights 00:30 UTC
Maïdo δ_v (~ 790 hPa)	-16.9 ± 2.4	-16.3 ± 1.4	-19.9 ± 4.4
Ocean surface (δ_{V0})	-10.9 ± 0.5	-	-
LMDZ-iso 1008 hPa	-11.1 ± 0.6	-	-
LMDZ-iso 790 hPa	-13.7 ± 0.5	-13.8 ± 0.5	-13.8 ± 0.4
LMDZ-iso 744 hPa	-14.9 ± 1.7	-14.4 ± 0.7	-16.8 ± 2.6
LMDZ-iso 693 hPa	-16.8 ± 3.0	-15.5 ± 0.8	-21.5 ± 3.2

^aExtreme nights in LMDZ-iso are recorded from 23 to 29 May. Extreme and classical nighttime isotopic values at 00:30 UTC in LMDZ-iso only differ above the 790 hPa level and are not mentioned below this layer.

that vertical profiles for LMDZ-iso extreme nights show higher deuterium excess in water vapor from the surface to 578 hPa by $3.3 \pm 0.8\text{‰}$ (the mean surface d_v value for LMDZ-iso extreme night is higher by 4.3‰) (not shown).

So LMDZ-iso well captures the large-scale subsidence at the end of May 2015 and their impact on both δ_v and d_v at the surface but also on the vertical scale. This clearly supports our interpretation linking large-scale subsidence and extreme depleted isotopic values during some nights, as well as the added value of deuterium excess measurements to examine such processes.

4.2.2.5. Summary

In conclusion of this section, we demonstrate that the free tropospheric end-member of mixing process is sensitive to large-scale subsidence, which is controlled by the subtropical jet dynamics. Therefore, nighttime δ_v and d_v can be seen as tracers of the subtropical jet position relative to Reunion Island. The repartition of extreme nights over our 1 year long record supports this assumption as most of them are recorded during austral winter (see section 3) when the subtropical jet is close to Reunion Island. In the meantime, air masses that are transported by the subtropical jet have different origins (Atlantic and South America versus eastern Africa/Indian Ocean). Therefore, these differences in air masses origin and history could also contribute to the isotopic composition variations observed in our measurements.

4.3. How Reunion Island Results Compared With Other Similar Locations?

This section is a comparative discussion of previous studies dealing with isotopic observations in subtropical marine environments in regard to our study: what lessons can be drawn?

The strong common finding between our study and previous ones at Mauna Loa observatory in Hawaii [Noone *et al.*, 2011] and on Tenerife Island [González *et al.*, 2016] is the capacity of pairing δ_v measurements with q_v to capture mixing processes at the diurnal scale between the ABL and the free troposphere although upslope flow dynamic can vary from the windward to the leeward side of island [Bailey *et al.*, 2015].

Our nighttime δ_v observations at Reunion Island provide also additional insights on extratropical moisture transport when Reunion lies under a jet entrance. Based on an Eulerian and a Lagrangian last saturation model, Hurley *et al.* [2012] demonstrated the importance of accounting for extratropical transport to explain paired isotopic observations over a few weeks in Hawaii. Bailey *et al.* [2015] confirmed the importance of the jet position in determining the isotope ratios at that site based on longer observations. González *et al.* [2016] led to a similar conclusion correlating back trajectories to isotopes ratios. In addition to previous work, our observations at Reunion Island suggest that nighttime deuterium excess might be a stronger tracer of such moisture remote transport as it exhibits very high values during extreme nights when extratropical transport dominates. Therefore, special efforts should be made in all studies to calibrate carefully laser spectrometers in order to provide reliable deuterium excess values.

Our study also confirms that water vapor isotopic ratios are much more robust in tracing the ABL diurnal variability compared with chemical or aerosol tracers as already pointed out by Bailey *et al.* [2015]. González *et al.* [2016] showed also that water stable isotopes provide new insights in addition to dust measurement into the influence of the African continent on the moisture budget of subtropical North Atlantic.

As a conclusion of this comparative section, the studies on Hawaii, Tenerife, and Reunion islands lead to very similar conclusions about the controls of the humidity in the subtropical troposphere. Mixing processes and large-scale subsidence exert a control strong enough on subtropical humidity to explain most of water vapor isotopic ratios variability although atmospheric processes characterizing each location can play an occasional role (as the dust outbreaks over the subtropical North Atlantic or the hurricane events at Reunion Island during the austral summer).

A major and common lesson from those studies is that high-altitude stations in the free subtropical troposphere in both hemispheres are key locations to study moisture exchange and transport. Long-term monitoring of both $\delta^{18}\text{O}_v$ and δD_v will thus offer information to investigate moistening and dehydration processes in subtropical troposphere (in opposite to diurnal q_v variations alone) and their changes in a context of climate change. Indeed, other tracer studies have shown that the frequency of extratropical transport to subtropics is sensitive to climate variability [Lin *et al.*, 2014].

5. Conclusion

In this paper, we present a 1 year long time series of the isotopic composition of near-surface water vapor isotopic and of specific humidity at the Maïdo observatory (2160 m asl) in Reunion Island.

Our observations show the influence of the free troposphere and the ABL air on δ_v at night (depletion) and during the day (enrichment), respectively. The δ_v diurnal variations are controlled by an interplay of thermally driven land-sea breezes and upslope-downslope flows and reflects the immersion of the Maïdo site in the ABL during the day, whereas at night the site is located above the ABL, leading to a depletion of δ_v . This is supported by Meso-NH simulation of the ABL evolution in the vicinity of the observatory for a day in March 2015 with typical flow patterns for this time of the year (i.e., weak trade wind flow over the island and diurnal island-induced flow on the slopes of the island) and also by LMDZ-iso simulation of vertical profiles of water vapor isotopic ratios, showing isotopic depletion increasing with altitude consistent with our observations. Analysis of the observations in a δ_v - q_v diagram confirms that the water vapor isotopic ratio diurnal cycle at the Maïdo site is well described by mixing processes for 59% of the data, increasing to 93% when considering only periods of extreme nocturnal isotopic depletion.

Indeed, our observations exhibit a large range of isotopic depletions at night, with some extreme isotopic depletion for 15% of nights. Based on May 2015 observations as an initial exploration, we suggest here that the extreme nocturnal depletions are caused by large-scale atmospheric transport and subsidence over Reunion Island induced by the subtropical jet. The FLEXPART simulations show that air parcels sampled during extreme nights originate from southern part of South America and travel over the Atlantic Ocean to Reunion Island before subsiding toward Reunion Island from 2 to 6 days before attaining the Maïdo surface. For classical nights, the source is located in the Indian Ocean or in South Africa and air masses travel mostly in the lower troposphere.

Thus, we show that δ_v in Reunion Island can be used to trace mixing processes between the ABL and the free troposphere. It also records extratropical transport and subsidence bringing upper troposphere air to the surface. We suggest that deuterium excess in water vapor can be a better tracer of the large-scale subsidence. The investigations done with LMDZ-iso also suggest that large-scale subsidence could be further examined from vertical observations of the isotopic composition of water vapor.

However, our interpretation on the links between variations in large-scale subsidence, long-range transport, and strong isotopic depletion at night is mostly based on nights in May 2015. We will need to extend our analysis to other months in 2015 (July and September capture the most depleted nights) and in 2016 and 2017 to reinforce our conclusions. In addition, the study of longer series of δ_v and q_v will also enables us to further explore the hurricane events signal, characterized by a strong depletion of water vapor with a complete disappearance of diurnal cycles and so mixing processes.

Thus, general climate conclusions cannot be drawn yet from this relatively short-term record. But our study demonstrates that mountain sites, such as the Maïdo observatory, can provide a unique window for continuous long-term isotopic observations in the subtropical Southern Hemisphere where there is a relative lack of observations. More generally, this study and the previous ones, carried out in subtropical environments, show that long-term observations of water isotopic ratios might provide important insights in understanding future changes in subtropical water cycle, specifically the extratropical moisture transport and its frequency evolution.

References

- Angert, A., J.-E. Lee, and D. Yakir (2008), Seasonal variations in the isotopic composition of near-surface water vapour in the eastern Mediterranean, *Tellus*, *60B*, 674–684.
- Bailey, A., D. Toohey, and D. Noone (2013), Characterizing moisture exchange between the Hawaiian convective boundary layer and free troposphere using stable isotopes in water, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *118*, 8208–8221, doi:10.1002/jgrd.50639.
- Bailey, A., J. Nusbaumer, and D. Noone (2015), Precipitation efficiency derived from isotopes ratios in water vapor distinguishes dynamical and microphysical influences on subtropical atmospheric constituents, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *120*, 9119–9137, doi:10.1002/2015JD023403.
- Baray, J. L., et al. (2013), Maïdo observatory: A new high-altitude station facility at Reunion Island (21°S, 55°E) for long-term atmospheric remote sensing and in situ measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, *6*, 2865–2877, doi:10.5194/amt-6-2865.
- Blossey, P. N., Z. Kuang, and D. M. Romps (2010), Isotopic composition of water in the tropical tropopause layer in cloud-resolving simulations of an idealized tropical circulation, *J. Geophys. Res.*, *115*, D24309, doi:10.1029/2010JD014554.

Acknowledgments

This study was supported by Institut de Recherche pour le Développement, Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives, CNRS-INSU, and by the ANR proposal 12-BS06-001. The authors acknowledge OPAR (Observatoire de Physique de l'Atmosphère à La Réunion), funded by CNRS-INSU and Université de La Réunion and managed by OSU-R (Observatoire des Sciences de l'Univers à La Réunion, UMS 3365). Meso-NH simulation was performed using computer resources allocated by GENCI (project 6660). We deeply thank B. Minster at LSCE for the analyses of all water isotopic standards. We also deeply thank an anonymous reviewer and Adriana Bailey for their very constructive comments, improving the manuscript and especially the scientific discussion. All data may be obtained from E. Guilpart (etienne.guilpart@lsce.ipsl.fr) or F. Vimeux (francoise.vimeux@lsce.ipsl.fr).

- Bony, S., C. Risi, and F. Vimeux (2008), Influence of convective processes on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation and water vapor in the tropics: Part 1. Radiative-convective equilibrium and TOGA-COARE simulations, *J. Geophys. Res.*, *113*, D19305, doi:10.1029/2008JD009942.
- Conroy, J. L., D. Noone, K. M. Cobb, J. W. Moerman, and B. L. Konecky (2016), Paired stable isotopologues in precipitation and vapor: A case study of the amount effect within western tropical Pacific storms, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *121*, 3290–3303, doi:10.1002/2015JD023844.
- Dansgaard, W. (1964), Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, *16*, 436–468.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, and P. Poli (2011), The ERA-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *R. Meteorol. Soc.*, *137*, 553–597.
- Dorman, L. (2004), *Cosmic Rays in the Earth's Atmosphere and Underground*, 862 pp., Springer, Netherlands, Kluwer Acad., Dordrecht, Netherlands, doi:10.1007/978-1-4020-2113-8.
- Duffot, V., et al. (2017), Ozone profiles by DIAL at Maïdo observatory (Reunion Island) part 1. Tropospheric ozone lidar: System description, performances evaluation and comparison with ancillary data, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, doi:10.5194/amt-2016-403.
- Durand, J., P. Tulet, M. Leriche, S. Bielli, N. Villeneuve, A. Di Muro, and J.-B. Fillipi (2014), Modeling the lava heat flux during severe effusive volcanic eruption: An important impact on surface air quality, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *119*, 11,729–11,742, doi:10.1002/2014JD022034.
- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (2011), ECMWF's operational model analysis, starting in 2011, Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, doi:10.5065/D6ZG6Q9F.
- Feeley, H. W., R. J. Larsen, and C. G. Sanderson (1989), Factors that cause seasonal variations in beryllium-7 concentration in surface air, *J. Environ. Radioactivity*, *9*, 223–249.
- Feng, J., and Y. L. Chen (1998), Evolution of katabatic flow on the island of Hawaiï during 10 August 1990, *Mon. Weather Rev.*, *126*, 2185–2199.
- Frankenberg, C., et al. (2009), Dynamic processes governing lower-tropospheric HDO/H₂O ratios as observed from space and ground, *Science*, *325*, 1374–1377.
- Fudeyasu, H., K. Ichiyanagi, A. Sugimoto, K. Yoshimura, A. Ueta, M. D. Yamanaka, and K. Ozawa (2008), Isotope ratios of precipitation and water vapor observed in Typhoon Shanshan, *J. Geophys. Res.*, *113*, D12113, doi:10.1029/2007JD009313.
- Galewsky, J., M. Strong, and Z. D. Sharp (2007), Measurements of water vapor D/H ratios from Mauna Kea, Hawaii, and implications for subtropical humidity dynamics, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L22808, doi:10.1029/2007GL031330.
- Galewsky, J., and J. V. Hurley (2010), An advection-condensation model for subtropical water vapor isotopic ratios, *J. Geophys. Res.*, *115*, D16116, doi:10.1029/2009JD013651.
- Galewsky, J., C. Rella, Z. Sharp, K. Samuels, and D. Ward (2011), Surface measurements of upper tropospheric water vapor isotopic composition on the Chajnantor Plateau, Chile, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L17803, doi:10.1029/2011GL048557.
- Galewsky, J., H. C. Steen-Larsen, R. D. Field, J. Worden, C. Risi, and M. Schneider (2016), Stable isotopes in atmospheric water vapor and applications to the hydrologic cycle, *Rev. Geophys.*, *54*, 809–865, doi:10.1002/2015RG000512.
- González, Y., et al. (2016), Detecting moisture transport pathways to the subtropical North Atlantic free troposphere using paired H₂O- δD in situ measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, *16*, 4251–4269, doi:10.5194/acp-16-4251.
- Grunberger, O. (1989), Etude géochimique et isotopique de l'infiltration sous climat tropical contrasté, massif du Piton des neiges, île de La Réunion, PhD, p. 280, Univ. of Paris XI, Paris.
- Gupta, P., D. Noone, J. Galewsky, C. Sweeney, and B. H. Vaughn (2009), Demonstration of high-precision continuous measurements of water vapor isotopologues in laboratory and remote field deployment using wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) technology, *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, *23*, 2534–2542, doi:10.1002/rcm.4100.
- Held, I., and B. Soden (2000), Water vapor feedback and global warming, *Annu. Rev. Energy Environ.*, *25*, 441–475.
- Herbin, H., D. Hurtmans, C. Clerbaux, L. Clarisse, and P. F. Coheur (2009), (H₂O)-O-16 and HDO measurements with IASI/MetOp, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*, 9433–9447.
- Hoskins, B. J., and D. Karoly (1981), The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atm. Sciences*, *38*, 1179–1196.
- Hurley, J. V., J. Galewsky, J. Worden, and D. Noone (2012), A test of the advection-condensation model for subtropical water vapor using stable isotopologue observations from Mauna Loa observatory, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *117*, D19118, doi:10.1029/2012JD018029.
- Jacob, H., and C. Sonntag (1991), An 8-year record of the seasonal variation of ²H and ¹⁸O in atmospheric water vapor and precipitation at Heidelberg, Germany, *Tellus*, *43B*, 291–300.
- Jolivet, S., F. Chane-Ming, D. Barbary, and F. Roux (2013), A numerical study of orographic forcing on TC Dina (2002) in South West Indian Ocean, *Ann. Geophys.*, *31*, 107–125.
- Kuang, Z., G. C. Toon, P. O. Wennberg, and Y. L. Yung (2003), Measured HDO/H₂O ratios across the tropical tropopause, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(7), 1372, doi:10.1029/2003GL017023.
- Lafore, J. P., et al. (1998), The MESO-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.*, *16*, 90–109.
- Lawrence, J. R., and S. D. Gedzelman (1996), Low stable isotope ratios of tropical cyclone rains, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 527–530.
- Lawrence, J. R., S. D. Gedzelman, X. P. Zhang, and R. Arnold (1998), Stable isotope ratios of rain and vapor in 1995 hurricanes, *J. Geophys. Res.*, *103*, 11,381–11,400, doi:10.1029/97JD03627.
- Lawrence, J. R., S. D. Gedzelman, D. Dexheimer, H. K. Cho, G. D. Carrie, R. Gasparini, C. R. Anderson, K. P. Bowman, and M. I. Biggerstaff (2004), Stable isotopic composition of water vapor in the tropics, *J. Geophys. Res.*, *109*, D06115, doi:10.1029/2003JD004046.
- Lee, X., R. Smith, and J. Williams (2006), Water vapour ¹⁸O/¹⁶O isotope ratio in surface air in New England, USA (2005), *Tellus*, *58B*, 293–304.
- Lesouëf, D. (2010), Étude numérique des circulations locales à La Réunion: application à la dispersion de polluants, PhD thesis, 204 pp., Université de La Réunion, <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00633096>.
- Lesouëf, D., F. Gheusi, R. Delmas, and J. Escobar (2011), Numerical simulations of local circulations and pollution transport over Reunion Island, *Ann. Geophys.*, *29*, 53–69.
- Lesouëf, D., F. Gheusi, P. Chazette, R. Delmas, and J. Sanak (2013), Low tropospheric layers over Reunion Island in Lidar-derived observations and a high-resolution model, *Boundary Layer Meteorol.*, *149*, 425–453, doi:10.1007/s10546-013-9851-9.
- Lin, M., L. W. Horowitz, S. J. Oltmans, A. M. Fiore, and S. Fan (2014), Tropospheric ozone trends at Mauna Loa observatory tied to decadal climate variability, *Nat. Geosci.*, *7*, 136–143, doi:10.1038/ngeo2066.

- Merlivat, L., and J. Jouzel (1979), Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation, *J. Geophys. Res.*, *84*, 5029–5033, doi:10.1029/JC084iC08p05029.
- Moyer, E. J., F. W. Irion, Y. L. Yung, and M. R. Gunson (1996), ATMOS stratospheric deuterated water and implications for troposphere-stratosphere transport, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 2385–2388.
- Nassar, R., P. F. Bernath, C. D. Boone, A. Gettelman, S. D. McLeod, and C. P. Rinsland (2007), Variability in HDO/H₂O abundance ratios in the tropical tropopause layer, *J. Geophys. Res.*, *112*, D21305, doi:10.1029/2007JD008417.
- Noone, D. (2012), Pairing measurements of the water vapor isotope ratio with humidity to deduce atmospheric moistening and dehydration in the tropical mid-troposphere, *J. Clim.*, *25*(13), 4476–4494.
- Noone, D., et al. (2011), Properties of air mass mixing and humidity in the subtropics from measurements of the D/H isotope ratio of water vapor at the Mauna Loa observatory, *J. Geophys. Res.*, *116*, D22113, doi:10.1029/2011JD015773.
- Noone, D., et al. (2013), Determining water sources in the boundary layer from tall tower profiles of water vapor and surface water isotope ratios after a snowstorm in Colorado, *Atmos. Chem. Phys.*, *13*, 1607–1623, doi:10.5194/acp-13-1607-2013.
- Pierrehumbert, R., H. Brogniez, and R. Roca (2006), On the relative humidity of the atmosphere, in *The Global Circulation of the Atmosphere*, pp. 143–185, Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.
- Risi, C., S. Bony, F. Vimeux, L. Descroix, B. Ibrahim, E. Lebreton, I. Mamadou, and B. Sultan (2008), What controls the isotopic composition of the African monsoon precipitation? Insights from event-based precipitation collected during the 2006 AMMA field campaign, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L24808, doi:10.1029/2008GL035920.
- Risi, C., S. Bony, F. Vimeux, C. Frankenberg, D. Noone, and J. Worden (2010a), Understanding the Sahelian water budget through the isotopic composition of water vapor and precipitation, *J. Geophys. Res.*, *115*, D24110, doi:10.1029/2010JD014690.
- Risi, C., S. Bony, F. Vimeux, and J. Jouzel (2010b), Water-stable isotopes in the LMDZ4 general circulation model: Model evaluation for present-day and past climates and applications to climatic interpretations of tropical isotopic records, *J. Geophys. Res.*, *115*, D12118, doi:10.1029/2009JD013255.
- Risi, C., et al. (2012), Process-evaluation of tropospheric humidity simulated by general circulation models using water vapor isotopic observations: 2. Using isotopic diagnostics to understand the mid and upper tropospheric moist bias in the tropics and subtropics, *J. Geophys. Res.*, *117*, D05304, doi:10.1029/2011JD016623.
- Samuels-Crow, K. E., J. Galewsky, Z. Sharp, and K. J. Denis (2014), Deuterium excess in subtropical free troposphere water vapor: Continuous measurements from the Chajnantor Plateau, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, 8652–8659, doi:10.1002/2014GL062302.
- Schneider, M., K. Yoshimura, F. Hase, and T. Blumenstock (2010), The ground-based FTI network's potential for investigating the atmospheric water cycle, *Atmos. Chem. Phys.*, *10*, 3427–3442.
- Scholl, M. A., T. W. Giambelluca, S. B. Gingerich, M. A. Nullet, and L. L. Loope (2007), Cloud water in windward and leeward mountain forests: The stable isotope signature of orographic cloud water, *Water Resour. Res.*, *43*, W12411, doi:10.1029/2007WR006011.
- Schroeder, T. A. (1981), Characteristics of local winds in Northwest Hawaii, *J. Appl. Meteorol.*, *20*, 874–881.
- Schroeder, T. A., B. J. Kilonsky, and B. N. Meisner (1977), Diurnal variations in rainfall and cloudiness, UHMET report 77–03, Department of Meteorology Univ. of Hawai'i, 67 pp.
- Seidel, D. J., Q. Fu, W. J. Randel, and T. J. Reichler (2008), Widening of the tropical belt in a changing climate, *Nat. Geosci.*, *1*, 21–24, doi:10.1038/ngeo.2007.38.
- Sivia, S. G., F. Gheusi, C. Mari, and A. Di Muro (2015), Simulations and parameterisation of shallow volcanic plumes of Piton de la Fournaise, Réunion Island using Méso-NH version 4-9-3, *Geosci. Model Dev.*, *8*, 1427–1443.
- Steen-Larsen, H. C., A. E. Sveinbjornsdottir, A. J. Peters, V. Masson-Delmotte, M. P. Guishard, G. Hsiao, J. Jouzel, D. Noone, J. K. Warren, and J. W. C. White (2014), Climatic controls on water vapor deuterium excess in the marine boundary layer of the North Atlantic on 500 days of in situ, continuous measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, *14*, 7741–7756, doi:10.5194/acp-14-7741-2014.
- Steen-Larsen, H. C., A. E. Sveinbjornsdottir, T. Jonsson, F. Ritter, J. L. Bonne, V. Masson-Delmotte, H. Sodemann, T. Blunier, D. Dahl-Jensen, and B. M. Vinther (2015), Moisture sources and synoptic to seasonal variability of North Atlantic water vapor isotopic composition, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *120*, 5757–5774, doi:10.1002/2015JD023234.
- Steinwagner, J., S. Fueglistale, G. Stiller, T. von Clarmann, M. Kiefer, P. P. Borsboom, A. van Delden, and T. Rockmann (2010), Tropical dehydration processes constrained by the seasonality of stratospheric deuterated water, *Nat. Geosci.*, *3*, 262–266.
- Stohl, A., S. Eckhardt, C. Forster, P. James, N. Spichtinger, and P. Seibert (2002), A replacement for simple back trajectory calculations in the interpretation of atmospheric trace substance measurements, *Atmos. Environ.*, *36*(29), 4635–4648.
- Stohl, A., C. Forster, A. Frank, P. Seibert, and G. Wotawa (2005), Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2, *Atmos. Chem. Phys.*, *5*, 2461–2474, doi:10.5194/acp-5-2461-2005.
- Stull, R. (1988), *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, vol. 13, pp. 10–30, Springer, Dordrecht, Netherlands.
- Taupin, F. G., M. Bessafi, S. Baldy, and P. J. Bremaud (1999), Tropospheric ozone above the southwestern Indian Ocean is strongly linked to dynamical conditions prevailing in the tropics, *J. Geophys. Res.*, *104*, 8057–8066.
- Tremoy, G., F. Vimeux, O. Cattani, S. Mayaki, I. Souley, and G. Favreau (2011), Measurements of water vapor isotope ratios with wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy technology: New insights and important caveats for deuterium excess measurements in tropical areas in comparison with isotope-ratio mass spectrometry, *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, *25*, 3469–3480, doi:10.1002/rcm.5252.
- Tremoy, G., F. Vimeux, S. Mayaki, I. Souley, O. Cattani, C. Risi, G. Favreau, and M. Oï (2012), A 1-year long $\delta^{18}\text{O}$ record of water vapor in Niamey (Niger) reveals insightful atmospheric processes at different timescales, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L08805, doi:10.1029/2012GL051298.
- Tremoy, G., F. Vimeux, S. Soumana, I. Souley, C. Risi, G. Favreau, and M. Oï (2014), Clustering mesoscale convective systems with laser-based water vapor $\delta^{18}\text{O}$ monitoring in Niamey (Niger), *J. Geophys. Res. Atmos.*, *119*, 5079–5013, doi:10.1002/2013JD020968.
- Tulet, P., and N. Villeneuve (2011), Large scale modeling of the transport, chemical transformation and mass budget of the sulfur emitted during the eruption of April 2007 by the Piton de la Fournaise, *Atmos. Chem. Phys.*, *11*, 4533–4546.
- Tulet, P., et al. (2017), First results of the Piton de la Fournaise STRAP 2015 experiment: Multidisciplinary tracking of a volcanic gas and aerosol plume, *Atmos. Chem. Phys.*, *17*, 5355–5878, doi:10.5194/acp-17-5355-2017.
- Véremes, H., J.-P. Cammas, J.-L. Baray, P. Keckhut, C. Barthe, F. Posny, P. Tulet, D. Dionisi, and S. Bielli (2016), Multiple subtropical stratospheric intrusions over Reunion Island: Observational, Lagrangian and Eulerian numerical modeling approaches, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *121*, 14,414–14,432, doi:10.1002/2016JD025330.
- Webster, C. R., and A. J. Heymsfield (2003), Water isotope ratios D/H, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ in and out of clouds map dehydration pathways, *Science*, *302*(5651), 1742–1745.

- Welp, L. R., X. Lee, T. J. Griffis, X.-F. Wen, W. Xiao, S. Li, X. Sun, Z. Hu, M. Val Martin, and J. Huang (2012), A meta-analysis of water vapor deuterium excess in the midlatitude atmospheric surface layer, *Global Biogeochem. Cycles*, 26, GB3021, doi:10.1029/2011GB004246.
- Whiteman, C. D. (1990), Observations of thermally developed wind systems over mountainous terrain, Chapter 2 in *Atmospheric processes over complex terrain* (W. Blumen, Ed), Meteorological Monographs, 23, n°45. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, 5–42.
- Worden, J., D. Noone, K. Bowman, and the Tropospheric Emission Spectrometer science team & data contributors (2007), Importance of rain evaporation and continental convection in the tropical water cycle, *Nature*, 445, 528–532, doi:10.1038/nature05508.

7.2.3 Perspectives

L'article présenté au paragraphe précédent se base sur un an de mesures et se focalise sur l'origine des masses d'air des nuits extrêmes durant le mois de mai 2015 et les mécanismes associés. Nous proposons d'étendre cette étude à l'ensemble des données obtenues durant cette thèse, soit sur une période de trois ans (entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2017).

L'ensemble des données d'humidité du Picarro ont été traitées avec l'équation 4.17 (Chapitre 4). Cette correction est sensiblement différente de celle présentée dans l'article (qui n'a été réalisée que sur quelques mois), ce qui explique les écarts de valeur sur le taux d'humidité de la première année (écarts compris entre 0,2 et 1,2 g/kg, et dont le minimum/maximum se situe durant la saison sèche/humide).

7.3 La généralisation sur trois ans

7.3.1 Résultats sur trois ans

Une cyclicité diurne qui se maintient

La figure 7.2 représente les cycles diurnes (CM) par mois ainsi que les cycles diurnes moyens de l'humidité spécifique de l'air (q_v , la tendance saisonnière n'a pas été soustraite), de la composition isotopique de la vapeur d'eau à l'OAM (δ_v) et au dessus de l'océan (δ_{v0}) en $\delta^{18}O$ et en d_{excess} . Les données des périodes cycloniques ne sont pas prises en compte (chapitre 6).

L'extension de la période d'étude à trois ans confirme la présence de plateaux de jour et de nuit, à la fois visible sur q_v , $\delta^{18}O_v$ et sur δD_v . Les horaires de ces plateaux ne sont pas fonction des mois, et sont les mêmes que celles données dans l'article, à savoir :

- de 7h à 13h UTC (11h à 17h, heure locale) pour les plateaux de jour.
- de 19h à 01h UTC (23h à 05h, heure locale) pour les plateaux de nuit.

De plus, le d_{excess} présente un cycle diurne de faible amplitude, se traduisant par une augmentation d'environ +3‰, centrée sur 3h UTC (7h heure locale).

Les valeurs de ces plateaux de nuit et de jour sont données dans le tableau 7.1.

De janvier à décembre, l'amplitude des CD sur q_v n'est pas constante, et présente une amplitude légèrement plus forte durant la saison humide ($3,4 \pm 0,5$ g/kg en moyenne, sur les mois de décembre à mars), que durant la saison sèche ($3,0 \pm 0,8$ g/kg en moyenne, sur les mois de juin à septembre).

Si pour un mois donné on compare les valeurs des CD, des différences sur q_v apparaissent davantage que sur δ_v . Ceci est particulièrement visible pour les mois de juillet et d'août. En effet, on retrouve la variabilité inter-annuelle, avec une année 2017 plus humide.

En parallèle, les CD de δ_v ne présentent pas d'évolution saisonnière (chapitre 6), et

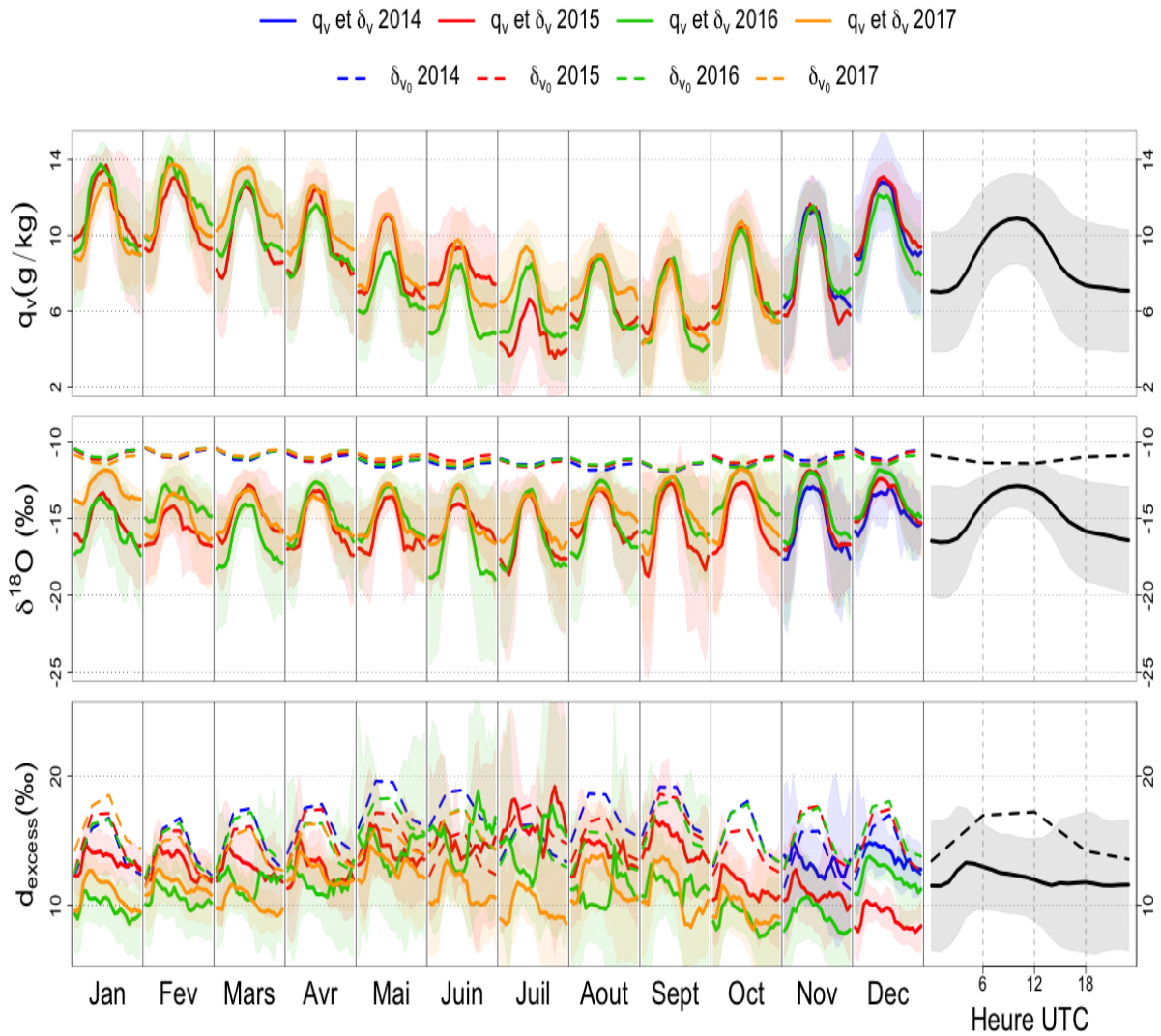


FIGURE 7.2 – De haut en bas : cycles diurnes mensuels de l’humidité spécifique de l’air (q_v), de la composition isotopique de la vapeur d’eau à l’OAM (δ_v) et au dessus de l’océan (δ_{V0}) en $\delta^{18}O$ et en d_{excess} . Les couleurs (bleu, rouge, vert, orange) se réfèrent aux années (2014, 2015, 2016, 2017). Les CD de δ_{V0} des mois de juillet à octobre 2017 ne sont pas présentés. A droite correspondent les cycles diurnes moyens sur l’ensemble de la période (hors périodes cycloniques). Les écarts-types à la moyenne (σ) sont représentés par des contours de couleurs pour q_v , $\delta^{18}O_v$ et l’excès en deutérium.

l'amplitude des cycles entre le jour et la nuit est quasiment constante au long de l'année ($3,1 \pm 0,9\%$ en $\delta^{18}O$, amplitude moyenne calculée sur l'ensemble des CD des trois années). Les valeurs des plateaux de jours sont proches de celles données dans l'article (moyenne en $\delta^{18}O$: $-13,1 \pm 0,7\%$ et $-13,4 \pm 1,3\%$ respectivement ; moyenne en q_v : $10,7 \pm 2,0$ g/kg et $9,7 \pm 2,4$ g/kg respectivement), et il en va de même pour les valeurs des plateaux de nuits (moyenne en $\delta^{18}O$: $-16,2 \pm 3,4\%$ et $-16,6 \pm 3,2\%$ respectivement, moyenne sur q_v : $7,2 \pm 2,0$ g/kg et $6,4 \pm 2,9$ g/kg respectivement).

D'une année à l'autre, on observe des écarts importants sur les valeurs de q_v et δ_v sur les plateaux de nuit, principalement lors des mois de juin à octobre. Ces différences peuvent certainement s'expliquer par une plus forte abondance des nuits extrêmes durant l'hiver austral (cf paragraphe suivant).

Les CD de δ_{V_0} montrent une très faible amplitude entre le jour et la nuit (amplitude moyenne sur l'ensemble des CD de δ_{V_0} : $0,5 \pm 0,1\%$ en $\delta^{18}O$), et des valeurs moyennes (sur 24h) quasiment identiques sur l'ensemble de l'année (les différences maximales sont de $0,2\%$ en $\delta^{18}O$). On peut donc considérer que la vapeur qui se forme au dessus de l'océan possède une valeur constante, de jour comme de nuit, tout au long de l'année, avec $\delta^{18}O_{V_0} = -11,1 \pm 0,5\%$ (valeur moyenne sur l'ensemble de la période du 1^{er} novembre 2014 au 30 juin 2017). Cette valeur est quasiment égale à celle présentée dans l'article ($-11,1 \pm 0,6\%$).

Tableau 7.1 – Tableau des valeurs des CDM présentés dans la figure 7.2.

		Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	
q_v (g/kg)	De jour	-	13.3	12.7	12.3	12.1	10.7	-	8.7	8.3	10.3	11.2	12.7	
		13.4	13.6	12.5	11.3	8.7	8.1	6.1	8.7	8.3	10.3	11.2	12.9	
		12.4	13.6	13.5	12.4	10.9	9.2	8.1	8.6	8.4	10.0	11.1	12.0	
		13.0	13.3	12.7	11.9	10.1	8.9	7.7	8.8	7.9	10.4	-	-	
	Moyenne								8.7	8.2	10.2	11.2	12.5	
	De nuit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.5	9.0	
		9.7	9.4	8.5	8.2	6.9	7.6	3.9	5.4	5.1	6.0	5.7	9.5	
		9.2	10.9	9.4	8.5	6.2	4.8	4.7	5.1	4.1	5.7	7.0	8.1	
		9.0	10.1	10.8	9.4	7.3	6.3	6.2	7.0	4.8	5.5	-	-	
	Moyenne	9.3	10.1	9.6	8.7	6.8	6.2	5.0	5.9	4.6	5.7	6.4	8.8	
	$\delta^{18}O_v$ (‰)	De jour	-	-14.3	-13.1	-13.3	-13.8	-14.3	-13.6	-13.2	-12.9	-12.7	-13.0	-13.2
			-13.5	-13.2	-14.4	-12.9	-13.2	-13.3	-13.5	-12.8	-12.6	-11.9	-12.2	-12.6
			-12.0	-13.6	-13.3	-13.7	-13.0	-13.2	-13.7	-13.2	-12.5	-11.9	-	-
		Moyenne	-13.2	-13.7	-13.6	-13.3	-13.3	-13.6	-13.6	-13.1	-12.7	-12.2	-12.4	-12.6
De nuit		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-17.0	-15.3	
		-16.3	-16.6	-15.7	-16.8	-16.6	-16.1	-17.4	-16.0	-17.5	-16.9	-16.7	-15.0	
		-16.7	-14.6	-17.7	-16.0	-16.0	-18.6	-18.0	-16.8	-16.0	-14.5	-16.1	-14.8	
		-13.7	-16.2	-15.6	-16.0	-16.2	-16.4	-16.6	-15.0	-16.1	-15.8	-	-	
Moyenne		-15.6	-15.8	-16.3	-16.3	-16.3	-17.0	-17.4	-15.9	-16.8	-15.7	-16.6	-16.6	
$\delta^{18}O_{V0}$ (‰)		De jour	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-11.2	-11.1
			-11.2	-11.0	-11.1	-11.3	-11.3	-11.3	-11.7	-11.6	-11.8	-11.4	-11.5	-11.3
			-11.0	-10.9	-11.1	-11.1	-11.5	-11.6	-11.6	-11.5	-11.9	-11.7	-11.6	-11.5
			-11.4	-10.9	-11.0	-11.1	-11.1	-11.5	-	-	-	-	-	-
		Moyenne	-11.2	-11.0	-11.0	-11.1	-11.3	-11.5	-11.6	-11.6	-11.8	-11.6	-11.4	-11.3
	De nuit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-10.7	-10.6	
		-10.6	-10.5	-10.6	-10.7	-10.9	-10.9	-11.3	-11.2	-11.4	-11.0	-11.0	-10.7	
		-10.6	-10.5	-10.6	-10.6	-11.2	-11.2	-11.2	-11.1	-11.4	-11.2	-11.2	-11.0	
		-10.9	-10.5	-10.6	-10.6	-10.9	-11.1	-	-	-	-	-	-	
	Moyenne	-10.7	-10.5	-10.6	-10.7	-11.0	-11.1	-11.2	-11.1	-11.4	-11.1	-10.9	-10.7	

La figure 7.3 représente la variabilité des données Picarro à 5 minutes « de jour » et « de nuit » (en dehors des périodes cycloniques), du 1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2017. Le tableau 7.2 récapitule les statistiques contenues dans la figure 7.3.

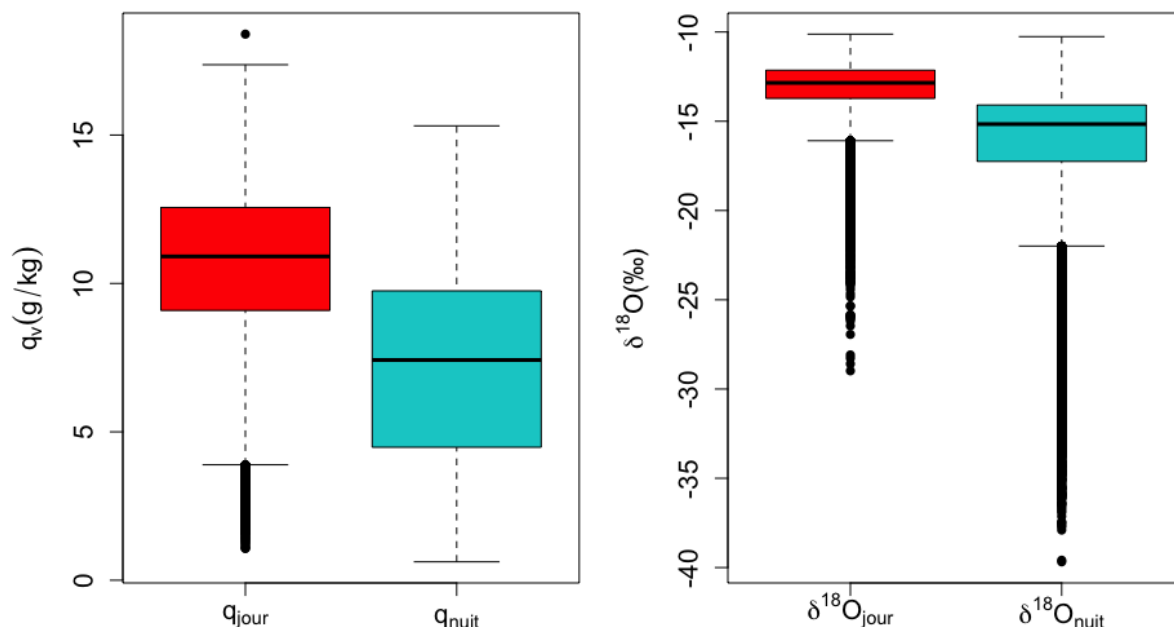


FIGURE 7.3 – Boîte à moustaches sur les données 5-min du Picarro (entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2017), de jour et de nuit. A gauche : l’humidité spécifique ; à droite : le $\delta^{18}O$; en rouge : les données de jour (de 11h à 17h, HL) ; en bleu : les données de nuit (de 23h à 05h, HL). Les points noirs représentent les données extrêmes.

Les données Picarro à 5 minutes sur trois ans (en dehors des périodes cycloniques) montrent une large gamme d’humidité spécifique de jour (de 1,1 à 18,4 g/kg, entre 11h et 17h, HL) comme de nuit (de 0,6 à 15,3 g/kg, entre 23h et 05h, HL). Les mesures de $\delta^{18}O_v$ présentent elles aussi une large gamme de jour (de -28.97‰ à -10.25‰, entre 11h et 17h, HL) et de nuit (de -39.53‰ à -10.26‰, entre 23h et 05h, HL).

Les nuits extrêmes entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2017

Au cours des trois années de mesures, certaines nuits présentent un très fort appauvrissement isotopique, associé à une très faible humidité spécifique. Ces nuits sont qualifiées « d’extrêmes ». Ce phénomène a été largement abordé dans Guilpart et al. (2017). J’en propose ici une généralisation sur trois ans de mesures.

Une définition sur trois ans Dans ce paragraphe, le qualificatif de « nuit extrême » est redéfini à partir des trois années de mesures. Les critères sont les mêmes que ceux présentés

Tableau 7.2 – Statistiques autour des mesures « de jour » et « de nuit » réalisées sur la vapeur (q_v et $\delta^{18}O$) entre le 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2017.

	q_{Jour} (g/kg)	q_{Nuit} (g/kg)	$\delta^{18}O_{Jour}$ (‰)	$\delta^{18}O_{Nuit}$ (‰)
Quantile supérieur	17,4	15,3	-10,25	-10,26
Quartile supérieur	12,6	9,7	-12,11	-14,06
Médiane	10,9	7,4	-12,82	-15,13
Quartile inférieur	9,1	4,5	-13,69	-17,21
Quantile inférieur	3,9	0,6	-16,06	-21,93

dans Guilpart et al. (2017), à savoir :

- au moins 75% des données à 5 minutes sont disponibles entre 23h et 05h (HL) pour la nuit considérée.
- au moins une donnée à 5 minutes présente une valeur en $\delta^{18}O$ inférieure au seuil des nuits extrêmes entre 23h et 05h (HL).

Ce seuil des nuits extrêmes est défini comme étant la moyenne de l'ensemble des données 5 minutes (en dehors des périodes cycloniques), moins deux fois l'écart-type :

$$Seuil = \overline{M}_{Donnees-5-min} - 2 * \sigma \quad (7.1)$$

$$Seuil = -14.93 - 2 * 3.09 \quad (7.2)$$

$$Seuil = -21,1\text{‰} \quad (7.3)$$

La moyenne de -14.9‰ est très proche de celle donnée dans l'article (-15,7‰). Le seuil défini sur trois ans ($Seuil_{3ans}$) est de -21,1‰ en $\delta^{18}O$, alors que celui défini sur la première année ($Seuil_{1an}$) a pour valeur -21,9‰ en $\delta^{18}O$ (Guilpart et al., 2017).

Le qualificatif de « nuit classique » conserve la même définition que celle donnée dans l'article : toute nuit comportant au moins 75% des données à 5 minutes entre 23h et 05h (HL) et dont la valeur isotopique la plus appauvrie sur 5 minutes est supérieure au seuil ($Seuil_{3ans}$) est considérée comme une nuit classique.

Identification des nuits extrêmes sur trois ans

Notons tout de suite que la valeur du seuil est très importante pour déterminer la quantité de nuits extrêmes. En effet, en appliquant le $Seuil_{1an}$, on obtient 52 nuits extrêmes sur la première année, et 138 sur trois ans. En revanche, en appliquant le $Seuil_{3ans}$, on obtient 59 nuits extrêmes sur la première année, et 163 nuits extrêmes sur trois ans. Par conséquent, le qualificatif de « nuit extrême » est très dépendant de la valeur du seuil.

Dans le reste de ce chapitre, le seuil pris en compte sera le $Seuil_{3ans}$ quand il sera question des nuits extrêmes (y compris sur la première année).

Durant la première année (du 1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2015), les nuits extrêmes représentent 17,3% des nuits exploitables (versus 15,2% dans l'article à cause d'un seuil à -21,9‰). Durant la deuxième année (du 1^{er} novembre 2015 au 31 octobre

2016), les nuits extrêmes représentent 18,8% des nuits exploitables, et durant la troisième année (du 1^{er} novembre 2016 au 31 octobre 2017), ce pourcentage s'élève à 14,8%.

L'article décrivant les nuits extrêmes à La Réunion se focalise sur le mois de mai 2015. Or, les processus responsables de leurs occurrences sont associés à la période hivernale. Aussi, j'intègre le mois de mai dans la saison hivernale (mai à septembre). La figure 7.4 exprime la quantité de nuits extrêmes en fonction des mois. Les couleurs rouges, bleues et grises se réfèrent à la saison humide (décembre à mars), sèche (mai à septembre), et à l'inter-saison respectivement.

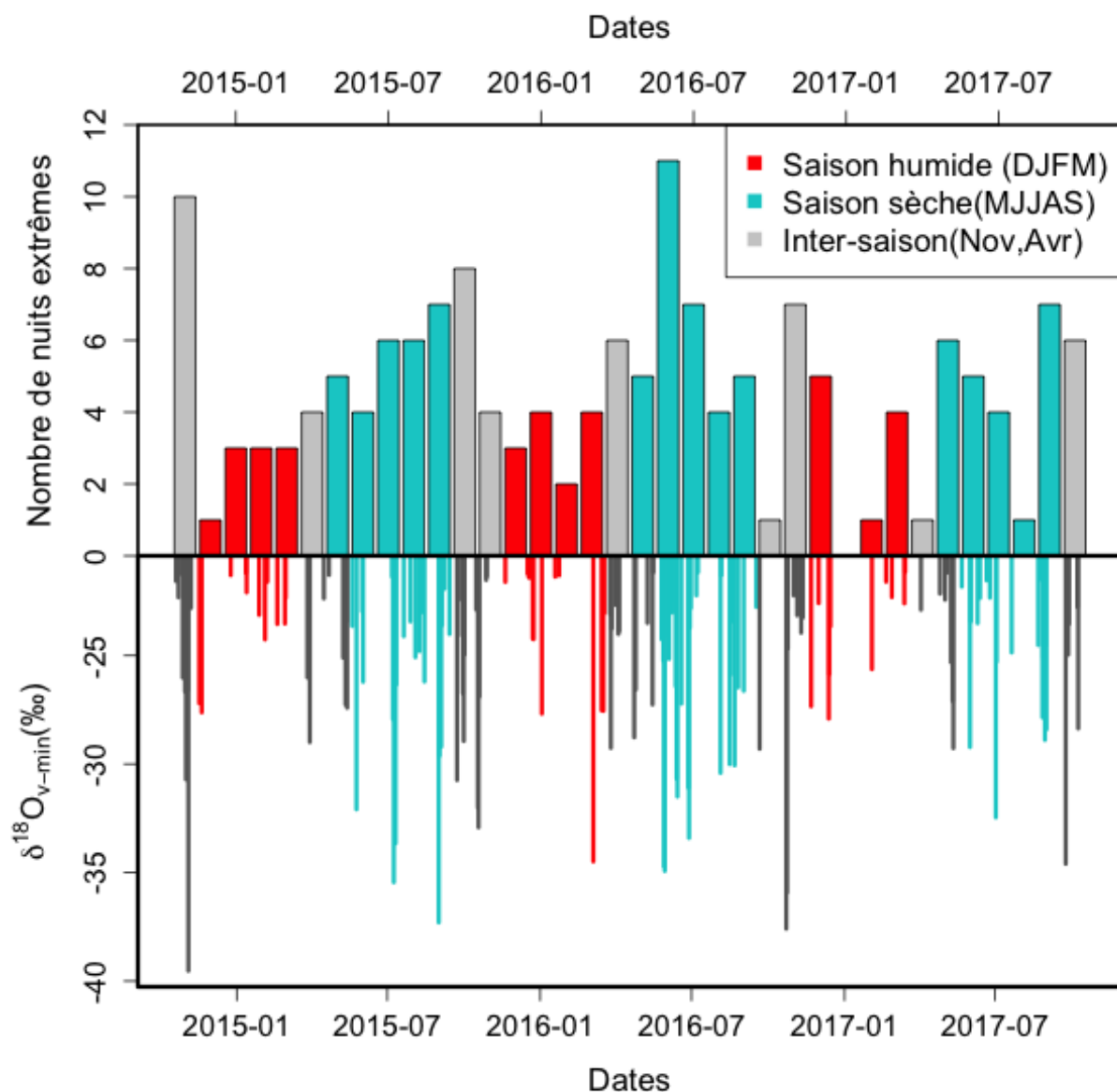


FIGURE 7.4 – Occurrence des nuits extrêmes par mois. En haut : nombre de nuits extrêmes par mois ; en bas : valeurs du $\delta^{18}O$ des 5 minutes les plus appauvries (entre 23h et 05h HL) lors des nuits extrêmes.

Le tableau 7.3 décrit la répartition des nuits extrêmes au cours des trois années.

Tableau 7.3 – Répartition des nuits extrêmes aux cours des trois ans. Exemple : Pour la première année (2014-11-01 au 2015-10-31), les nuits extrêmes des mois de décembre-janvier-février représentent 12% de l’ensemble des nuits extrêmes de cette première année.

Mois concernés	1 ^{er} année	2 ^{eme} année	3 ^{eme} année
	Du 2014-11-01 au 2015-10-31	Du 2015-11-01 au 2016-10-31	Du 2016-11-01 au 2017-10-31
Du 1 ^{er} Décembre au 28/29 Février	12% ¹	16%	12%
Du 1 ^{er} Juin au 30 Septembre	42% ¹	47%	35%
Du 1 ^{er} Décembre au 31 Mars	17%	22%	20%
Du 1 ^{er} Mai au 30 Septembre	49%	56%	50%

¹ dans l’article, le pourcentage donné est de 6%. Le fait d’avoir un seuil plus élevé pour définir les nuits extrêmes fait que leur quantité a augmenté sur cette période.

² dans l’article, le pourcentage donné est de 48%. Le pourcentage a diminué car la quantité de nuits extrêmes a augmenté sur la première année, alors qu’elle est restée stable sur les mois de juin à septembre 2015.

En proportion, les nuits extrêmes ont lieu le plus souvent durant l’hiver austral, et sont rares durant l’été austral (visible sur les trois années ; Tableau 7.3). Le plus souvent, ces nuits extrêmes sont regroupées sur une période de quelques jours consécutifs (voir une semaine), bien que ce ne soit pas systématiquement toujours le cas.

Les valeurs des 5 minutes les plus appauvries des nuits extrêmes ($\delta^{18}O_{v-min}$) présentent une saisonnalité : durant l’hiver austral, les nuits extrêmes sont en moyenne plus appauvries ($-26,0 \pm 3,8\%$) que celles des étés austraux ($-23,9 \pm 3,0\%$) sur les trois ans.

7.3.2 Discussion des résultats sur trois ans

Au cours des paragraphes suivants, je chercherai à généraliser la démarche suivie dans l’article à l’ensemble des données. Aussi, je m’intéresserai à la systématisation des processus de mélange de masses d’air entre le jour et la nuit, puis je me focaliserai sur les processus responsables de l’occurrence des nuits extrêmes (durant l’hiver austral ainsi que durant l’été austral).

Mise en évidence des processus de mélange de masses d’air entre le jour et la nuit

Une source de jour : La couche limite atmosphérique L’origine des masses d’air atteignant l’OAM durant le jour est bien expliquée dans Guilpart et al. (2017). La comparaison des valeurs des plateaux de jour de la composition isotopique de la vapeur d’eau à l’OAM (δ_{v-jour}) et la composition isotopique de la vapeur d’eau au dessus de l’océan ($\delta_{V0-jour}$), calculée grâce au modèle de Merlivat (1978), a permis de déterminer que,

durant la journée, les masses d'air ont pour origine la couche limite atmosphérique.

La généralisation sur trois ans offre des résultats très similaires. En effet, en se référant au tableau 7.1, la valeur moyenne de $\delta_{V0-jour}$ (entre 11h et 17h HL, du 1^{er} novembre 2014 au 30 juin 2017) en oxygène 18 est de $-11,1 \pm 0,5\text{‰}$ (valeur sur un an : $-11,1 \pm 0,6\text{‰}$), et la valeur moyenne de δ_{v-jour} est de $-13,1 \pm 0,7\text{‰}$ en oxygène 18 (valeur sur un an : $-13,4 \pm 1,3\text{‰}$). Si la différence entre δ_{v-jour} et $\delta_{V0-jour}$ est attribuée au gradient d'altitude (cf section 3.4.1), on obtient la relation suivante, établie sur trois ans :

$$\Delta_{gradient} = \frac{\delta_{v-jour} - \delta_{V0-jour}}{2160} = -0,09\text{‰}/100m \quad (7.4)$$

Ce gradient d'altitude est très proche de celui calculé sur la première année ($-0,10\text{‰}/100m$).

Une précision doit être apportée. Si l'on se réfère à la définition du gradient d'altitude, l'appauvrissement est lié aux phénomènes de condensation qui s'opèrent lorsque la masse d'air s'élève. Or, à l'OAM, les masses d'air n'ont pas nécessairement condensé lors de leurs ascensions. Aussi, ce gradient d'altitude peut refléter (1) la condensation lors de l'ascension des masses d'air, et/ou (2) le mélange qui s'opère entre les masses d'air de la couche limite et de la troposphère libre, lors du développement de la couche limite par convection (le jour).

Une source de nuit : La troposphère libre Pour attester que les masses d'air atteignant l'OAM durant la nuit avaient pour origine la troposphère libre, les arguments avancés dans l'article Guilpart et al. (2017) étaient basés sur des simulations Meso-NH ainsi que sur la signature des masses d'air durant la nuit (q_{v-nuit} et δ_{v-nuit}).

Il n'y a pas eu de simulations supplémentaires sur lesquelles je pourrais ici m'appuyer. Toutefois, les valeurs moyennes sont de $7,1 \pm 3,2\text{g/kg}$ et $-16,2 \pm 3,4\text{‰}$ en q_{v-nuit} et δ_{v-nuit} respectivement (moyenne réalisée sur les données 5 minutes de δ_{v-nuit}). Cette valeur de composition isotopique est comparable à celle de l'article ($6,4 \pm 2,9\text{g/kg}$ et $-16,6 \pm 3,2\text{‰}$) et tend à montrer que les masses d'air proviennent d'une altitude plus élevée.

Mélanges de masses d'air entre la CLA et la TL Afin d'explorer les processus de mélange qui s'opèreraient entre la couche limite et la troposphère libre à l'OAM, l'ensemble des données sur trois ans ont été représentées dans un diagramme $\delta_v - q_v$ sur la figure 7.5 (similaire à la figure 7 de l'article).

La figure 7.5.a. représente l'ensemble des données à 5 minutes. Les données des périodes cycloniques portent la couleur verte. Les données de « jour » (11h à 17h HL) sont en rouge, et les données de « nuit » (23h à 05h HL) en bleu (les autres données ne figurant pas dans ces intervalles sont en gris). La courbe noire correspond à un fit hyperbolique sur l'ensemble des données ($r^2 = 0,45, p < 0,001$), en dehors des périodes cycloniques. Les courbes violettes sont des courbes de distillations de Rayleigh (ligne continue) ou de « Super-Rayleigh » (ligne pointillée). Pour ces distillations, la température est fixée

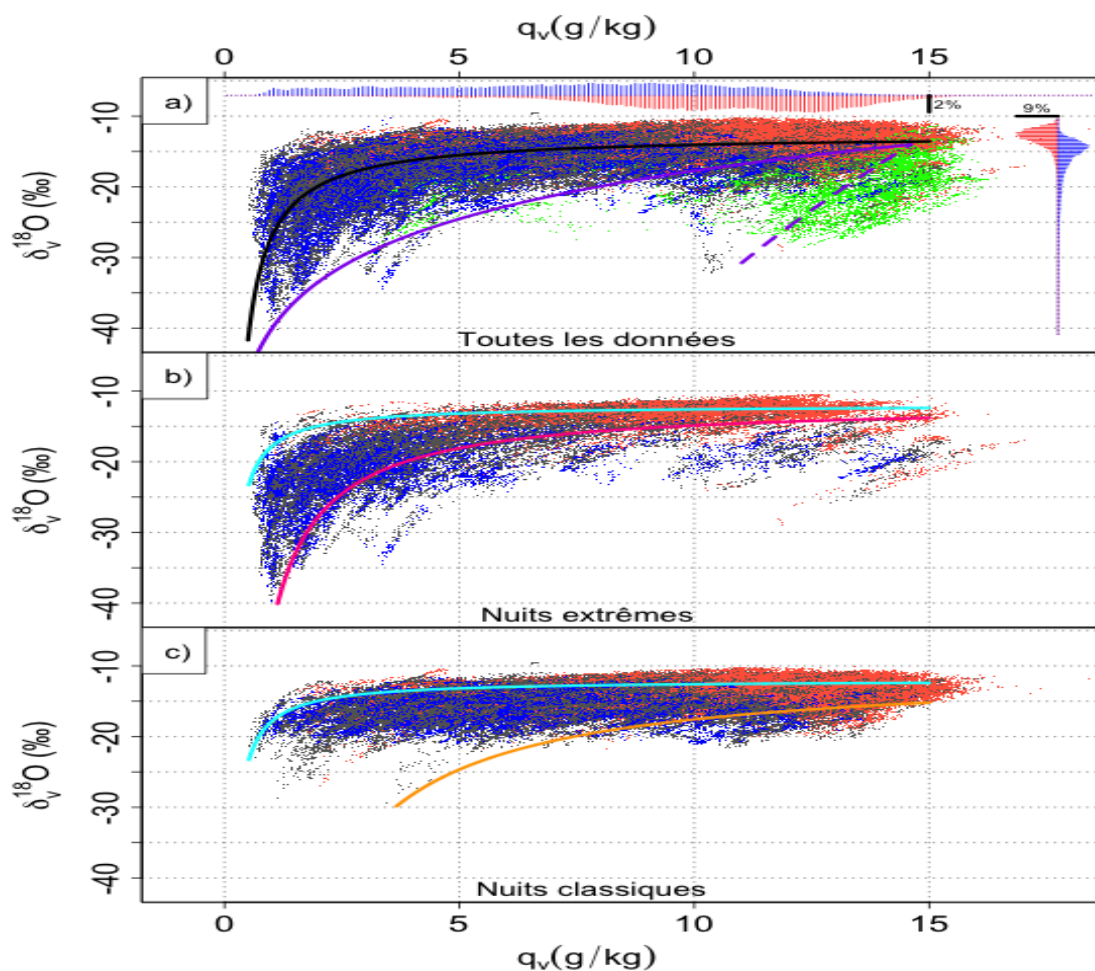


FIGURE 7.5 – Diagramme q_v - δ_v pour l'ensemble des données Picarro (du 1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2017). En rouge : les données « de jour » (entre 11h et 17h, heure locale); en bleu : les données « de nuit » (entre 23h et 05h, heure locale); en gris : les autres données; en vert : les données des périodes cycloniques. En haut figure l'ensemble des données. Au milieu figurent les données des nuits extrêmes et en bas figurent les données des nuits classiques (comme expliqué dans l'article). Les courbes sont détaillées dans le texte.

à 17,5°C, l'humidité relative à 90%, et la valeur de ϕ à 1,05 (cf section 3.5.4). Cette paramétrisation est légèrement différente de celle de l'article (rh=86%). Les données des périodes cycloniques s'accordent au premier ordre sur le modèle de « Super-Rayleigh ». Le fit hyperbolique (noir) permet de déterminer la composition isotopique de la source humide (ordonnée à l'origine dans un diagramme $\delta = f(1/q)$). Elle a pour valeur $-12,8\text{‰}$ en $\delta^{18}O$, ce qui représente la composition isotopique du flux de vapeur d'eau, assimilable à la vapeur marine (δ_{V0}) qui s'élève sur les flancs de l'île durant le jour (et comparable à la valeur de $\delta_{v-jour}=-13,1\text{‰}$).

La partie b. de la figure 7.5 représente les données correspondant aux nuits extrêmes. Pour chacune des nuits extrêmes, les données de jour qui encadrent ces nuits sont prises en compte (pour une nuit extrême, la période s'étend donc de 11h du matin, au lendemain 17h (HL), identique à la démarche de l'article). Similairement, la partie c. de la figure 7.5 correspond aux nuits classiques. De même, les données de jour encadrant ces nuits ont été prises en compte.

Trois courbes de mélange définies arbitrairement sont représentées sur la figure 7.5b. et c. Elles ont été établies comme le mélange entre deux sources (humide et enrichie d'une part, et sèche et appauvrie d'autre part), dont les caractéristiques sont répertoriées ci-dessous :

- La courbe de mélange bleu clair : La source humide est une vapeur dont l'humidité spécifique est de 15 g/kg, et dont la composition isotopique est de $-12,4\text{‰}$ (correspondant à la moyenne des données de jour, plus l'écart type de cette moyenne $\delta = -13,1 + 0,7$). La source sèche correspond à la mesure la plus sèche de l'ensemble de la période (sur trois ans, hors période cyclonique), soit 0,52 g/kg, associée à la composition isotopique mesurée au même moment ($-23,3\text{‰}$ en $\delta^{18}O$).
- La courbe de mélange rose : La source humide est une vapeur dont l'humidité spécifique est de 15 g/kg, et dont la composition isotopique est de $-13,8\text{‰}$ (correspondant à la moyenne des données de jour, moins l'écart type de cette moyenne $\delta = -13,1 - 0,7$). La source sèche correspond à la mesure la plus appauvrie de l'ensemble de la période (sur trois ans, hors période cyclonique), soit $-40,1\text{‰}$ en $\delta^{18}O$, associée à l'humidité spécifique mesurée au même moment (1,1 g/kg).
- La courbe de mélange orange : La source humide est une vapeur dont l'humidité spécifique est de 15 g/kg, et dont la composition isotopique est de $-15,2\text{‰}$ (correspondant à la moyenne des données de jour, moins trois fois l'écart type de cette moyenne $\delta = -13,1 - 3 * 0,7$). La source sèche correspond à la mesure la plus appauvrie des nuits classiques, soit $-29,9\text{‰}$ en $\delta^{18}O$, associée à l'humidité spécifique mesurée au même moment (3,7 g/kg).

Les processus de mélange de masse d'air expliquent la majeure partie des observations. Pour les nuits extrêmes, les deux courbes de mélange (bleue clair et violet-rouge) encadrent 63% des observations à 5 minutes. Pour les nuits classiques, les deux courbes de mélange (bleue clair et orange) encadrent 74% des données. Ces pourcentages sont moins élevés

que ceux donnés dans l'article (77% et 86% pour les nuits extrêmes et les nuits classiques respectivement). Ceci est lié aux sources de jour des courbes de mélange : l'écart-type sur la moyenne de $\delta^{18}O_{v-jour}$ est plus faible sur trois ans ($\pm 0,7\%$) que sur un an ($\pm 1,3\%$), ce qui a tendance à rapprocher les courbes de mélange, et donc à exclure davantage de données.

Par ailleurs, les transitions jour/nuit d'une part, et nuit/jour d'autre part, ont toutes été examinées indépendamment dans un diagramme $\delta_v = f(q_v)$. Pour un jour n , il y a deux mélanges de masses d'air possible : un entre le jour et la nuit, et l'autre entre la nuit et le jour suivant ($n+1$). Pour la transition jour/nuit, les données 5 minutes entre 07h et 01h UTC (11h et 05h heure locale) sont prises en compte. Pour la transition nuit/jour, les données 5 minutes entre 19h et 13h UTC le jour suivant (23h et 17h heure locale) sont prises en compte. Dans les deux cas, ces périodes sont de 18 heures.

Lorsque la période comprend au moins 75% des données, on détermine si la transition implique un mélange de masses d'air en calculant le coefficient de corrélation r^2 de la régression hyperbolique. Il doit être supérieur à 0,08 ($p < 0,001$). Cette valeur de r^2 est inspirée de Noone et al. (2011).

Ainsi, durant les nuits extrêmes, un mélange de masse d'air (jour/nuit et nuit/jour) s'opère dans 88,8% des cas. Pour les nuits classiques, un mélange de masse d'air (jour/nuit et nuit/jour) s'opère dans 49,6% des cas. Toutefois, si on abaisse la valeur du r^2 à 0,7, les pourcentages des nuits extrêmes/classiques augmentent significativement (93,5%/61,9%).

En conclusion Les mesures de l'humidité spécifique et de la composition isotopique de la vapeur d'eau à l'OAM mettent clairement en avant deux origines distinctes des masses d'air. Durant la journée (11h à 17h, HL), les masses d'air, humides, proviennent de la couche limite atmosphérique marine. Durant la nuit (23h à 05h HL), les masses d'air ont pour origine la troposphère libre. Nos mesures prouvent que des mélanges de masses d'air entre la CLA et la TL se font entre le jour et la nuit, et entre la nuit et le jour. La source de jour présente une vapeur de composition isotopique stable ($\delta^{18}O_{v-jour} = -13,1 \pm 0,7\%$), alors que la source de nuit possède une vapeur dont la composition isotopique présente une large gamme de valeurs ($-16,2 \pm 3,4\%$). Cette source de nuit diffère entre les nuits classiques ($7,9 \pm 2,8$ g/kg et $-15,0 \pm 1,6\%$) et les nuits extrêmes ($3,6 \pm 2,8$ g/kg et $-21,5 \pm 4,2\%$). La moyenne des nuits extrêmes en $\delta^{18}O$ est proche de la valeur du *Seuil*_{3ans}. En effet, les nuits extrêmes présentent une large gamme de variabilité, dont seulement une partie présente des valeurs isotopiques inférieures au seuil *Seuil*_{3ans}.

Les paragraphes suivants ont pour objectifs de généraliser l'étude de Guilpart et al. (2017), portant sur les nuits extrêmes du mois de mai 2015, à l'ensemble des nuits extrêmes mesurées (entre 1^{er} novembre 2014 et le 31 octobre 2017).

2. moyennes réalisées sur les données de nuit (23h 05h HL) des nuits classiques.

Les nuits extrêmes

L'étude portant sur le mois de mai 2015 (Guilpart et al., 2017) met en avant une augmentation de la subsidence et le rôle du jet subtropical lors des nuits extrêmes, par rapport aux nuits classiques. Mais est-ce systématiquement le cas pour l'ensemble des nuits extrêmes entre le 1^{er} novembre 2014 et le 30 septembre 2017 ?

Au cours du chapitre 5, la saison sèche a été définie comme étant les mois de juin à novembre durant lesquels les plus faibles valeurs de cumul mensuel de précipitation étaient constatées. Dans l'article Guilpart et al. (2017), la saison sèche était définie comme étant les mois de juin à septembre, et y avait été ajouté le mois de mai. Par conséquent, je reprends la définition de la saison sèche donnée dans l'article, c'est à dire du mois de mai à septembre. Quant à la saison humide, elle est définie comme étant les mois de décembre à mars.

La figure 7.6 compile deux diagrammes de Hovmoller : un pour la vitesse verticale à 500hPa (à gauche) et un autre pour l'intensité du vent à 200hPa (à droite), tous deux ont été réalisés pour une latitude de 20°Sud. Ces deux diagrammes montrent une saisonnalité. En été (DJFM), les vents sont faibles ($< 20\text{m/s}$) et la subsidence peu marquée (voire des ascendances). En hiver (MJJAS), les subsidences et l'intensité du vent se renforcent (Figure 7.6, cercles noirs et blancs).

Les processus décrits dans Guilpart et al. (2017) sont des processus qui s'appliquent durant la période hivernale uniquement. Aussi, les nuits extrêmes hivernales et estivales ne peuvent être regroupées sous un seul processus, et par conséquent doivent être étudiées séparément.

Cette section se divise en plusieurs parties. Dans la première, nous chercherons tout d'abord à généraliser les observations faites sur mai 2015, à l'ensemble de l'hiver 2015 (en incluant le mois de mai, donc de mai à septembre) puis sur les hivers (mai à septembre) des années 2016 et 2017.

Par la suite, nous nous intéresserons aux nuits extrêmes des périodes estivales, en cherchant à comprendre quels sont les mécanismes qui induisent un appauvrissement isotopique plus important durant ces nuits.

Les nuits extrêmes de l'hiver 2015

Description des nuits extrêmes de l'hiver 2015 La figure 7.7 représente l'humidité spécifique et la composition isotopique de la vapeur d'eau mesurées lors de l'hiver 2015 (du 1^{er} mai 2015 au 30 septembre 2015). Les points bleus représentent les données à 5 minutes les plus appauvries pour les heures de nuit (entre 23h et 05h HL) de toutes les nuits (extrêmes et classiques). Ces points ne sont représentés que si la nuit en question comporte au moins 75% des données (entre 23h et 05h HL). Similairement, les points rouges représentent les données à 5 minutes les plus enrichies durant les heures de jour (11h à 17 HL), pour chacun des jours (comportant au moins 75% des données). La ligne

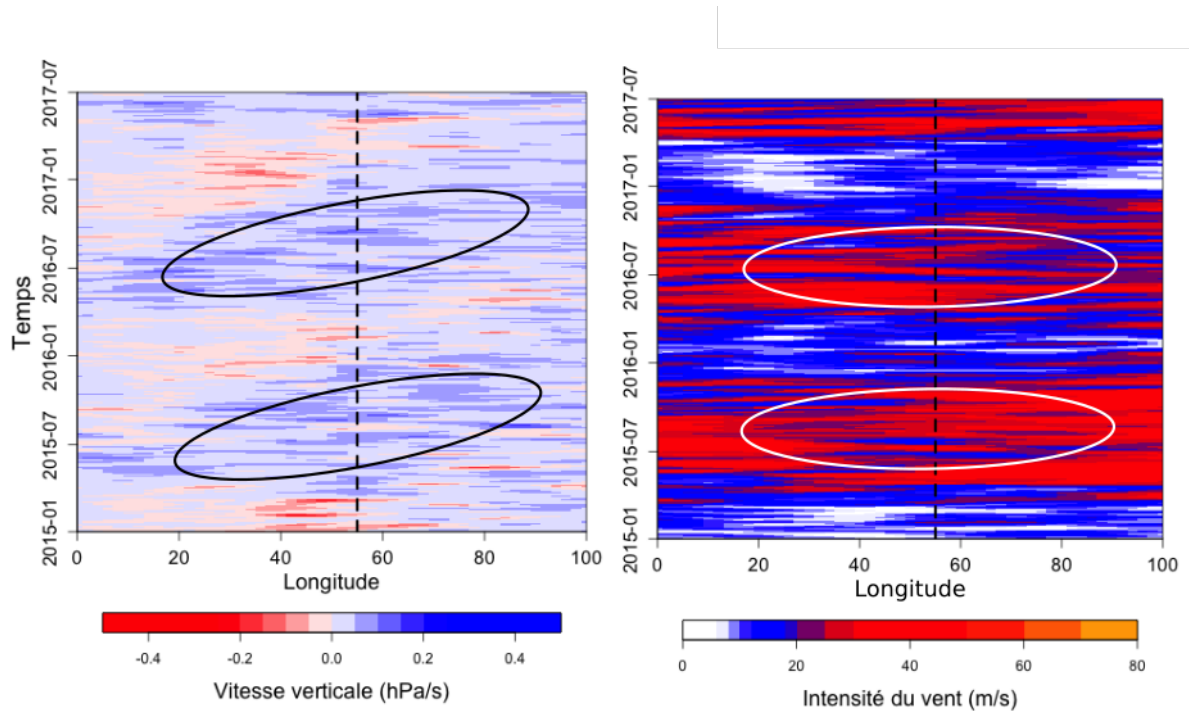


FIGURE 7.6 – Diagrammes de Hovmoller de ω à 500hPa (à gauche) et d’intensité du vent à 200hPa (à droite) entre le 1^{er} novembre 2014 au 30 juin 2017 pour une latitude de 20° Sud. Diagrammes réalisés à partir des données ERA-Interim à 2°, présentant un pas de 6h. Un lissage à 1 jour a été appliqué. La ligne noire en pointillés représente la position de La Réunion.

horizontale en pointillés verts représente la valeur de S_{3ans} : les nuits sous/au dessus ce seuil correspondent aux nuits extrêmes/classiques. Sur la partie droite de la figure sont représentées sous la forme de boîtes à moustaches (en haut) les humidités spécifiques associées au 5 minutes les plus appauvries des nuits extrêmes (turquoise) et des nuits classiques (bleu) ainsi que (en bas) les 5 minutes les plus appauvries des nuits extrêmes (turquoise) et des nuits classiques (bleu).

Ce sont au total 28 nuits extrêmes qui ont été dénombrées lors de cet hiver austral 2015. Les nuits extrêmes se concentrent principalement en trois groupes bien distincts :

- du 22 mai au 16 juin (8 nuits extrêmes)
- du 20 au 26 juillet (6 nuits extrêmes)
- du 14 au 28 septembre (7 nuits extrêmes)

Les 7 autres nuits sont des nuits extrêmes isolées.

Pour l'ensemble de ces 28 nuits, il convient de s'assurer que les masses d'air proviennent bien d'une plus haute altitude. Pour cela, le champ de vitesse verticale à 500hPa ainsi que le champ d'intensité du vent à 200hPa ont été étudiés, et sont détaillés dans les paragraphes suivants.

Exploration du champ de vitesse verticale durant l'hiver 2015 Pour chaque nuit extrême (ou classique), les valeurs de vitesse verticale et d'intensité du vent ont été calculées comme étant la moyenne des données des deux jours qui encadrent la nuit en question (soit une moyenne sur 48h, démarche identique à celle présentée dans l'article). Les figures 7.8 et 7.9 se composent de trois colonnes :

- la colonne de gauche correspond à la moyenne de ω_{500hPa} et de F_{200hPa} des nuits extrêmes du mois correspondant.
- la colonne du milieu correspond à la moyenne de ω_{500hPa} et de F_{200hPa} des nuits classiques du mois correspondant.
- la colonne de droite correspond à la moyenne de ω_{500hPa} et de F_{200hPa} de l'ensemble des nuits du mois correspondant.

Les trois lignes de la figure 7.8 correspondent aux mois de mai, juin et juillet 2015. Les deux premières lignes de la figure 7.9 correspondent aux mois d'août et de septembre ; la dernière ligne représente la moyenne sur l'ensemble de l'hiver 2015.

Les cartes moyennes sur l'hiver 2015 montrent que les subsidences sont plus prononcées lors des nuits extrêmes que lors des nuits classiques (cf figure 7.9, troisième ligne). La figure 7.8 montre qu'une zone de subsidence est centrée sur La Réunion lors des nuits extrêmes du mois de mai 2015 (ce qui n'est pas le cas pour les nuits classiques). On retrouve cette situation pour les mois d'août et de septembre 2015. En juillet 2015, une intensification de la subsidence est constatée durant les nuits extrêmes et les nuits classiques (très légèrement plus intense durant les nuits extrêmes). Le mois de juin montre qu'une zone de subsidence importante est située à la périphérie de La Réunion.

Le maximum d'intensité du vent à 200hPa est assimilé à la position du jet subtropical.

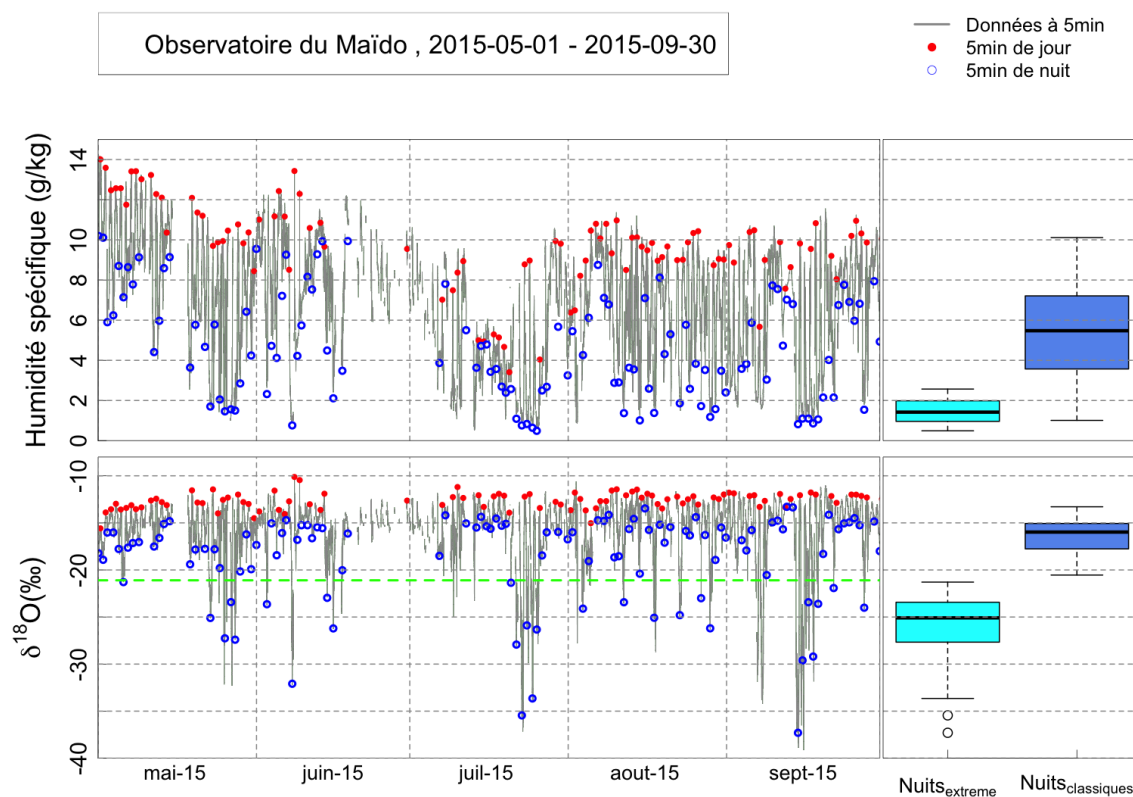


FIGURE 7.7 – Zoom sur l’hiver 2015 (du 1^{er} mai 2015 au 30 septembre 2015). En haut : l’humidité spécifique de l’air. En bas : la composition isotopique en $\delta^{18}O$ de la vapeur d’eau. En gris : les données Picarro à 5 minutes ; les points bleus représentent les données à 5min les plus appauvries en $\delta^{18}O$ entre 23h et 05h heure locale (pour les nuits comportant au moins 75% des données entre 23h et 05h HL). Il est à noter que pour certaines nuits la valeur la plus appauvrie à 5 minutes en $\delta^{18}O$ ne se situe pas entre 23h et 05h (HL) ; elles ne sont pas considérées comme des nuits extrêmes. Les points rouges représentent les données les plus enrichies entre 11h et 17h heure locale, pour les jours comportant au moins 75% des données. La ligne verte représente la valeur du seuil $Seuil_{3ans}$, séparant les nuits classiques des nuits extrêmes. Sur la partie droite de la figure sont représentées des boîtes à moustaches (en haut : boîtes à moustaches des humidités spécifiques associées au 5 minutes les plus appauvries des nuits extrêmes (turquoise) et des nuits classiques (bleu clair) ; en bas : boîtes à moustaches des 5 minutes les plus appauvries des nuits extrêmes (turquoise) et des nuits classiques (bleu)).

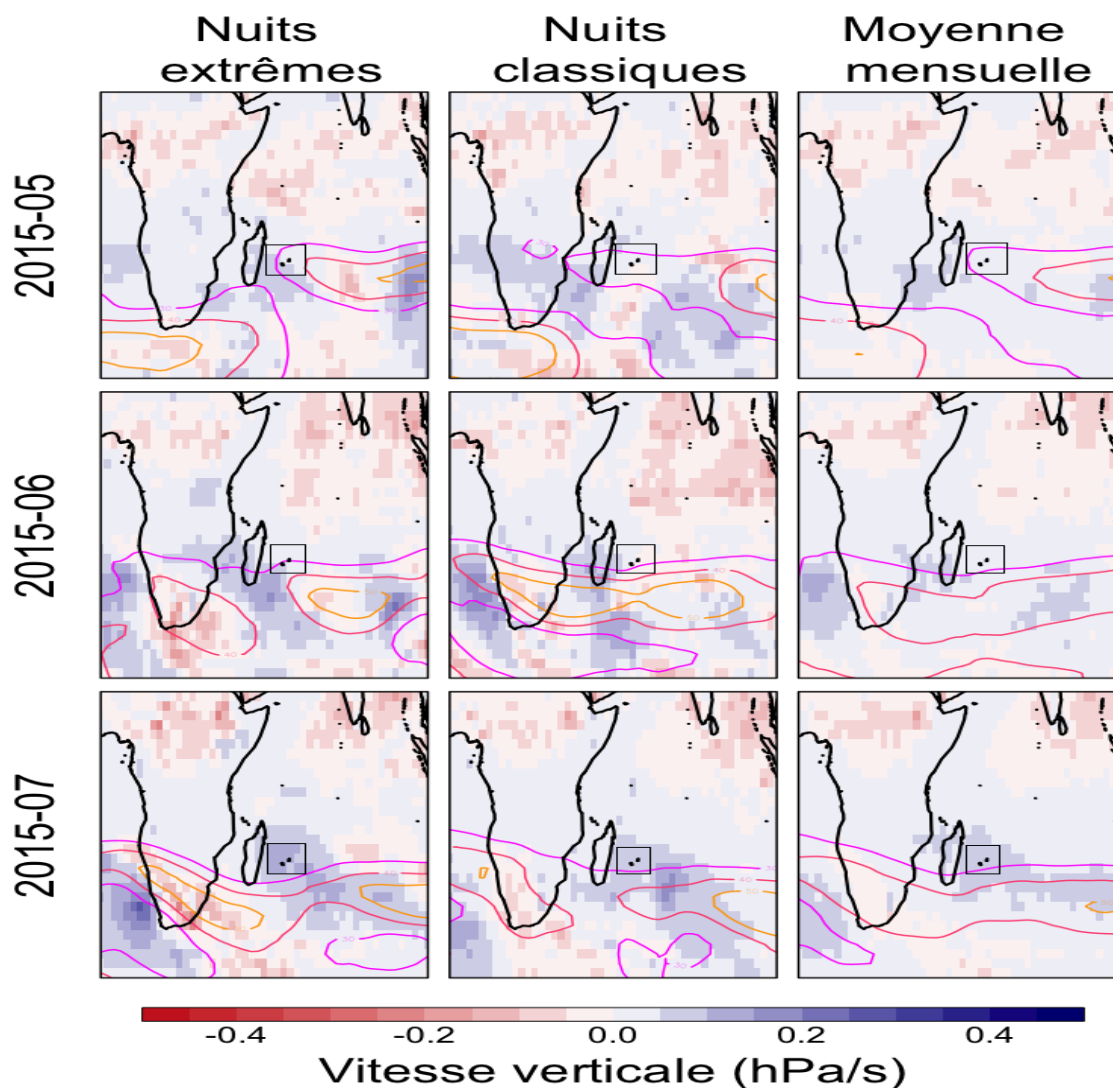


FIGURE 7.8 – Carte de vitesse verticale à 500hPa et d’intensité du vent à 200hPa pour l’hiver 2015 (mai, juin, juillet). Le code couleur se réfère aux valeurs de ω_{500hPa} . Les contours représentent l’intensité du vent (en violet : 30m/s, en rouge : 40m/s, en orange : 50m/s).

Tableau 7.4 – Valeurs moyennes des 5 minutes les plus appauvries durant les nuits extrêmes de l’hiver 2015

Mois	$\overline{\delta^{18}O_{nuits-extremes}}$
Mai	$-24,9 \pm 2,6 \text{ ‰}$
Juin	$-26,2 \pm 4,1 \text{ ‰}$
Juillet	$-28,4 \pm 5,2 \text{ ‰}$
Août	$-24,4 \pm 1,2 \text{ ‰}$
Septembre	$-27,0 \pm 5,4 \text{ ‰}$

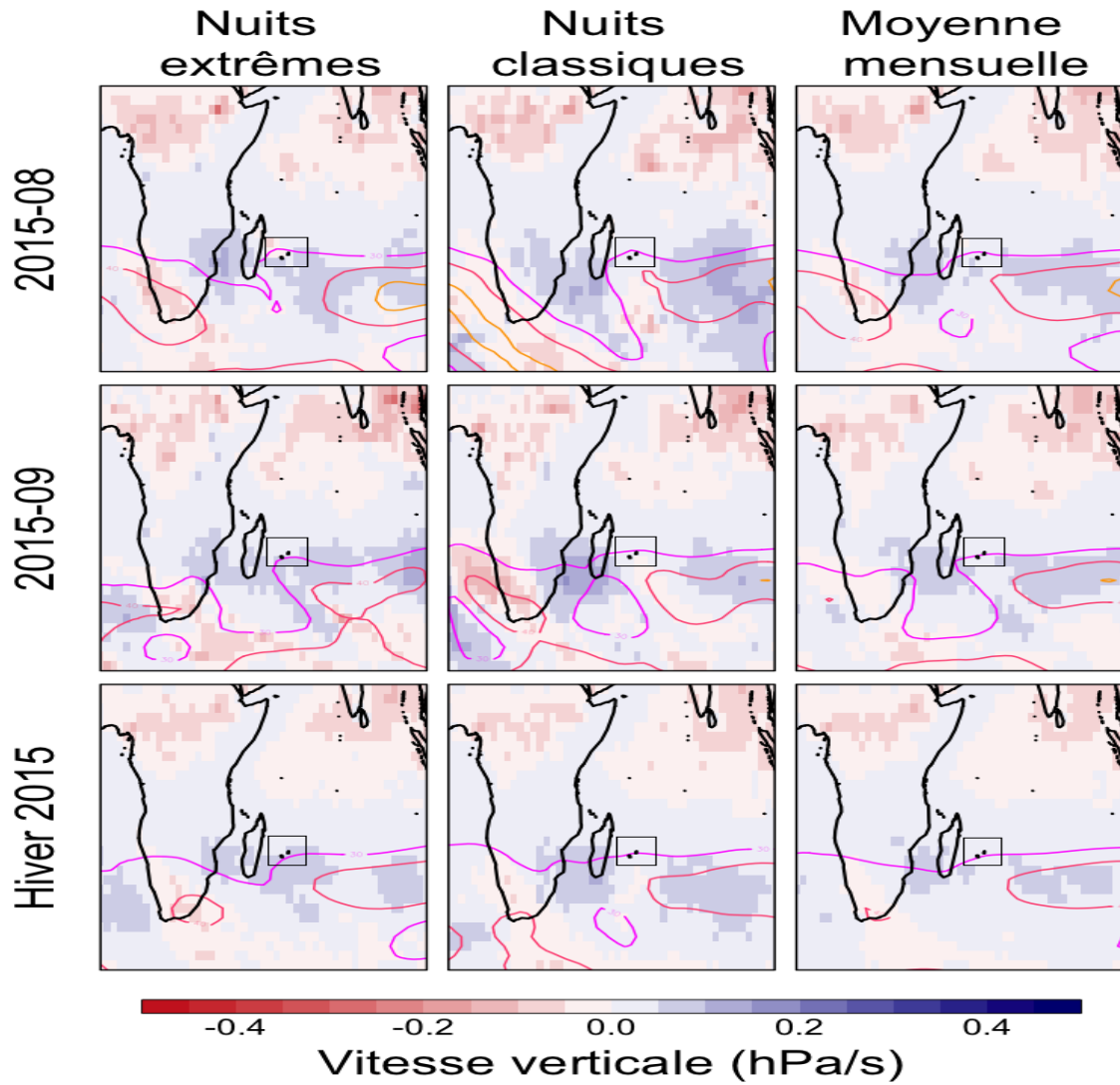


FIGURE 7.9 – Carte de vitesse verticale à 500hPa et d’intensité du vent à 200hPa pour l’hiver 2015 (août, septembre) et carte moyenne sur l’ensemble de l’hiver 2015. La légende est la même que celle de la figure 7.8.

Les cartes des nuits extrêmes et des nuits classiques montrent des positions de jet subtropical presque identiques à celles des cartes mensuelles (colonne de droite). Les cartes mensuelles (colonnes de droite) montrent que (1) le jet n'est pas complètement établi en altitude pour le mois de mai (discontinuité présente), sauf dans la partie Est de l'océan Indien ; (2) qu'il est continu et bien établi à proximité de La Réunion pour les mois de juin et de juillet (les contours sont continus dans tout le bassin) ; et (3) qu'il perd en continuité ainsi qu'en intensité sur les mois d'août et de septembre (les contours présentent une morphologie interrompue).

C'est en juillet 2015 que l'on observe des appauvrissements maximaux durant les nuits extrêmes (Tableau 7.4). Ceci est certainement à relier aux subsidences importantes et à la présence d'un jet bien établi.

Les cartes de F_{200hPa} présentent des vitesses de vent comparables pour l'ensemble des mois entre les nuits extrêmes et les nuits classiques.

Les nuits extrêmes de l'hiver 2016 Regardons maintenant l'hiver 2016. La question reste la même, à savoir : peut-on généraliser les conclusions de l'article à l'ensemble des données. Aussi suivrai-je la même structure que le paragraphe précédent (hiver 2015).

Description des nuits extrêmes de l'hiver 2016 La figure 7.10 est identique à la figure 7.7, mais concerne l'hiver 2016 (du 1^{er} mai 2016 au 30 septembre 2016).

31 nuits extrêmes ont été dénombrées durant l'hiver austral 2016. Trois périodes se distinguent. Aussi a-t-on :

- du 08 au 27 juin (11 nuits extrêmes, réparties en trois sous groupes)
- du 10 au 14 juillet (4 nuits extrêmes)
- du 18 août au 09 septembre (7 nuits extrêmes)

Les 9 autres nuits extrêmes sont des nuits isolées. Il est à noter que le mois de juin 2016 possède 11 nuits extrêmes consécutives, ce qui représente la plus longue période comportant des nuits extrêmes consécutives.

Similairement à l'hiver précédent, le paragraphe suivant s'intéresse au champ de vitesse verticale à 500 hPa ainsi qu'au champ d'intensité du vent à 200 hPa.

Exploration du champ de vitesse vertical durant l'hiver 2016 Les figures 7.11 et 7.12 présentent les cartes de vitesse verticale à 500hPa et d'intensité du vent à 200hPa. Ces deux figures sont divisées de la même manière que celles des figures 7.8 et 7.9, mais s'intéressent à l'hiver austral 2016.

Les cartes moyennes mensuelles de vitesse verticale et d'intensité du vent montrent la même évolution que lors de l'hiver 2015 avec (cf colonne de droite sur les figures 7.11 et 7.12) : (1) un jet discontinu au mois de mai (en forme de « S », et passant au sud de l'Afrique), (2) un jet bien établi et à proximité de La Réunion pour les mois de juin et juillet (contours rectilignes sur tout le bassin, et a proximité de La Réunion), et (3)

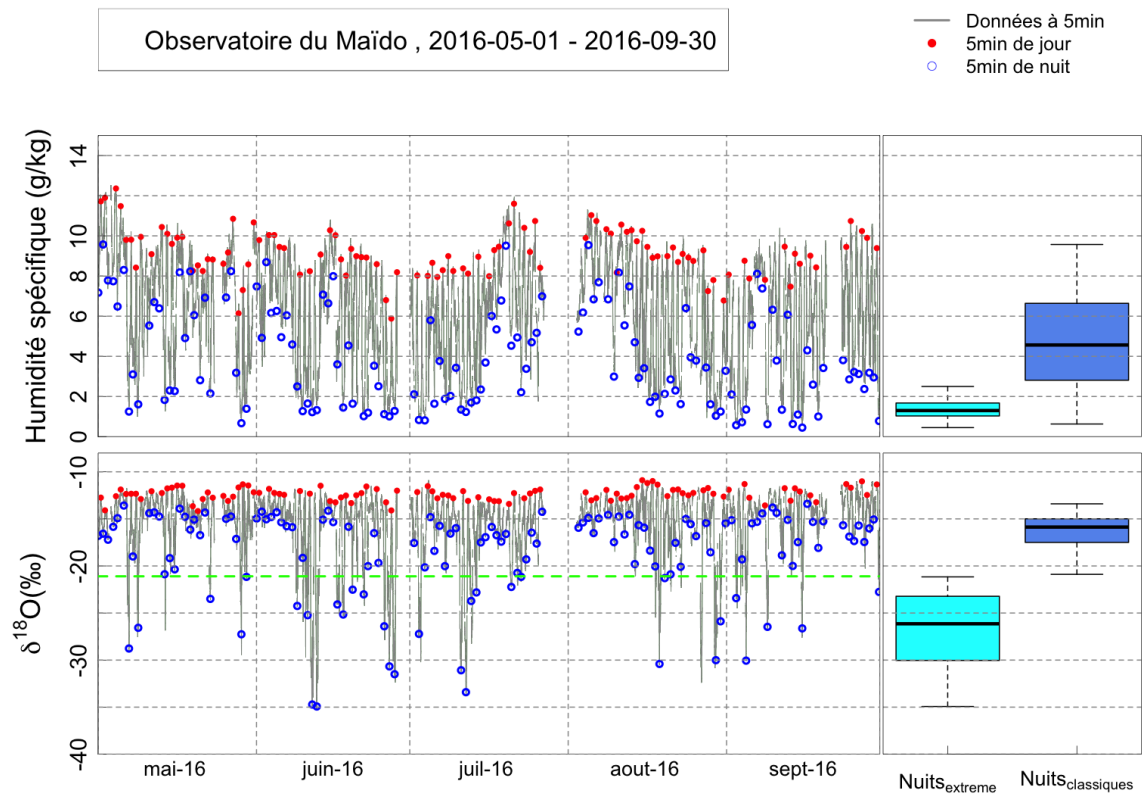


FIGURE 7.10 – Zoom sur l’hiver 2016 (du 1^{er} mai 2016 au 30 septembre 2016). La légende est identique à celle de la figure 7.7.

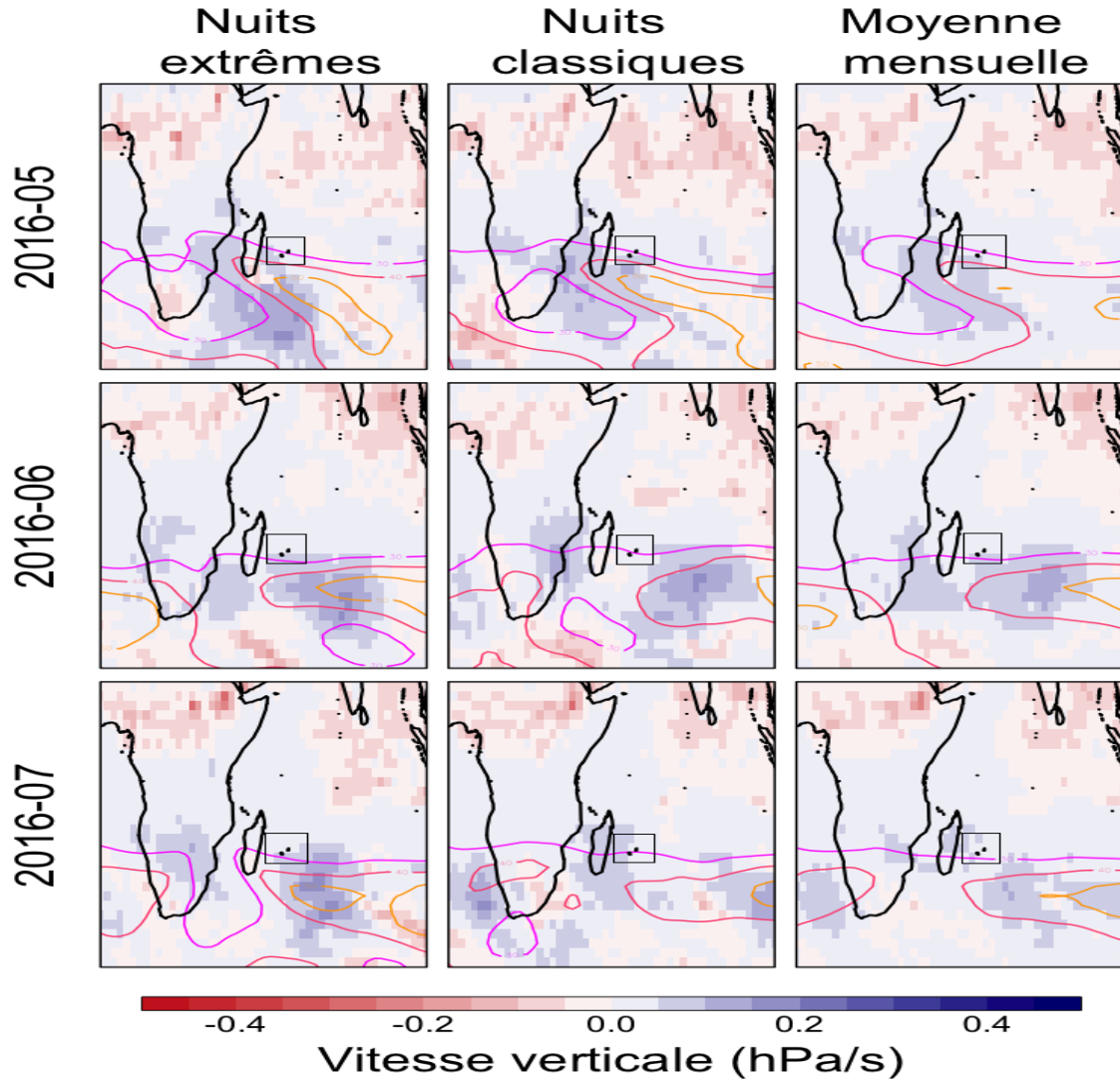


FIGURE 7.11 – Carte de vitesse verticale à 500hPa et d'intensité du vent à 200hPa pour l'hiver 2016 (mai, juin, juillet). La légende est identique à celle de la figure 7.8.

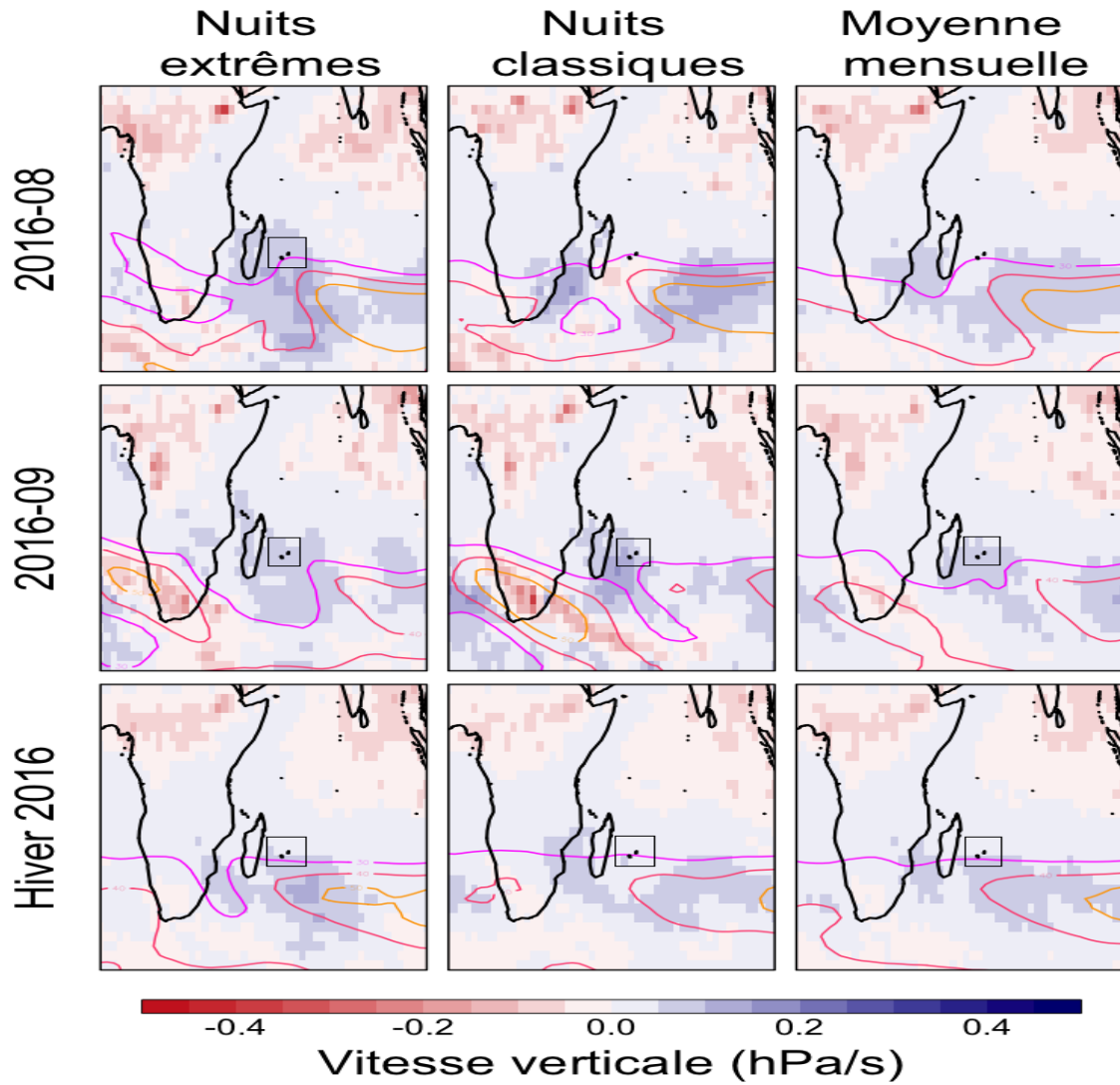


FIGURE 7.12 – Carte de vitesse verticale à 500hPa et d'intensité du vent à 200hPa pour l'hiver 2016 (août, septembre, et carte moyenne sur l'ensemble de l'hiver 2016). La légende est la même que celle de la figure 7.8.

un léger éloignement du jet au mois d'août et de septembre (contours discontinus et plus distants de La Réunion).

Des différences entre la vitesse verticale des nuits classiques et celles des nuits extrêmes sont visibles pour les mois de juin et d'août (périodes durant lesquelles le nombre de nuits extrêmes est conséquent), avec la présence de subsidences. Les mois de juin et août montrent une augmentation de la subsidence durant les nuits extrêmes. Le mois de mai présente une situation similaire durant les nuits extrêmes et les nuits classiques : une légère modification de la position de la zone de subsidence est décelable (au sud-ouest de La Réunion lors des nuits extrêmes, et au sud lors des nuits classiques), mais l'intensité des mouvements verticaux sont identiques. Pour le mois de juillet, La Réunion est en périphérie d'une zone de subsidence à la fois lors des nuits extrêmes (la zone est alors au Sud-Est), et lors des nuits classiques (la zone est alors à l'Ouest). En terme de valeurs de vitesse verticale, il n'y a pas de différence entre les nuits extrêmes et les nuits classiques pour le mois de juillet 2016. En septembre 2016, La Réunion est en moyenne dans une zone de subsidence, visible à la fois sur les nuits classiques et sur les nuits extrêmes (valeurs de vitesse verticale sensiblement égale).

Les différences entre les nuits extrêmes et les nuits classiques sur la vitesse verticale et l'intensité du vent sont marquées uniquement lors des mois de juin et d'août 2016.

Les nuits extrêmes de l'hiver 2017 Lors de la rédaction de ce manuscrit, les données de ERA-Interim des mois de juillet, août et septembre n'étaient pas disponibles. Aussi ne m'intéresserai-je qu'aux deux premiers mois de l'hiver austral 2017, c'est à dire les mois de mai et de juin 2017.

Description des nuits extrêmes de l'hiver 2017 La figure 7.13 représente les données Picarro (q_v et $\delta^{18}O_v$) entre le 1^{er} mai 2017 et le 30 septembre 2017.

Durant cet hiver, seulement 23 nuits extrêmes sont à dénombrer. Deux groupes de nuits extrêmes apparaissent :

- du 22 au 26 mai 2017, et comporte 3 nuits extrêmes.
- du 4 au 20 septembre 2017, et comporte 7 nuits extrêmes.

Les 13 autres nuits sont des nuits isolées ou regroupées par groupes de deux.

Similairement aux hivers précédents, nous nous intéressons maintenant au champ de vitesse verticale à 500 hPa ainsi qu'au champ d'intensité du vent à 200 hPa.

Exploration du champ de vitesse vertical durant l'hiver 2017 La figure 7.14 présente les cartes de vitesse verticale à 500hPa et d'intensité du vent à 200hPa pour les mois de mai et juin 2017.

Les deux cartes de moyennes mensuelles montrent que le jet subtropical n'est pas à proximité de La Réunion au mois de mai 2017, mais le devient au mois de juin.

Lors des nuits extrêmes du mois de mai, une augmentation de la vitesse verticale à

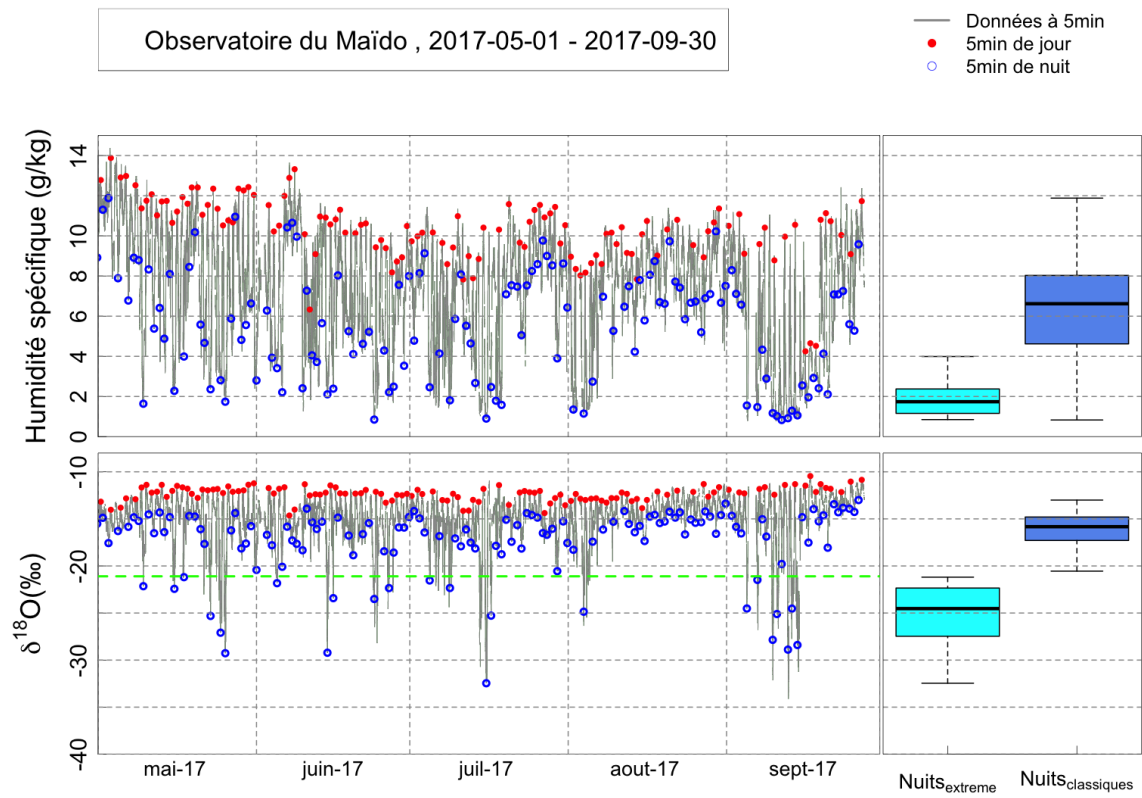


FIGURE 7.13 – Zoom sur l’hiver 2017 (du 1^{er} mai 2017 au 30 septembre 2017). La légende est identique à celle de la figure 7.7.

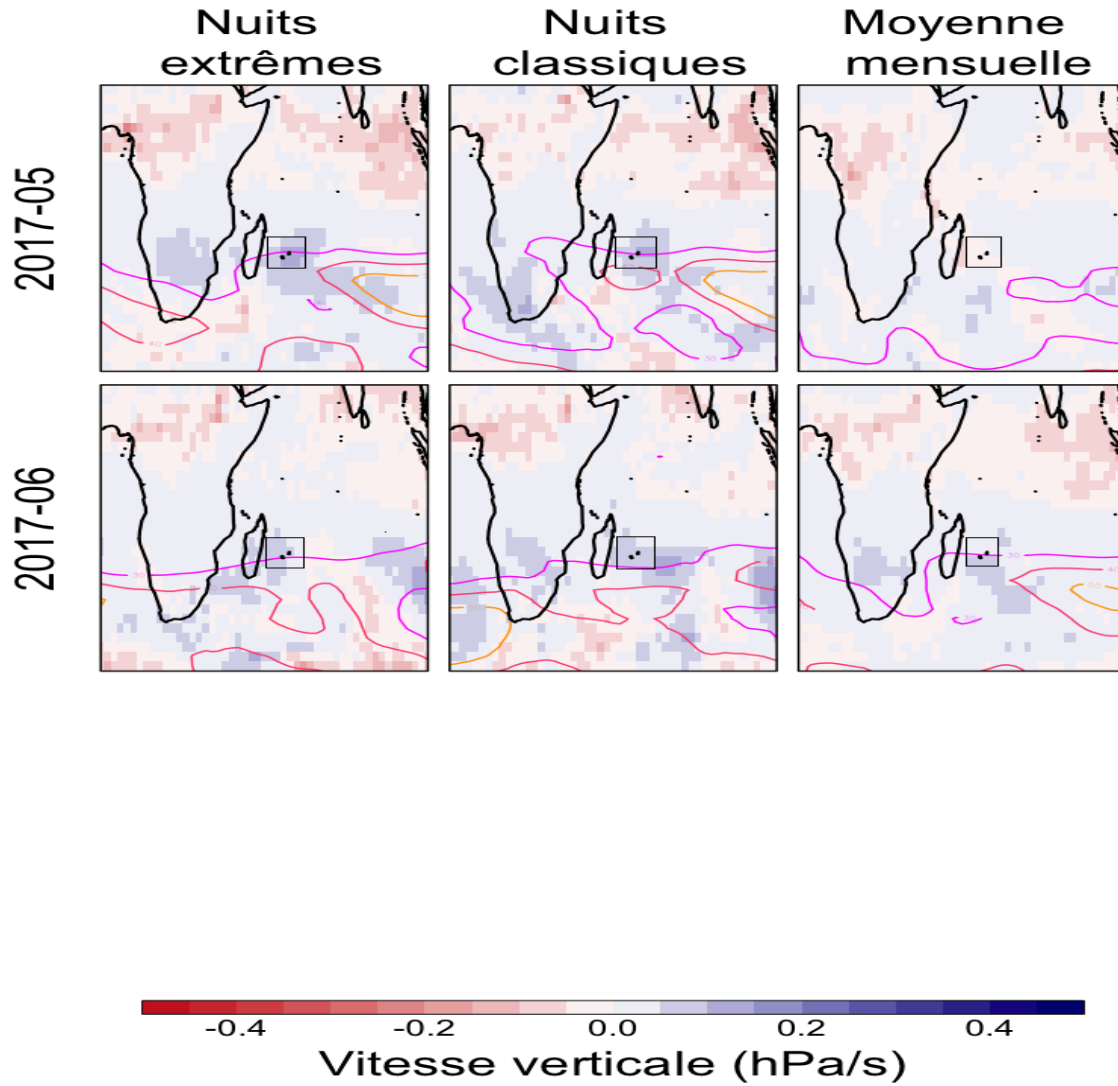


FIGURE 7.14 – Carte de vitesse verticale à 500hPa et d'intensité du vent à 200hPa pour les mois de mai et juin 2017. La légende est identique à celle de la figure 7.8.

500hPa est constatée, et La Réunion se situe en son centre. Lors des nuits classiques, La Réunion est encore dans une zone de subsidence, mais d'extension géographique moindre. Pour le mois de juin, la situation entre les nuits extrêmes et les nuits classiques est comparable en terme de valeur de vitesse verticale. Lors des nuits extrêmes, La Réunion se trouve à l'Est d'une zone de subsidence, alors que lors des nuits classiques, La Réunion se trouve à l'Ouest d'une zone de subsidence.

Les cartes de vitesse verticale pour les mois de mai et de juin 2017 ne présentent pas de différences marquées entre les nuits classiques et les nuits extrêmes.

Le transport atmosphérique lors des nuits extrêmes

Comparaison FlexPart/Hysplit Dans cette généralisation sur trois ans, l'origine des masses d'air sur l'ensemble de la période (du 1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2017) a été étudiée avec le modèle Hysplit, et ce pour des questions de mise en œuvre (cf section 7.1.3). Il est donc important de proposer une comparaison de ces deux modèles.

Parce qu'il n'intègre pas transport turbulent, mais qu'il n'intègre que le transport advectif, le modèle Hysplit est « plus simple » que le modèle FlexPart. De plus, il est important de rappeler que les rétrotrajectoires issues de FlexPart sont des moyennes réalisées à partir de la dispersion de 20 000 particules, alors que les rétrotrajectoires de Hysplit ne correspondent qu'au trajet d'une seule particule. Par conséquent, et dans l'optique de discuter les résultats des rétrotrajectoires avec Hysplit, il est important de vérifier que Hysplit a bien la capacité à représenter le transport à grande échelle aussi fidèlement que FlexPart.

Les rétrotrajectoires calculées par Flexpart en figure 7.15 sont les mêmes que celles présentées dans l'article (7 au total, avec 3 nuits classiques et 4 nuits extrêmes, au cours du mois de mai 2015). Des rétrotrajectoires ont été calculées avec Hysplit pour les mêmes nuits.

Les figures 7.15 et 7.16 présentent les comparaisons entre ces rétrotrajectoires, du point de vue géographique (Longitude-Latitude) et du point de vue de l'altitude.

Il apparaît que les modèles Hysplit et FlexPart donnent les mêmes origines géographiques lors des nuits extrêmes du 25, 26 et du 27 mai 2015. Pour ces nuits, les altitudes sont comparables pour deux d'entre elles (celles du 26 et du 27 mai 2015). Des différences persistent pour la nuit du 22 au 23 mai. Toutefois, si pour cette nuit, la simulation Hysplit est prolongée à 15 jours, l'origine géographique est proche de celle de FlexPart. En revanche, Hysplit et FlexPart présentent des origines significativement différentes pour les nuits classiques. Avec Hysplit, les masses d'air de la nuit classique du 9 mai 2015 présentent la même origine géographique que les masses d'air des nuits extrêmes (ce qui n'est pas le cas avec FlexPart). Les différences sur les altitudes des rétrotrajectoires proviennent très certainement des différences de résolution verticale (23 pour les données GDAS, 137 pour les données ECMWF). Par conséquent, il n'est pas possible d'étudier de manière fiable

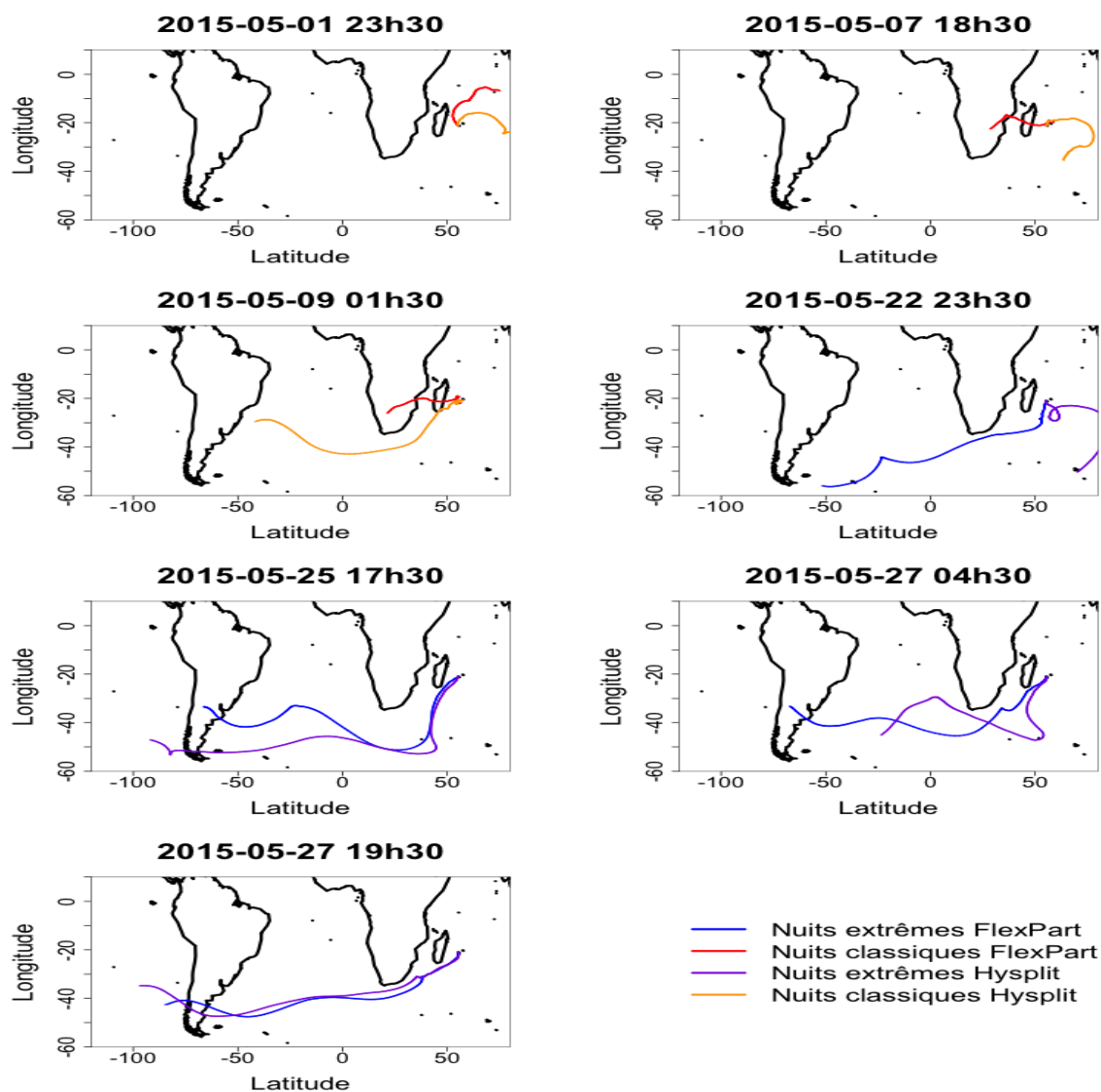


FIGURE 7.15 – Comparaison entre Hysplit et FlexPart : l’origine géographique. Sont représentées les sept rétrotrajectoires FlexPart présentées dans l’article Guilpart et al. (2017) , ainsi que les rétrotrajectoires de Hysplit, initialisées au même moment.

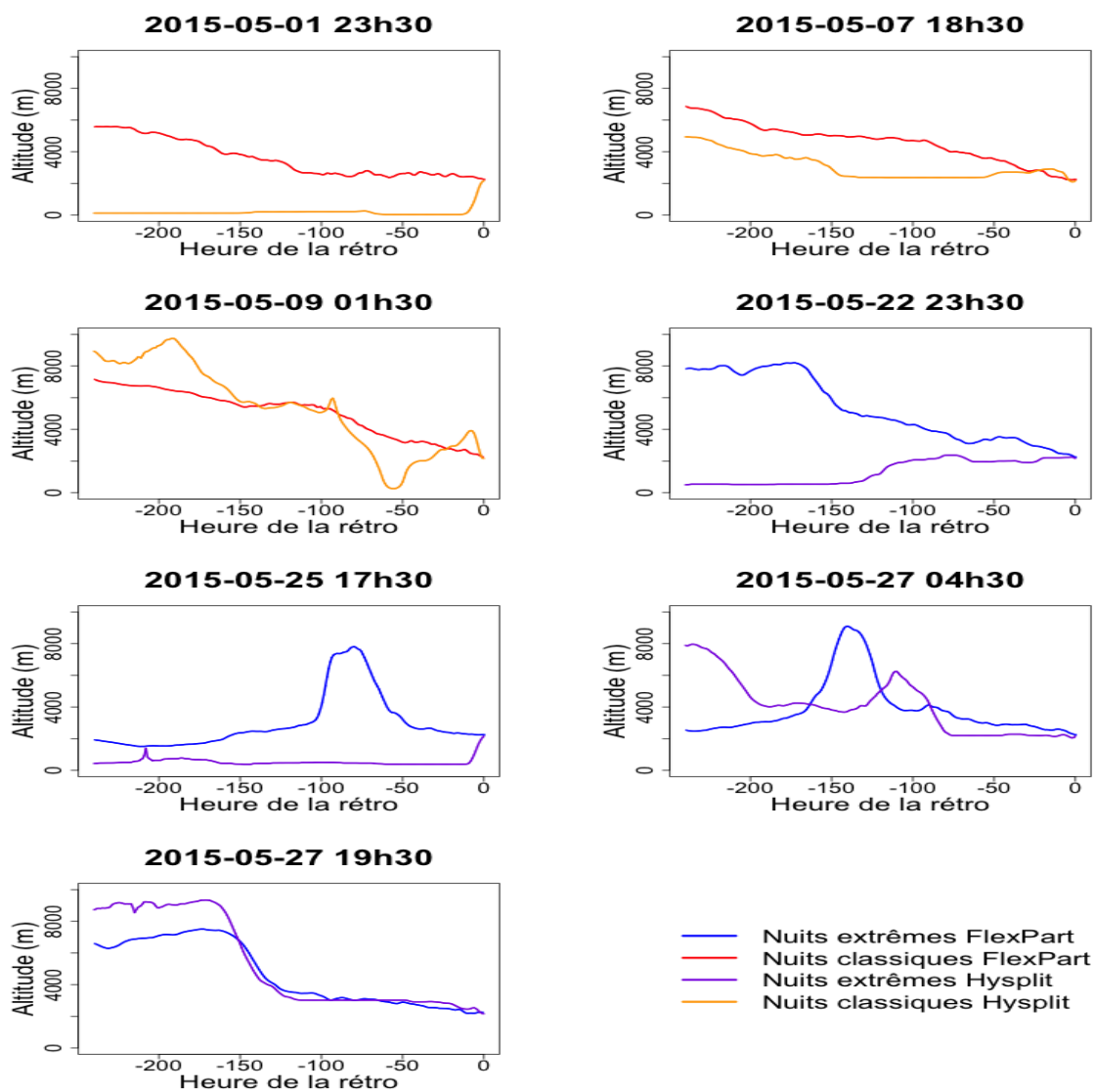


FIGURE 7.16 – Comparaison entre Hysplit et FlexPart : l’altitude. Sont représentées les sept rétrotrajectoires FlexPart présentées dans l’article Guilpart et al. (2017) , ainsi que les rétrotrajectoires de Hysplit, initialisées au même moment.

l'altitude des rétrotrajectoires issues du modèle Hysplit.

D'importantes différences sont constatées entre ces deux modèles. Lors des nuits extrêmes, Hysplit capture bien le transport atmosphérique de grande échelle (origine géographique) mais a plus de difficultés à représenter les altitudes le long des rétrotrajectoires. Pour les nuits classiques, l'origine géographique des masses d'air n'est pas bien représentée par Hysplit (grandes différences avec FlexPart), c'est pourquoi aucune rétrotrajectoire pour les nuits classiques ne sera présentée. Par conséquent, on ne s'intéressera qu'à l'origine géographique des masses d'air lors des nuits extrêmes.

Les rétrotrajectoires durant les hivers austraux 2015, 2016 et 2017 Le modèle Hysplit a permis de calculer les rétrotrajectoires des masses d'air (sur 10 jours) lors des nuits extrêmes, sur les trois hivers (mai à septembre 2015, 2016 et 2017). Les résultats de ces rétrotrajectoires sont présentés en figure 7.17. Cette figure se divise en trois parties : la partie a. représente les résultats des rétrotrajectoires sur l'hiver 2015 (mai à septembre), la partie b. ceux de l'hiver 2016 et la partie c. ceux de l'hiver 2017.

Les rétrotrajectoires ont été initialisées à l'heure qui comporte les 5 minutes les plus appauvries entre 23h et 05h HL. A chaque ligne bleue en trait fin correspond une rétrotrajectoire. Les traits épais représentent la rétrotrajectoire moyenne de l'hiver concerné (les rétrotrajectoires moyennes correspondent à des moyennes temporelles, et non spatiales).

La grande majorité des rétrotrajectoires montre une morphologie « ondulée », et les masses d'air ont pour principale origine le sud de l'océan Atlantique. La distance moyenne des rétrotrajectoires sur l'hiver 2015, est d'environ 13480 km (contre 11660 km en 2016 et 11680 km en 2017). Cette morphologie ondulée ainsi que la distance de parcours indiquent que les masses d'air ont suivi le jet subtropical lors des nuits extrêmes.

Comparaison des trois hivers austraux et conclusions L'étude menée sur les hivers austraux (mois de mai à septembre) des années 2015, 2016 et 2017 a permis de renforcer les conclusions présentées dans l'article Guilpart et al. (2017).

Pendant les mois de mai à septembre des hivers 2015 et 2016 ainsi que les mois de mai et juin 2017, les nuits extrêmes sont associées à des subsidences à l'échelle régionale, liées à la position du Jet Subtropical. Cependant, des subsidences sont aussi constatées durant des nuits qui ne sont pas enregistrées comme des nuits extrêmes. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce fait : il se peut que les subsidences n'atteignent pas la surface, ou bien que l'OAM ne soit pas dans la troposphère libre durant ces nuits. Dans le deuxième cas, il se peut que la couche limite atmosphérique ne se soit pas entièrement affaissée durant la nuit (du fait que l'OAM ne soit pas dans la TL).

Les rétrotrajectoires montrent que les masses d'air lors des nuits extrêmes ont pour origine géographique une latitude plus élevée, et centrée sur la partie Sud de l'océan Atlantique, et qu'elles ont suivi le Jet Subtropical à un moment donné.

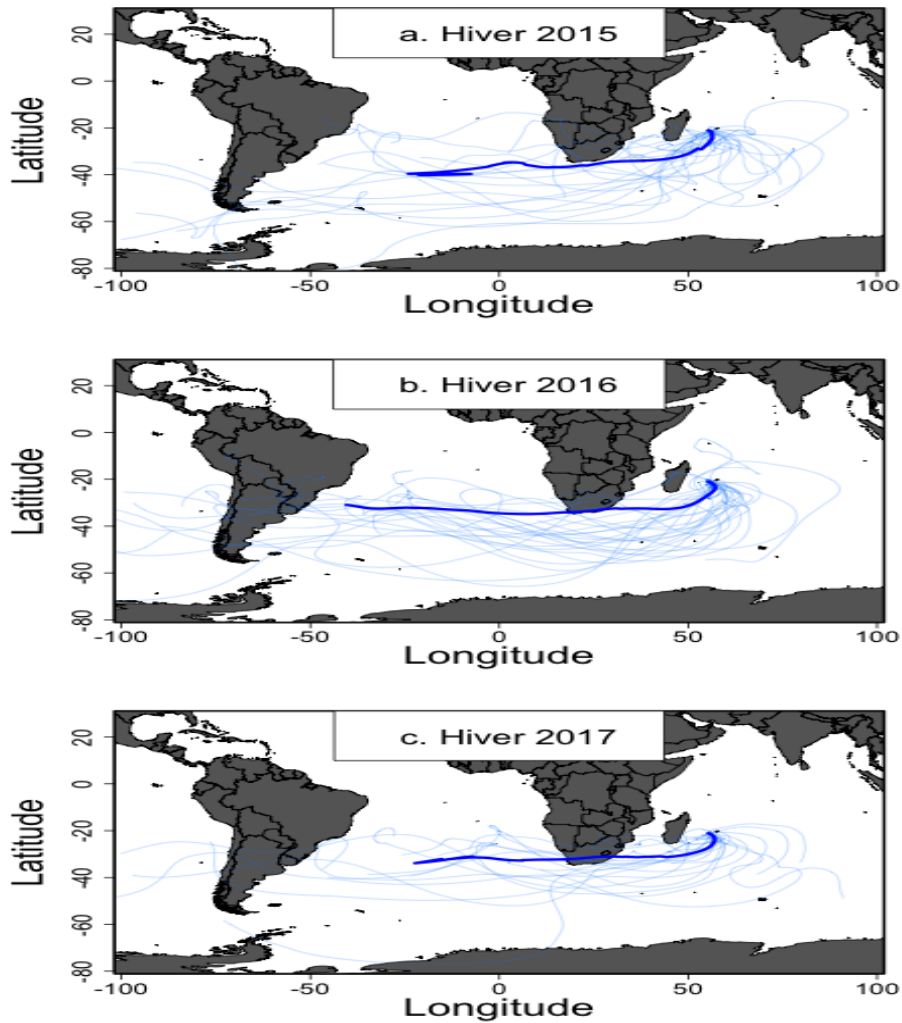


FIGURE 7.17 – Carte des rétrotrajectoires (sur 10 jours) durant les hivers austraux (du 1^{er} mai au 30 septembre) de 2015, 2016 et 2017. Les traits bleus fins représentent les rétrotrajectoires des nuits extrêmes. Les traits bleus épais représentent la rétrotrajectoire moyenne de l'hiver concerné.

L'intensité et la position du jet subtropical pilotant les zones de subsidence (Bjerknes and Holmboe, 1944; Martin, 2014), sa proximité à l'île de La Réunion et son intensité sont responsables de l'avènement des nuits extrêmes pendant l'hiver austral.

Les nuits extrêmes en été

Les processus occasionnant des nuits extrêmes durant les mois d'hiver sont liés à la position du Jet subtropical (à proximité de La Réunion durant l'hiver austral). En revanche, durant l'été austral (décembre à mars), le jet subtropical suit la migration de l'anticyclone des Mascareignes, et se déporte vers le sud. Par conséquent, les nuits extrêmes (moins nombreuses que durant l'hiver) doivent être expliquées par un autre processus.

Cette section est dédiée aux processus climatiques durant l'été austral qui pourraient être responsables de l'obtention de nuits extrêmes.

Identification des nuits extrêmes durant les étés austraux La quantité de vapeur d'eau et sa composition isotopique ont été mesurées durant trois étés austraux (mois de décembre, janvier, février et mars). Les figures 7.18, 7.19 et 7.20 représentent les mesures lors des étés austraux de 2014-2015, 2015-2016 et 2016-2017 respectivement (ces figures suivent le même modèle que la figure 7.7).

La moitié des nuits extrêmes (4/8) de l'été austral (décembre à mars) 2014-2015 se situe dans les jours qui suivent un cyclone. C'est le cas pour Chezda (2 nuits extrêmes) et pour Haliba (2 nuits extrêmes). Les 4 autres nuits extrêmes sont des nuits isolées. La nuit du 30 novembre au 1^{er} décembre 2014 n'est pas considérée comme faisant partie des nuits de l'été austral (elle a été attribuée au mois de novembre).

L'été austral 2015-2016 (décembre à mars) comporte 12 nuits extrêmes. Quatre d'entre elles sont des nuits isolées. Un épisode de fort appauvrissement de $\delta^{18}O_v$, centré sur le début du mois de janvier, concentre 5 nuits extrêmes. Il est associé à d'importantes précipitations. Les trois dernières nuits extrêmes sont groupées, et se situent à la fin du mois de mars 2016.

L'été austral 2016-2017 (décembre à mars) présente 10 nuits extrêmes, dont une se situe dans les jours qui suivent le passage du cyclone Carlos. A la fin du mois de décembre, trois nuits extrêmes sont regroupées. Similairement, deux nuits sont consécutives à la fin du mois de mars 2017. Les cinq autres nuits extrêmes sont isolées.

Identification des processus climatiques responsables de l'occurrence des nuits extrêmes estivales La figure 7.21 a. présente les données à 5 minutes lors des 30 nuits extrêmes estivales (mois de décembre à mars, 2014-2015, 2015-2016 et 2016-2017) dans un diagramme $q_v - \delta_v$. Pour chaque nuit, les données des jours qui encadraient la nuit ont été prises en compte (exemple : pour la nuit extrême du 3 au 4 décembre 2014, toutes les données à 5 minutes entre le 3 décembre à 11h (HL) et le 4 décembre à 17h (HL) ont été

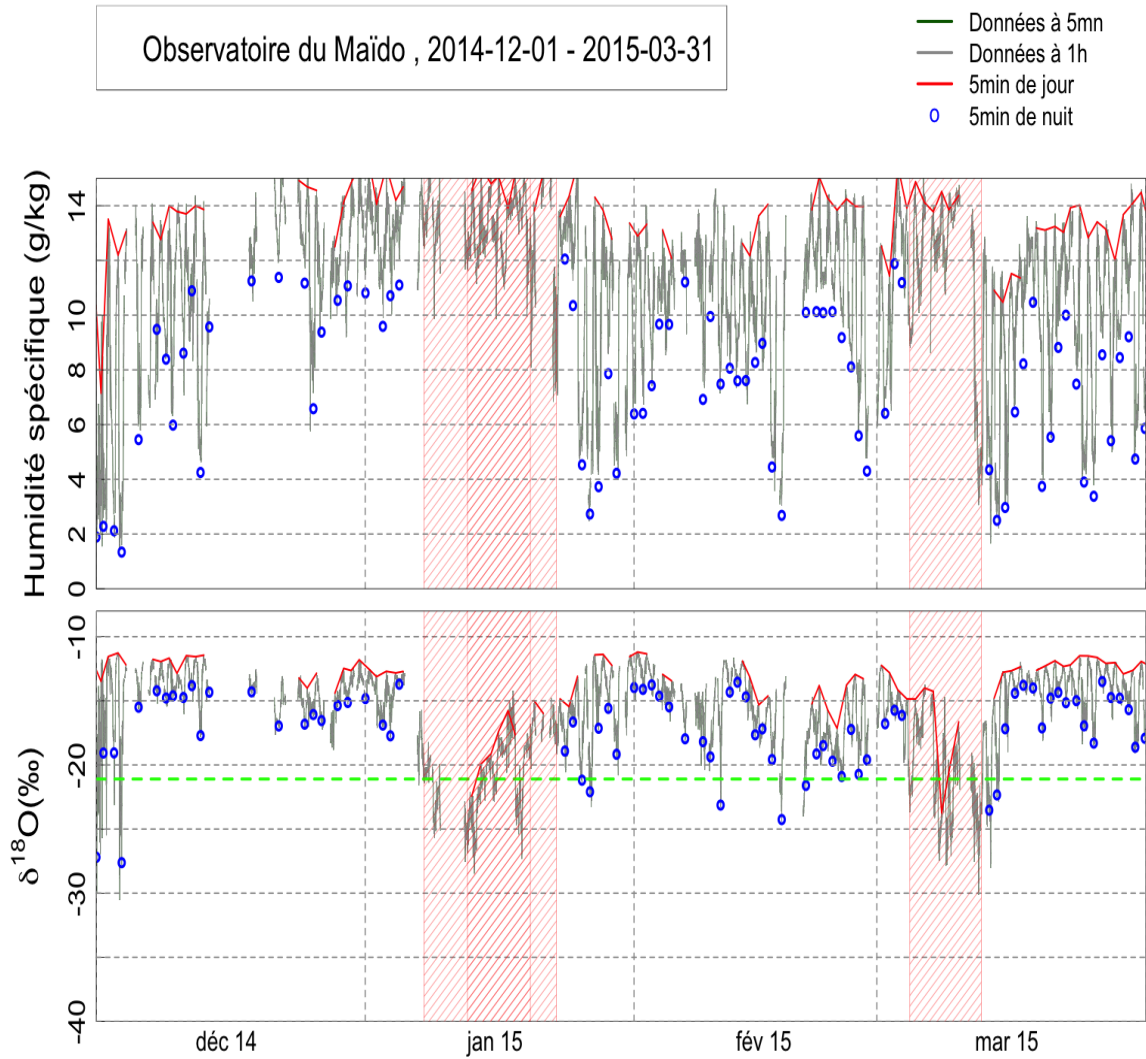


FIGURE 7.18 – Zoom sur l’été austral 2014-2015. La période représentée s’étend du 1^{er} décembre 2014 au 31 mars 2015. La légende est la même que celle de la figure 7.7. Les cernes rouges représentent les périodes cycloniques (ici : Bansi, Chezda et Haliba).

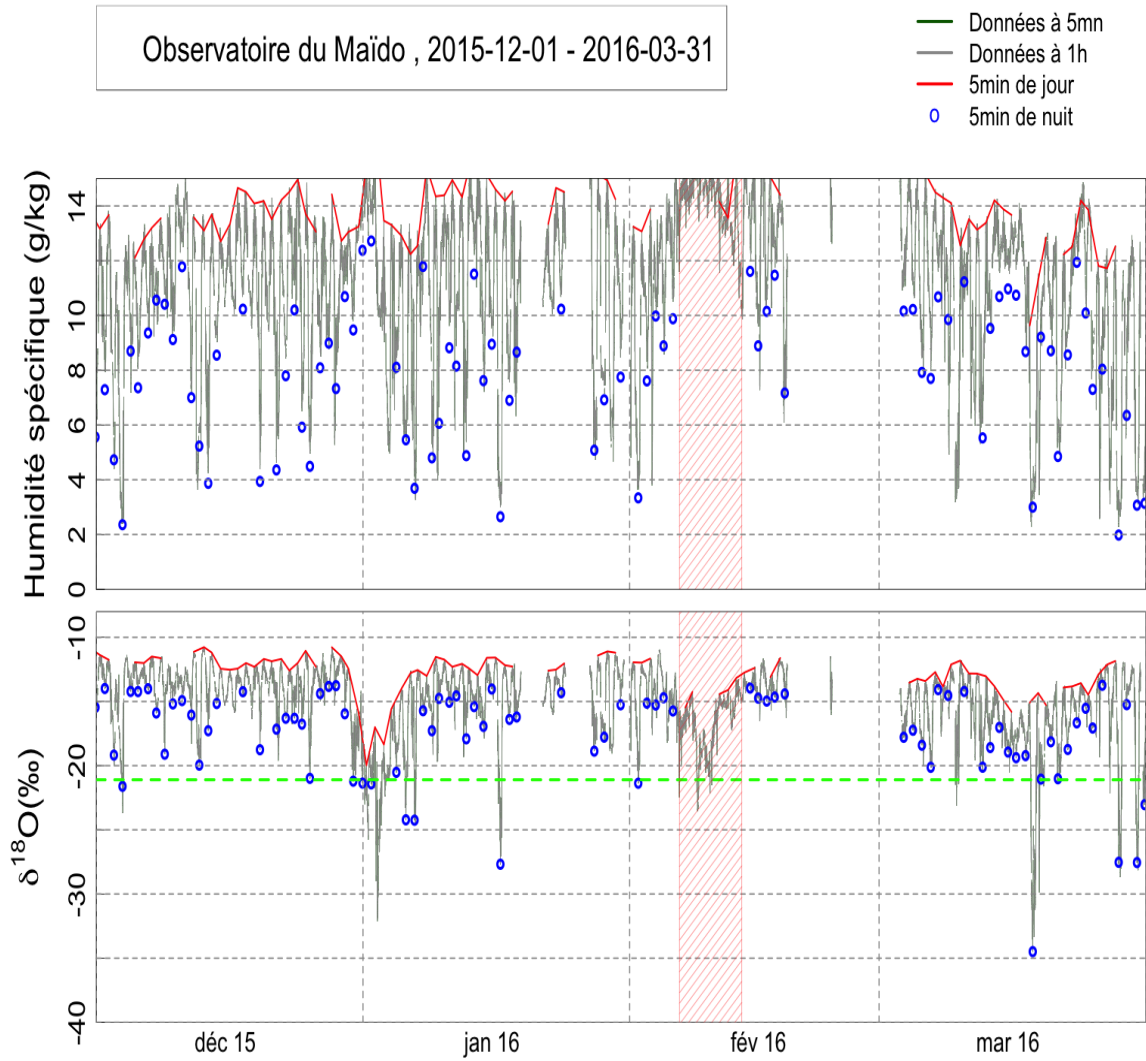


FIGURE 7.19 – Zoom sur l’été austral 2015-2016. La période représentée s’étend du 1^{er} décembre 2015 au 31 mars 2016. La légende est la même que celle de la figure 7.18. La cerne rouge représente le phénomène cyclonique Daya.

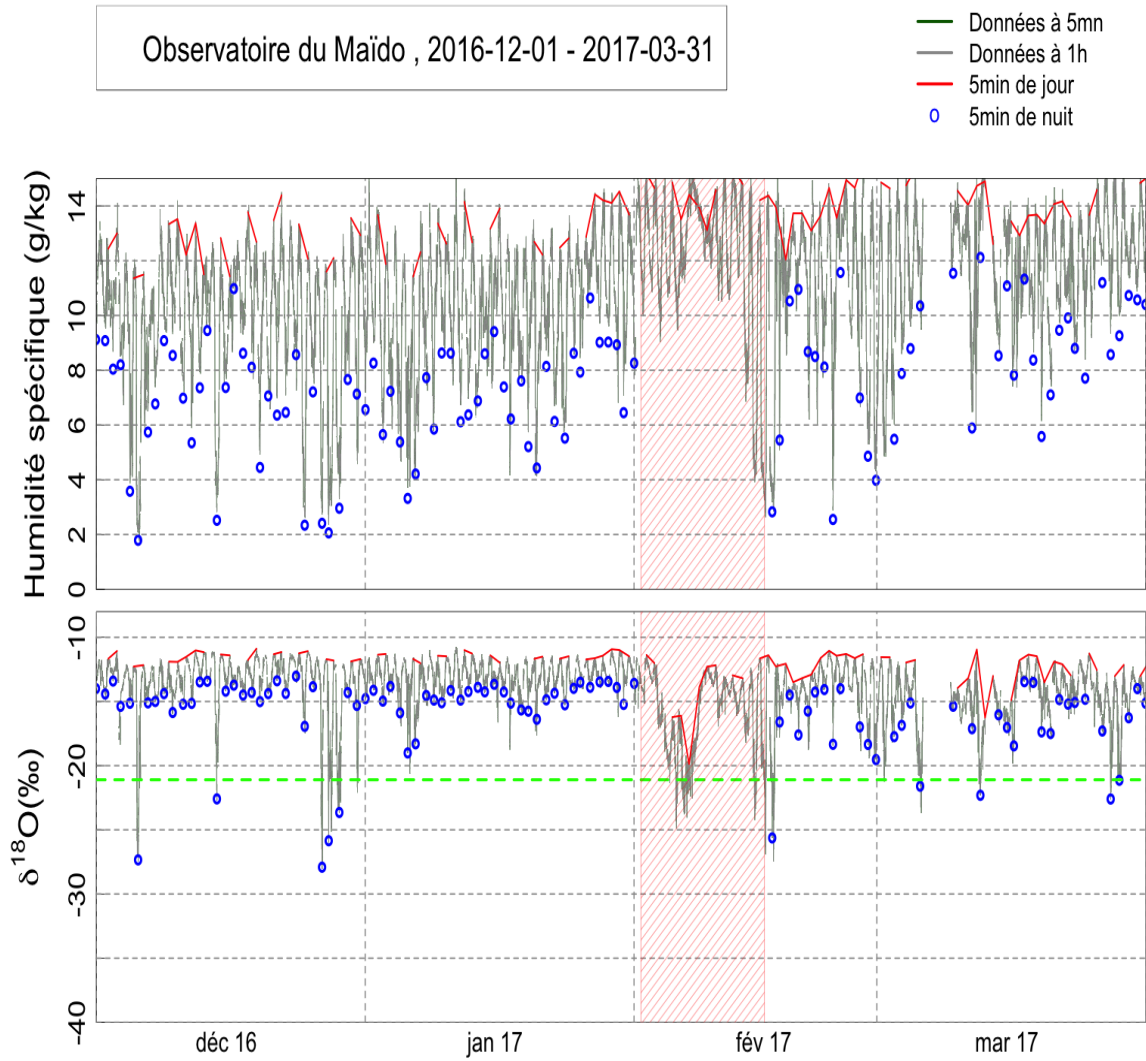


FIGURE 7.20 – Zoom sur l’été austral 2016-2017. La période représentée s’étend du 1^{er} décembre 2016 au 31 mars 2017. La légende est la même que celle de la figure 7.18. La cerne rouge représente le phénomène cyclonique Carlos.

prises en compte, démarche identique à celle de la figure 7.5). Chaque nuit extrême est représentée par une couleur spécifique.

La majorité des nuits extrêmes estivales (22 sur 30) présente les mêmes caractéristiques que les nuits extrêmes hivernales, à savoir des processus de mélange de masses d'air avec (Figure 7.21b.) :

- une source humide et enrichie (dont la donnée à 5 minutes est toujours supérieure à -15‰ en $\delta^{18}O$, caractéristique présente sur l'intégralité des nuits extrêmes durant l'hiver austral) et une source sèche et appauvrie (dont la donnée à 5 minutes la plus appauvrie est inférieure au seuil $Seuil_{3ans}$) ;
- une valeur de r^2 supérieure ou égale à 0,8 (régression hyperbolique réalisée sur l'ensemble des données de la nuit concernée, et incluant les plateaux de jour l'encadrant).

Les données de ces 22 nuits sont représentées dans la figure 7.21b. . Deux courbes de mélange théorique sont aussi représentées, comme :

- étant le mélange théorique entre une première source (la donnée la plus sèche des données présentes dans le diagramme ; 1,50g/kg et $-28,6\text{‰}$) et une seconde source (la donnée la plus enrichie des données présentes dans le diagramme ; 12,7g/kg et $-11,1\text{‰}$), représenté par la courbe noire,
- étant le mélange théorique entre une première source (la donnée la plus appauvrie des données présentes dans le diagramme ; 3,4g/kg et $-34,5\text{‰}$) et une seconde source (humidité de 15g/kg, la moyenne des données de jour moins 1σ sur trois ans (se référer à figure 7.5, soit $-13,8\text{‰}$), représenté par la courbe bleue.

Par ailleurs, la figure 7.21 c. représente les données des 8 autres nuits extrêmes. Ces données sont presque toutes comprises entre deux courbes de distillations, définies comme étant :

- une distillation de Rayleigh (orange), dont la masse d'air initiale présente une humidité de 14,7 g/kg et une composition isotopique en $\delta^{18}O$ de $-10,95\text{‰}$, ce qui correspond à la donnée la plus enrichie du diagramme, avec une température fixée à 20°C .
- une distillation de Super-Rayleigh (rouge, $\phi = 0,03$, et $T^\circ=20^\circ\text{C}$, $rh=90\%$), dont la masse d'air initiale présente une humidité de 17,0 g/kg et une composition isotopique en $\delta^{18}O$ de $-17,0\text{‰}$, ce qui correspond à la donnée la plus humide du diagramme,

Par conséquent, les nuits extrêmes estivales se divisent en deux groupes :

- 1^{er} groupe : les nuits extrêmes dont les données répondent à un modèle de mélange de masses d'air (caractéristique retrouvée lors des nuits extrêmes hivernales),
- 2^{eme} groupe : les nuits extrêmes dont les données se situent entre une distillation de Rayleigh et de Super-Rayleigh (avec $\phi = 0,03$).

Ces deux groupes vont être étudiés de manière distincte.

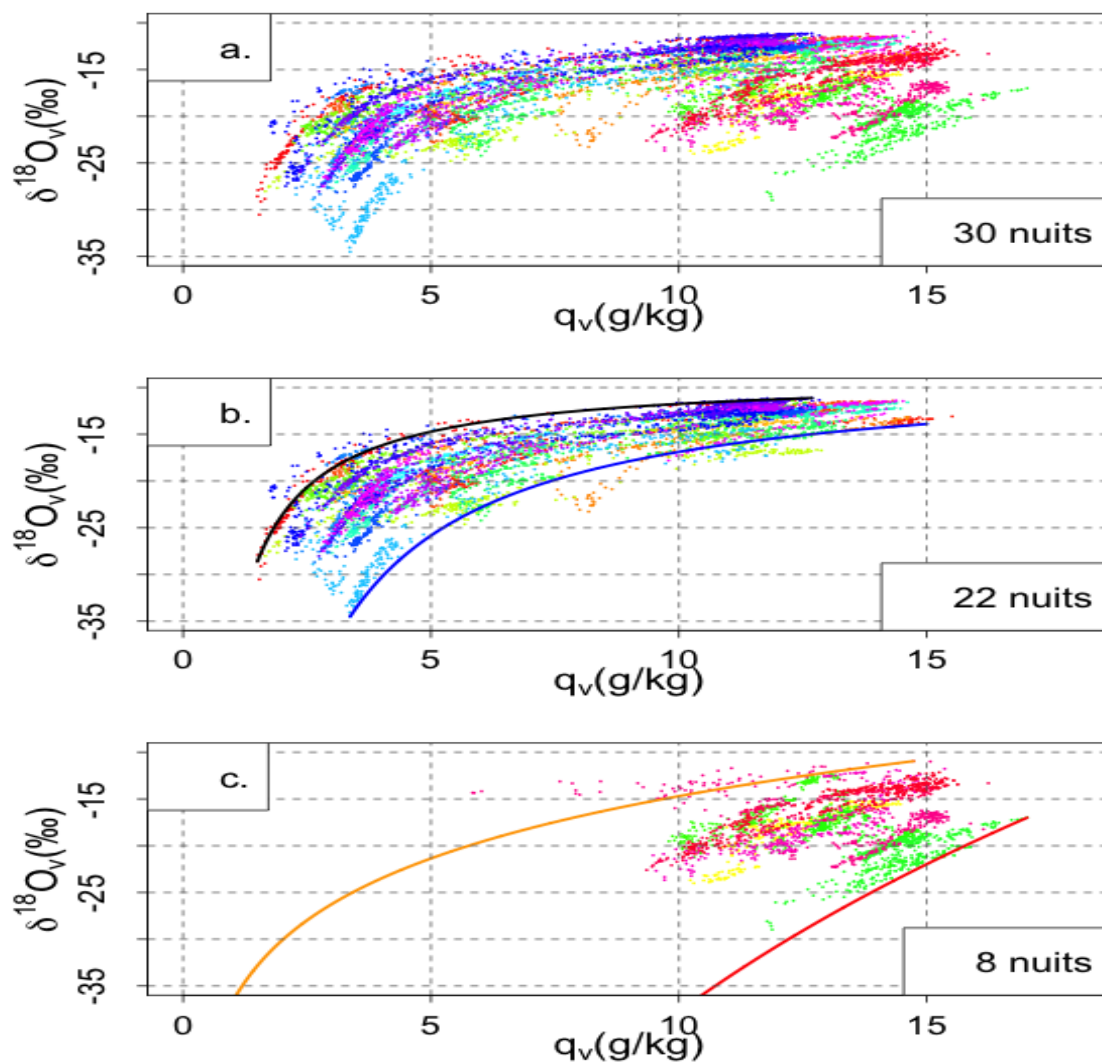


FIGURE 7.21 – a. Diagramme $q_v - \delta_v$ des données à 5 minutes durant les nuits extrêmes estivales. Les données des jours qui encadrent chacune des nuits ont été prises en compte. b. Nuits extrêmes dont les données s'accordent avec un modèle de mélange de masses d'air (1^{er} groupe). c. Nuits extrêmes dont les données s'accordent avec un modèle de distillation de Rayleigh ou de Super-Rayleigh (2^{eme} groupe). A chaque nuit est attribuée une couleur spécifique.

Le 1^{er} groupe La signature de la source appauvrie de la courbe bleue des nuits extrêmes du premier groupe (faible humidité spécifique et δ_v très appauvri) rappelle celle observée lors des nuits extrêmes hivernales.

Afin de tester l'hypothèse que les masses d'air de ces nuits extrêmes estivales proviennent bien d'une plus haute altitude, j'ai calculé la moyenne de la vitesse verticale à 500hPa sur ces nuits. Pour chaque nuit extrême, les données ERA-interim des jours (0h,6h,12h,18h) qui encadrent la nuit sont prises en compte.

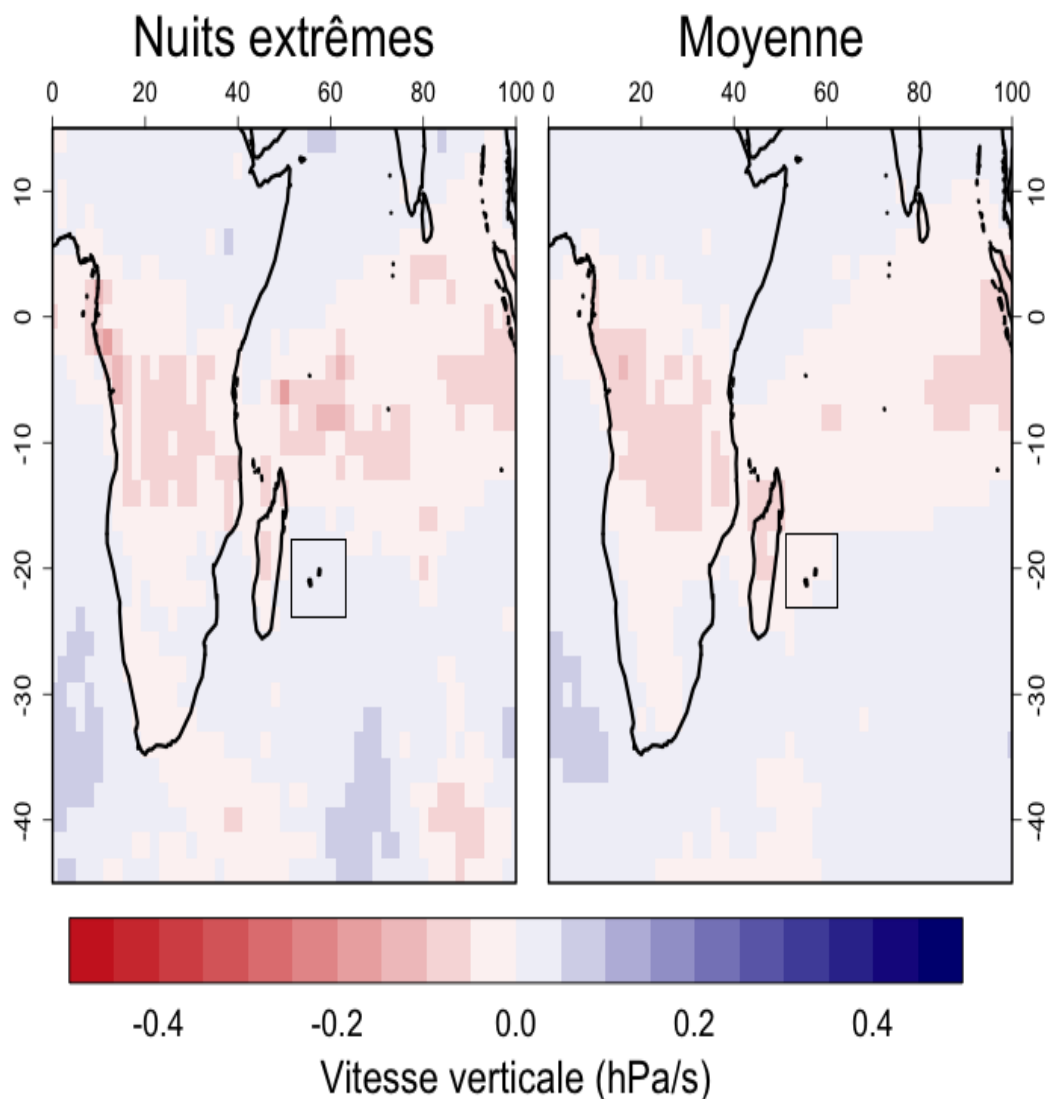


FIGURE 7.22 – a. Carte moyenne de la vitesse verticale à 500hPa durant les nuits extrêmes estivales du 1^{er} groupe. b. Carte moyenne de la vitesse verticale à 500hPa durant les étés austraux (moyenne de l'ensemble des données de décembre à mars des étés 2014-2015, 2015-2016 et 2016-2017).

Une très faible intensification de la subsidence (valeur moyenne de ω : 0,03 hPa/s)³ est

3. Durant l'hiver, les valeurs d'omega étaient comprises entre 0 et 0,35 hPa/s.

notée au niveau de La Réunion durant les nuits extrêmes du premier groupe (Figure 7.22 à gauche), par rapport à la situation moyenne (Figure 7.22 à droite ; valeur moyenne de ω : -0,02 hPa/s). Aussi, le processus atmosphérique responsable de l'occurrence des nuits extrêmes estivales du premier groupe s'apparenterait à celui des nuits extrêmes hivernales, à savoir une intensification de la subsidence au niveau de La Réunion (qui a une autre cause que la présence du Jet Subtropical). Toutefois, cette intensification de la subsidence est très faible, et il serait nécessaire d'explorer davantage les processus occasionnant ces nuits extrêmes estivales du 1^{er} groupe.

Le 2^{eme} groupe Ce deuxième groupe rassemble huit nuits extrêmes estivales. La première se situe le 20/21 février 2015, trois d'entre elles sont consécutives (nuits du 30 décembre 2015 au 2 janvier 2016), et quatre se concentrent durant le mois de mars 2017.

La figure 7.21 c. montrent que les masses d'air évoluent selon des processus de distillation.

Les figures D.1, D.2, D.3, et D.4 répertoriées en annexe D, sont des images satellite, et montrent que lors de ces nuits extrêmes, la nébulosité au niveau de La Réunion est très développée :

- le 20/21 février 2015, la nébulosité se développe au niveau de La Réunion, sans toutefois être associée à une perturbation spécifique (Figure D.1),
- lors des nuits du 30 décembre 2015 au 2 janvier 2016, La Réunion a connu le passage d'une perturbation, associée à d'importantes précipitations (près de 1 mètre en montagne), qui ont causé des inondations sur l'île (Figure D.2),
- lors nuits extrêmes du 5/6 et du 12/13 mars 2017, La Réunion voit le passage de bandes précipitantes liées aux phénomènes cycloniques Enawo et Fernando (Figure D.3). Ces périodes n'ont pas été classées comme « périodes cycloniques » car les événements étaient à bonne distance de l'île, et ne se dirigeaient pas vers La Réunion. Météo France n'a pas émis d'alerte cyclonique.
- lors des nuits extrêmes du 27/28 et du 28/29 mars 2017, la Réunion a connu le passage d'un front extratropical (Figure D.4).

Le fait que les données Picarro de ces nuits extrêmes s'accordent avec des processus de distillation de Rayleigh ou de Super-Rayleigh, et que les images satellite montrent une forte nébulosité prouvent que ces nuits extrêmes estivales sont liées à des processus de condensation intense, d'où un appauvrissement isotopique important. De plus, la composition isotopique des jours encadrant ces nuits extrêmes présente elle aussi un fort appauvrissement avec une valeur moyenne en $\delta^{18}O$ de $-16.6 \pm 3.7\%$ (les phénomènes de condensations impactent aussi bien la nuit que le jour) : pour les nuits extrêmes du 2^{eme} groupe, la dénomination de « journée extrême » serait plus adéquate.

Conclusion Les nuits extrêmes estivales seraient liées (1) d'une part à un léger renforcement de la subsidence au niveau de La Réunion (environ les deux tiers du temps)

non causé par le Jet Subtropical, et (2) d'autre part à des processus de condensation locaux ou régionaux.

7.4 Conclusions et perspectives

Un suivi de l'humidité spécifique de l'air et de la composition isotopique de la vapeur d'eau à l'OAM a été réalisé sur près de trois ans (du 1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2017). Les résultats ont permis d'étudier la dynamique atmosphérique à l'échelle locale, ainsi qu'à l'échelle régionale.

Nos enregistrements montrent une cyclicité diurne marquée, qui est le reflet des phénomènes de brises de terre et de mer qui se mettent en place conjointement avec le développement de la couche limite atmosphérique. Durant la journée, la terre se réchauffe, la CLA se développe et les brises de mer se mettent en place. L'OAM est alors plongé dans la couche limite, en atteste la signature des masses d'air (q_v et δ_v). Durant la nuit, les brises de terre s'établissent, et l'OAM se situe dans la troposphère libre. Les masses d'air présentent alors une plus faible humidité ainsi qu'une composition isotopique de la vapeur plus appauvrie.

La distinction entre les nuits extrêmes et classiques a permis de mettre en avant des modifications de la circulation atmosphérique à l'échelle régionale. Ces nuits extrêmes présentent une saisonnalité. Plus abondantes durant l'hiver austral, elles sont le témoin d'une augmentation de la subsidence au niveau de La Réunion. Les masses d'air ont alors pour origine la partie sud de l'océan Atlantique, et ont suivi le jet subtropical. Les nuits extrêmes durant l'été austral sont elles aussi témoin d'un léger renforcement de la subsidence au niveau de La Réunion dans deux tiers des cas. Dans le dernier tiers, ces nuits sont associées à des perturbations atmosphériques avec des masses d'air qui ont subi des processus de distillation.

Ces résultats s'appuient sur un grand nombre d'observations (trois ans de données) ce qui atteste de la robustesse des conclusions. Aussi, à court terme, il me semble qu'il n'est pas nécessaire de continuer à réaliser des mesures de q_v et δ_v à l'OAM, si leur unique objectif est d'étudier les mouvements de couche limite, ou les modifications de la circulation atmosphérique régionale. Toutefois, à plus long terme, dans un contexte de changement climatique, il serait intéressant d'étudier de nouveau l'occurrence des nuits extrêmes afin d'étudier l'évolution des échanges d'eau dans la troposphère entre les basses et les hautes latitudes.

Chapitre 8

Les cyclones sur l'île de La Réunion

Sommaire

8.1	Introduction	213
8.2	Présentation des systèmes cycloniques	216
8.3	Caractérisation météorologique et structurelle des systèmes cycloniques	218
8.4	Quand un système cyclonique a-t-il une influence sur δ_v à La Réunion ?	226
8.5	Compréhension de la sous-structure isotopique des systèmes cyclonique	229
8.6	Conclusions et perspectives	242

8.1 Introduction

8.1.1 Les isotopes stables de l'eau et les phénomènes cyclonique : une thématique d'étude récente

Bien que la composition isotopique de l'eau ait été utilisée dès les années 1960 pour apporter une meilleure compréhension du cycle de l'eau, il aura fallu attendre les années 1990 pour que leur utilisation quant à l'étude des phénomènes cycloniques soit explorée.

Lawrence and Gedzelman (1996) ont été les premiers à suggérer que les isotopes stables de l'eau puissent être un traceur des processus humides s'opérant au sein des phénomènes cycloniques.

La composition isotopique des précipitations (δ_P) collectées lors des phénomènes cycloniques¹ est systématiquement plus appauvrie que celle des précipitations classiques (hors phénomènes cycloniques), (Lawrence and Gedzelman, 1996; Lawrence et al., 1998;

1. Le terme de « phénomènes cycloniques » regroupe ici l'ensemble des systèmes, sans distinction de classe (dépression tropicale, tempête tropicale, cyclone et ouragan).

Gedzelman et al., 2003; Fudeyasu et al., 2008). De plus, les valeurs de δ_P diminuent à mesure que la distance à l'œil du cyclone décroît. Deux facteurs sont à l'origine de cette appauvrissement : (1) l'intensité des précipitations augmente vers le centre du cyclone (la convection y est plus intense (effet de masse), et le sommet des nuages est plus haut en altitude (condensation à une température plus basse), et (2) la vidange de la masses d'air : les précipitations se formant à partir de la vapeur résiduelle (appauvrie) le sont aussi (Gedzelman et al., 2003). Le minimum isotopique (précipitation et vapeur) est constaté sous ou à proximité des zones de précipitations stratiformes² (Gedzelman et al., 2003).

Les simulations de phénomènes cycloniques « idéalisées » réalisées par Lawrence et al. (1998) représentent bien cet appauvrissement isotopique (vapeur et précipitations) vers le centre du système, et montrent que l'appauvrissement est fonction du développement vertical de la convection et de la durée de vie du système (pour que l'effet de masse puisse avoir un impact significatif).

Par ailleurs, Gedzelman et al. (2003) mettent en avant un enrichissement relatif de la composition isotopique des précipitations et de la vapeur au sein du mur et de l'œil. Cet enrichissement est lié à la contribution des sprays océaniques (apport de vapeur sous la forme d'un flux évaporatoire en provenance de la surface de l'océan (Black et al., 1986), et dont la composition isotopique est plus élevée). Le flux évaporatoire peut représenter jusqu'à 50% du bilan hydrique au niveau de l'œil du système (Gedzelman et al., 2003).

Fudeyasu et al. (2008) réalisèrent des observations similaires sur le typhon Shanshan (15 et 16 septembre 2006, île de Ishigaki, Japon). Ils proposent de subdiviser les phénomènes cycloniques en deux zones : (1) la région interne (regroupant l'œil et le mur du système, Figure 8.1), dans laquelle la composition isotopique des précipitations et celle de la vapeur d'eau augmentent à mesure que l'on se rapproche du centre du système, et (2) la région externe (regroupant les bandes précipitantes internes et externes, Figure 8.1), dans laquelle la composition isotopique diminue à mesure que l'on se rapproche du centre du système. La figure 8.1 propose ainsi un schéma de synthèse du cycle de l'eau pour un système cyclonique.

2. Par opposition aux zones de précipitations convectives, les zones de précipitations stratiformes se situent dans les zones où des masses d'air se subissent pas d'ascension marquée. Elles sont le lieu de précipitations de moindre intensité que le sont les zones convectives. Elles ne sont pas représentées sur la figure 8.1.

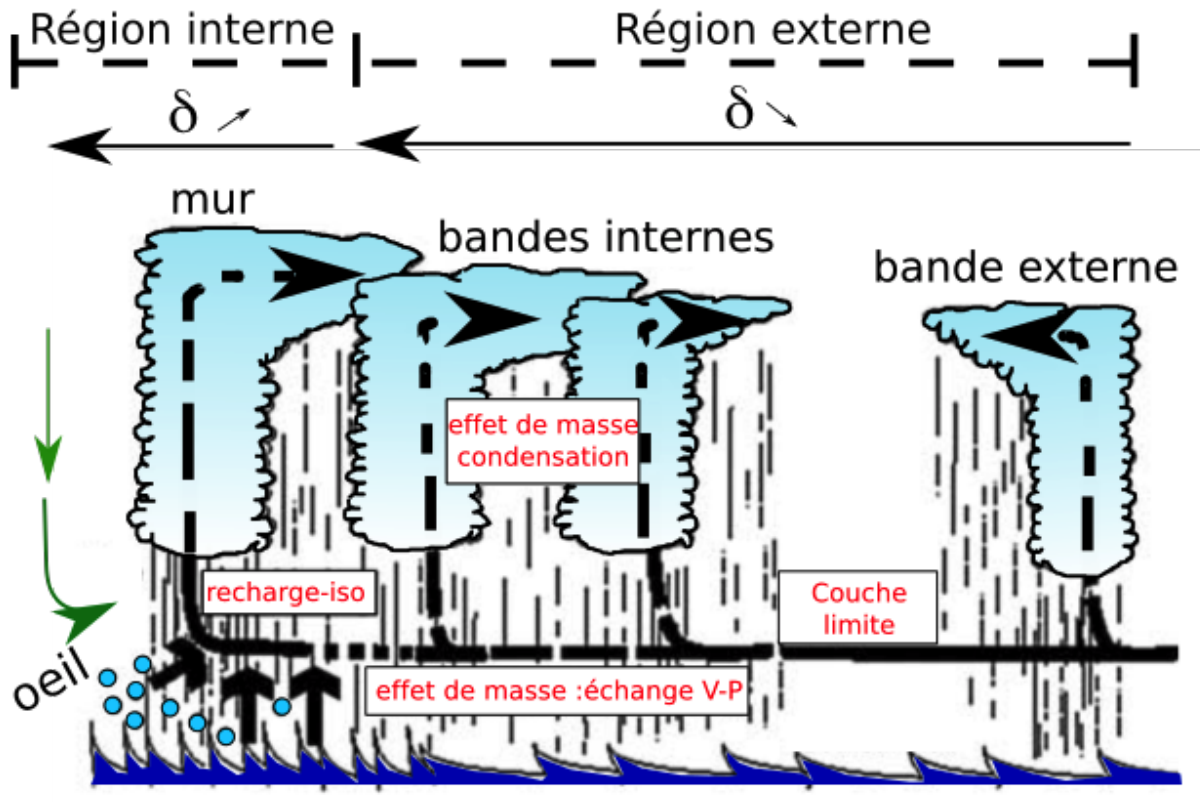


FIGURE 8.1 – Coupe schématisée d'un système cyclonique. Les flèches représentent la trajectoire des masses d'air. Lorsqu'elles sont en pointillées, la vapeur d'eau s'appauvrit au cours du temps. La flèche verte représente la subsidence au niveau de l'œil et la recharge du système convectif au niveau du mur. La région interne regroupe le mur et l'œil du système. La région externe regroupe les bandes internes et externes. Les cercles de couleur bleue (au niveau du mur) représentent la recharge en isotopes lourds due aux sprays océaniques. *source : adapté de Fudeyasu et al. (2008).*

8.1.2 Questions scientifiques

A ce jour, les publications portant sur la composition isotopique des précipitations et sur la vapeur d'eau des systèmes cycloniques se basent sur des mesures qui sont discontinues.

Au cours des trois années durant lesquelles nous avons mesuré l'humidité spécifique de l'air (q_v) ainsi que la composition isotopique de la vapeur d'eau (δ_v), La Réunion a été sous l'influence de cinq systèmes cycloniques (Tableau 8.1). Par conséquent, nous disposons de jeux de données continus (q_v et δ_v) ce qui représente une opportunité inédite d'étudier le potentiel des mesures couplées q_v et δ_v dans la compréhension des phénomènes cycloniques.

L'objet de ce chapitre est de déterminer ce que peuvent nous apporter les mesures en

Tableau 8.1 – Dates météorologiques données par Météo-France (naissance et comblement) des systèmes cycloniques durant lesquels un fort appauvrissement de la composition isotopique de la vapeur d’eau à l’OAM a été constaté. Les colonnes $\overline{q_v}$ et $\overline{\delta^{18}O_v}$ donnent les moyennes des données à 1h lors des périodes cycloniques.

Saison	Nom du système	Date de début	Date de fin	$\overline{q_v}$	$\overline{\delta^{18}O_v}$
2014-2015	Bansi	2015-01-08 12UTC	2015-01-19 12UTC	13,3±1,0 g/kg	-21,0±2,8‰
2014-2015	Chezda	2015-01-13 06UTC	2015-01-22 12UTC	13,3±1,1 g/kg	-20,0±2,9‰
2014-2015	Haliba	2015-03-04 18UTC	2015-03-13 00UTC	11,9±1,3 g/kg	-19,7±3,4‰
2015-2016	Daya	2016-02-07 12UTC	2016-02-13 06UTC	14,3±0,9 g/kg	-17,0±2,0‰
2016-2017	Carlos	2017-02-02 06UTC	2017-02-15 12UTC	12,5±2,2 g/kg	-15,8±3,0‰

continu de q_v et δ_v lors des phénomènes cycloniques sur l’île de La Réunion. Comment la dynamique des cyclones dans l’océan Indien a un impact sur q_v et δ_v ? Dans quelles mesures suivre l’évolution de q_v et de δ_v durant un cyclone pourrait apporter une meilleure compréhension de cette dynamique et des processus inhérents? Ce travail représente une première étape et ce base principalement sur la description des mesures réalisées.

8.1.3 Organisation du chapitre

Dans un premier temps, les cinq systèmes cycloniques ayant fait l’objet de mesures au cours de cette thèse sont présentés (dates de vie, trajectoires, spécificités). Dans un deuxième temps (section 8.3), une caractérisation météorologique et structurale des systèmes est présentée. Enfin, la section 8.5 s’intéresse spécifiquement à l’évolution de q_v et de δ_v lors des passages des phénomènes cycloniques.

8.2 Présentation des systèmes cycloniques

Cinq périodes de plusieurs jours consécutifs de fort appauvrissement isotopique de la vapeur d’eau ont été observées entre le 1^{er} novembre 2014 et le 30 septembre 2017 à l’OAM (Tableau 8.1). Ces périodes correspondent à des phénomènes cycloniques dont le suivi a été réalisé par le CNRM et Météo France.

L’abondance des systèmes cycloniques n’a pas été la même au cours des trois saisons. Les raisons de ces abondances diverse sont détaillées dans l’annexe E.

La figure 8.2 représente les trajectoires de ces cinq systèmes. Les pictogrammes colorés figurant sur les trajectoires se réfèrent à l’intensité du système.

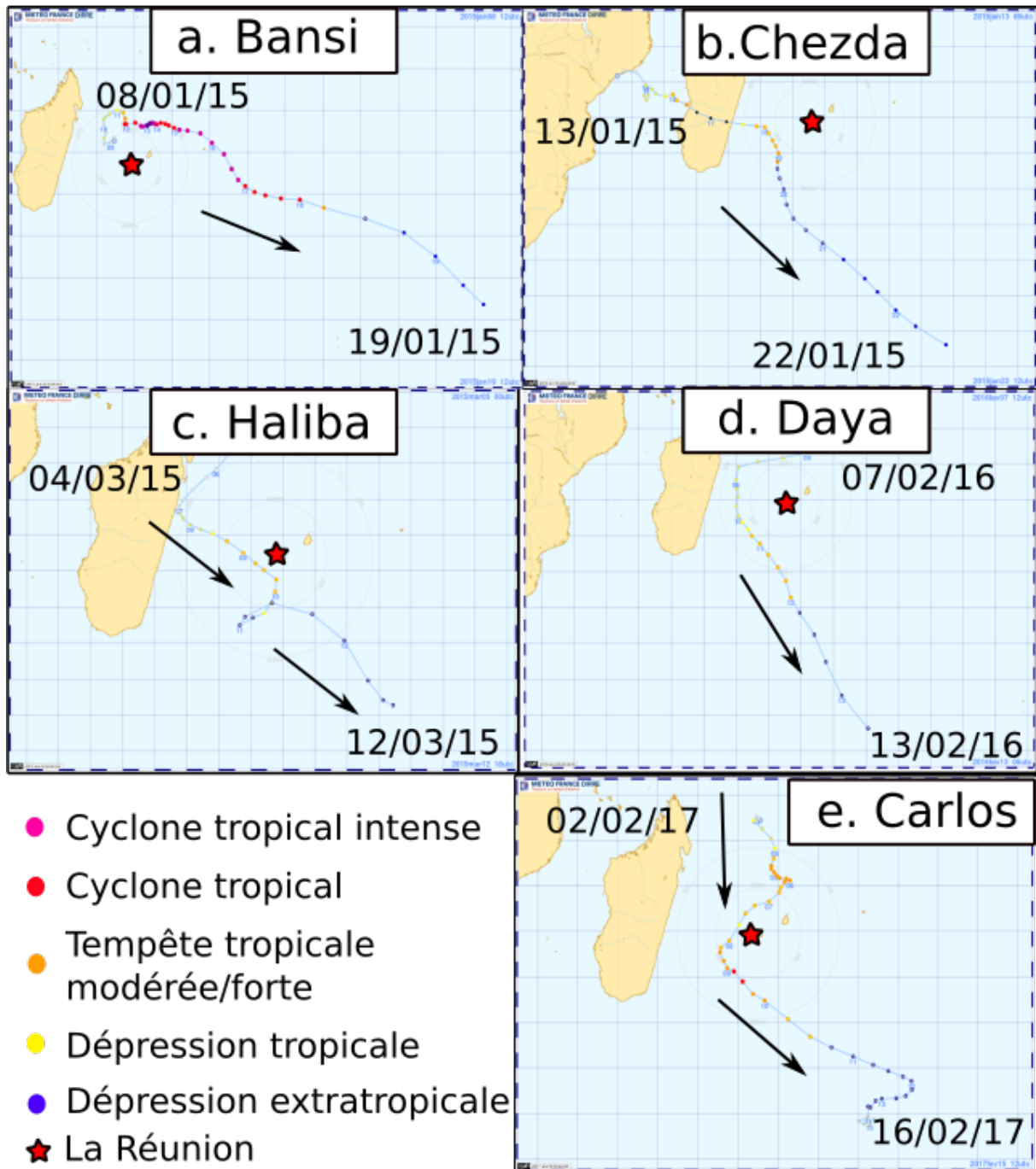


FIGURE 8.2 – Trajectoires des cinq systèmes cycloniques a. La trajectoire de Bansi. b. La trajectoire de Chezda. c. La trajectoire de Haliba. d. La trajectoire de Daya. e. La trajectoire de Carlos. *source : extrait et adapté de <http://files.meteofrance.com>.*

Bansi : Bansi s'est formé à proximité de La Réunion. Il présente une trajectoire globalement orientée Est-Sud-Est (Figure 8.2 a.). Son intensification est rapide (3,5 jours entre sa classification de zone perturbée à cyclone tropical intense). Du 11 janvier 2015 18UTC au 18 janvier 2015 00UTC, Bansi est un système dont l'intensité varie tout en restant forte (classification de cyclone tropical à cyclone tropical intense). C'est à ce

moment qu'il est proche de La Réunion. Le comblement du système est relativement rapide, et s'effectue entre le 18 janvier 2015 00UTC et le 19 janvier 2015 12UTC.

Bansi est le système cyclonique qui présente la plus grande longévité ainsi que la plus forte intensité de l'ensemble des cinq systèmes ici présentés.

Chezda : Chezda est né dans le canal du Mozambique, et a suivi une trajectoire Sud-Est. Le système s'est intensifié durant trois jours (jusqu'au stade de forte tempête tropicale), avant de passer sur Madagascar, ce qui a eu pour conséquence d'arrêter son intensification. A partir de cette date, le système a commencé à se combler. Au plus proche de La Réunion (350 km), Chezda se présentait au stade de dépression subtropicale (Figure 8.2 b.).

Les systèmes Bansi et Chezda présentent des dates de naissance et de comblement qui se chevauchent (Tableau 8.1). Aussi, un seul appauvrissement isotopique est constaté (il n'y a pas de retour à une situation classique entre les deux systèmes). Ils seront par conséquent étudiés conjointement.

Haliba : Haliba est le système qui est passé le plus près de La Réunion (environ 110km). Il présente une trajectoire globale de Sud-Sud-Est, mais montre aussi une phase durant laquelle le système stagne au même endroit (à environ 350 km au sud-sud-ouest de La Réunion, Figure 8.2 c.). Haliba s'intensifie jusqu'au stade de tempête tropicale modérée. A ce moment, il est à l'apogée de son intensité.

Daya : Daya est le système qui présente la plus faible longévité. Daya est passé à environ 500km de La Réunion (Figure 8.2 d.). Ce système s'intensifiait à mesure qu'il se rapprochait de La Réunion, et a acquis le stade de tempête tropicale modérée alors qu'il commençait à s'en éloigner.

Carlos : Carlos s'est formé à 750km au nord de La Réunion. Il présente deux phases distinctes d'intensification. La première s'étend du 2 février 2017 06UTC au 6 février 2017 00UTC. Le système décroît durant les deux jours consécutifs (jusqu'au 8 février 2017 00UTC). C'est alors que Carlos est le plus proche de La Réunion (environ 150 km). Carlos se renforce ensuite jusqu'au stade de cyclone tropical (apogée d'intensité le 9 février 2017 06UTC). Le système se comble jusqu'au 15 février 2017 12UTC tout en s'éloignant de La Réunion.

8.3 Caractérisation météorologique et structurelle des systèmes cycloniques

Un cyclone est un système météorologique méso-échelle, et il est primordial d'étudier sa structure, afin de comprendre nos enregistrements de q_v et de δ_v . Cette section est dédiée à la caractérisation météorologique des systèmes cycloniques.

Les figures 8.3, 8.4, 8.5 et 8.6 représentent l'ensemble des paramètres météorologiques. Le pas de temps est de 1h. Les périodes représentées s'étendent de 5 jours avant la nais-

sance du système, à 5 jours après son comblement. Le détail des légendes de ces figures est donné ci-dessous :

- **a. L’humidité** : humidité spécifique mesurée par le Picarro (en bleu clair), et humidité relative mesurée par le Hobo-07 (en vert),
- **b. Les isotopes** : $\delta^{18}O$ (en bleu) et d_{excess} (en noir) mesurés par le Picarro,
- **c. Les précipitations** : (1) en noir : précipitations des données ECMWF de la grille incluant La Réunion (données de surface, pas de 6h interpolées à 1h, résolution de 1°); (2) en vert : précipitations du FTIR; (3) en rouge : précipitations de Piton Maïdo; (4) en jaune : précipitations de Petite France. Les cernes représentent les périodes durant lesquelles aucune mesure n’a été réalisée (la couleur de la cerne se rapporte au paramètre en question),
- **d. La pression** : en vert : pression mesurée par le FTIR; en rouge continu : la pression dans le centre du système (Météo France); rouge discontinu : pression de surface ECMWF dans la grille incluant La Réunion (6h, interpolée à 1h, résolution de 1°),
- **e. Structure du système** : La courbe violette représente la distance entre l’œil du système et La Réunion en fonction du temps (méthode de calcul détaillée en annexe E.2). La courbe jaune représente la classe du système (compris entre 0-7), traduisant son intensité (cf section 2.3.3), donnée par Météo France. Pour les systèmes Haliba, Daya et Carlos, les cernes noires représentent les bandes précipitantes externes qui passent sur La Réunion, et la cerne rouge les bandes précipitantes de la zone interne du cyclone. Elles ont été déterminées à partir des images radars réalisées par Météo-France (les détails sont donnés dans l’annexe E.3). Ne possédant pas d’images radar pour Bansi/Chezda, la structure n’est pas représentée. Sont aussi représentées par des cernes bleues, les périodes de fortes précipitations : pour chaque système cyclonique, il est possible d’isoler des périodes de quelques heures consécutives à plus d’un jour durant lesquelles le FTIR et les stations PM et PF ont enregistré des pluies intenses. Ces périodes sont annotées P1, P2, P3, etc . Lorsqu’une de ces périodes montre un mode bimodal, les pics de précipitations seront annotés par exemple P1A et P1B,
- **f. Le vent** : les données de force (ligne continue) et de direction (points) du vent pour Piton Maïdo (en rouge) et pour Petite France (en jaune).
- **g. La vitesse verticale** : données de ECMWF de la grille incluant La Réunion (6h, interpolées à 1h, résolution 1°, les niveaux représentés sont au nombre de 16 et sont compris entre 300 hPa 900 hPa; le code couleur est un dégradé allant du bleu (900 hPa) au rouge (300 hPa) se réfère aux niveaux),
- **h. La température** : en vert : Le FTIR; en noir : Le hobo-07; en rouge : Piton Maïdo; en jaune : Petite France.

Les structures des systèmes cycloniques ont été étudiées à partir d’images radar (la méthode est détaillée dans l’annexe E.3). Elles ont permis d’isoler des périodes durant

lesquelles La Réunion est sous l'influence ou d'une bande précipitante de la zone externe ou une bande précipitante de la zone interne. La Réunion n'a été sous l'influence d'aucun mur durant ces 5 cyclones. Aucune image radar n'est disponible pour les systèmes Bansi et Chezda. C'est pourquoi, il n'a pas été possible d'étudier la structure de ces deux systèmes cycloniques. Le sigle « BE » se réfère au passage d'une bande précipitante externe, le sigle « BI » au passage d'une bande interne du cyclone, et la lettre « Q » se réfère à une bande précipitante externe de faible extension et qui se maintient alors que le cyclone n'est plus à proximité de La Réunion.

8.3.1 Bansi et Chezda

La figure 8.3 représente les enregistrements des paramètres météorologiques au cours des systèmes cycloniques de Bansi et Chezda.

La période comprise entre le 17 janvier 2015 00UTC et le 26 janvier 2015 00UTC se distingue de la situation météorologique classique, avec une perte du cycle diurne de la température (du 17 au 20 janvier) et une perte du cycle diurne sur l'humidité relative et l'humidité spécifique (du 17 au 26 janvier). Sur l'ensemble des stations météorologiques, le vent se renforce et la direction du vent se stabilise aux alentours de 200° entre le 18 janvier et le 21 janvier 2015. Les précipitations présentent quatre périodes de fortes précipitations (Figure 8.3e) :

- du 2015-01-14 08UTC au 2015-01-15 21UTC (P_1)
- du 2015-01-16 08UTC au 2015-01-16 17UTC (P_2)
- du 2015-01-17 07UTC au 2015-01-19 09UTC (P_3)
- du 2015-01-20 19UTC au 2015-01-21 12UTC (P_4)

La troisième séquence P_3 correspond aux précipitations les plus importantes, et est synchrone de la perte de cycle diurne sur les températures et la direction du vent (du 17 au 21 janvier).

8.3.2 Haliba

Similairement, la figure 8.4 représente les enregistrements des paramètres météorologiques durant le cyclone Haliba.

Une période spécifique est à noter entre le 9 et le 13 mars 2015, qui présente un écart à la situation météorologique « classique », avec une perte de la cyclicité diurne de la température, de l'humidité spécifique et relative, et de la direction du vent. Le vent se renforce sur cette même période.

Les précipitations forment trois séquences (Figure 8.4e, cernes bleues). P_1 est subdivisible en deux (P_{1A} et P_{1B} , voir Figure 8.8). P_2 correspond aux précipitations les plus intenses, et P_3 correspond à une longue période (environ 2 jours) de précipitation consécutive.

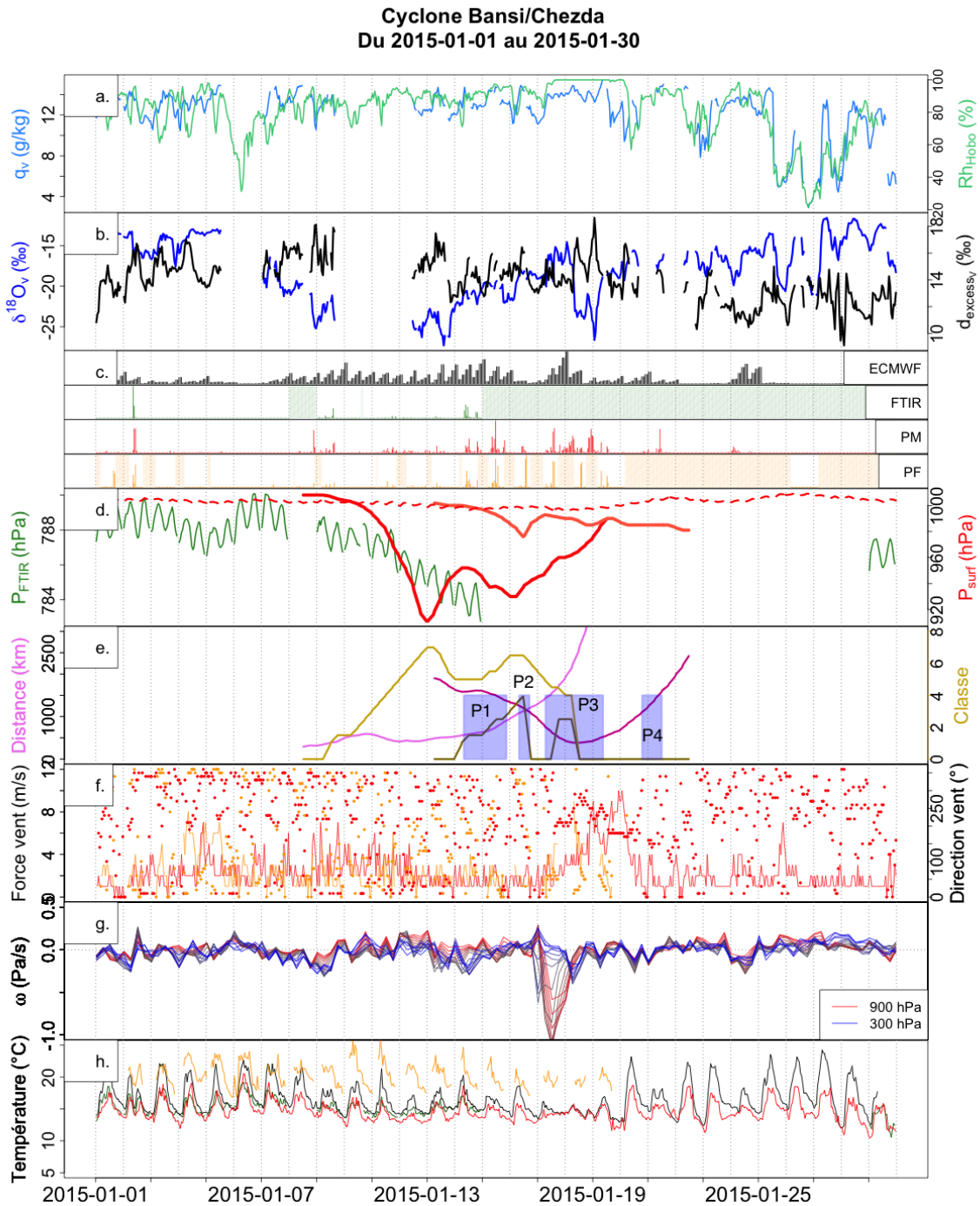


FIGURE 8.3 – Les paramètres météorologiques : Bansi et Chezda. Sur la partie d. figurent deux courbes, se rapportant chacune à l’un des deux systèmes (d’abord Bansi, puis Chezda). Similairement, sur la partie e. la courbe jaune (marron) et la courbe rose (violette) se réfèrent à Bansi (Chezda). Le détail des codes couleurs est donné dans le texte.

La Réunion connaît le passage d'une bande précipitante externe (BE1), d'une bande interne (BI) du système, d'une nouvelle bande externe (BE2) puis se situe dans la queue (Q) du système. Cette structure suit la temporalité des précipitations :

- à la bande BE1 correspond la première séquence de précipitation (subdivisible en deux groupes),
- à la bande BI correspondent les plus importantes précipitations (P2),
- à la bande BE2 et à la queue Q, correspondent la troisième séquence de précipitation.

8.3.3 Daya

Le vent se renforce et la température, l'humidité spécifique et relative et la direction du vent perdent leurs cycles diurnes entre le 8 février et le 12 février 2016.

Deux séquences de précipitation sont visibles (Figure 8.4e). La deuxième séquence peut se subdiviser en trois sous-groupes ($P2_A$, $P2_B$ et $P2_C$; Figure 8.11).

La Réunion voit le passage de deux bandes externes (BE1 et BE2), qui coïncident avec les séquences de précipitation P1 et P2 ($P2_A$ et $P2_B$). Le passage des bandes est synchrone avec la perte de cycle diurne des paramètres météorologiques.

8.3.4 Carlos

Similairement, la température, l'humidité spécifique et relative ainsi que la direction du vent perdent leurs cycles diurnes entre le 7 février et le 10 février 2017. Le vent se renforce sur cette même période.

Carlos possède deux séquences de précipitation (P1 et P2), séparés par une période de faible précipitation (Figure 8.6).

L'île de La Réunion connaît :

- le passage d'une bande externe (BE1) entre le 2017-02-06 06UTC et le 2017-02-07 08UTC.
- le passage d'une bande interne (BI) entre le 2017-02-07 08UTC et le 2017-02-07 17UTC.
- le passage d'une bande externe (BE2) entre le 2017-02-07 17UTC et le 2017-02-08 03UTC.
- le passage de la queue du cyclone (Q) entre le 2017-02-08 03UTC et le 2017-02-10 15UTC.

La perte de cycle diurne, ainsi que les importantes précipitations ont lieu (P1 et P2) en même temps que le passage des bandes BE1, BE2, Q et BI (Figure 8.6).

8.3.5 Synthèse

Un écart à la situation météorologique classique est constaté à chaque fois qu'un système cyclonique est à proximité de La Réunion. La perte de la cyclicité diurne de

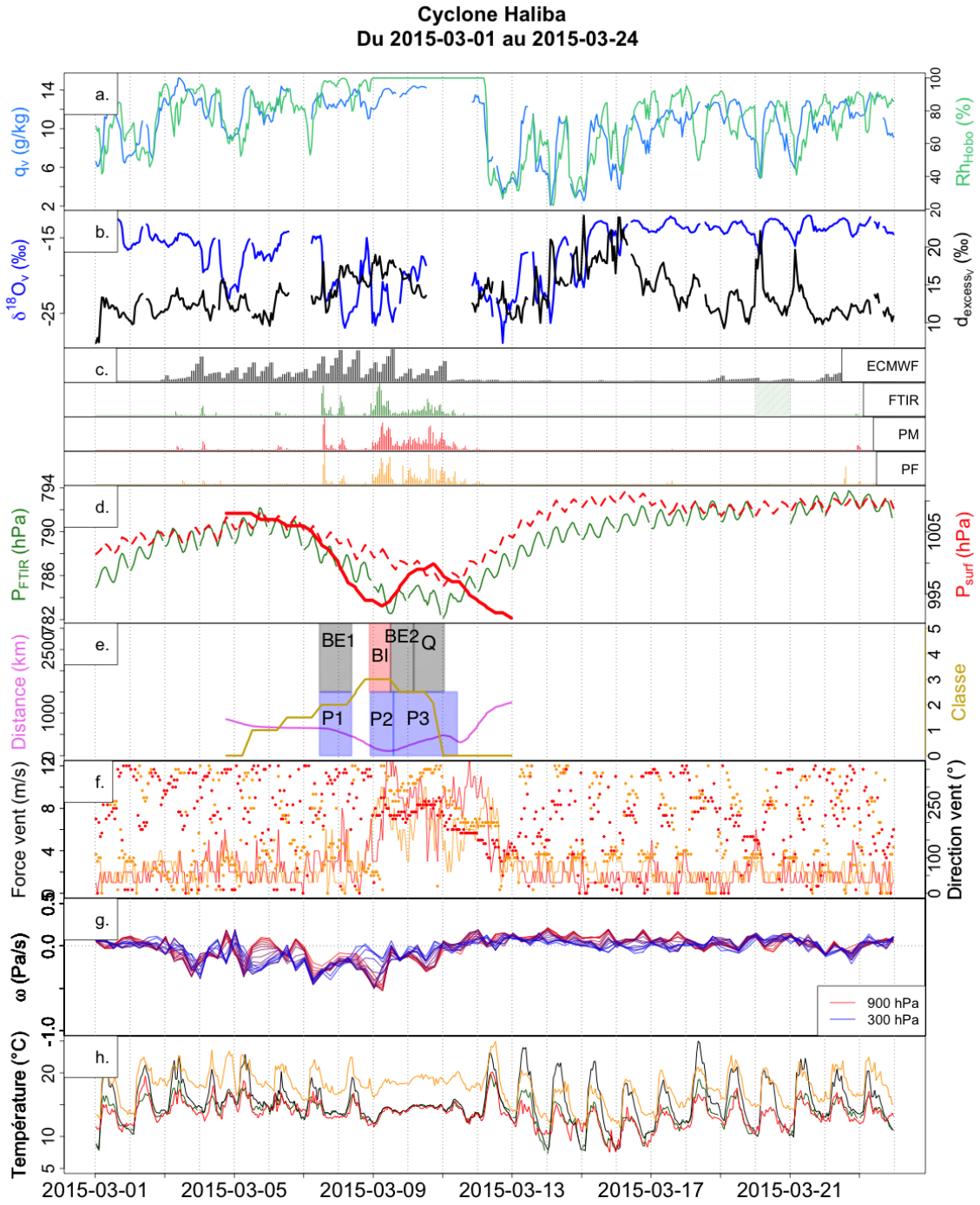


FIGURE 8.4 – Les paramètres météorologiques : Haliba.

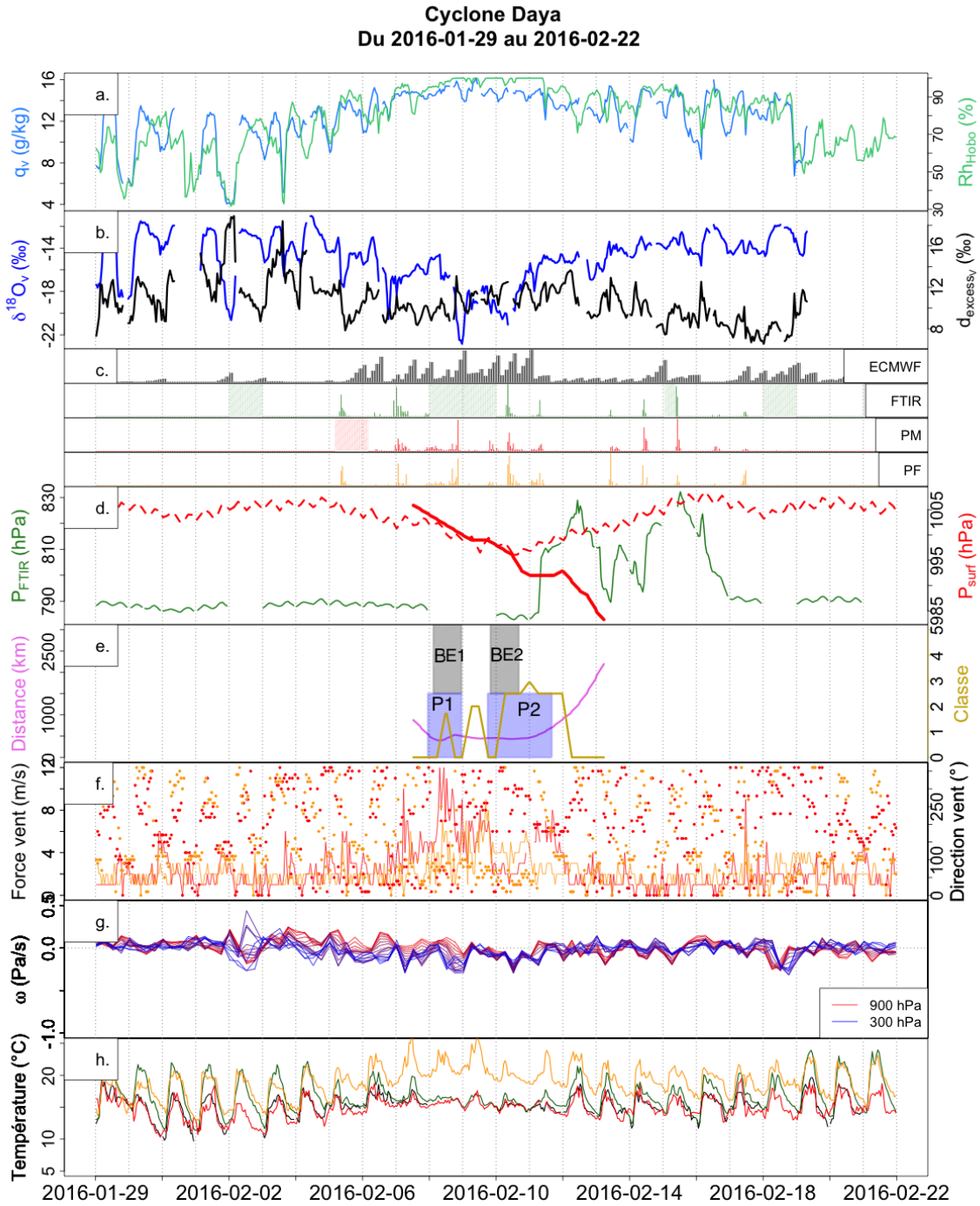


FIGURE 8.5 – Les paramètres météorologiques : Daya.

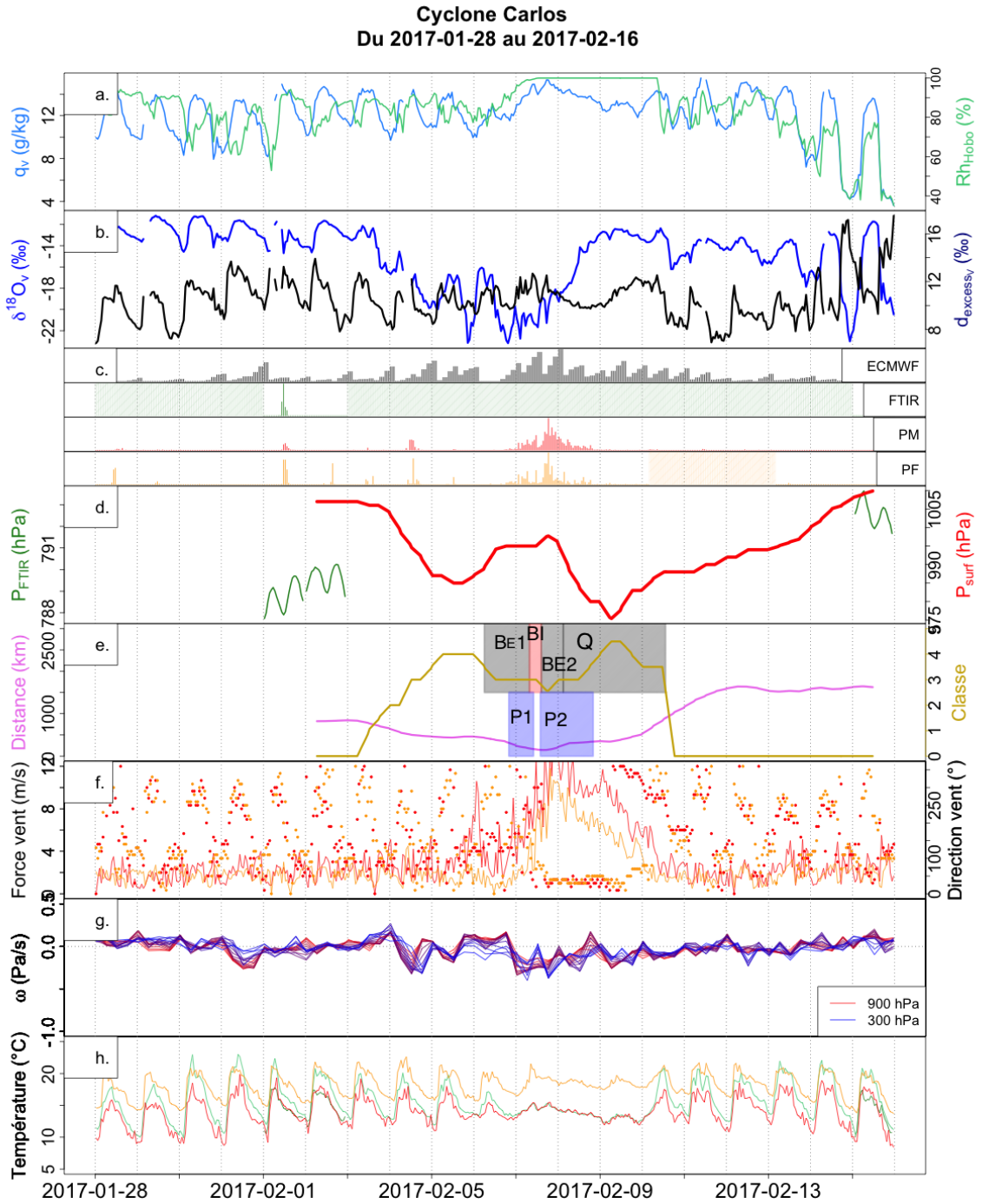


FIGURE 8.6 – Les paramètres météorologiques : Carlos

la température, l'humidité relative, l'humidité spécifique et la direction du vent indique que la structure de la troposphère est perturbée durant le passage d'un cyclone. De plus, d'importantes précipitations sont associées au passage d'un cyclone.

8.4 Quand un système cyclonique a-t-il une influence sur δ_v à La Réunion ?

Avant de s'intéresser à la structure que présentent nos enregistrements lors du passage d'un système cyclonique, il convient de déterminer quand celui-ci va avoir une influence sur la dynamique atmosphérique de La Réunion.

Aussi allons-nous chercher à déterminer les moments pour lesquels la dynamique atmosphérique de La Réunion quitte son état « classique », (écart des valeurs de jour à la moyenne de jour, et perte des processus de mélange jour/nuit).

Puisque les systèmes cycloniques sont des systèmes méso-échelles, qu'ils sont le siège de processus de convection qui appauvrissent la composition isotopique de la vapeur d'eau et qu'ils perturbent la structure de l'atmosphère à l'échelle régionale, nous émettons l'hypothèse qu'il est possible d'étudier l'influence d'un système cyclonique sur la vapeur d'eau en regardant un écart par rapport à « la situation classique ». Cette « situation classique » est détaillée dans le chapitre précédent, et se caractérise par :

- une composition isotopique de la vapeur d'eau « de jour » (11h à 17h HL) dont la moyenne est de $-13,1\text{‰}$.
- une cyclicité diurne jour/nuit de q_v et δ_v .
- des processus de mélange jour/nuit et nuit/jour quasiment systématiques.

Les paragraphes suivants cherchent à étudier l'écart à cette situation classique.

8.4.1 Ecart à la moyenne de la composition isotopique de jour

La situation classique est assimilée à la moyenne des données de jour hors période cyclonique, moins un écart-type ($-13,1\text{‰}-0,7\text{‰} = -13,8\text{‰}$, cf section 7.3.1).

La figure 8.7 se décompose en deux parties. En haut, sont représentées les données de $\delta^{18}O$ des quatre périodes cycloniques en fonction du temps (la période représentée est étendue avant et après la période cyclonique, cf légende de la figure 8.7). Les pointillés verts représentent le niveau à $-13,8\text{‰}$. La courbe bleue correspond à une moyenne glissante à 5 jours appliquée sur les données de jour de δ_v . Lorsque δ_{v-jour} est inférieur à la ligne verte pendant au moins 2 jours consécutifs, nous considérons que la composition isotopique de la vapeur à l'OAM présente un écart à « la situation classique », et montre donc la période d'influence du cyclone. Ainsi, lorsque le cyclone a une influence sur les données de jour, les données Picarro de $\delta^{18}O$ sont représentées en rouge. Lorsque le cyclone n'a pas d'influence, les données sont représentées en noir.

Notons cependant que certaines données inférieures à la ligne verte sont en noir : elles sont associées à des valeurs de δ_{v-jour} dont la composition isotopique est inférieure à $-13,8\text{‰}$ mais durant moins deux jours consécutifs.

Les périodes correspondant aux données rouges sont données dans la partie supérieure du tableau 8.2, et représentées par des cernes oranges sur la figure 8.7.

Tableau 8.2 – Dates d’influence des systèmes cycloniques :

Nom du système	Date de début	Date de fin
Ecart des valeurs de jour à la situation classique		
Bansi/Chezda	du 6 janvier 2015	au 25 janvier 2015
Haliba	du 2 mars 2015	au 15 mars 2015
Daya	du 4 février 2016	au 13 février 2016
Carlos	du 3 février 2017	au 10 février 2017
Perte du mélange jour/nuit et nuit/jour		
Bansi/Chezda	du 6 janvier 2015	au 25 janvier 2015
Haliba	du 6 mars 2015	au 13 mars 2015
Daya	du 3 février 2016	au 13 février 2016
Carlos	du 3 février 2017	du 9 février 2017

8.4.2 La perte de processus de mélange

Le bas de la figure 8.7 représente les données dans un diagramme $\delta^{18}O_v = f(q_v)$. Les données sont les mêmes que dans les graphiques de la partie supérieure de la figure. Pour l’ensemble des périodes, les mélanges jour/nuit et nuit/jour ont été testés indépendamment pour chaque jour³ (non-montré).

Les périodes durant lesquelles les données ne répondent plus à un modèle de mélange sont données dans la partie basse du tableau 8.2.

8.4.3 Conclusions

Si l’on se réfère aux dates de naissances et de comblement des systèmes données par Météo-France (Tableau 8.1), on s’aperçoit que l’appauvrissement isotopique de la vapeur d’eau peut survenir avant la naissance du système (jusqu’à 3 jours à la fois sur Bansi/Chezda, Haliba et Daya). Il est important de préciser que les systèmes dépressionnaires existent déjà sous la forme de zone de forte convection ou de tempête. Aussi, cette diminution peut provenir de ces mêmes phénomènes de convection intense et étendue qui persistent lors de la cyclogénèse.

3. mélange avec une source humide et enrichie, et une source sèche et appauvrie, avec une valeur de r^2 supérieure à 0,7 .

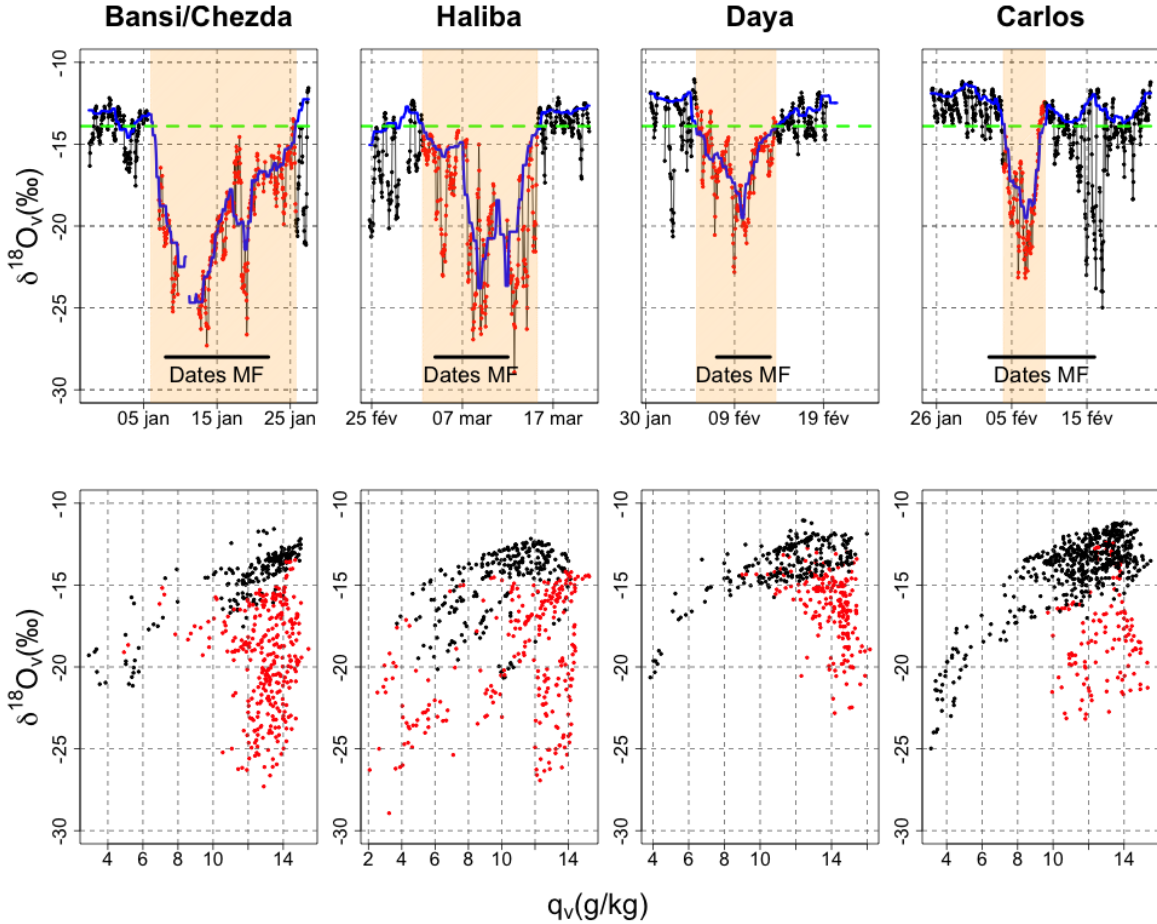


FIGURE 8.7 – Influence des systèmes sur la composition isotopique de la vapeur. En haut : Chronique de $\delta^{18}O_v$ pour les quatre périodes cycloniques. Les périodes s'étendent de 8 jours avant la naissance du système, à 8 jours après son comblement (sauf pour Bansi/Chezda : 10 jours avant et après la naissance et le comblement des systèmes ; sinon, le retour à la situation classique n'aurait pas été visible). Les pointillés représentent le niveau de $-13,8\text{‰}$. Les cernes oranges montrent les périodes durant lesquelles les valeurs de $\delta^{18}O_{V-jour}$ présentent un écart avec la ligne verte, et montrent donc l'influence du cyclone. Les dates de Météo France de naissance et de comblement des systèmes sont représentées par des segments noirs. En bas : diagramme $\delta^{18}O_v = f(q_v)$ pour les quatre périodes cycloniques.

Par ailleurs, l'appauvrissement peut perdurer après le comblement du système cyclonique (jusqu'à 3 jours pour Bansi/Chezda et Haliba, concordances des dates pour Daya et Carlos). Cela signifie que la composition isotopique de la vapeur d'eau est marquée d'un appauvrissement lors de la période de gestation du cyclone.

La perte de mélange se tient sur une période dont le début coïncide (à 1 jour près) avec l'appauvrissement isotopique de δ_{v-Jour} . Les mélanges de masses d'air jour/nuit et nuit/jour se réinstaurent quelques jours (environ 2 jours pour Bansi/chezda, et environ 6 jours Haliba, Daya et Carlos) avant que les valeurs de δ_{v-Jour} ne retrouvent leur niveau classique (-13,8‰ en $\delta^{18}O$). Ceci semble indiquer qu'un système cyclonique a une « empreinte » sur la composition isotopique de la vapeur d'eau au-dessus de l'océan de l'ordre de quelques jours à une semaine.

8.5 Compréhension de la sous-structure isotopique des systèmes cyclonique

Maintenant que les dates de l'influence d'un système cyclonique sur la composition isotopique de la vapeur d'eau ont été déterminées, nous allons nous focaliser sur la compréhension de la sous-structure que présente δ_v .

Dans la mesure où aucune image radar⁴ nous a permis d'étudier la période associée aux systèmes Bansi et Chezda, nous n'étudierons pas ces périodes.

Nous allons nous concentrer sur les périodes qui présentent le passage de bandes précipitantes externes ainsi que le passages des bandes internes, comme définis dans la section 8.3, pour les quatre autres systèmes (l'île n'a pas été sous l'influence de l'œil ni du mur).

8.5.1 Haliba

La figure 8.8 présente les données Picarro à 1h ainsi que les données de précipitations du pluviomètre $P_{evenement}$ et PM. Les données Picarro possèdent un code couleur qui se réfère à la structure du cyclone : les bandes précipitantes externes ainsi que la queue sont représentées par les zones hachurées bleues, et la bande interne par les zones hachurées rouges.

La composition isotopique de la vapeur d'eau diminue fortement dès l'entrée dans BE1 (environ -8‰ sur le $\delta^{18}O$). Au sein de la bande, on remarque une deuxième diminution similaire, qui sépare les données de la bande BE1 en deux groupes. Entre la bande BE1 et la bande BI, une augmentation de δ_v est notée (de -25‰ à -15‰ en $\delta^{18}O$). Une diminution d'amplitude égale à l'augmentation précédente est remarquée à l'entrée de BI. Au sein de BI, une augmentation isotopique est à noter (points violets), suivie d'une rapide

4. Le radar du Colorado a été re-mis en service au cours du mois de mars 2015

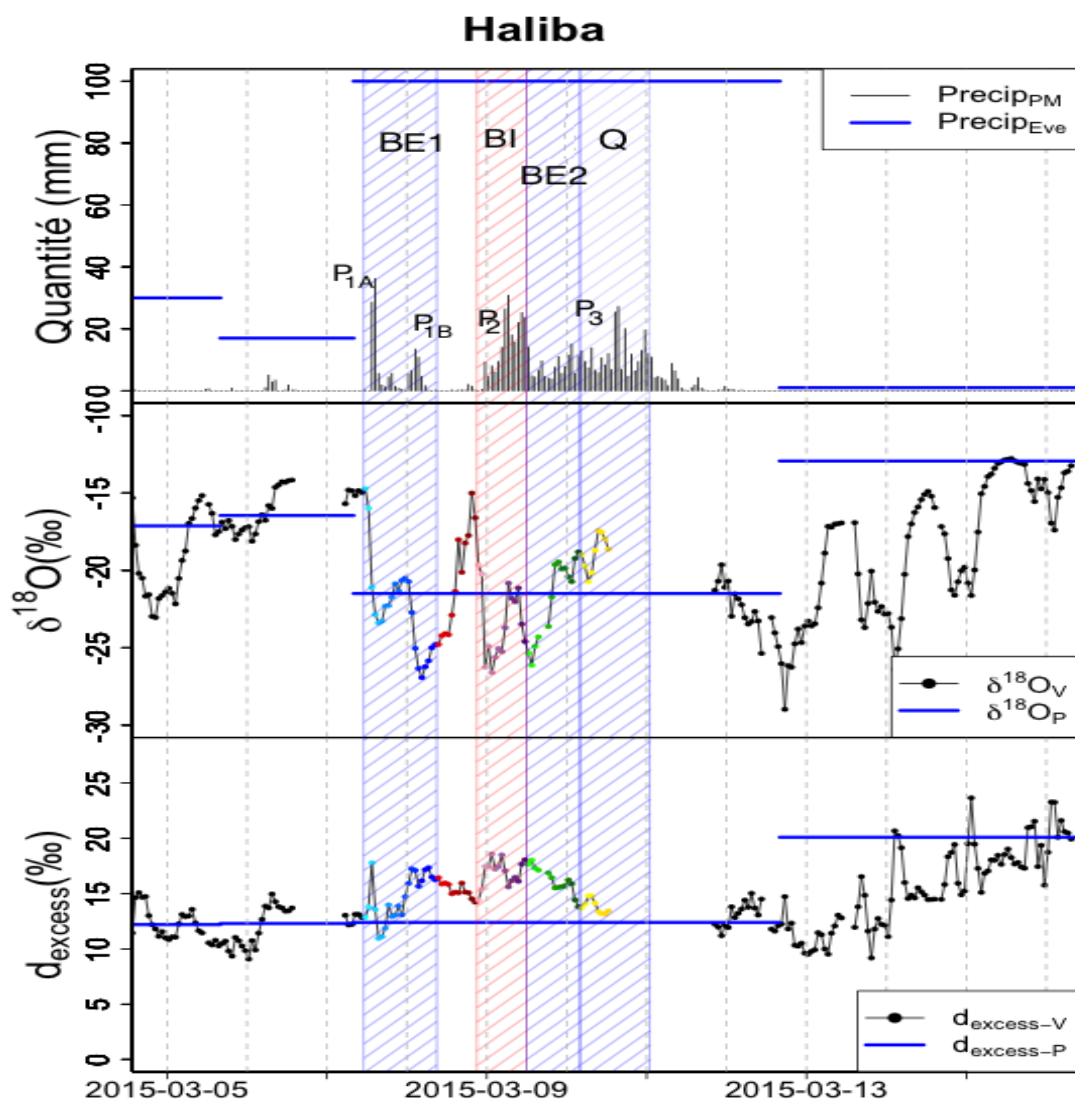


FIGURE 8.8 – La sous-structure du système Haliba. En haut : les précipitations à PM (données 1h) et du pluviomètre $P_{\text{evenement}}$; au centre : la ligne continue se réfère à la composition isotopique de la vapeur d'eau (données 1h) et les lignes bleues à la composition isotopique des précipitations ; en bas : similaire pour l'excès en deutérium. Les cerne bleues représentent les bandes précipitantes externes BE1, BE2 et Q, et la cerne rouge représente la bande interne (BI). Les valeurs de $\delta^{18}O_P$ ont été représentées avec un offset de -10‰ .

diminution (correspondant à l'entrée dans la bande BE2). La composition isotopique dans la bande BE2 augmente, et il en va de même dans la queue (Q).

Une diminution isotopique non linéaire vers le centre du système

La figure 8.9 représente les données Picarro de δ_v à 5 minutes en fonction de la distance au centre du système. Les couleurs se réfèrent à celles de la figure 8.8. Deux minimums isotopiques sont décelés : un premier situé vers 500 km, et le second situé entre 150 et 220 km.

Dans BE1, δ_v diminue à mesure que l'on se rapproche du centre du système (Figure 8.9). Entre BE1 et BI, la vapeur se ré-enrichit (Figure 8.8). Dans BI, la composition isotopique diminue, et reste à de faibles valeurs (entre 160 et 140km, comparable au minimum observé dans BE1), avant de présenter une augmentation au plus près du centre (entre 140 et 110km). On retrouve les valeurs les plus basses au début de la bande BE2 (110km à 160km), puis la vapeur se ré-enrichit progressivement dans BE2 et Q (160km à 400km).

À l'exception de l'augmentation de δ_v entre BE1 et BI, la composition isotopique de la vapeur diminue à mesure que la distance à l'œil du cyclone décroît (visible sur BE1, BE2, Q et à l'entrée de BI), et une augmentation dans BI qui est au plus proche (120 km) du centre du système. Toutefois, si Fudeyasu et al. (2008) a mis en évidence que la composition isotopique des précipitations diminuait à mesure que l'on se rapproche du centre du système, il est important de noter que δ_v ne présente pas une diminution linéaire (présence d'un ré-enrichissement entre BE1 et BI) et que deux minimums isotopiques sont observés.

Les figures 8.8 et 8.9 mettent en avant une très forte variabilité temporelle de δ_v . Ceci indique qu'il n'est pas possible d'étudier l'ensemble des mesures de q_v et de δ_v en même temps, comme si une seule masse d'air évoluait selon un modèle isotopique unique. Aussi cela suggère-t-il que nos données sont le reflet d'un ensemble de masses d'air, possédant leurs évolutions propres.

Dans le paragraphe suivant, nous chercherons à comprendre quels sont les processus qui régissent l'évolution de δ_v au cours du temps.

Compréhension de la sous-structure de δ_v

La figure 8.10 représente les données Picarro à 5 minutes dans des diagrammes $\delta_v = f(q_v)$.

Les données de BE1 se divisent en deux groupes (bleu et bleu foncé). La temporalité de cette subdivision coïncide avec la temporalité des deux séquences de précipitation (P_{1A} , données bleues, et P_{1B} données bleu foncé; Figure 8.8). Ces deux groupes voient leurs données en δ_v s'aligner sur des courbes de distillation de Super-Rayleigh, qui présentent des écarts à l'équilibre (paramètre ϕ) différents (cf courbes rouges, $\phi = 0,01$ et $\phi = 0,03$

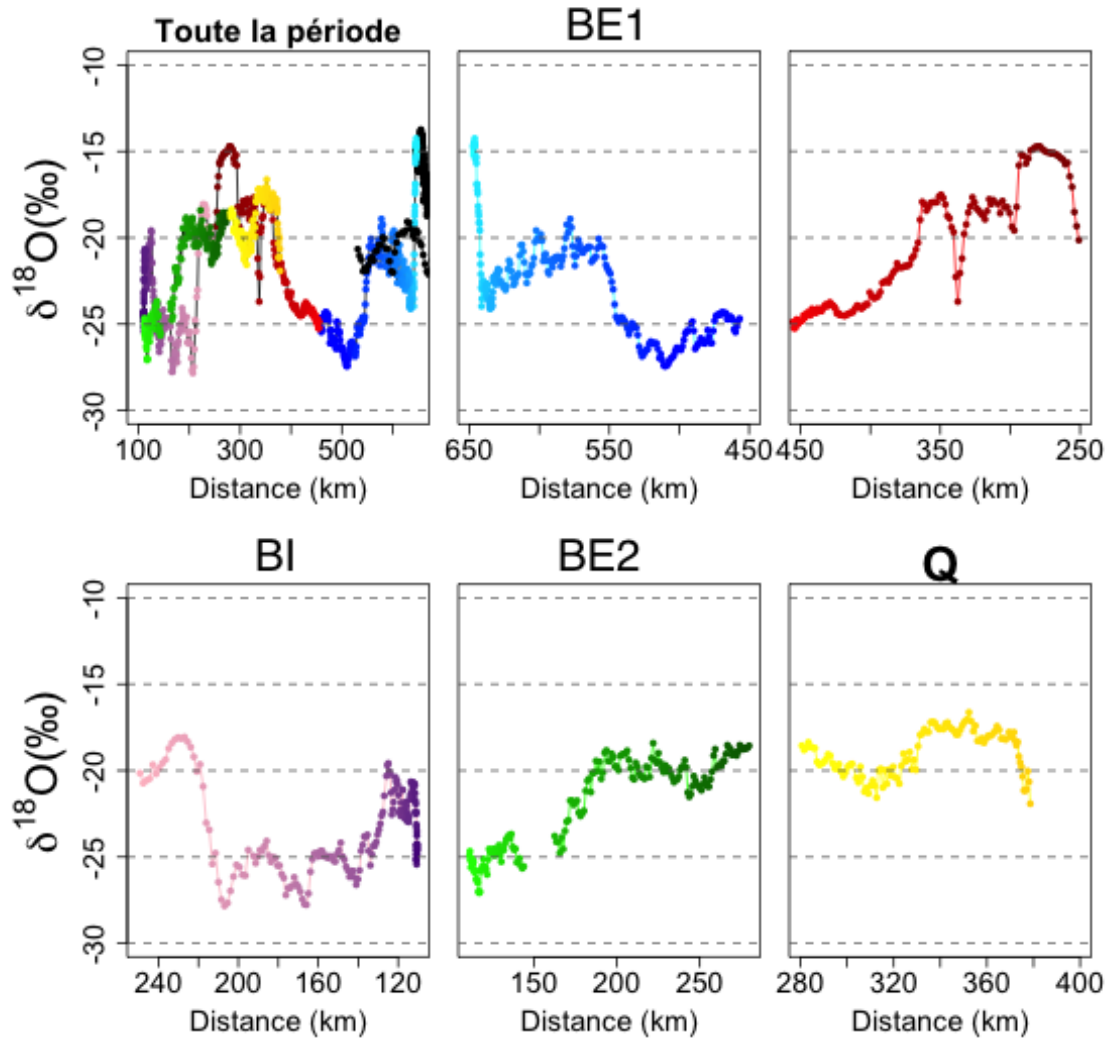


FIGURE 8.9 – Données à 5 minutes de δ_v en fonction de la distance au cyclone. La subdivision des graphiques ainsi que le code couleur des données suivent la structure du cyclone (Figure 8.8).

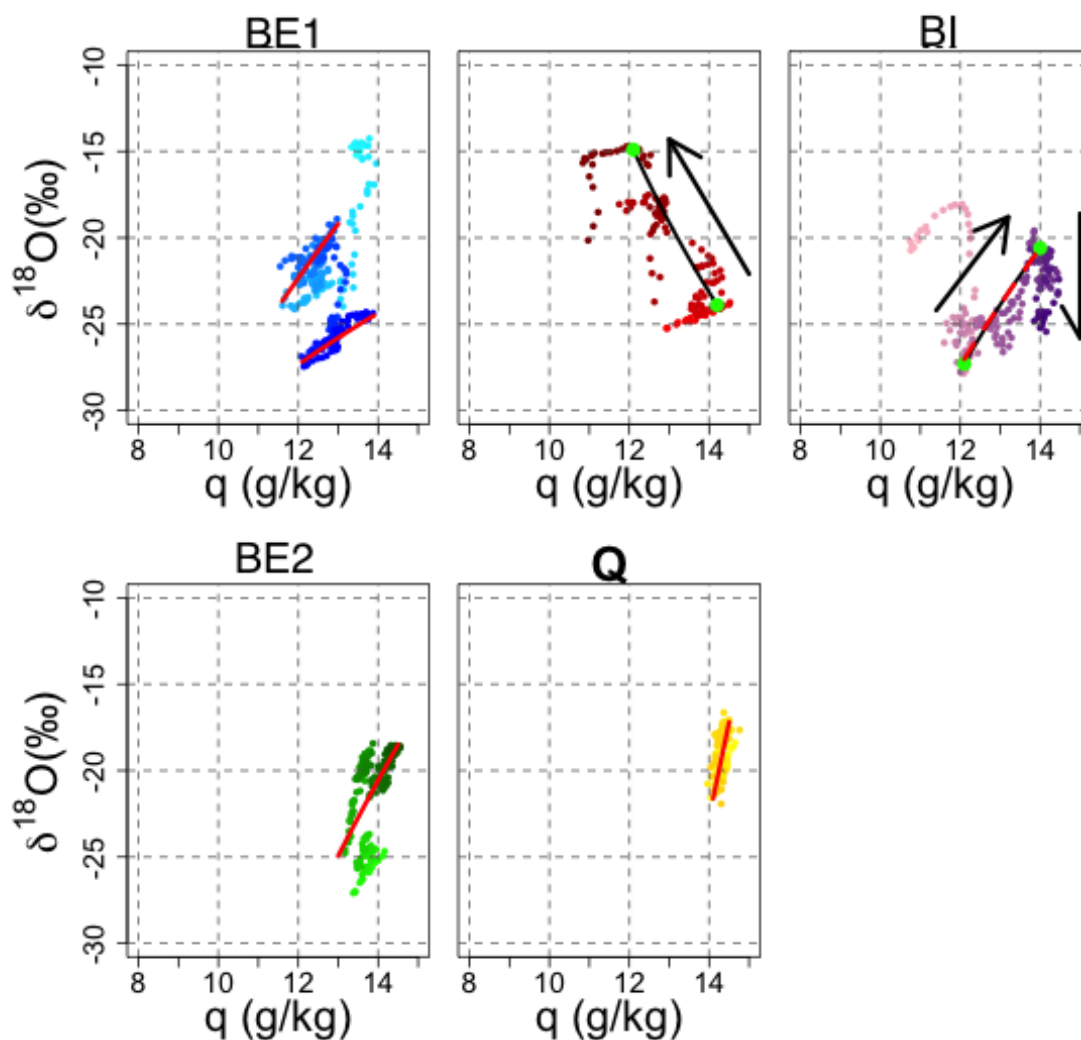


FIGURE 8.10 – Diagramme $\delta_v = f(q_v)$ de la sous-structure de Haliba. La subdivision des graphiques ainsi que le code couleur des données suivent la structure du cyclone (Figure 8.8). Les points verts représentent les sources des mélanges, et les courbes noires le mélange entre ces deux sources. Les courbes rouges correspondent aux modèles de Super-Rayleigh. Les flèches noires représentent le sens d'évolution de la composition isotopique de la vapeur d'eau. Dans le graphique BI, la courbe de mélange est confondu avec une courbe de Super-Rayleigh.

pour les données bleues foncées et bleues respectivement, avec $T^\circ=20^\circ\text{C}$ et $\text{rh}=90\%$).

Les données se situant entre BE1 et BI (données rouges à bordeaux) présentent une augmentation. Un seul modèle peut expliquer cette augmentation (augmentation isotopique associée à une diminution de q_v) : le mélange entre deux masses d'air ($r^2 = 0,69$, cf courbe noire, et points verts).

Les données de BI présentent deux évolutions, avec une première augmentation isotopique et de l'humidité spécifique, et une deuxième avec une diminution isotopique à humidité constante. Les données de la première évolution suivent aussi bien un modèle de mélange ($r^2 = 0,71$), qu'un modèle de distillation de Super-Rayleigh ($\phi = 0,03$, $T^\circ=20^\circ\text{C}$ et, $\text{rh}=90\%$). En effet les deux courbes (noire et rouge) sont superposées. En revanche, la diminution ne peut ni suivre un modèle de mélange ($r^2 = 0,36$), ni suivre un modèle de condensation.

Les données des bandes BE2 et Q suivent un modèle de distillation de Super-Rayleigh avec des valeurs de ϕ égales à 0,05 et 0,15 respectivement ($T^\circ=20^\circ\text{C}$ et, $\text{rh}=90\%$).

8.5.2 Daya

Daya est un système cyclonique qui s'est approché au plus à environ 400km de La Réunion. L'île a été sous l'influence de deux bandes précipitantes (BE1 et BE2), et n'a pas été sous l'influence de la zone interne du cyclone, ni de bandes internes. La trajectoire de Daya n'est pas rectiligne (8.2d.), aussi plusieurs phases d'approchement et d'éloignement sont constatées.

La figure 8.11 est l'homologue de la figure 8.8, mais se reporte au système cyclonique Daya. Les données Picarro possèdent un code couleur qui se réfère à la structure du cyclone (passages de BE1 et BE2).

Un fort appauvrissement (d'environ -15‰ à $-22,5\text{‰}$) est constaté dans la bande BE1 (Figure 8.11). Il présente deux diminution sur δ_v . Ces deux diminutions permettent de distinguer trois groupes de données : (1) les données en bleu clair, avant la première diminution ; (2) les données en bleu terne, entre les deux diminutions (plateau intermédiaire) ; et (3) les données durant la deuxième diminution (Figure 8.11). Les deux premiers groupes correspondent à la séquence de précipitation P_{1A} , et le troisième groupe à la séquence P_{1B} . Une augmentation de δ_v est à noter entre BE1 et BE2, période durant laquelle il n'y a aucune précipitation (Figure 8.11). Une diminution est présente au débout de la bande BE2 (et correspond à la séquence de précipitation P_{2A}), avant de constater une augmentation continue au sein de la bande dont le début coïncide avec la séquence P_{2B} (Figure 8.11).

Une diminution isotopique non linéaire vers le centre du système

La figure 8.12 représente les données Picarro de δ_v à 5 minutes en fonction de la distance au centre du système. Les couleurs se réfèrent à celles de la figure 8.11. A gauche

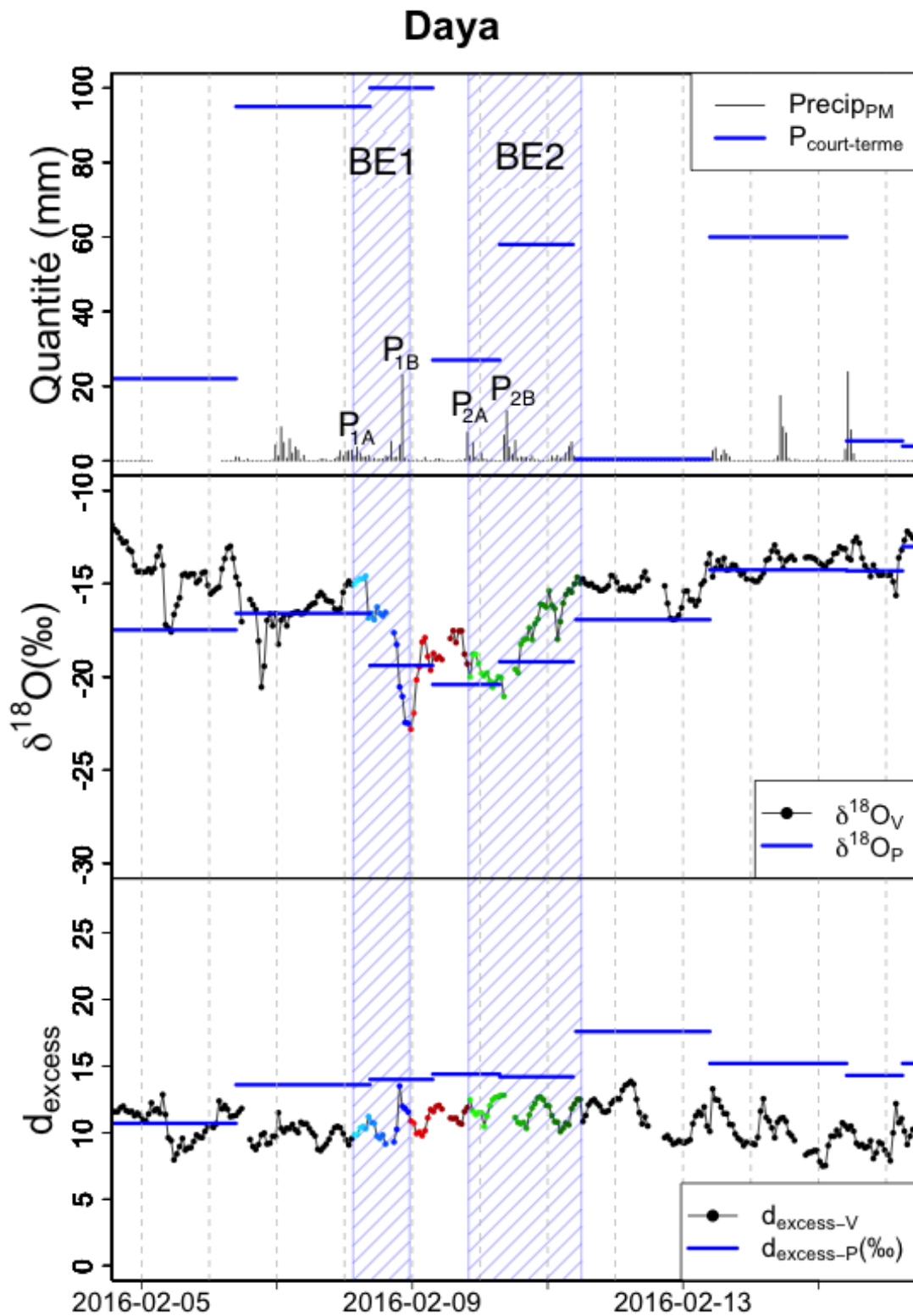


FIGURE 8.11 – La sous-structure du système Daya. L’organisation de la figure est identique à celle de la figure 8.8. Les cernes bleus représentent les bandes précipitantes BE1 et BE2. Les valeurs de $\delta^{18}O_P$ ont été représentées avec un ajustement de -10% .

sont représentées les données à 5 minutes sur le même laps de temps que celui présenté en figure 8.11.

A l'échelle du système, une diminution isotopique est constatée à mesure que l'on se rapproche du centre du système (Figure 8.12 gauche). Cependant les valeurs les plus basses de δ_v ne se situent pas au plus près (400km) mais à 520km (données bleues et rouges), et les diminutions isotopiques ne suivent pas les phases d'approche et d'éloignement (Figure 8.12, BE1 et données en rouges). Aussi, à petite échelle temporelle (trois jours), il semblerait que la vapeur soit d'avantage pilotée par la structure du cyclone (présence d'une bande ou non, et séquences de précipitations) que par la proximité au centre du système.

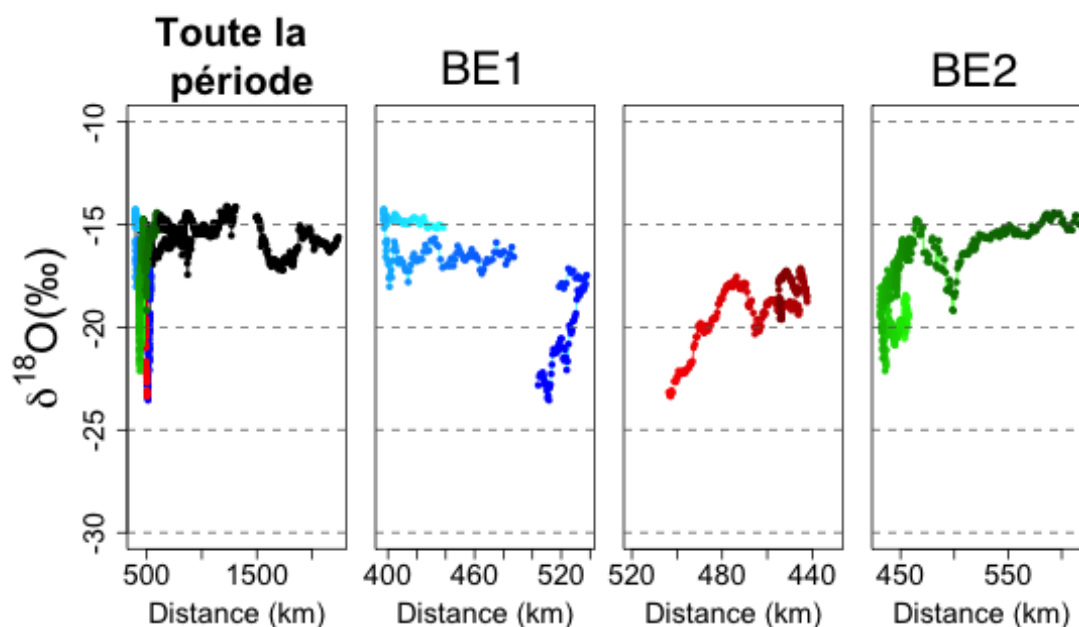


FIGURE 8.12 – δ_v en fonction de la distance au cyclone (Daya). La subdivision des graphiques ainsi que le code couleur des données suivent la structure du cyclone (Figure 8.11).

Compréhension de la sous-structure de δ_v

La figure 8.13 représente les données Picarro à 5 minutes dans des diagrammes $\delta_v = f(q_v)$.

Au sein de la bande BE1, les données forment trois sous-groupes (correspondant à ceux définis avec les séquences de précipitation). Pour le premier groupe (données bleu

clair), le modèle de Rayleigh ($T^{\circ}=20^{\circ}\text{C}$) permet d'expliquer l'évolution de la vapeur d'eau. Les deux autres groupes s'accordent avec le modèle de Super-Rayleigh (avec des valeurs de ϕ égale à 0,03 et 0,01 pour les données bleu marine, et bleues respectivement ; pour les deux courbes $T^{\circ}=20^{\circ}\text{C}$ et $\text{rh}=90\%$). Les plus fortes précipitations correspondent au modèle d'évaporation de la pluie avec $\phi = 0,03$.

Les données entre BE1 et BE2 d'une part, et les données de BE2 d'autre part ne suivent pas un modèle en particulier.

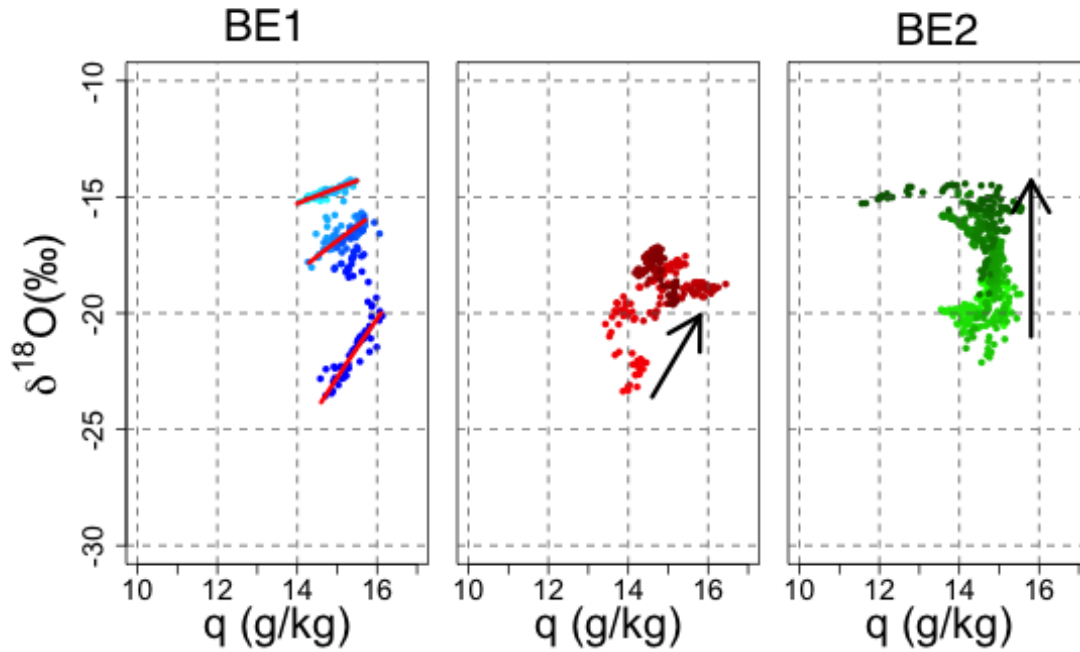


FIGURE 8.13 – Diagramme $\delta_v = f(q_v)$ de la sous-structure de Daya. Les flèches noires représentent le sens d'évolution de la composition isotopique de la vapeur d'eau. Les courbes rouges représentent les modèles de distillation (dans BE1, de haut en bas) : distillation de Rayleigh ($T^{\circ}=20^{\circ}\text{C}$), de Super-Rayleigh ($\phi = 0,01$, $T^{\circ}=20^{\circ}\text{C}$, $\text{rh}=90\%$) et de Super-Rayleigh ($\phi = 0,03$, $T^{\circ}=20^{\circ}\text{C}$, $\text{rh}=90\%$).

8.5.3 Carlos

Carlos est un système cyclonique qui est passé très près de La Réunion (à environ 145km). Bien que sinueuse, sa trajectoire ne présente qu'une phase d'approche et qu'une phase d'éloignement de l'île (8.2e.).

La figure 8.14 est l'homologue de la figure 8.8, mais se reporte au système cyclonique Carlos. Les couleurs se réfèrent aux passages des bandes BE1, BE2 et Q ainsi que le

passage de la bande interne (BI).

Un appauvrissement isotopique est présent au début de la bande BE1. Le minimum isotopique du système y est constaté, et coïncide avec le début de la séquence de précipitation P_1 . Dans la zone interne, la composition isotopique de la vapeur augmente lorsque les précipitations sont les plus faibles ainsi qu'au début de la séquence de précipitation P_2 . δ_v diminue à nouveau avant l'entrée dans BE2. Dans les bandes BE2 et Q, la composition isotopique de la vapeur d'eau se ré-enrichit progressivement.

Lors des fortes précipitations, un seul échantillon de pluie a été collecté, ce qui ne permet pas d'étudier les précipitations.

Une diminution isotopique vers le centre du système

La figure 8.15 représente les valeurs de δ_v des données Picarro à 5 minutes en fonction de la distance au centre du cyclone. L'organisation de la figure est identique à celle de la figure 8.12. Globalement, δ_v diminue à mesure que le cyclone se rapproche (Figure 8.15 toute la période).

Le minimum isotopique est noté dans la bande BE1. La vapeur se ré-enrichit au plus proche (145km) de l'œil du cyclone (Figure 8.15, BE1 et BI). La composition isotopique dans BE2 et Q remonte progressivement pendant que le système s'éloigne (Figure 8.14).

La sous-structure de δ_v lors du passage de Carlos

La figure 8.16 présente les données Picarro à 5 min dans un diagramme $\delta_v = f(q_v)$. La bande BE1 présente trois sous-groupes : le premier ne présente pas de précipitation locale, le deuxième présentent de faibles précipitations, et le troisième de fortes précipitations. Les deux derniers groupes présentent les caractéristiques d'une distillation de Super-Rayleigh ($\phi = 0,03$, $T^\circ = 20^\circ\text{C}$ et $\text{rh} = 90\%$).

Les données Picarro mesurées lors du passage de BI peuvent elles-aussi se diviser en deux groupes. Ils suivent tous deux l'évolution des précipitations (les données roses correspondent à la fin de la séquence P_1 , et les données violettes au début de la séquence P_2). Ces groupes présentent des signatures (q_v et δ_v) très proches. Ils s'accordent avec des modèles de distillation de Rayleigh (données roses, $T^\circ = 20^\circ\text{C}$) et de distillation de Super-Rayleigh (données violettes, $\phi = 0,03$, $T^\circ = 20^\circ\text{C}$ et $\text{rh} = 90\%$).

Les données de BE2 et Q ne s'accordent pas avec un modèle (distillation, mélange) en particulier. Un enrichissement progressif est à noter, avec des variations d'humidité spécifique comprises entre 13,5g/kg et 16g/kg. Cet enrichissement survient alors que des précipitations locales sont mesurées à PM. Les données oranges montrent que l'enrichissement de la vapeur d'eau se stabilise autour -14‰ à -12‰ en $\delta^{18}\text{O}$.

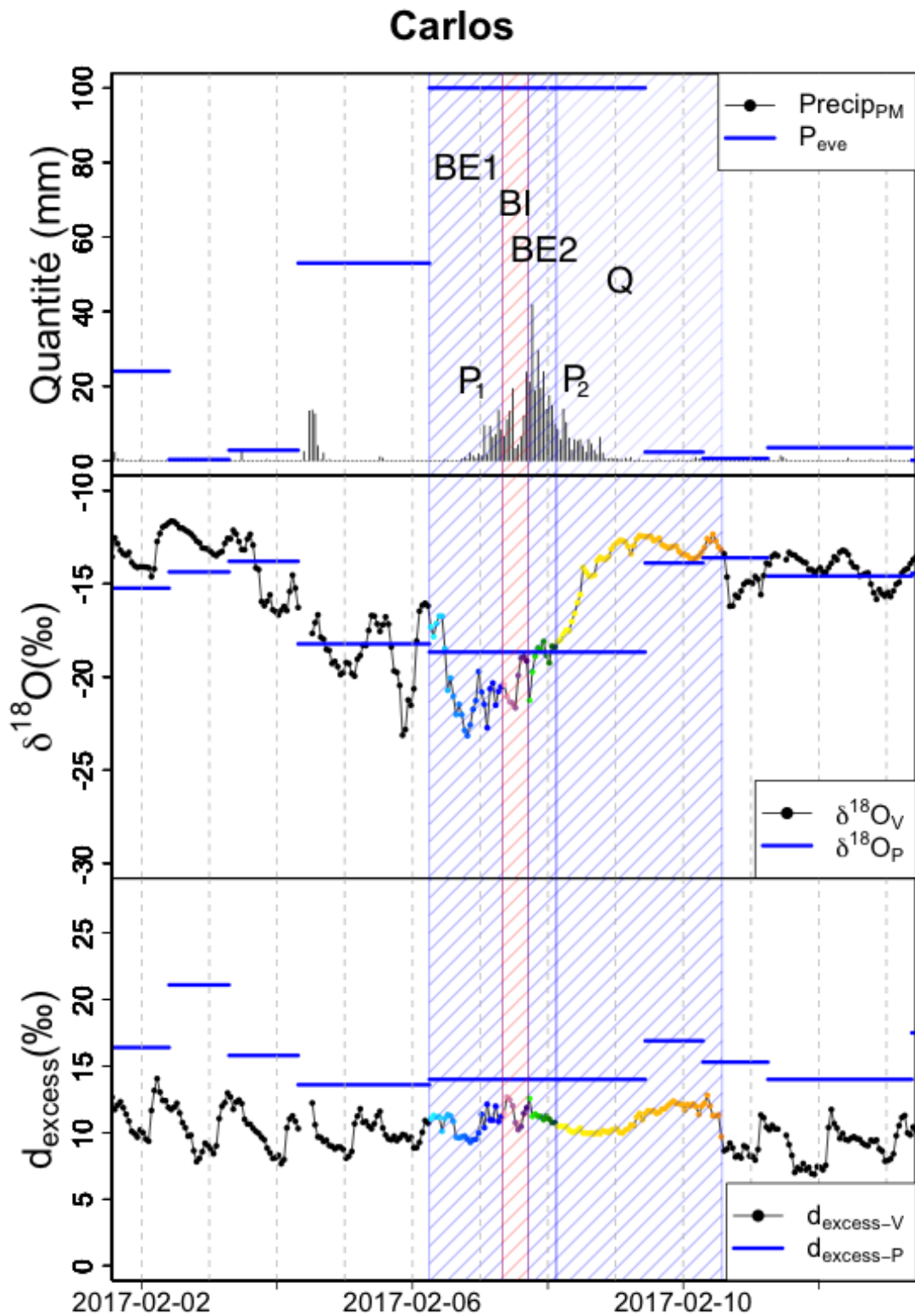


FIGURE 8.14 – La sous-structure du système Daya. L’organisation de la figure est identique à celle de la figure 8.8. Les cernes bleues représentent les bandes précipitantes externes BE1 et BE2. Les valeurs de $\delta^{18}O_P$ ont été représentées avec un ajustement de -10‰ .

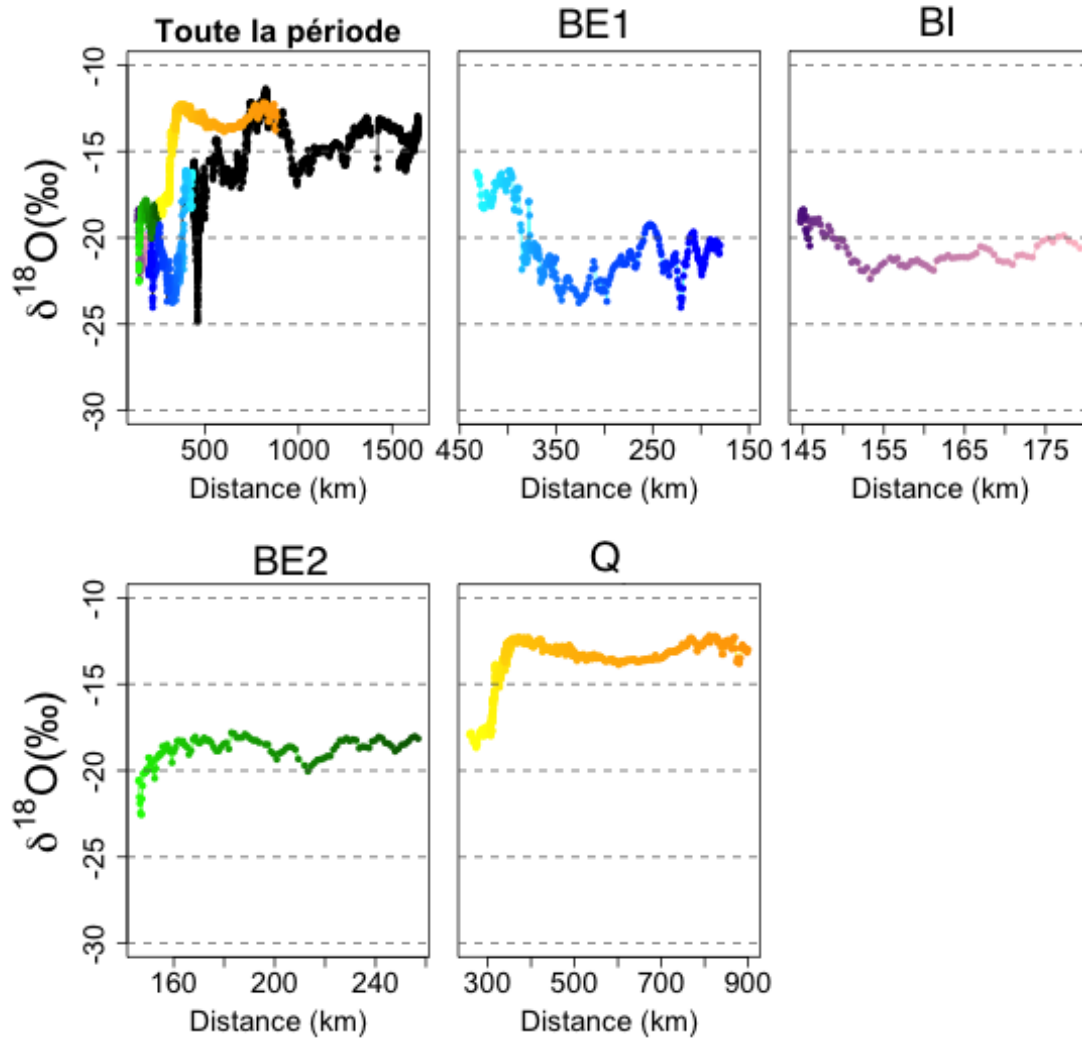


FIGURE 8.15 – δ_v en fonction de la distance au cyclone (Carlos). La subdivision des graphiques ainsi que le code couleur des données suivent la structure du cyclone (Figure 8.14).

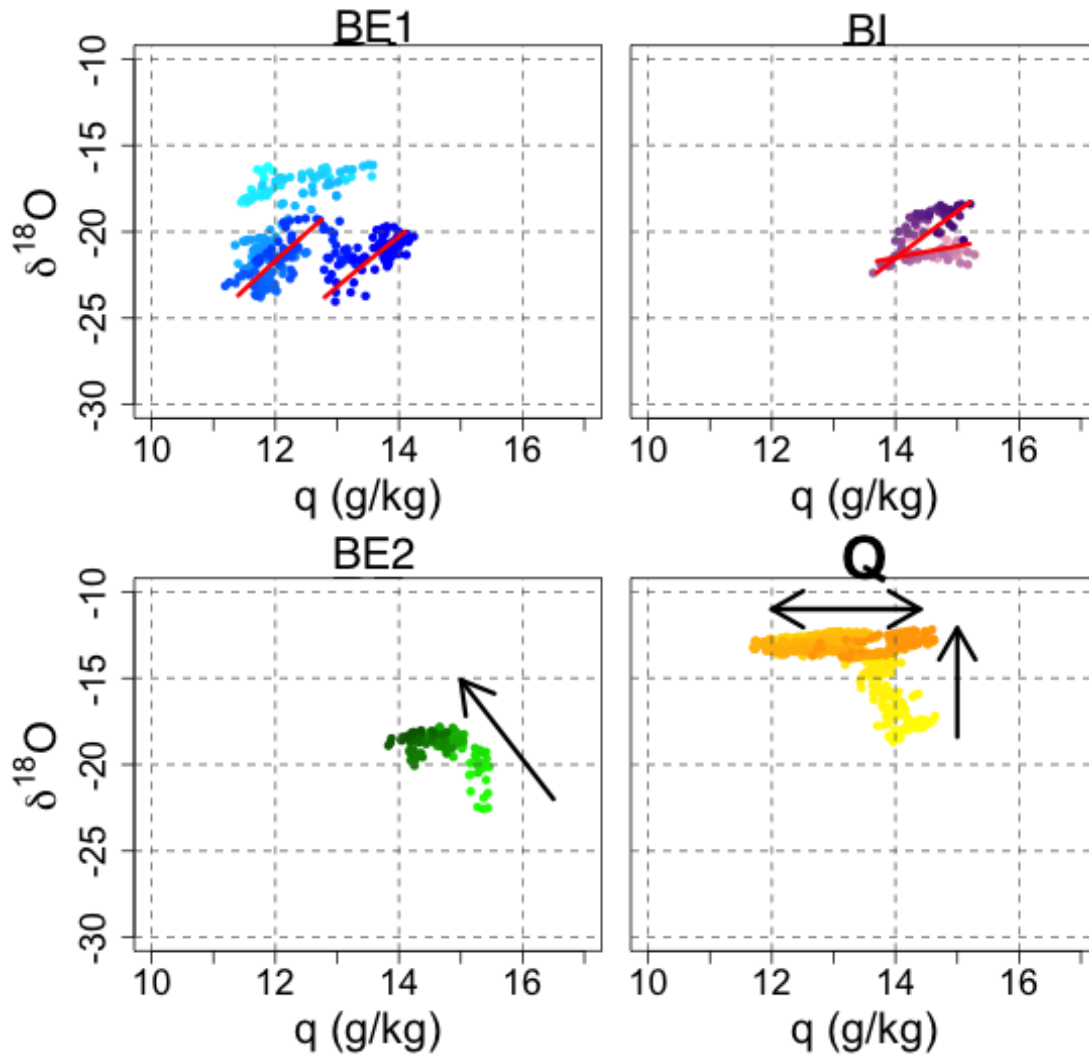


FIGURE 8.16 – Diagramme $\delta_v = f(q_v)$ de la sous-structure de Carlos. Les flèches noires représentent le sens d'évolution de la composition isotopique de la vapeur d'eau. Les courbes rouges représentent les modèles de distillations des masses d'air.

8.5.4 Synthèse

La composition isotopique de la vapeur d'eau mesurée lors du passage d'un système cyclonique montre que δ_v possèdent une sous-structure similaire d'un système à l'autre, et ne peut pas être étudiée par un seul et même modèle. En effet :

- une forte diminution de δ_v est constatée à l'entrée de la première bande précipitante externe ;
- entre deux bandes, la vapeur d'eau se ré-enrichit (visible sur Haliba et Daya) ;
- les bandes internes présentent systématiquement une période d'enrichissement de la vapeur d'eau (Haliba et Carlos) ;
- δ_v augmente progressivement dans les bandes succédant les bandes internes.

Globalement, δ_v diminue à mesure que la distance au centre du cyclone décroît (Haliba, Daya, Carlos). Une augmentation isotopique est aussi présente dans la zone interne du cyclone (visible sur Haliba et Carlos, Daya étant passé trop loin). L'augmentation isotopique dans la zone interne est à mettre en parallèle avec les conclusions de Gedzelman et al. (2003) et Fudeyasu et al. (2008) : elle peut être attribuée à un apport vapeur en provenance de l'océan sous la forme de sprays océaniques. Toutefois, nous n'avons pas assez d'éléments pour discuter davantage ce phénomène.

Les modèles de condensation (Rayleigh et Super-Rayleigh) expliquent généralement bien l'évolution de la vapeur dans les bandes précipitantes externes. Toutefois, les phénomènes évaporatoires ne s'opèrent pas avec la même intensité (valeurs de ϕ comprises entre 0 (Rayleigh) et 0,15). Il est à noter que les paramétrisations des modèles de condensation ont toutes été réalisées avec les mêmes valeurs de température (20°C) et d'humidité relative (90%), seul le paramètre ϕ ayant été ajusté. De meilleurs ajustements pourraient permettre d'approfondir l'étude des processus de condensation inhérents aux systèmes cycloniques.

Pour Haliba, l'augmentation isotopique entre la bande BE1 et la zone interne BI d'une part, et pour Daya, l'augmentation isotopique entre BE1 et BE2, peuvent aussi bien être attribuées à (1) une masse d'air distinct, n'ayant pas subi une condensation poussée, ou bien à (2) apport de vapeur d'eau qui pourrait provenir de l'évaporation de l'océan par exemple.

8.6 Conclusions et perspectives

La composition isotopique de la vapeur d'eau est marquée d'un fort appauvrissement lors du passage d'un système cyclonique. δ_v possède une sous-structure qui est similaire pour l'ensemble des systèmes que nous avons étudiés.

L'influence d'un système cyclonique sur la composition isotopique de la vapeur d'eau est constatée environ 3 jours avant et après la naissance et le comblement du système (rappelons que les systèmes dépressionnaires existent déjà sous la forme de zone de forte convection ou de tempête avant leurs dates de naissance donnée par Météo France). L'écart

à une situation initiale s'effectue rapidement (moins d'un jour), avec un appauvrissement de δ_{v-Jour} , et une perte des processus de mélange (au niveau de l'OAM). Les processus de mélanges réapparaissent (environ 6 jours) avant que δ_{v-Jour} ne revienne à son valeur initiale.

L'étude de la sous-structure isotopique (δ_v) des systèmes cycloniques a montré que les variations de δ_v sont liées principalement à la structure du système et aux phénomènes de condensation. Au premier ordre, la diminution de δ_v est fonction de la distance au centre du système. Une augmentation isotopique est remarquée dans la zone interne des systèmes, ce qui vient conforter les observations de Gedzelman et al. (2003) et Fudeyasu et al. (2008), et appuyée l'hypothèse que cet enrichissement pourrait être lié à l'évaporation de sprays océanique.

Ce travail représente une première étape dans l'étude des phénomènes cycloniques dans l'océan Indien à partir de la composition isotopique de la vapeur d'eau. Des mesures complémentaires (structure verticale de l'atmosphère, chimie de l'atmosphère) couplées à des modélisations (mésos-échelle, rétrotrajectoires) permettraient de comprendre plus en détails la sous-structure de δ_v d'un système cyclonique, et de déterminer son potentiel d'étude. De plus, plusieurs sites de mesures simultanées représenteraient une opportunité afin d'étudier l'évolution d'un système cyclonique.

Chapitre 9

Conclusion et perspectives

Le but de cette thèse est de déterminer le potentiel des isotopes stables de la vapeur d'eau (δ_v) quant à l'étude de la dynamique atmosphérique et des processus atmosphériques humides à La Réunion, et plus généralement dans la partie sud-ouest de l'océan Indien.

L'implantation d'un spectromètre laser Picarro à l'Observatoire de l'Atmosphère du Maïdo (Chapitre 4) a permis d'obtenir une chronique de trois ans de mesures consécutives (du 1^{er} novembre 2014 au 31 octobre 2017).

Parce que l'île de La Réunion possède de nombreux microclimats (Chapitre 2), l'étude des influences météorologiques prédominantes à l'Observatoire et à son voisinage était un préalable nécessaire à l'exploitation de ces mesures (Chapitre 5). Cette étude a permis de montrer que les influences météorologiques étaient communes à l'ensemble du flanc ouest (incluant l'Observatoire). Elle a également montré que des phénomènes de brises de terre et de mer s'y opéraient journalièrement.

L'étude de la variabilité des mesures réalisées (Chapitre 6) a montré l'existence d'un cycle saisonnier sur l'humidité spécifique de l'air (q_v) et sur le taux de précipitation. Bien qu'elle ne présente pas de cyclicité saisonnière, la composition isotopique de la vapeur d'eau présente deux minimums, respectivement associés à l'occurrence des phénomènes cycloniques (qui ont pour effet d'appauvrir significativement la vapeur en isotopes lourds) durant l'été austral et à l'occurrence de nuits très appauvries durant l'hiver austral. L'analyse de la cyclicité diurne que présentent nos mesures (Chapitre 7) ainsi que la variabilité synoptique associée aux phénomènes cycloniques (Chapitre 8) a permis d'obtenir les résultats suivants :

La cyclicité diurne :

L'étude de la cyclicité diurne a mis en évidence des caractéristiques de la dynamique atmosphérique aux échelles locale et régionale. Cette cyclicité est marquée tout au long de l'année, en dehors des périodes cycloniques. Elle est le reflet des phénomènes de brises de terre et de mer qui se mettent en place conjointement avec le développement de la couche limite atmosphérique. Durant le jour, des masses d'air humides en provenance de

la couche limite atteignent l'Observatoire. Durant la nuit, des masses d'air plus sèches et isotopiquement plus appauvries originaires de la troposphère libre y parviennent.

L'identification de certaines nuits significativement plus appauvries a permis de mettre en évidence des modifications de la circulation atmosphérique à l'échelle régionale. Ces nuits, qualifiées d'« extrêmes », sont les témoins d'une augmentation de la subsidence au niveau de La Réunion, causée par une plus grande proximité entre le Jet Subtropical et La Réunion, durant l'hiver austral. Les nuits extrêmes durant l'été austral sont le reflet d'un renforcement de la subsidence, ou de perturbations atmosphériques dont les masses d'air ont subi des processus de distillation.

En s'appuyant sur trois années de mesures, ces résultats démontrent et confirment la connaissance des processus climatiques responsables des cycles diurnes. A court terme, la poursuite des mesures de q_v et δ_v à l'Observatoire ne semble plus indispensable si leur unique objectif est d'étudier les mouvements de couche limite, ou les modifications de la circulation atmosphérique régionale. Toutefois, à plus long terme, dans un contexte de changement climatique, il serait intéressant de renouveler l'étude de l'occurrence des nuits extrêmes afin de mieux comprendre l'évolution des échanges d'eau dans la troposphère entre les basses et les hautes latitudes.

Notons aussi que la reproduction de mesures ponctuelles de q_v et de δ_v à différentes altitudes sur le flanc ouest permettrait de mieux évaluer l'évolution du gradient isotopique en fonction de l'altitude à La Réunion. De même, varier les sites de mesures sur l'île permettraient d'évaluer la représentativité spatiale de nos mesures et/ou d'évaluer l'influence d'un environnement sur δ_v , comme par exemple le rôle d'une forêt sur le recyclage de l'eau.

Bien que les données de la composition isotopique de la vapeur d'eau et de l'humidité spécifique de l'air durant la journée (11h à 17h HL) ont permis de montrer que l'OAM était sous l'influence de la couche limite de jour, leur variabilité inter-journalière n'a pas été étudiée. Cette variabilité permettrait-elle de détecter un signal de transpiration ou des occurrences de pluies ou de brumes ?

La cyclicité diurne de l'excès en deutérium n'a pas été exploitée. Elle indique une augmentation au lever du soleil (7h, heure locale) qui n'est pas prédite par le modèle de Merlivat (1978) (voir les valeurs de l'excès en deutérium du flux évaporatoire ; Chapitre 7). Une telle étude pourrait apporter des informations complémentaires sur les processus à l'origine du phénomène, comme par exemple la réévaporation de la rosée matinale.

Les phénomènes cycloniques :

Le travail réalisé a principalement consisté à décrire l'influence d'un système cyclonique sur la composition isotopique de la vapeur d'eau.

Les mesures de q_v et de δ_v durant le passage de cinq systèmes cycloniques montrent que l'influence d'un système se manifeste par un écart à une situation initiale avec (1)

un appauvrissement sur δ_v se manifestant environ 3 jours avant et après la naissance et le comblement du système, et (2) une perte des processus de mélange au niveau de l'Observatoire.

Au premier ordre, δ_v diminue en fonction de la distance au centre du cyclone, bien qu'une augmentation soit décelée dans la zone interne. La sous-structure isotopique de δ_v des systèmes cycloniques (similaire pour l'ensemble des systèmes) est principalement liée à la structure du système et aux phénomènes de condensation.

Ce travail est une première étape dans l'évaluation du potentiel des isotopes stables de la vapeur d'eau dans l'étude des phénomènes cycloniques. La mise en évidence d'une sous-structure complexe tend à montrer qu'un tel potentiel d'étude existe. Toutefois, il apparaît clairement que des mesures complémentaires, couplées à de la modélisation méso-échelle ou encore à des rétrotrajectoires, permettraient de mieux comprendre la sous-structure de δ_v . D'autres perspectives d'études sont envisageables :

- disposer de plusieurs sites de mesures simultanées représenteraient l'opportunité d'étudier l'évolution de δ_v d'un même système cyclonique ;
- réaliser des mesures de précipitations (taux et composition isotopique) à haute fréquence permettrait d'étudier l'évolution des processus de condensation. Les mesures à 1h sur la vapeur représentant bien la sous-structure du système, un pas de temps similaire pour la collecte des précipitations serait un bon compromis entre la résolution temporelle et la quantité d'échantillon à analyser.
- les mesures aéroportées de δ_v permettraient de vérifier si des chutes isotopiques sont systématiquement présentes à l'entrée d'une bande précipitante. Ces mesures permettraient d'apporter des réponses aux questions se posant encore sur (1) l'augmentation de δ_v entre deux bandes précipitantes et (2) l'augmentation de δ_v dans la zone interne, en liaison avec des processus de recharge via les sprays océaniques, comme le suggèrent Gedzelman et al. (2003) et Fudeyasu et al. (2008).

Perspectives d'étude complémentaire

Etude conjointe de la composition isotopique des précipitations et de la vapeur d'eau

En complément de ce travail de thèse, il apparaît que des prélèvements à haute fréquence (de 5 à 15 minutes) des précipitations permettraient d'étudier la redistribution des isotopes stables de l'eau entre les phases liquide et vapeur lors des phénomènes convectifs. Au travers de comparaisons avec des modèles simples (de type Emmanuels par exemple) ou avec des modèles régionaux (de type Meso-NH par exemple), il sera possible de préciser et d'exploiter le potentiel des isotopes de l'eau dans l'étude de la structure des phénomènes convectifs. A terme, ceci permettra de mieux comprendre quels sont les facteurs qui pilotent la composition isotopique des précipitations, et donc une meilleure

compréhension du cycle de l'eau en zone tropicale et subtropicale.

Il serait par ailleurs intéressant d'étudier la composition isotopique des précipitations à différents endroits sur l'île. En plus d'apporter une information sur la représentativité spatiale de la composition isotopique des pluies à l'Observatoire, un tel suivi à l'échelle synoptique permettrait de renforcer la compréhension des hydrosystèmes (rivières et aquifères) à La Réunion (Nicolini and Morgenstern, 2007; Rogers et al., 2012).

Quels apports pour l'amélioration des modèles climatiques ?

Nos mesures regroupent deux types de variabilités : celles reliées à la circulation atmosphérique régionale (nuits extrêmes et cyclones), et celles reliées à la dynamique atmosphérique à l'échelle locale.

Les modifications de la circulation atmosphérique régionale lors des nuits extrêmes, ainsi que la valeur de l'appauvrissement sont bien représentées par le modèle LMDZ-iso. De plus, ce modèle présente des appauvrissements durant les phénomènes cycloniques observés en 2015 (non montré). Il serait intéressant d'établir une comparaison entre les simulations numériques d'une part et des données isotopiques de vapeur et de précipitation d'autre part. Ceci permettrait de valider la paramétrisation des fractionnements isotopiques lors de la condensation en zone tropicale marine.

A l'échelle locale, nos mesures de q_v et de δ_v permettraient de valider un modèle méso-échelle, comme par exemple Meso-NH. Dans l'optique où l'implémentation des isotopes stables de l'eau dans Meso-NH est aujourd'hui un travail engagé, une comparaison entre simulations et mesures pourrait améliorer et consolider la compréhension des processus de condensation, de mouvement de la couche limite atmosphérique, et de mélange de masses d'air à l'échelle de l'île.

A l'échelle régionale, des comparaisons entre simulations et mesures lors de périodes cycloniques permettraient d'améliorer et/ou de valider les modèles climatiques méso-échelle, et par conséquent aboutir à une meilleure compréhension des phénomènes cycloniques.

Quatrième partie

Bibliographie

Bibliographie

- Aemisegger, F., Pfahl, S., Sodemann, H., Lehner, I., Seneviratne, S. I., and Wernli, H. (2014). Deuterium excess as a proxy for continental moisture recycling and plant transpiration. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, :4029–4054.
- Baer, D. S., Paul, J. B., Gupta, M., and O’Keefe, A. (2002). Sensitive absorption measurements in the near-infrared region using off-axis integrated-cavity-output spectroscopy. *Applied Physics B : Lasers and Optics*, 75(2-3) :261–265.
- Bailey, A., Toohey, D., and Noone, D. (2013). Characterizing moisture exchange between the Hawaiian convective boundary layer and free troposphere using stable isotopes in water. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(15) :8208–8221.
- Baldy, S., Bessaft, M., Badr, A., and Luk, D. L. S. (1996). Field observations of the vertical distribution of tropospheric ozone at the island of Reunion (southern tropics). *Journal of Geophysical Research*, 101 :23,835–23,849.
- Banta, R. M. (1990). The Role of Mountain Flows in Making Clouds. *American Meteorological Society*, 23.
- Baray, J. L., Courcoux, Y., Keckhut, P., Portafaix, T., Tulet, P., Cammas, J. P., Hauchecorne, A., Godin Beekmann, S., De Mazière, M., Hermans, C., Desmet, F., Sellegri, K., Colomb, A., Ramonet, M., Sciare, J., Vuillemin, C., Hoareau, C., Dionisi, D., Duflot, V., Vèrèmes, H., Porteneuve, J., Gabarrot, F., Gaudo, T., Metzger, J. M., Payen, G., Leclair De Bellevue, J., Barthe, C., Posny, F., Ricaud, P., Abchiche, A., and Delmas, R. (2013). Maïdo observatory : A new high-altitude station facility at Reunion Island (21 S, 55 E) for long-term atmospheric remote sensing and in situ measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(10) :2865–2877.
- Bastrikov, V., Gribanov, K., Cattani, O., Jouzel, J., and Zakharov, V. (2014). Continuous measurements of atmospheric water vapour isotopes in western Siberia (Kourouvka). *Atmospheric Measurement Techniques*, 7 :1763–1776.
- Beer, R., Glavich, T. A., and Rider, D. M. (2001). Tropospheric emission spectrometer for the Earth Observing System’s Aura satellite. *Applied Optics*, 40(15) :2356.

- Beucher, F. (2010). *Météorologie Tropicale : des alizés au cyclone*. Météo-France, Toulouse.
- Bister, M. and Emanuel, K. A. (1997). The Genesis of Hurricane Guillermo : TEXMEX Analyses and a Modeling Study. *Monthly Weather Review*, 125(10) :2662–2682.
- Bjerknes, J. and Holmboe, J. (1944). On the Theory of Cyclones.
- Black, P. G., Burpee, R. W., Dorst, N. M., and Adams, W. L. (1986). Appearance of the Sea Surface in Tropical Cyclones. *Weather and Forecasting*, 1 :102.
- Boesch, H., Deutscher, N. M., Warneke, T., Byckling, K., Cogan, A. J., Griffith, D. W. T., Notholt, J., Parker, R. J., and Wang, Z. (2013). HDO/H₂O ratio retrievals from GOSAT. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(3) :599–612.
- Bonne, J.-l. (2015). *Jean-Louis Bonne Observations continues de la composition atmosphérique au sud Groenland*. PhD thesis, Saint Quentin en Yvelines.
- Bony, S., Risi, C., and Vimeux, F. (2008). Influence of convective processes on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation and water vapor in the tropics : 1. Radiative-convective equilibrium and Tropical Ocean-Global Atmosphere-Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(19) :1–21.
- Bouttier, F. (2007). Arome, avenir de la prévision régionale. *La Météorologie*, 8 :12.
- Brutsaert, W. (1975a). Surfaces at Ground. *Water Resources Research*, 11(4) :543–550.
- Brutsaert, W. (1975b). The Roughness Length for Water Vapor, Sensible Heat, and Other Scalars.
- Cappa, C. D. (2003). Isotopic fractionation of water during evaporation. *Journal of Geophysical Research*, 108(D16) :4525.
- Casado, M. (2016). *Water stable isotopic composition on the East Antarctic Plateau : measurements at low temperature of the vapour composition , utilisation as an atmospheric tracer and implication for paleoclimate studies Mathieu Casado To cite this version :*. PhD thesis, Université de Saint-Quentin en Yveline.
- Charney, J. G. and Eliassen, A. (1964). On the Growth of the Hurricane Depression. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 21(1) :68–75.
- Chen, H., Winderlich, J., Gerbig, C., Hofer, A., Rella, C. W., Crosson, E. R., Van Pelt, A. D., Steinbach, J., Kolle, O., Beck, V., Daube, B. C., Gottlieb, E. W., Chow, V. Y., Santoni, G. W., and Wofsy, S. C. (2010). High-accuracy continuous airborne measurements of greenhouse gases (CO₂ and CH₄) using the

- cavity ring-down spectroscopy (CRDS) technique. *Atmospheric Measurement Techniques*, 3(2) :375–386.
- Chen, Y.-L. and Feng, J. (2001). Numerical Simulations of Airflow and Cloud Distributions over the Windward Side of the Island of Hawaii . Part I : The Effects of Trade Wind Inversion *. *American Meteorology Society*, 129(1993) :1117–1134.
- Chung, E.-S., Soden, B., Sohn, B. J., and Shi, L. (2014). Upper-tropospheric moistening in response to anthropogenic warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(32) :11636–11641.
- Ciais, P. and Jouzel, J. (1994). Deuterium and oxygen 18 in precipitation : Isotopic model, including mixed cloud processes. *Journal of Geophysical Research*, 99(D8) :16793–16803.
- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science (New York, N.Y.)*, 133(3465) :1702–1703.
- Craig, H. and Gordon, L. (1965). *Stable Isotopes in Oceanographic Studies . and Paleotemperatures*. Tongiorgi, E, Pisa.
- Criss, R. (1999). *Principles of Stable Isotope Distribution*. Oxford University Press.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4) :436–468.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., H?lm, E. V., Isaksen, I., K?llberg, P., K?hler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. J., Park, B. K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Th?paut, J. N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) :553–597.
- Dengler, K. and Reeder, M. J. (1997). The effects of convection and baroclinicity on the motion of tropical-cyclone-like vortices. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(539) :699–725.
- Dessler, A. E., Schoeberl, M. R., Wang, T., Davis, S. M., and Rosenlof, K. H. (2013). Stratospheric water vapor feedback. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(45) :18087–18091.
- Draxler, R. and Hess, G. (1998). An overview of the HYSPLIT 4 modelling system for trajectories, dispersion and deposition. *Australian Meteorological Magazine*, 47(4) :295–308.

- Ehleringer, J. R., Osmond, C. B., Pearcy, R. W., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., and Rundel, P. W. (1989). *Plant physiological ecology field methods and instrumentation*. Ltd, Chapman and Hall.
- Elliott, R. D. and Hovind, E. L. (1964). The water Balance of Orographic Clouds. *Journal of applied meteorology*, 3 :235–239.
- Emanuel, K. (2000). A Statistical Analysis of Tropical Cyclone Intensity. *Monthly Weather Review*, 128(4) :1139–1152.
- Emanuel, K. A. (1986). An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I : Steady-State Maintenance.
- Emanuel, K. A. (1987). An Air-Sea Interaction Model of Intraseasonal Oscillations in the Tropics.
- Emanuel, K. a. (1995). Sensitivity of Tropical Cyclones to Surface Exchange Coefficients and a Revised Steady-State Model incorporating Eye Dynamics.
- Enagonio, J. and Montgomery, M. T. (2000). Tropical Cyclogenesis via Convectively Forced Vortex Rossby Waves in a Shallow Water Primitive Equation Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(7) :3176–3207.
- Epstein, S. and Mayeda, T. (1953). Variation of O18 content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(5) :213–224.
- Frank, W. M. (1976). *The Structure and Energetics of the Tropical Cyclone*. Colorado State University Press.
- Frankenberg, C., Yoshimura, K., Warneke, T., Aben, I., Butz, A., Deutscher, N., Griffith, D., Hase, F., Notholt, J., Schneider, M., Schrijver, H., and Röckmann, T. (2009). Dynamic Processes Governing Lower-Tropospheric HDO/H₂O Ratios as Observed from Space and Ground. *Science*, 325(September) :1374–1377.
- Fridovich, B., Rao, K. N., Smith, M. A. H., and Rinsland, C. P. (1985). Livres. *Molecular spectroscopy*, 3 :111.
- Fudeyasu, H., Ichiyanagi, K., Sugimoto, A., Yoshimura, K., Ueta, A., Yamanaka, M. D., and Ozawa, K. (2008). Isotope ratios of precipitation and water vapor observed in typhoon Shanshan. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(12) :1–9.
- Fujiwhara, S. (1923). On the growth and decay of vortical systems. *F.R MetSoc*, pages 73–77.
- Galewsky, J. and Hurley, J. V. (2010). An advection-condensation model for subtropical water vapor isotopic ratios. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(16) :1–10.

- Galewsky, J., Rella, C., Sharp, Z., Samuels, K., and Ward, D. (2011). Surface measurements of upper tropospheric water vapor isotopic composition on the Chajnantor Plateau, Chile. *Geophysical Research Letters*, 38(17) :1–5.
- Galewsky, J., Steen-larsen, H. C., Field, R. D., Risi, W. C., and Schneider, M. (2016). Stable isotopes in atmospheric water vapor and application to the hydrologic cycle. *Reviews of Geophysics*, submitted :1–169.
- Gao, J., Masson-Delmotte, V., Yao, T., Tian, L., Risi, C., and Hoffmann, G. (2011). Precipitation water stable isotopes in the South Tibetan plateau : Observations and modeling. *Journal of Climate*, 24(13) :3161–3178.
- Garrett, A. J. (1980). Orographic Cloud over the Eastern Slopes of Mauna Loa Volcano, Hawaii, Related to Insolation and Wind. *American Meteorology Society*, 108 :931–941.
- Garzione, C. N., Quade, J., DeCelles, P. G., and English, N. B. (2000). Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from $\delta^{18}O$ versus altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya '. *Earth and Planetary Science Letters*, 183 :215–229.
- Gat, J. and Gonfiantini, R. (1981). *Stable isotope hydrology*. International atomic energy agency, Vienna.
- Gedzelman, S., Lawrence, J., Gamache, J., Black, M., Hindman, E., Black, R., Dunion, J., Willoughby, H., and Zhang, X. (2003). Probing Hurricanes with Stable Isotopes of Rain and Water Vapor. *Monthly Weather Review*, 131(6) :1112–1127.
- Gonfiantini, R. (1978). Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271(5645) :534–536.
- Gonfiantini, R., Roche, M.-a., Olivry, J.-c., Fontes, J.-c., and Maria, G. (2001). The altitude effect on the isotopic composition. *Chemical Geology*, 181 :147–167.
- González, Y., Schneider, M., Dyroff, C., Rodríguez, S., Christner, E., García, O. E., Cuevas, E., Bustos, J. J., Ramos, R., Guirado-Fuentes, C., Barthlott, S., Wiegele, A., and Sepúlveda, E. (2016). Detecting moisture transport pathways to the subtropical North Atlantic free troposphere using paired $H_2O-\delta D$ in situ measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(7) :4251–4269.
- Gray, W. M. (1967). *Global View of the Origin of Tropical Disturbances and Storms*. Colorado State University Press.
- Guilpart, E., Vimeux, F., Evan, S., Brioude, J., Metzger, J.-M., Barthe, C., Risi, C., and Cattani, O. (2017). The isotopic composition of near-surface water vapor at the Maïdo Observatory (Reunion Island, Southwestern Indian Ocean) documents the controls of the humidity of the subtropical troposphere. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, pages 1–23.

- Gupta, P., Noone, D., Galewsky, J., Sweeney, C., and Vaughn, B. H. (2009). Demonstration of high-precision continuous measurements of water vapor isotopologues in laboratory and remote field deployments using wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) technology y. *Rapid Communications in mass spectrometry*, 23 :2534–2542.
- Hawkins, H. F. and Imbembo, S. M. (1976). The Structure of a Small, Intense Hurricane—Inez 1966. *Monthly Weather Review*, 104(4) :418–442.
- He, H. and Smith, R. B. (1999). Stable isotope composition of water vapor in the atmospheric boundary layer above the forests of New England. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 104(D9) :11657–11673.
- Helsen, M. M., Van de Wal, R. S. W., and Van den Broeke, M. R. (2007). The isotopic composition of present-day Antarctic snow in a Lagrangian atmospheric simulation. *Journal of Climate*, 20(4) :739–756.
- Ho, C.-H., Kim, J.-H., Jeong, J.-H., Kim, H.-S., and Chen, D. (2006). Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean : El Niño–Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation effects. *Journal of Geophysical Research*, 111(D22) :D22101.
- Hoffmann, G., Werner, M., and Heimann, M. (1998). Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model : A study on timescales from days to several years. *Journal of Geophysical Research*, 103 :871–896.
- Holton, J. R. (2012). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Elsevier.
- Hourdin, F. (1992). *Etude et simulation numérique de la circulation générale des atmosphères planétaires*. PhD thesis, Université Paris 7.
- Hu, S. and Fedorov, A. V. (2017). The extreme El Niño of 2015–2016 and the end of global warming hiatus. *Geophysical Research Letters*, 44(8) :3816–3824.
- Iannone, R. Q., Romanini, D., Cattani, O., Meijer, H. a. J., and Kerstel, E. R. T. (2010). Water isotope ratio ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) measurements in atmospheric moisture using an optical feedback cavity enhanced absorption laser spectrometer. *Journal of Geophysical Research*, 115(D10) :D10111.
- IPCC (2013). *Mitigation of climate change : Contribution of working group III to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, ipcc edition.
- Jiang, Q. (2003). Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus, Series A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 55(4) :301–316.

- Jouzel, J. and Merlivat, L. (1984). Deuterium and oxygen 18 in precipitation : Modeling of the isotopic effects during snow formation. *Journal of Geophysical Research*, 89(D7) :11749.
- Jumaux, G., Quetelard, H., and Roy, D. (2014). *Atlas Climatique de La Réunion*. Météo France.
- Kalecinski, N. (2015). *Processus de formation et d'étalement des nuages sur l'île de la Réunion : caractérisation à partir de données issues d'observations satellite, sol et du modèle numérique de prévision AROME; application à la prévision*. PhD thesis, Ecole Polytechnique.
- Keeling, C. D. (1958). The Concentration and Isotopic Abundances of Carbon Dioxide in the Atmosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 13 :322–334.
- Kent, C., Chadwick, R., and Rowell, D. P. (2015). Understanding uncertainties in future projections of seasonal tropical precipitation. *Journal of Climate*, 28(11) :4390–4413.
- Kerstel, E. (2004). Isotope Ratio Infrared Spectrometry. *Handbook of Stable Isotope Analytical Techniques*, pages 759–787.
- Kerstel, E. R., Gagliardi, G., Gianfrani, L., Meijer, H. A., Van Trigt, R., and Ramaker, R. (2002). Determination of the $2\text{H}/1\text{H}$, $17\text{O}/16\text{O}$, and $18\text{O}/16\text{O}$ isotope ratios in water by means of tunable diode laser spectroscopy at $1.39\ \mu\text{m}$. *Spectrochimica Acta - Part A Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 58(11) :2389–2396.
- Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérel, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E., and Vilà-Guerau De Arellano, J. (1998a). The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I : Adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, 16(1) :90–109.
- Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérel, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E., and Vilà-Guerau De Arellano, J. (1998b). The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I : Adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, 16(1) :90–109.
- Lawrence, J. R., Gedzelman, S. D., Zhang, X., and Arnold, R. (1998). Stable isotope ratios of rain and vapor in 1995 hurricanes. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 103(D10) :11381–11400.
- Lawrence, R. J. and Gedzelman, D. S. (1996). Low stable isotope ratios of tropical cyclone rains. *Geophysical Research Letters*, 23(5) :527.

- Leroux, M.-D. (2012). *Intensification rapide des cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien : dynamique interne et influences externes*. PhD thesis, Université de la Réunion.
- Lesouëf, D. (2010). *Etude numérique des circulations locales à la Réunion . Application à la dispersion de polluants* . PhD thesis, Université de La Réunion.
- Lesouëf, D., Gheusi, F., Delmas, R., and Escobar, J. (2011). Numerical simulations of local circulations and pollution transport over Reunion Island. *Annales Geophysicae*, 29(1) :53–69.
- Lowe, P. R. (1974). The computation of saturation vapor pressure. *Environmental Prediction Research Facility (Navy)*, 1(March).
- Majoube, M. (1971a). Fractionnement en oxygène 18 entre la glace et la vapeur d'eau. *J. Chim. Phys.*, 68(4) :625–636.
- Majoube, M. (1971b). Fractionnement en Oxygène 18 et en Deutérium entre l'eau et sa vapeur. *Journal de Chimie Physique*, 68(10) :1423–1436.
- Martin, J. E. (2014). Quasi-geostrophic diagnosis of the influence of vorticity advection on the development of upper level jet-front systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(685) :2658–2671.
- Mazurenka, M. I., Orr-Ewing, A. J., Peverall, R., and Ritchie, G. A. D. (2005). Cavity ring-down and cavity enhanced spectroscopy using diode lasers. *Annual Reports Section "C" (Physical Chemistry)*, 101 :100.
- Mbonu, M. and Travi, Y. (1994). Labelling of precipitation by stable isotopes (^{18}O , ^2H) over the Jos Plateau and the surrounding plains (north-central Nigeria). *Journal of African Earth Sciences*, 19(1-2) :91–98.
- McMurry, H. L., Thornton, V., and Condon, F. E. (1949). Infra-Red Spectra of Propane, 1-Deuteropropane, and 2-Deuteropropane and Some Revisions in the Vibrational Assignments for Propane. *The Journal of Chemical Physics*, 17(10) :918–922.
- Merlivat, L. (1978). Molecular diffusivities of H_2^{16}O , HD^{16}O , and H_2^{18}O in gases. *The Journal of Chemical Physics*, 69(6) :2864.
- Merlivat, L. and Jouzel, J. (1979). Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 84(C8) :5029–5033.
- Merlivat, L. and Nief, G. (1967). Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur et liquide-vapeur de l'eau à des températures inférieures à 0°C . *Tellus*, 19(1) :122–127.

- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T., and Zhang, H. (2013). Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 659–740.
- Neumann, C. J. . (1993). *Global Overview, Chapter 1 Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting*, WMO. WMO.
- Newton, C. W. and Trevisan, A. (1984a). Clinogenesis and frontogenesis in jet-stream waves. {Part I : Analytical relations to wave structure}. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41 :2717–2734.
- Newton, C. W. and Trevisan, A. (1984b). Clinogenesis and Frontogenesis in Jet-Stream Waves. Part II : Channel Model Numerical Experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(18) :2735–2755.
- Nicolini, E. and Morgenstern, U. (2007). Tude technique : datation d ' echantillons d ' eaux par des methodes de geochimie isotopique sur l ' ile de.
- Noone, D. (2012). Pairing measurements of the water vapor isotope ratio with humidity to deduce atmospheric moistening and dehydration in the tropical midtroposphere. *Journal of Climate*, 25(13) :4476–4494.
- Noone, D., Galewsky, J., Sharp, Z. D., Worden, J., Barnes, J., Baer, D., Bailey, A., Brown, D. P., Christensen, L., Crosson, E., Dong, F., Hurley, J. V., Johnson, L. R., Strong, M., Toohey, D., Pelt, A. V., and Wright, J. S. (2011). Properties of air mass mixing and humidity in the subtropics from measurements of the D / H isotope ratio of water vapor at the Mauna Loa Observatory. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 116 :1–18.
- Noone, D., Risi, C., Bailey, A., Berkelhammer, M., Brown, D. P., Buening, N., Gregory, S., Nusbaumer, J., Schneider, D., Sykes, J., Vanderwende, B., Wong, J., Meillier, Y., and Wolfe, D. (2013). Determining water sources in the boundary layer from tall tower profiles of water vapor and surface water isotope ratios after a snowstorm in Colorado. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(3) :1607–1623.
- Palmen, E. (1948). On the formation and structure of tropical hurricanes.
- Postel, G. a. and Hitchman, M. H. (1999). A Climatology of Rossby Wave Breaking along the Subtropical Tropopause. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(3) :359–373.
- Reeves, H. D. and Rotunno, R. (2008). Orographic Flow Response to Variations in Upstream Humidity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(11) :3557–3570.

- Risi, C. (2009). *Les isotopes stables de l'eau : applications à l'étude du cycle de l'eau et des variations du climat*. PhD thesis, Paris 6.
- Risi, C., Bony, S., and Vimeux, F. (2008). Influence of convective processes on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation and water vapor in the tropics : 2. Physical interpretation of the amount effect. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(19) :1–12.
- Risi, C., Bony, S., Vimeux, F., and Jouzel, J. (2010). Water-stable isotopes in the LMDZ4 general circulation model : Model evaluation for present-day and past climates and applications to climatic interpretations of tropical isotopic records. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(12) :1–27.
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin*, J. K., Walker, J. P., Lohmann, D., and Toll, D. (2004). The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3) :381–394.
- Rogers, K. M., Nicolini, E., and Gauthier, V. (2012). Identifying source and formation altitudes of nitrates in drinking water from Réunion Island, France, using a multi-isotopic approach. *Journal of Contaminant Hydrology*, 138-139 :93–103.
- Rotunno, R. and Emanuel, K. a. (1987). An Air–Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part II : Evolutionary Study Using a Nonhydrostatic Axisymmetric Numerical Model.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., and Gonfiantini, R. (1992). Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science (New York, N. Y.)*, 258(5084) :981–5.
- Rozanski, K., L., A., and R, G. (1993). *Isotopic patterns in modern global precipitation*. American Geophysical Union, Washington.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., and Yamagata, T. (1999). A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(6751) :360–363.
- Scheepmaker, R. A., Frankenberg, C., Galli, A., Butz, A., Schrijver, H., Deutscher, N. M., Wunch, D., Warneke, T., Fally, S., and Aben, I. (2013). Improved water vapour spectroscopy in the 4174 -4300 cm^{-1} region and its impact on $\{\text{SCIAMACHY}\}$ $\backslash\text{chem}\{\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}\}$ measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6 :879–894.
- Solomon, S., Rosenlof, K. H., Portmann, R. W., Daniel, J. S., Davis, S. M., Sanford, T. J., and Plattner, G.-K. (2010). Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming. *Science*, 327(5970) :1219–1223.

- Steen-Larsen, H. C., Johnsen, J., Masson-Delmotte, V., Stenni, B., Risi, C., Sodemann, H., Balslev, C., Blunier, T., Dahl-Jensen, D., Ellehøj, M. D., Falourd, S., Grindsted, A., Gkinis, V., Jouzel, J., Popp, T., Sheldon, S., Simonsen, S. B., Sjolte, J., Steffensen, J. P., Sperlich, P., Sveinbjornsdottir, A. E., Vinther, B. M., and C., W. J. (2013). Continuous monitoring of summer surface water vapor isotopic composition above the Greenland Ice Sheet. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13 :4815–4828.
- Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D., and Ngan, F. (2015). NOAA’s HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12) :2059–2077.
- Steinwagner, J., Röckmann, T., Milz, M., Von Clarmann, T., Stiller, G. P., Glatthor, N., Grabowski, U., and Höpfner, M. (2007). Global HDO measurements with MIPAS. *European Space Agency, (Special Publication) ESA SP*, 235(SP-636) :2601–2615.
- Stewart, M. K. (1975). Stable isotope fractionation due to evaporation and isotopic exchange of falling waterdrops : Applications to atmospheric processes and evaporation of lakes. *Journal of Geophysical Research*, 80(9) :1133.
- Stohl, A., Forster, C., Frank, A., Seibert, P., and Wotawa, G. (2005). Technical note : The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 5(4) :4739–4799.
- Stohl, A., Hittenberger, M., and Wotawa, G. (1998). Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large-scale tracer experiment data. *Atmospheric Environment*, 32(24) :4245–4264.
- Stull, R. B. (1976). Mixed-Layer Depth Model Based on Turbulent Energetics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(7) :1268–1278.
- Stull, R. B. (2012). *An introduction to boundary layer meteorology*. Springer Science & Business Media.
- Stull, R. B. and Driedonks, A. G. (1987). Applications of the transient turbulence parameterization to atmospheric boundary layer simulations. *Boundary-Layer Meteorology*, 40(3) :209–239.
- Sturm, K. (2005). *Regional atmospheric modelling of the stable water isotope cycle*. PhD thesis, Université Joseph Fourier (Grenoble 1).
- Taupin, F., Bessafi, M., Baldy, S., and Bremaud, P. (1999). Tropospheric ozone above the southwestern Indian Ocean is strongly linked to dynamical conditions prevailing in the tropics. *Journal of Geophysical Research*, 104(98).
- Thomson, J. (1912). Further experiments on positive rays. *Philosophical Magazine*, 24(140) :209–253.

- Thornton Vernon, F. C. (1950). Infrared Spectrometric Determination of Deuterium Oxide in Water Ferrate Oxidimetry of Arsenite with Potassium Ferrate (VI). *Analytical Chemistry*, 22(6) :1–2.
- Thunis, P. and Bornstein, R. (1996). Hierachy of mesoscale flow assumptions and equations.
- Tremoy, G. (2012). *Etude de la composition isotopique (deutérium et oxygène 18) de la vapeur d'eau à Niamey (Niger) : vers une meilleure compréhension des processus atmosphériques en Afrique de l'Ouest*. PhD thesis, Université de Saint Quentin en Yveline.
- Tremoy, G., Vimeux, F., Cattani, O., Mayaki, S., Souley, I., and Favreau, G. (2011). Measurements of water vapor isotope ratios with wavelength- scanned cavity ring-down spectroscopy technology : new insights and important caveats for deuterium excess measurements in tropical areas in comparison with isotope-ratio mass spectrometry. *Rapid Communications in mass spectrometry*, 25(July) :3469–3480.
- Tremoy, G., Vimeux, F., Soumana, S., Souley, I., and Risi, C. (2014). Clustering mesoscale convective systems with laser-based water vapor d18O monitoring in Niamey (Niger). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, pages 1–25.
- Urey, H. C. (1947). The thermodynamic Properties od Isotopic Substances. *J. Chem; Soc*, .(582) :562–581.
- Vimeux, F., Tremoy, G., Risi, C., and Gallaire, R. (2011). A strong control of the South American SeeSaw on the intra-seasonal variability of the isotopic composition of precipitation in the Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1-2) :47–58.
- Vincent, E. (2011). *Interactions entre les Cyclones Tropicaux et l ' Ocean : de l ' echelle synoptique ' a l ' echelle climatique Interactions entre les Cyclones Tropicaux et l ' Océan : de l ' échelle synoptique à l ' échelle climatique (Interactions between Tropical Cyclo*. PhD thesis, Universite Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Whitemann, C. D. (1990). Observations of Thermally Developed wind systems in mountainous terrain. *American Meteorological Society*, 23 :5–42.
- Whitemann, C. D. (2000). *Mountain meteorology : fundamentals and applications*. Oxford University Press.
- Worden, J., Noone, D., Galewsky, J., Bailey, A., Bowman, K., Brown, D., Hurley, J., Kulawik, S., Lee, J., and Strong, M. (2011). Estimate of bias in Aura TES HDO/H₂O profiles from comparison of TES and in situ HDO/H₂O measurements at the Mauna Loa observatory. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(9) :4491–4503.

- Yau, M. and Rogers, R. (1996). *A Short Course in Cloud Physics*. Butterworth-Heinemann.
- Yoshimura, K., Oki, T., Ohte, N., and Kanae, S. (2003). A quantitative analysis of short-term ^{18}O variability with a Rayleigh-type isotope circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 108(D20) :4647.
- Zipser, E. J. (1977). Mesoscale and Convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Monthly Weather Review*, 105 :1568–1589.

Cinquième partie

Annexes

Annexe A

La flottabilité des masses d'air

Suivant la verticale, toute masse d'air est soumise à deux forces prépondérantes : son poids (F_p) et la poussée d'Archimède (F_a). Prenons le cas d'une masse d'air sèche (indice md), de température T_{md} et de pression P_{md} , plongée dans un air sec environnant (indice env), de température T_{env} et de pression P_{env} . La force de flottabilité de cette masse d'air (F) s'écrit¹ :

$$F = F_p + F_a = \left(\frac{\rho_{env}}{\rho_{md}} - 1 \right) * m * g \quad (\text{A.1})$$

avec m , la masse de la masse d'air, et ρ la masse volumique de l'air.

En utilisant la loi des gaz parfaits ($PV = nRT$), la flottabilité de la masse d'air s'exprime comme étant fonction des températures des masses d'air :

$$F = \left(\frac{T_{md}}{T_{env}} - 1 \right) * m * g \quad (\text{A.2})$$

La flottabilité de la masse d'air est fonction des températures T_{md} et T_{env} .

Cependant, le terme de « température » est fonction de la pression de la masse d'air ainsi que de son humidité. C'est pourquoi il est préférable et nécessaire de substituer au terme de « température », le terme de température potentielle équivalente (θ_e), défini comme (Yau and Rogers, 1996) :

$$\theta_e = T_e * \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (\text{A.3})$$

Avec T_e la température équivalente de l'air (K), P_0 la pression en surface, P la pression au point de mesure, R la constante spécifique de l'air sec dans le cadre de la loi des gaz parfaits (287 J/kg/K, et C_p la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante (1004 J/kg/K). T_e est donné par la relation suivant :

$$T_e \simeq T + \frac{L_v}{C_p} * q \quad (\text{A.4})$$

1. source : glossaire de Météo France « Instabilité convective » <http://www.meteofrance.fr/publications/glossaire/152396-instabilite-convective>

Avec L_v le coefficient de chaleur latente d'évaporation (2400 kJ/kg à 25°C); et q le rapport de mélange de vapeur d'eau (g/kg).

θ_e permet d'étudier la stabilité de l'atmosphère, et de déterminer si des mouvements verticaux se mettent en place. Trois cas sont possibles :

- $\theta_{e-md} > \theta_{e-env}$; alors la masse d'air subit une accélération vers le haut (ascendance),
- $\theta_{e-md} < \theta_{e-env}$; alors la masse d'air subit une accélération vers le bas (subsidence),
- $\theta_{e-md} = \theta_{e-env}$; alors la masse d'air est en équilibre hydrostatique.


En climatologie et en météorologie, une autre approche similaire est employée. Comme il est plus commode de réaliser des mesures verticales au sein de l'atmosphère (lâchers de ballon), l'utilisation du gradient vertical de température potentielle à l'équilibre ($d\theta_e/dz$) se substitue à celle de la flottabilité de la masse d'air. En effet, si :

- le gradient est négatif ($d\theta_e/dz < 0$); alors la masse d'air est instable (et subit une ascendance),
- le gradient est positif ($d\theta_e/dz > 0$); alors la masse d'air est stable (et peut subir une subsidence),
- le gradient est nul ($d\theta_e/dz = 0$); alors la masse d'air est à l'équilibre hydrostatique.

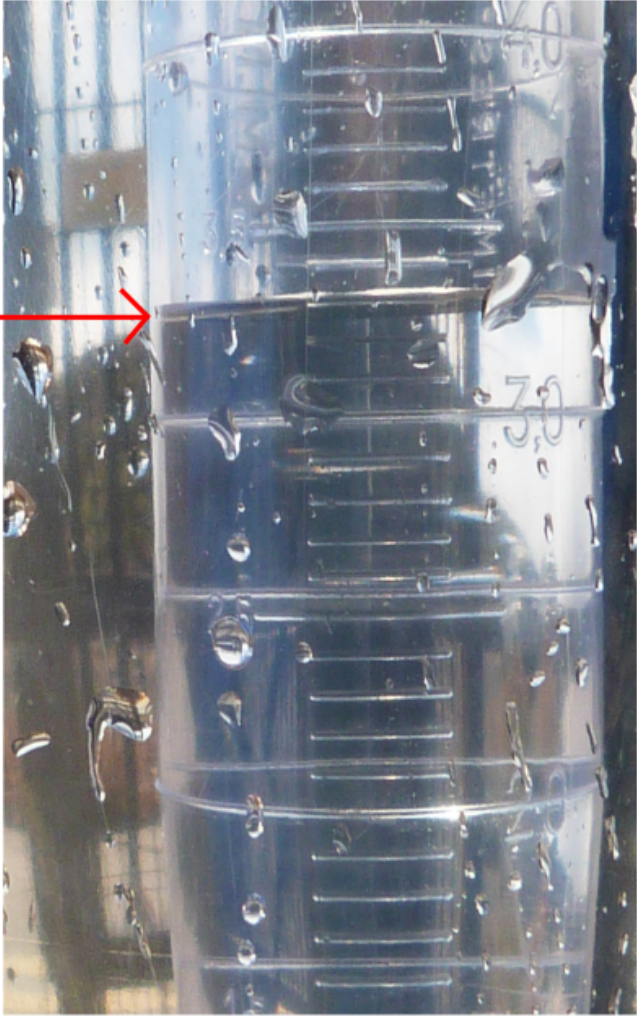
Annexe B

Les feuilles récapitulatives des pluviomètres

Cas 1
Que dans la burette




1°
On lit la hauteur




2°
On prélève

N°
Dates heures
Quantité



On sèche
On note

N°
Dates heures
Flacon
Quantité
Remarques



Que dans la burette
=> toujours en **mm**
(entre 0 et 8,2)

FIGURE B.1 – Fiche de prélèvement à l'évènement : Cas 1

Cas 2

La burette est pleine et déborde



1° On verse la burette



2° On lit la hauteur

Au dessous du trait jaune



=> mm

(entre 8,2 et 10)

Au dessus du trait jaune



=> cm

(entre 1 et 10)

3° On prélève

N°
Dates heures
Quantité



On sèche
On note

N°
Dates heures
Flacon
Quantité
Remarques



FIGURE B.2 – Fiche de prélèvement à l'évènement : Cas 2

Annexe C

Les précisions sur les mesures météorologiques

C.1 Détails sur la station FTIR à l'OAM

C.1.1 Description

La station météorologique associée au FTIR, installée à l'OAM, est une station Vaisala WXT520. Elle permet une saisie en continue de la température, de l'humidité relative, de la force et la direction du vent, ainsi que du taux de précipitations (précipitations liquides uniquement).

Pour une description complète de la station, référez-vous à l'URL suivante : <https://www.vaisala.com/C.pdf>

C.1.2 Calibration de la station

La station météo du FTIR n'a été calibrée que en 2013. Or, il est nécessaire de la calibrer chaque année. Les dérives sur le vent, l'humidité relative et la température sont faibles (cf documentation sus mentionnée). En revanche, la dérive sur les précipitations est importante, et il aurait été nécessaire de calibrer l'appareil chaque année. A défaut, nous nous permettons d'exploiter ces mesures, en gardant qu'un tel biais existe lors de l'interprétation des mesures de cette station.

C.2 Précisions des mesures météorologiques

Tableau C.1 – Tableau de la précision des mesures météorologiques(Partie 1)

	Température		Humidité relative		Direction vent	
	Gamme	Précision	Gamme	Précision	Gamme	Précision
FTIR	-52/60°C	±0.3°C	0/100%	±5%	0/360°	3°
OM/LN/PM/PF	non précisée	±0.15°C	0/100%	±6%	0/360°	±5%
Hobo-07/09	-40/70°C	±0.2°C	10/90%	±2,5%	-	-
Hobo-07/09	-	-	0/10 et 90/100%	±5%	-	-

Tableau C.2 – Tableau de la précision des mesures météorologiques(Partie 2)

	Force vent		Précipitations		Pression	
	Gamme	Précision	Gamme	Précision	Gamme	Précision
FTIR	0/60 m/s	±3%	non précisée	±5%	500-1100hPa	±0.25hPa
OM/LN/PM/PF	0/60 m/s	±10%	non précisée	non précisée	non précisée	±0.5hPa

Annexe D

Les images satellite lors des nuits extrêmes estivales du 2^{eme} groupe

Ici sont répertoriées les images satellite lors des nuits extrêmes estivales du second groupe (Chapitre 7). Ces images satellite sont mises à disposition par l'Université de Dundee (Ecosse), à l'URL suivante : <http://www.sat.dundee.ac.uk>

Toutes les images proviennent du satellite géostationnaire VISSR (IODC), à l'exception du l'image du 13 mars 2017 (VISSR ne fonctionnait pas, j'ai été contraint de prendre l'image du satellite SEVIRI). Le canal de mesure dans l'Infra-rouge s'étend de 10,5 à 12,5 μm , ce qui permet d'avoir un aperçu du développement de la nébulosité (Kalecinski, 2015).

La figure D.1 montre que la nébulosité est relativement développée au niveau de La Réunion, sans être associée à une perturbation (les images satellite précédentes et suivantes montrent qu'il ne s'agit pas d'un front froid).

La figure D.2 montre le développement de la nébulosité de la perturbation au niveau de La Réunion.

La figure D.3 montre que La Réunion est sur le passage de bandes précipitantes des cyclones Enawo et Fernando.

La figure D.4 montre que un front d'origine extratropicale se déplace vers le Nord-Est, et atteint La Réunion.

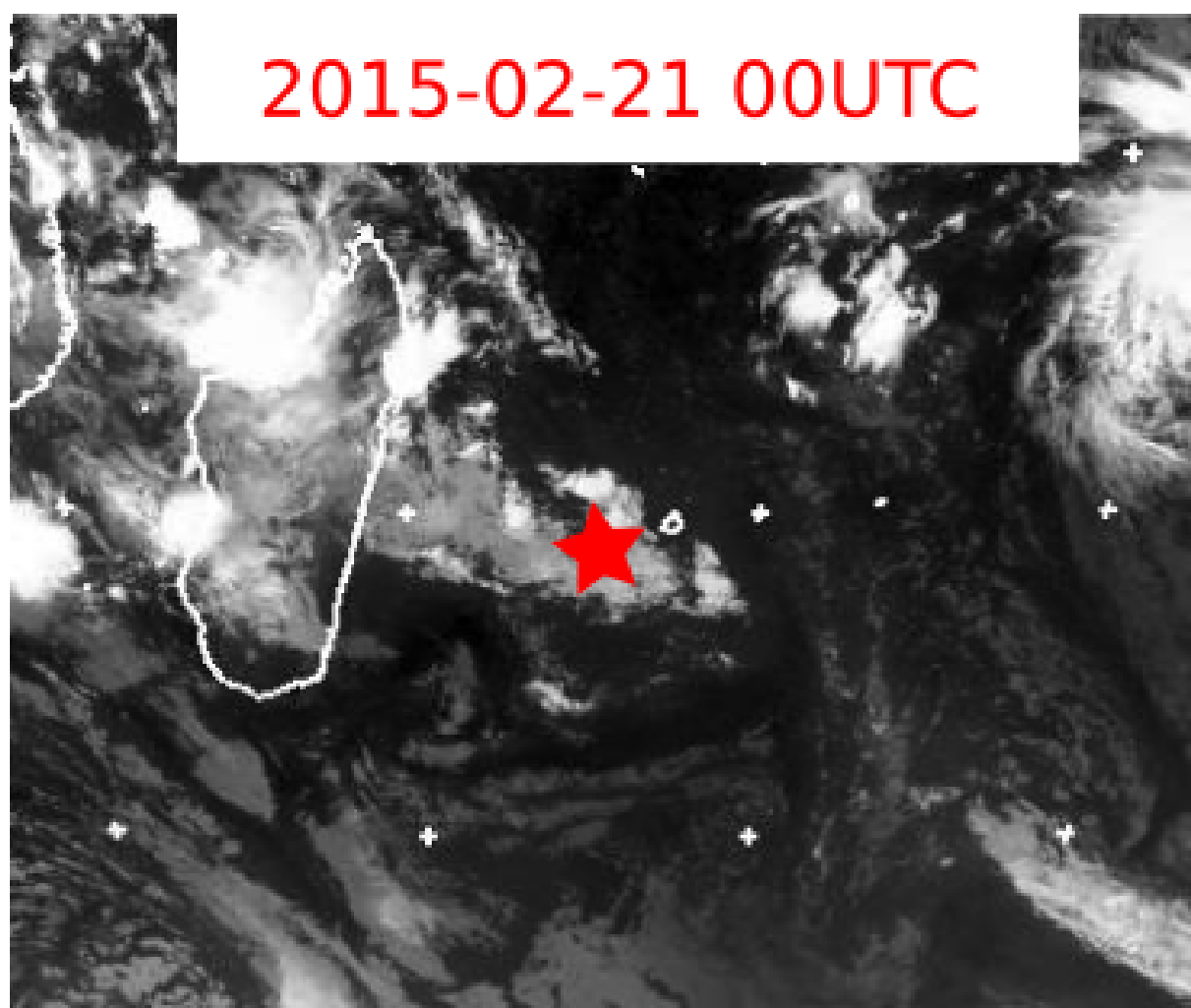


FIGURE D.1 – Images satellite : nuit du 20/21 février 2015. L'étoiles rouge représente la position de La Réunion.

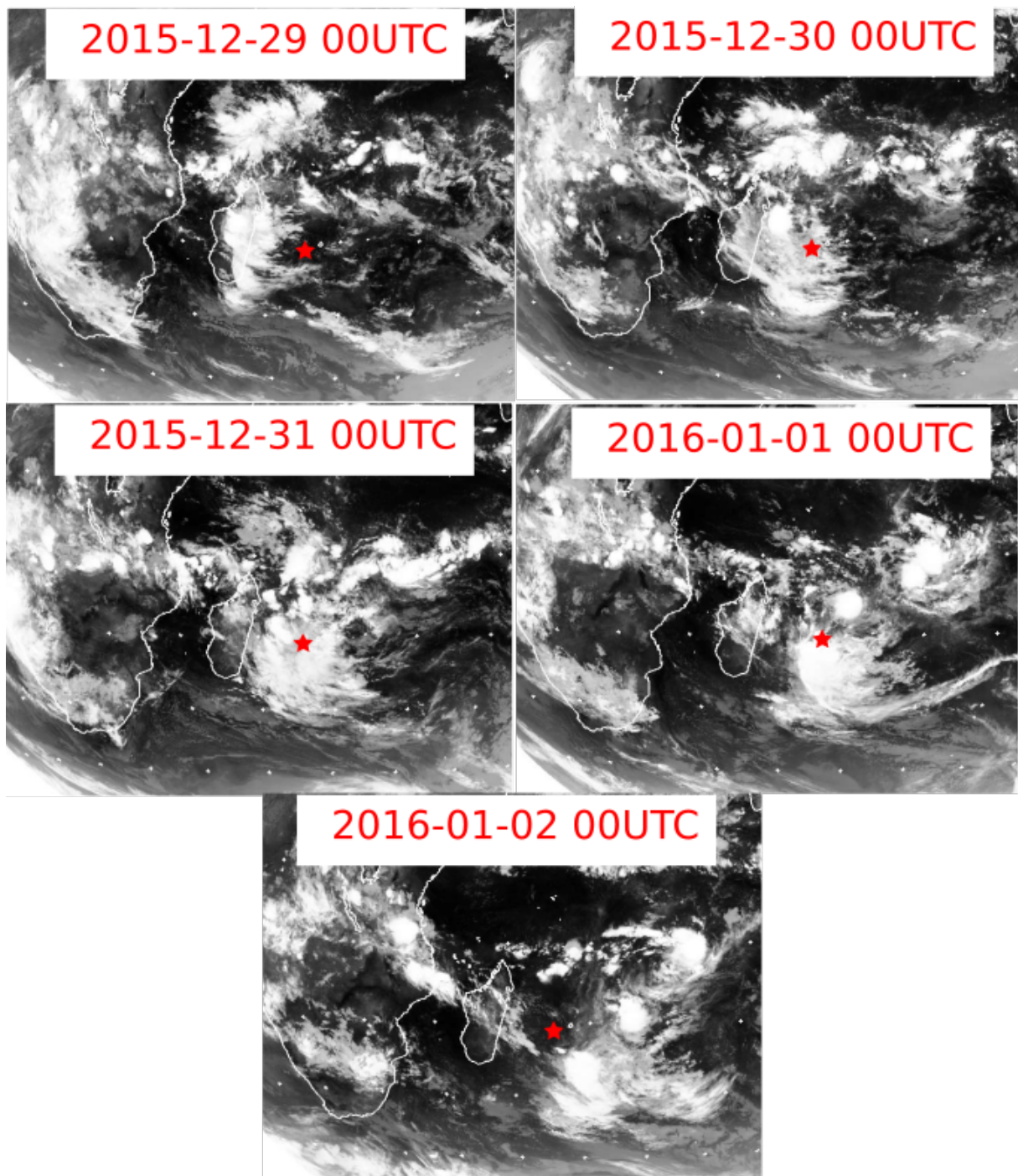


FIGURE D.2 – Images satellite : nuits des 28/29, 29/30, 30/31 décembre 2015 et 31/01, et 01/02 janvier 2016. Les étoiles rouges représentent la position de La Réunion.

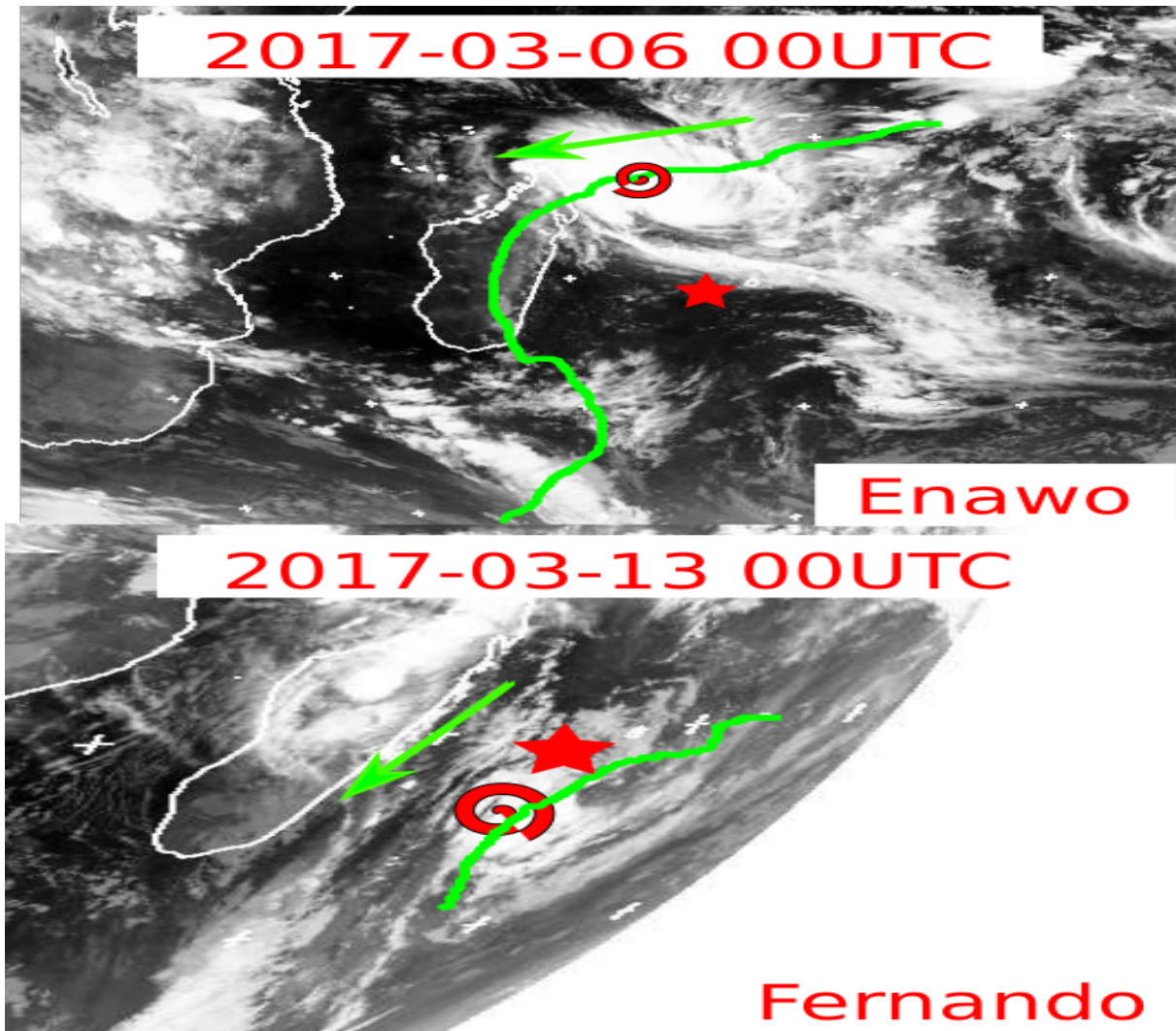


FIGURE D.3 – Images satellite : nuits du 6/7 et du 12/13 mars 2017. Les étoiles rouges représentent la position de La réunion, les flèches vertes représentent la direction du cyclone, et les traits verts la trajectoire du cyclone. L’œil du cyclone est représenté par la spirale rouge.

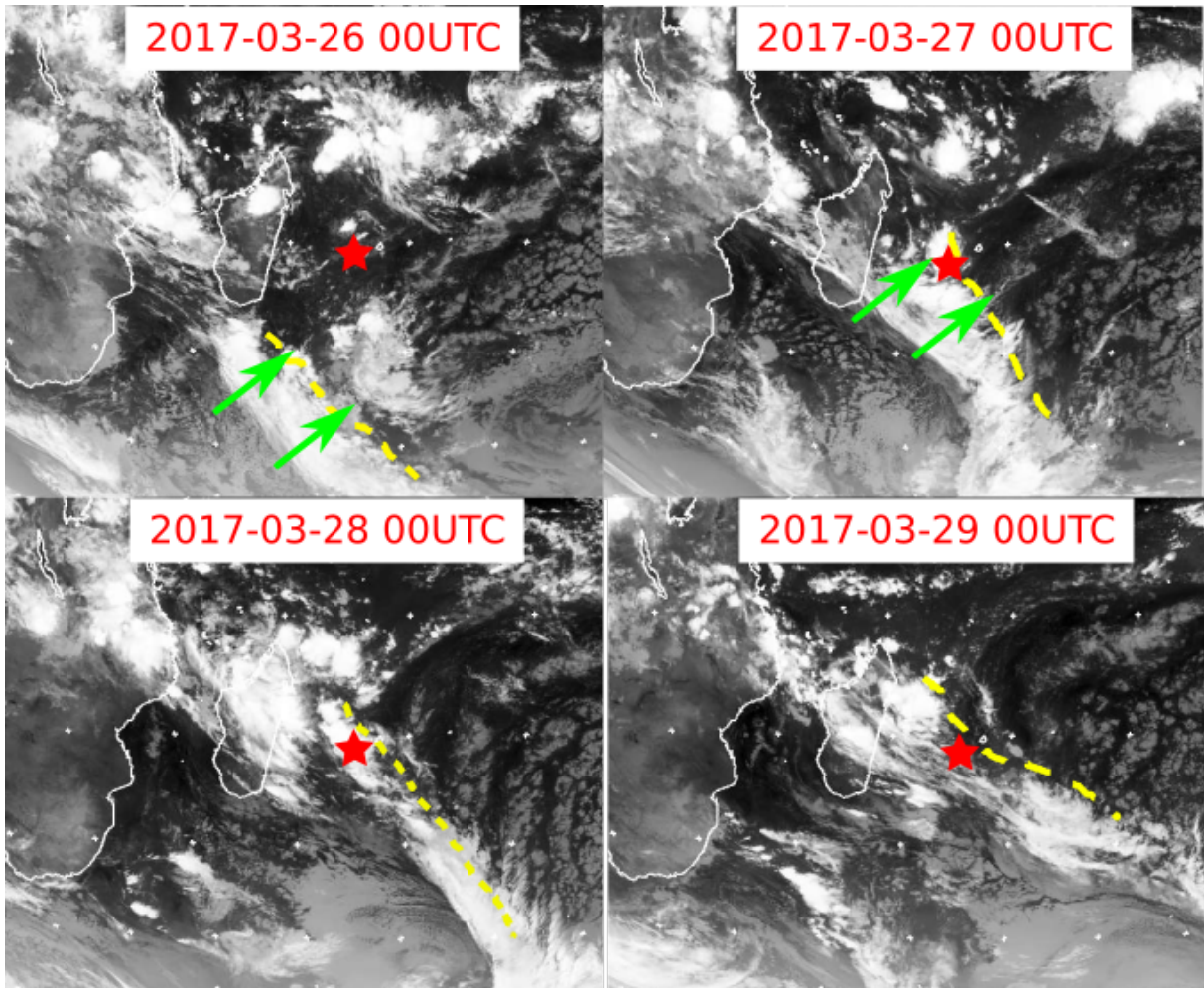


FIGURE D.4 – Images satellite : nuits du 26 au 29 mars 2017. Les étoiles rouges représentent la position de La réunion, les flèches vertes représentent la direction du front, et les pointillés jaunes caractérisent le front.

Annexe E

Compléments autour des phénomènes cycloniques

E.1 La situation climatique à l'échelle globale et conséquences sur la cyclogénèse

La situation climatique à l'échelle globale est particulière entre mars 2015 et mai 2016, avec l'établissement d'un épisode El Niño intense, dont le pic d'intensité se situe à la fin de l'année 2015 (Hu and Fedorov, 2017). De plus, le Dipôle Océan Indien¹ (DOI) présente en 2015 une phase positive, en 2016 une phase négative, et en 2017 une phase a tendance neutre (Figure E.1).

Ho et al. (2006) montrent qu'un épisode El Niño aura tendance à inhiber la cyclogénèse dans la partie Est de l'océan Indien (au delà de 75°E) et à la renforcer dans la partie Ouest du bassin. Aussi, on comprend bien la répartition temporelle des phénomènes cycloniques : en 2015, il y a eu un plus grand nombre de cyclones (DOI positif et un épisode El Niño) que durant les années 2016 et 2017, où les périodes cycloniques étaient calmes.

Le « Bureau of Meteorology » australien réalise un suivi de l'indice ENSO et de l'indice DOI².

La figure E.1 représente les valeurs du DOI, et montre que l'année 2015 a connu une phase positive, l'année 2016 une phase négative, et l'année 2017 une phase a tendance neutre.

La figure E.2 représente les valeurs de l'indice ENSO, et montre que les années 2015-2016 sont considérées comme des années El-Niño. L'année 2017 est, quant à elle, une année neutre (ni El-Niño ni La-Nina).

1. Anomalies de température de surface de la mer (sst) à l'échelle de l'océan indien, affectant la spatialisation des précipitations. Possède trois phases : neutre (situation « normale » , négative (sst plus faible dans l'ouest du bassin), positive (sst plus forte dans l'ouest du bassin, favorisant la convection) (Saji et al., 1999).

2. pour une définition en détails, se référer à l'url : <http://www.bom.gov.au>

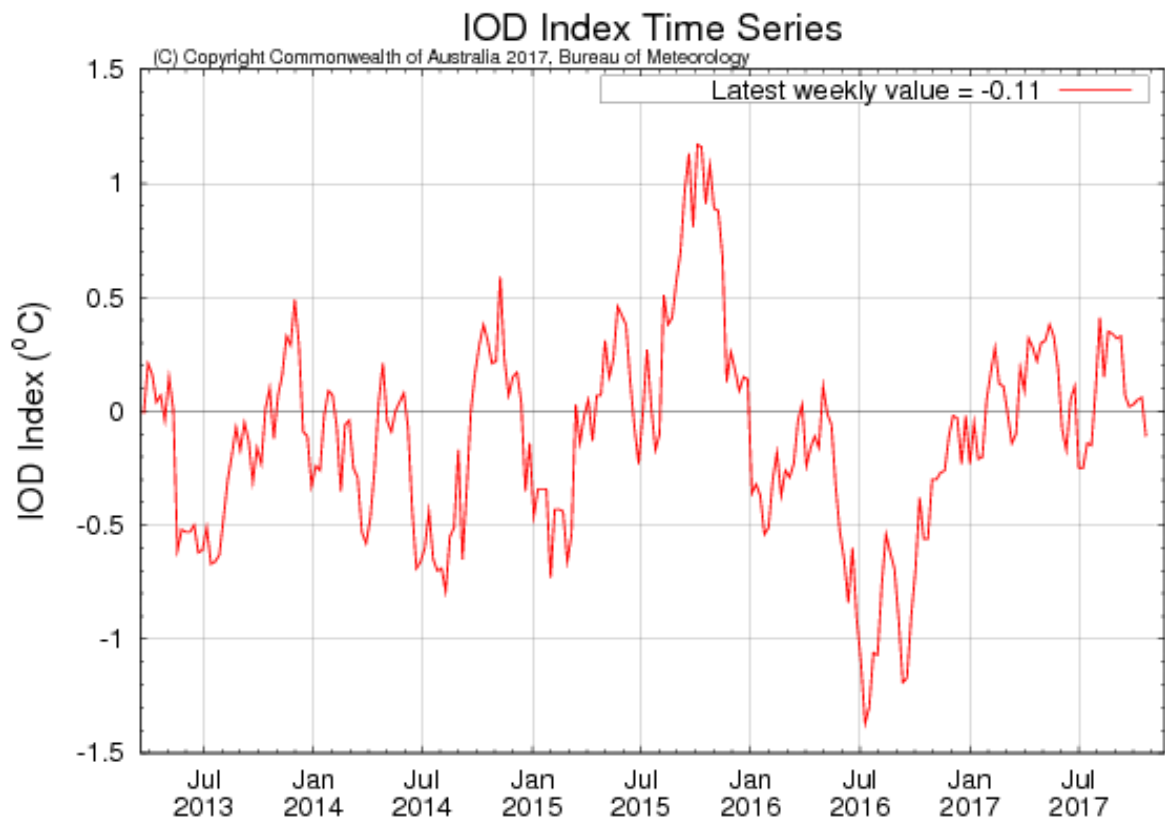


FIGURE E.1 – Valeur du Dipôle de l’Océan Indien entre janvier 2015 et octobre 2017.
Graphique produit par le Bureau of Meteorology ;<http://www.bom.gov.au>

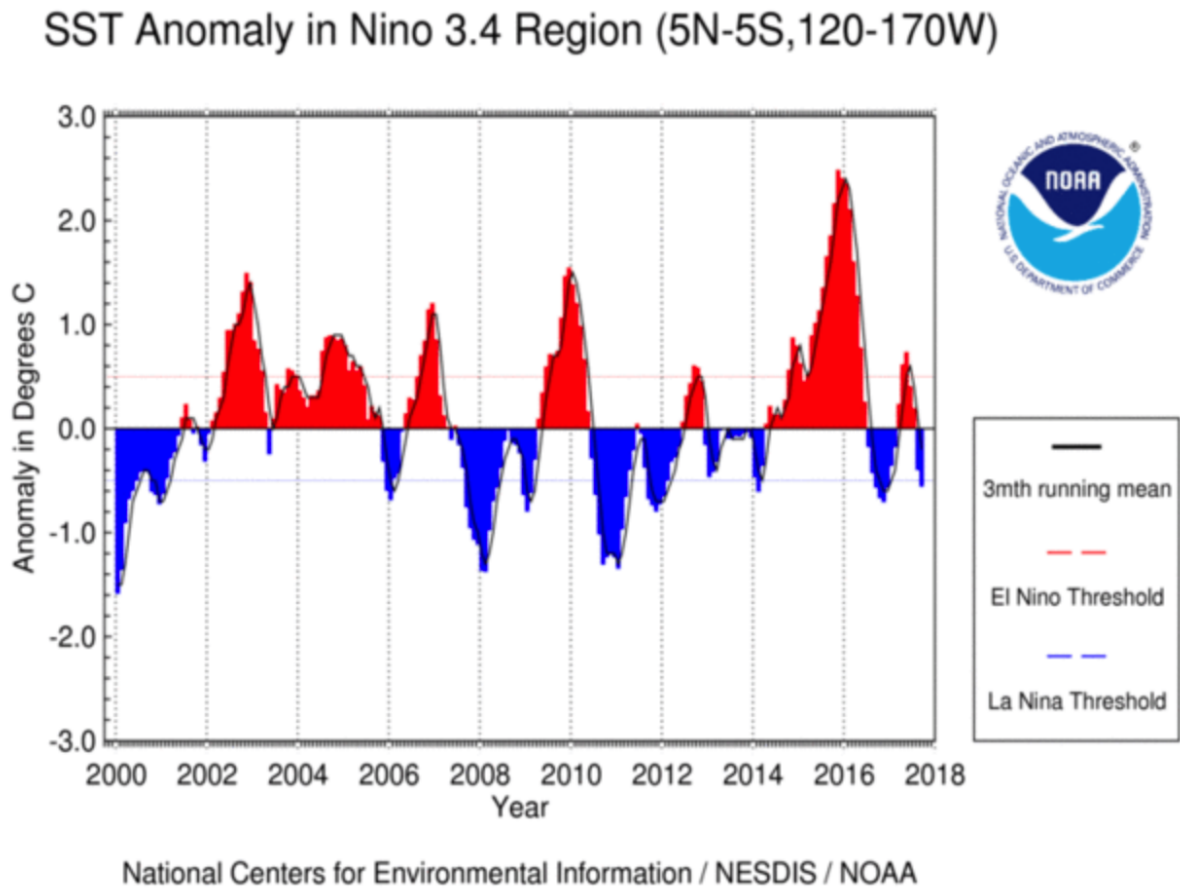


FIGURE E.2 – Valeur du Dipole de l’Ocean Indien entre janvier 2015 et octobre 2017.
Graphique produit par le Bureau of Meteorology ;<http://www.bom.gov.au>

E.2 Calcul de la distance entre l'œil du système cyclonique et l'OAM

Météo-France répertorie la position du centre du système cyclonique³ toutes les six heures.

La méthode utilisée pour connaître la distance entre l'OAM et le centre du système cyclonique au cours du temps est la géodésique⁴, correspondant à la distance minimale entre deux points sur une surface.

Admettons que le centre du système soit noté C et l'emplacement de l'OAM O , leurs coordonnées respectives sont données par les latitudes ϕ_C et ϕ_O ainsi que les longitudes λ_C et λ_O (Figure E.3). Il convient d'exprimer ces coordonnées en radians (exemple : $\lambda_C[\text{rad}] = 2 * \pi \lambda_C[^\circ]/360$).

On peut calculer S_{C-O} , la distance angulaire (en radians) entre C et O :

$$S_{C-O} = \arccos(\sin(\phi_C) * \sin(\phi_O) + \cos(\lambda_C) * \cos(\lambda_O) * d\lambda) \quad (\text{E.1})$$

avec $d\lambda = \lambda_O - \lambda_C$

En multipliant S_{C-O} par le rayon moyen de la Terre (6378 km), on obtient la distance entre C et O en kilomètres.

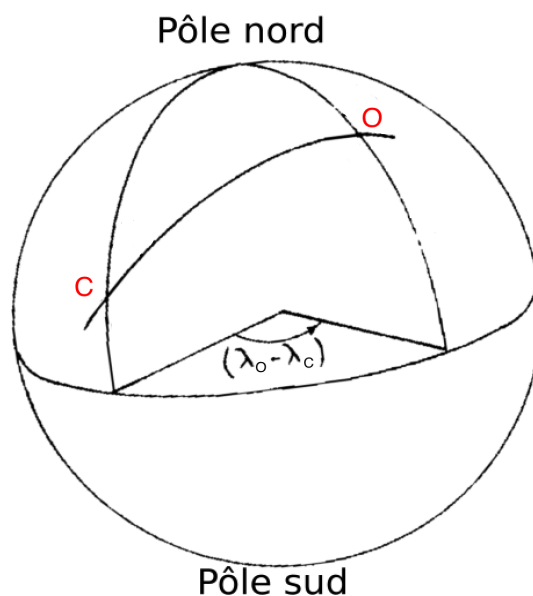


FIGURE E.3 – La géodésique. *Source* : <http://geodesie.ign.fr>

La distance entre le centre du système et l'OAM a été interpolée au pas de temps de 1h.

3. accessible sur le site internet : <http://www.meteofrance.re/cyclone/trajectoire>

4. Méthode couramment utilisée par l'IGN, source : geodesie.ign.fr

E.3 L'utilisation des images radar dans l'étude de la structure des systèmes cycloniques

Nous détaillons ici la méthode employée pour étudier la structure des systèmes cycloniques à partir d'images radar (motionnées dans la section 8.3).

Olivier Bousquet nous a octroyé un accès aux images radar « tour antenne » (2D) du radar Météo France du Colorado (dans les hauts de Saint-Denis, 750 m d'altitude; Nord de l'île). La portée du radar est de 200 km, et la résolution spatiale de 1 km et une résolution temporelle est de 15 minutes. Ces images sont des composites de réflectivité, et indiquent le taux de précipitations au niveau de la surface. Aussi, elles permettent de visualiser les bandes précipitantes externes ainsi que les bandes internes des systèmes cycloniques.

Gardons à l'esprit que ces images radar ont une portée limitée, ce qui ne permet pas de saisir l'influence de la circulation cyclonique à l'échelle synoptique. Une complément d'étude à partir des images Météostat IR ou WV auraient certainement aidé à mieux appréhender le contexte et l'évolution de ces systèmes cycloniques.

Les bandes précipitantes ne présentent pas une morphologie bien définie. En effet, elle peut présenter des précipitations éparses et discontinues. Aussi, il est difficile d'estimer à l'heure près la période durant laquelle La Réunion sera sous l'influence d'une bande précipitante. « L'entrée » dans une bande précipitante est détectée à la fois sur la dynamique atmosphérique, et à la fois sur le taux de précipitation :

- la dynamique atmosphérique : il est possible à partir des images radar de visualiser l'évolution de la spatialité des précipitations. Ceci permet de distinguer une bande précipitante (qui possède une dynamique : mouvement dont la direction et la vitesse sont clairement établis) de précipitations associés à des nuages stagnants.
- le taux de précipitation : de fortes précipitations (couleurs vertes à jaunes) indiquent nécessairement la présence d'une bande précipitante interne ou externe.

De plus, les images radar permettant de situer l'œil du système, il est possible de différencier une bande précipitante externe d'une bande interne du système (la zone interne encercle l'œil du système, par définition).

Nous détaillons ici l'étude de la structure du système Haliba, réalisées à partir de ces images radar. Les figures E.4 et E.5 représentent les images radar lors des passages des bandes BE1, BE2, Q ainsi que la bande interne BI de Haliba.

L'entrée dans BE1 (estimée à environ 11h UTC le 07/03/2015) est marquée par de fortes précipitations se propageant du nord-ouest au sud-est et qui atteignent La Réunion (Figure E.4, haut). Au sein de la bande, les précipitations ne sont pas constamment soutenues. La sortie de la bande est plus difficile à cerner : de faibles précipitations se trouvent dans le sillage de la bande BE1. La sortie est estimée à environ 10h00 UCT le 08/03/2015.

L'entrée dans la bande interne est nette (les contours de précipitation sont clairement

délimités ; Figure E.4, bas), et est estimée à 21h30 UTC le 08/03/2015. L'évolution de la spatialisation des précipitations présente un enroulement spiralé très serré, indiquant que l'œil se situe à l'ouest (100 km à 150 km) de La Réunion. Il s'agit bien de la zone interne, et non externe. La sortie de BI est située à environ 12h UTC, le 09/03/2015.

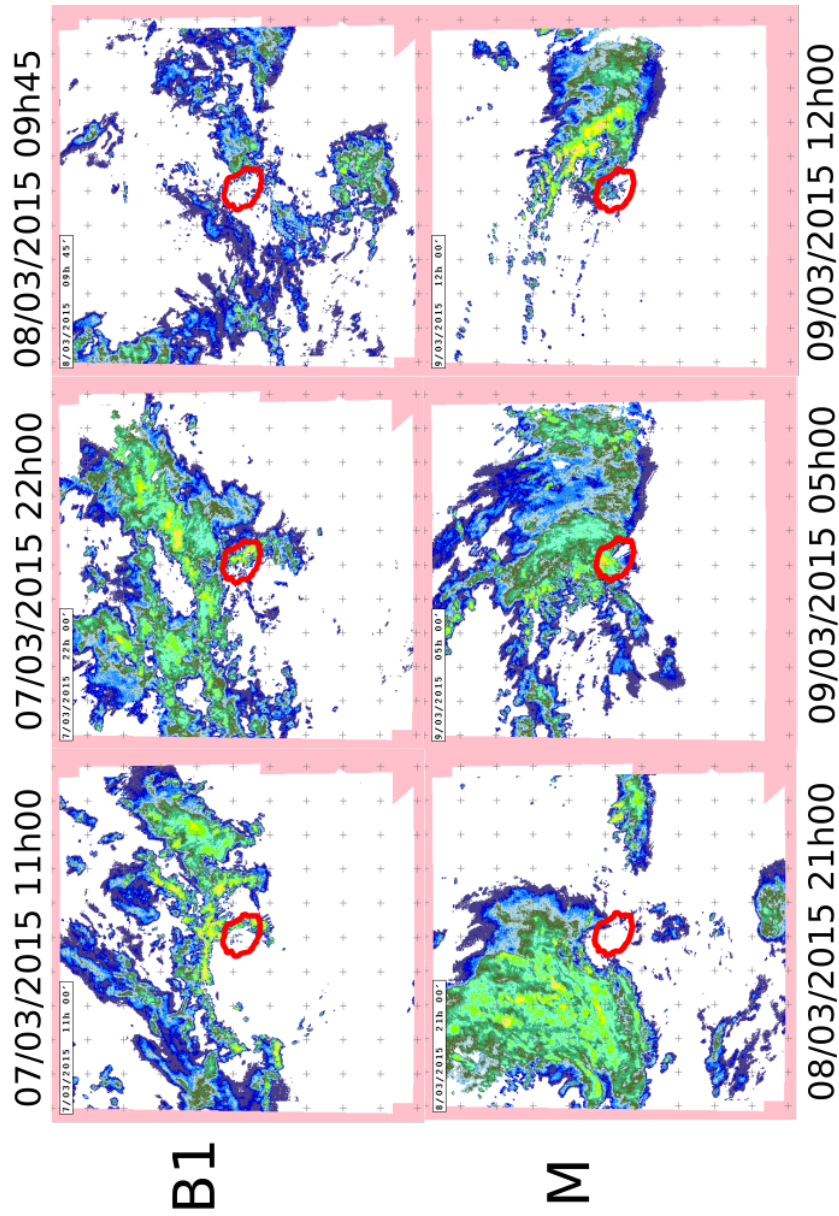


FIGURE E.4 – Les images radar : Haliba (partie 1). Les contours rouges représentent La Réunion.

La bande BE2 présente une morphologie spécifique : après la sortie de BI, s'en suit une période durant laquelle une bande précipitante externe (identifiée comme telle de par sa dynamique : possédant un mouvement clair en direction du centre du système) évolue au nord de La Réunion, tantôt en passant sur l'île, tantôt s'en éloignant (au maximum à 50 km). Présentant de fortes précipitations, cette période a été assimilée au passage d'une bande : BE2. L'entrée dans BE2 se situe après la sortie de BI (à environ 12h UTC, le 09/03/2015). La sortie se situe lorsque l'île ne présente plus de précipitations (à environ 04h UTC, le 10/03/2015).

La dernière bande Q fait référence à une période durant laquelle La Réunion présente des précipitations sporadiques et moins importantes que durant BE1, BE2 et BI, et dont la dynamique montre qu'il s'agit bien d'une bande (enroulement spiralée convergeant vers le centre du système). Puisque les précipitations sont moindres et plus éparpillées, cette bande a été nommée Q, se référant à « la queue » du système Haliba.

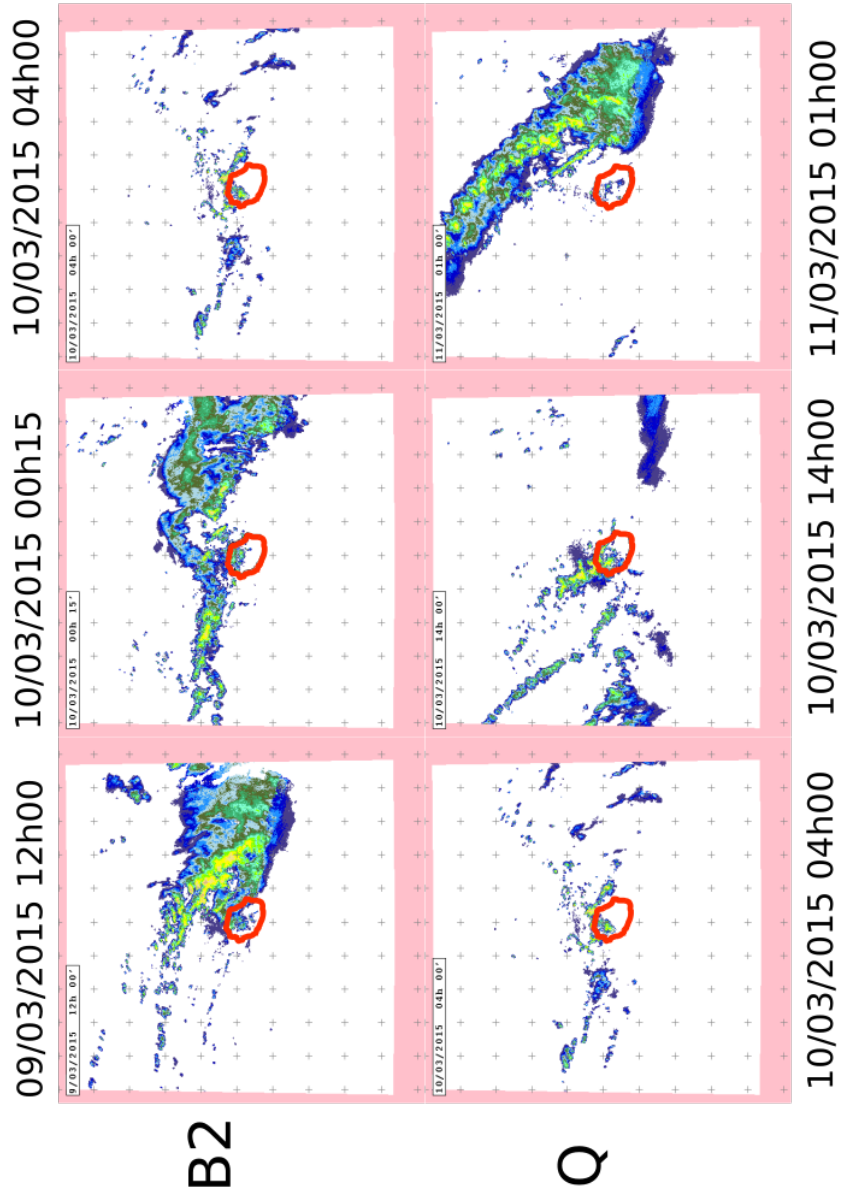


FIGURE E.5 – Les images radar : Haliba (partie 2). Les contours rouges représentent La Réunion.

Chapitre E

Le tableau E.1 répertorie les dates de début et de fin durant lesquelles La Réunion a été sous l'influence d'une bande précipitante externe ou interne d'un système cyclonique.

Tableau E.1 – Structure des systèmes cycloniques. Sont répertoriées les dates d'entrée et de sortie dans les bandes précipitations externes et (éventuellement) internes pour les systèmes Haliba, Daya et Carlos.

Structure	Date d'entrée	Date de sortie
Haliba		
BE1	07/03/2015 11h UTC	08/03/2015 10h UTC
BI	08/03/2015 21h30 UTC	09/03/2015 12h UTC
BE2	09/03/2015 12h UTC	10/03/2015 04h UTC
Q	10/03/2015 04h UTC	11/03/2015 01h UTC
Daya		
BE1	08/02/2016 03h UTC	08/02/2016 23h UTC
BE2	08/02/2016 20h UTC	11/02/2016 12h UTC
Carlos		
BE1	06/02/2017 06h UTC	07/02/2017 05h UTC
BI	07/02/2017 05h UTC	07/02/2017 14h30 UTC
BE2	07/02/2017 14h30 UTC	08/02/2017 03h UTC
Q	08/02/2017 03h UTC	10/02/2017 14h UTC