



Étude numérique des circulations locales à la Réunion : application à la dispersion de polluants

Dorothée Lesouëf

► To cite this version:

Dorothée Lesouëf. Étude numérique des circulations locales à la Réunion : application à la dispersion de polluants. Autre [cond-mat.other]. Université de la Réunion, 2010. Français. NNT : 2010LARE0008 . tel-00633096

HAL Id: tel-00633096

<https://theses.hal.science/tel-00633096>

Submitted on 17 Oct 2011

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.

UNIVERSITE DE LA REUNION

THESE

En vue de l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE LA REUNION

Spécialité :
PHYSIQUE-CHIMIE DE L'ATMOSPHERE

par

DOROTHEE LESOUËF

**Etude numérique des circulations
locales à la Réunion. Application à la
dispersion de polluants.**

Présentée et soutenue publiquement
le 28 Octobre 2010

Devant un jury composé de :

M. Hervé DELBARRE Rapporteur
M. Valéry MASSON Rapporteur
M. Jean-Luc BARAY Examineur
M. Bernard CAMPISTRON Examineur
M. Robert DELMAS Directeur de thèse
M. François GHEUSI Co-directeur de thèse

Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones UMR 8105
Campus du Moufia – Université de la Réunion


```
% phd.m
%
% author: Cecilia
% date: 09/08/05

load THESIS_TOPIC

while (funding==true)
    data = run_experiment(THESIS_TOPIC);
    GOOD_ENOUGH = query(advisor);
    if (data > GOOD_ENOUGH)
        graduate();
        break
    else
        THESIS_TOPIC = new();
        years_in_gradschool += 1;
    end
end
```



www.phdcomics.com

Remerciements

Loin de l'idée classique selon laquelle la thèse est une épreuve individuelle, mes travaux de recherche sont d'abord le fruit d'une collaboration multiforme et d'une aventure collective. Bien que ma prise en main du modèle numérique et mes préparations de simulation, aient été des gestes individuels où je me suis retrouvée en face-à-face avec mon sujet, mon travail n'a pris sens que lorsqu'il s'est enrichi par des discussions, des séminaires et l'expérience de mes pères scientifiques, permettant de prendre le recul nécessaire. Nombreux sont ceux qui m'ont apporté une contribution scientifique, logistique ou morale. Je remercie donc toutes les personnes qui ont pu m'aider, directement ou indirectement, à mener à terme cette thèse ainsi que toutes celles que j'ai pu rencontrer et qui ont rendu ces trois années de doctorat agréables.

Je remercie en premier lieu le **CNRS** et **MétéoFrance** pour avoir cofinancé ma bourse d'étude, et en particulier **Joël Poitevin** et **Jean Pailleux**.

Je remercie **Robert Delmas**, mon directeur de thèse, pour m'avoir donné l'opportunité de réaliser mon expérience d'apprentie-chercheur sur mon île, La Réunion, qui est un formidable laboratoire naturel et pour m'avoir fait mener diverses activités durant ma thèse : la modélisation bien sûr, mais aussi une campagne de terrain ECLAIR et l'utilisation du radar UHF de l'OPAR.

Je remercie **François Gheusi**, mon co-directeur, pour avoir encadré mes travaux malgré son éloignement. Ses précieux conseils, son expérience de modélisateur, sa connaissance de la dynamique atmosphérique, ses commentaires et ses critiques ont été très utiles pour l'avancement de ma thèse et pour structurer mon travail.

J'adresse également ma reconnaissance aux membres du jury qui m'ont fait l'honneur de prendre le temps de juger mon travail : mes rapporteurs **Hervé Delbarre** et **Valéry Masson**, mes examinateurs **Jean-Luc Baray** et **Bernard Campistron**.

Un grand merci à **Jean-luc Baray**, **Pierre Tulet** et **Bernard Campistron** pour leur relecture enrichissante de certains chapitres de mon manuscrit, pour leurs suggestions toujours avisées, leurs conseils bibliographiques et leurs remarques qui m'ont permis de préciser ma pensée.

Durant mon parcours, j'ai eu le plaisir d'être initiée au radar UHF par le spécialiste en France, **Bernard Campistron**. Je tiens à le remercier vivement pour son accueil au Centre de Recherches Atmosphériques à Lannemezan, ses conseils, son aide et sa disponibilité.

J'adresse également mes remerciements à **Patrick Chazette** et **Joseph Sanak** pour nous avoir prêtés le lidar aérosols du CEA et nous avoir permis de mener à bien la campagne de terrain ECLAIR.

J'ai pu me familiariser avec la modélisation plus ou moins sereinement grâce à l'aide de **Delphine Ramalingom** qui m'a coachée sur l'utilisation du calculateur de l'université de la Réunion, et en particulier j'ai pu me servir de MésoNH et de Diaprog grâce à l'aide de **François Gheusi**, **David Barbary** et **Juan Escobar**.

Je remercie aussi **Hélène Fer ré** et **Franck G abarrot** pour avoir trouvé des solutions à mes problèmes informatiques et **Yann Courcoux** pour sa rigueur, son efficacité et sa disponibilité à toutes épreuves.

Mes remerciements iront également à **l'Observatoire Réunionnais de l'Air** et **MétéoFrance** pour avoir échangé des données atmosphériques et **l'IDRIS** pour m'avoir donné les ressources nécessaires pour effectuer mes simulations.

Je tiens à remercier le **Laboratoire d'Aérologie** et le Centre de Recherches Atmosphériques pour m'avoir accueillie durant mes missions sur le continent. Une pensée particulière pour Frédérique Saïd, Fabienne Lohou, Solène Derrien, Guylaine Canut, Marie Lothon, Bernard Campistron, Yannick, Marcel et Marielle !

Il y a également certaines personnes qui méritent un remerciement spécial, en particulier toutes celles qui ont été à mes côtés dans les moments les plus durs, qui ont créé et partagé tant de si bons souvenirs avec moi. Je les remercie de croire en moi lorsque j'ai de la difficulté à croire en moi-même :

Il y a bien sûr mes deux acolytes du matin, **Joyce** et **Antoine**, avec qui toutes mes journées commençaient très tôt par une discussion autour d'un café ! Je leur suis très reconnaissante pour leur soutien sans failles, leur bonne humeur et leurs conseils. Un grand merci à Antoine pour son aide et sa disponibilité lors de mes préparations de TP et un merci chaleureux à Joyce pour s'être occupée aussi bien de moi durant ces trois années.

J'adresse un grand merci à **Martial** qui n'a pas manqué durant ces trois années d'égayer mes journées par le récit de ses péripéties à bord du Marion Dufresne et par nos conversations passionnées sur l'aviation !

Je remercie également l'équipe technique du matin et celle de la cafétéria ! Un gros big-up au magicien Monsieur **Léo**, au musicien **Jacky**, à **André**, **Gladys**, **Claudine**, **Céline** et tous les autres, qui m'ont permis de passer d'agréables moments en leur compagnie à l'université.

Merci aux doctorants, docteurs et stagiaires du LACy pour la bonne ambiance dans le laboratoire : **Valentin**, **Chou**, **Nahouda**, **Pinchok** et les frères **Hoarau**, **Samuel**, **Gaëlle**, **Vidya** et **Mbatha** !
Merci à tous les membres du LACy !

Merci à mon acolyte volcanologue et parfaite imitatrice de Stéphanie de Monaco, **Zarah**, pour ses délires, ses coups de gueule et surtout ses chansons pourries qui mettent de bonne humeur !

Un merci chaleureux à mes amis, **Momotte**, **Jean-Hugues**, **Cédric**, **Syssy** et **Eric**, **Aurélie**, **Mie**, **Gégé** !

Une pensée émue pour les **membres de ma famille** qui tiennent une place immense dans mon cœur et qui m'ont permis de ne jamais dévier de mon objectif final. Merci **Papa**, **P apy**, **Maminette**, **Bô My Bro**, **Marraine**, **Michou**, **Taloune**, **Dovic** pour votre amour inconditionnel et votre soutien sans failles. Une pensée affectueuse pour **Thierry**, qui me transmet toutes ses ondes de bonheur grâce à son enthousiasme contagieux ! Ho'oponopono !

Enfin, je terminerai en dédiant cette étape importante à la mémoire de ma **maman** disparue trop tôt. A toi qui me donnes force et courage au quotidien.

*Il est une île aux 100 microclimats où le
rire des flots se mêle au soupir des filaos
et des cocotiers près du lagon argenté
lorsque le vent de la mer vient bercer la
canne...*

Résumé

Les régimes dynamiques dans les basses couches de l'atmosphère à l'île de la Réunion sont conditionnés par l'action du relief et du rayonnement sur l'écoulement synoptique. L'île est située en permanence dans le flux des alizés de sud-est et son relief élevé, culminant à 3000 m dans le centre de l'île et 2600 m au sud, constitue un obstacle important pour l'écoulement moyen. Le relief, le chauffage différentiel des pentes et le contraste thermique avec l'océan influent sur les échanges locaux entre la couche limite marine et la troposphère libre.

L'analyse des phénomènes complexes de l'écoulement atmosphérique au niveau de l'île a pour but initial de caractériser les transferts de polluants émis localement. Cette étude a deux applications :

- La première rentre dans le cadre préparatoire à la mise en place, à 2200 m d'altitude sur le Piton Maïdo, de l'observatoire atmosphérique de l'OPAR, à l'horizon 2011. L'objectif est de comprendre les circulations locales induites par le relief et les transports associés afin de discriminer d'éventuelles pollutions par les sources locales sur le signal qui sera mesuré in situ au sommet du Maïdo.
- La seconde vise à étudier la diffusion des panaches volcaniques du Piton de la Fournaise. L'éruption majeure d'avril 2007 du volcan réunionnais a montré que des panaches pouvaient générer d'importantes pollutions dans diverses parties de l'île allant jusqu'à poser de réels problèmes environnementaux et de santé publique.

Ces applications s'appuient sur une étude par modélisation numérique à haute résolution des écoulements atmosphériques dans les basses couches au niveau de l'île, au moyen du modèle météorologique de recherche MesoNH, permettant de conduire un ensemble de simulations sur cas idéalisés puis sur cas réels avec diffusion de traceurs passifs.

Mots-clés : modélisation numérique, circulations locales, Réunion, transport de traceurs passifs, relief complexe, couche limite atmosphérique, lidar aérosols, radar UHF

Abstract

Reunion Island is an isolated mountainous island in Indian Ocean culminating in the center at 3000 m and in the southern part at 2600 m asl and is located in the influence of very regular south-easterly trade winds. The perturbation of the prevailing humid trade wind flow by the complex topography causes large spatial variations in local weather. The analysis of atmospheric circulations at local scale has been conducted with the aim of improving the understanding of small-scale transport and dispersion of pollutants emitted from local sources. This study has two applications:

- It takes part in the perspective of the new atmospheric research station of Piton Maïdo, a summit at 2200 m above sea level on the west coast of the island, in the frame of the developing Atmospheric Physics Observatory of La Reunion (Observatoire de Physique de l'Atmosphère de la Réunion, OPAR as French acronym). The objective is to examine to what extent local orographic perturbations of the synoptic wind and local wind systems are responsible for vertical export of air pollutants originating from the island boundary layer, and could affect ground-based measurements at the future Piton Maïdo observatory devoted to the monitoring of background atmospheric composition (greenhouse gases and aerosols).
- The second one aims to investigate the behavior of the volcanic plumes from the Piton de la Fournaise. During the April-May 2007 eruption, large amounts of volcanic gases, particles and ash were released into the atmosphere causing air-pollution at several inhabited locations.

In this work, the three-dimensional, non-hydrostatic, limited-area numerical model, MESONH, was run in high resolution to simulate features of airflows over Reunion Island in idealized and real conditions. Various passive tracers have been released in the model in order to characterize dynamical processes in the lower atmospheric layers and the related transport of air-masses.

Keywords : numerical modelling, local circulations, Reunion Island, passive tracers transport, complex terrain, atmospheric boundary layer, aerosols LIDAR, UHF wind profiler

Table des matières

<i>Introduction générale</i>	17
Chapitre 1. Contexte de l'étude	25
1.1 Contexte géographique	26
1.1.1 La Réunion dans le monde	26
1.1.2 Relief de l'île volcanique : une montagne dans l'océan	26
1.1.3 Répartition de la population	28
1.1.4 Les sources de pollution locale et leur répartition	29
1.2 Contexte météorologique	32
1.2.1 Circulation régionale	32
1.2.2 A la confluence de différentes masses d'air	35
1.2.3 Le relief de l'île volcanique : un obstacle à l'écoulement général d'alizé	37
1.3 Dynamique atmosphérique à l'échelle de l'île	39
1.3.1 Ecoulements orographiques	40
1.3.2 Ecoulements thermiques	43
1.4 Spécificités de la couche limite turbulente	48
1.4.1 Au-dessus d'un terrain plat	48
1.4.2 En terrain complexe	49
1.4.3 Méthodes d'exploration de la couche limite atmosphérique	50
1.5 Impact des circulations sur le transport de polluants	52
Chapitre 2. Modélisation idéalisée de la circulation atmosphérique des basses couches	55
2.1 Introduction : objectifs et stratégie	56
2.2 Le modèle numérique d'investigation	57
2.2.1 MésoNH	57
2.2.2 Présentation et configuration des expériences numériques	58
2.2.3 Adaptations du modèle	61
2.3 Résultats des expériences numériques	64
2.3.1 Ecoulements à l'échelle de l'île	64
2.3.2 Dispersion des traceurs polluants sur l'île	73
2.3.3 Influence des différentes masses d'air au Piton Maïdo	82
2.4 Conclusion	85
Chapitre 3. Analyse des structures verticales de la basse troposphère par observations lidar et modélisation meso-échelle	87
3.1 Introduction	88
3.2 ECLAIR : Une expérience qui ne manque pas d'air !	89
3.2.1 Dispositif expérimental	89
3.2.2 Séquences d'observation du lidar aérosol mobile	93
3.3 Restitution de la hauteur de la couche limite	95
3.3.1 A partir du traitement du signal lidar	95
3.3.2 A partir du traitement des données météorologiques	97
3.4 Modélisation numérique de la campagne éclair	99
3.4.1 Configuration numérique des simulations	99
3.4.2 Adaptations du modèle pour comparaisons aux observations lidar	101
3.4.3 Choix des périodes analysées	102
3.5 Analyses des observations et des simulations	104
3.5.1 Intercomparaison entre MésoNH et les mesures locales à St-Denis	104
3.5.2 Mise en évidence du caractère hydraulique de l'écoulement	108
3.5.3 Structure de la couche limite au Maïdo	114
3.6 Conclusion	119

Chapitre 4.	Un an d'observations de la basse atmosphère par un radar uhf profileur de vent	121
4.1	<i>Introduction</i>	122
4.2	<i>Le profileur de vent UHF : un outil pour l'exploration des basses couches atmosphériques</i>	123
4.2.1	Quelques généralités	123
4.2.2	Principe de fonctionnement	123
4.2.3	Physique et propriétés de la mesure	124
4.2.4	Paramètres atmosphériques utiles	129
4.3	<i>Le radar uhf de l'opar</i>	131
4.3.1	Ses caractéristiques	131
4.3.2	Acquisition des données	133
4.3.3	Traitement des données	134
4.4	<i>Description des basses couches de la troposphère en zone côtière au moyen des données du radar uhf</i>	135
4.4.1	Contexte dynamique	135
4.4.2	Description des données	141
4.4.3	Détection de la zone d'inversion des alizés	141
4.4.4	Variabilité à différentes échelles de temps	143
4.5	<i>Conclusion</i>	159
Chapitre 5.	Application à la dispersion du panache volcanique du Piton de la Fournaise.	161
5.1	<i>Motivation scientifique</i>	162
5.2	<i>L'éruption historique d'avril 2007 : «Infernale beauté»</i>	164
5.2.1	Le Piton de la Fournaise : un volcan d'exception	164
5.2.2	L'éruption en quelques chiffres	164
5.3	<i>Données expérimentales recueillies pendant l'éruption</i>	169
5.3.1	Dioxyde de soufre	169
5.3.2	Images satellite MODIS	173
5.4	<i>Modélisation numérique d'une période de l'éruption</i>	175
5.4.1	Stratégie	175
5.4.2	Configuration numérique	175
5.4.3	Traceur du panache de gaz volcanique	177
5.5	<i>Transport du panache volcanique</i>	178
5.5.1	Dans le modèle intérieur à 1 km de résolution horizontale	178
5.5.2	Estimation de la concentration en SO ₂ volcanique	180
5.6	<i>Conclusion et perspectives – Vers un système numérique de prévisions</i>	185
Conclusion générale et perspectives		187
	<i>Synthèse des résultats</i>	188
	<i>Vers une modélisation plus fine...</i>	190
	<i>Quelques pistes d'observation...</i>	190
Liste des illustrations		191
Liste des tableaux		197
Références bibliographiques		199

Introduction générale

Contexte scientifique: L'O.P.A.R. ou le Mauna Loa de l'hémisphère sud

L'effet de serre naturel et la couche d'ozone sont des éléments déterminants des équilibres fondamentaux de la planète qui permettent l'existence des formes de vie que nous connaissons. Dès lors que ces équilibres sont atteints par l'action de l'homme, qui provoque par exemple l'altération de la couche d'ozone ou l'effet de serre additionnel, ils deviennent des préoccupations sociétales majeures. Au cours des dernières décennies, la communauté scientifique internationale a réalisé des progrès spectaculaires qui ont permis de mieux comprendre les processus photochimiques de l'atmosphère ainsi que les mécanismes de transport et le transfert radiatif qui affectent directement les nombreuses espèces chimiques dans la troposphère et la stratosphère. Toutefois, il existe encore de nombreuses inconnues. On peut citer en particulier l'évolution mal comprise de la vapeur d'eau dans la haute troposphère et la basse stratosphère ou encore les interactions entre aérosols, nuages et rayonnement qui induisent les principaux facteurs d'incertitude de l'effet de serre additionnel responsable des changements climatiques (IPCC 2007).

Dans le contexte des changements globaux, la surveillance des paramètres critiques de l'atmosphère et du climat devient de plus en plus un enjeu majeur. Il est particulièrement important d'inscrire dans la durée le suivi de l'évolution des mécanismes de transport à grande échelle et de la composition de l'atmosphère notamment dans l'hémisphère sud où les observations sont extrêmement peu nombreuses du fait du manque de positions géographiques disponibles. C'est dans ce contexte que se positionnent les observations réalisées à l'Observatoire de Physique de l'Atmosphère de la Réunion (OPAR) [Baray et al, 2006]. Cet observatoire a été créé officiellement en février 2003, bien que des mesures atmosphériques par LIDAR, radiosondages et spectromètre SAOZ aient débuté en 1992-1993. La Réunion est l'un des rares sites en zone tropicale où des mesures continues de l'atmosphère sont effectuées et il participe à la fourniture de données pour quatre réseaux d'observation internationaux qui sont NDACC (ex-NDSC) (Fig. 0-1), SHADOZ (Fig. 0-2), SAOZ et AERONET. Du fait de sa position géographique et météorologique, la Réunion offre des atouts considérables : elle permet des possibilités d'observation à l'intérieur et en bordure du réservoir stratosphérique tropical. L'île est également située dans l'Océan Indien tropical et elle est, dans la moyenne troposphère, directement sous l'influence du continent africain. Elle est donc un site privilégié pour suivre les transports à grande échelle des polluants issus de ce continent en grande mutation.

Figure 0-1: Localisation des sites du réseau international d'observation NDACC dans l'hémisphère Sud

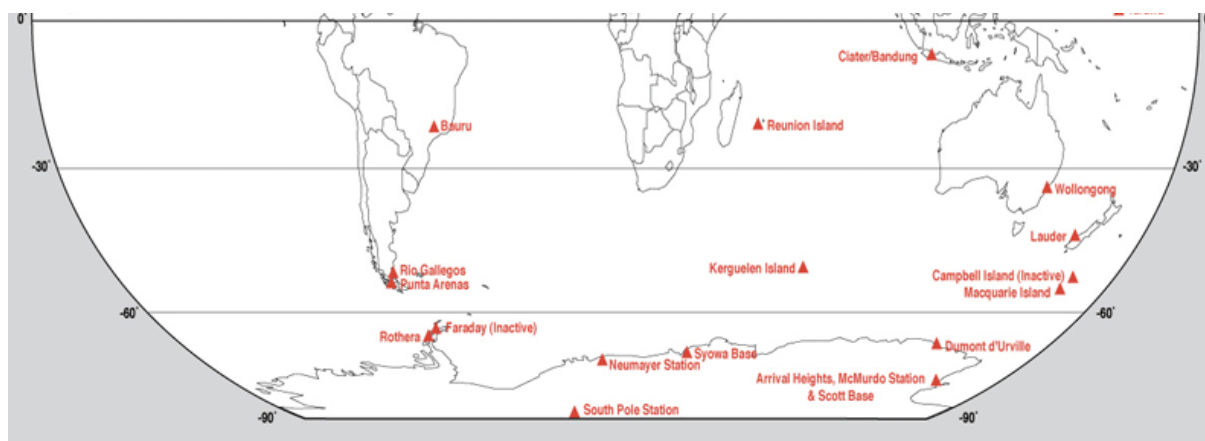


Figure 0-2: Localisation des sites du réseau international d'observation SHADOZ



L'OPAR vise à devenir une station de référence pour l'hémisphère sud du programme de veille de l'atmosphère globale GAW (Global Atmosphere Watch) de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM). Ce programme (<http://www.wmo.int/gaw>), dédié à la surveillance de la pollution de fond de l'atmosphère, est basé sur la mesure in situ et la télédétection des principaux polluants atmosphériques (composition chimique de l'atmosphère et paramètres physiques qui y sont liés).

Pour accroître et inscrire dans la durée les observations des paramètres dynamiques et chimiques de l'atmosphère débutées dans les années 90 à la Réunion, un observatoire atmosphérique est en cours de construction sur le Piton Maïdo à 2 200m d'altitude dans l'ouest de l'île (Fig. 0-3). Il deviendra le site principal de l'OPAR et abritera la plupart de ses instruments. Ce site présente un intérêt majeur non seulement pour l'étude de la stratosphère tropicale en raison de sa position en latitude particulièrement intéressante, mais aussi pour l'amélioration de la qualité des mesures par télédétection en raison de sa position en altitude et du côté sous le vent de l'île, qui permet de s'affranchir de la couche limite atmosphérique fortement chargée en vapeur d'eau.

Figure 0-3: Photo prise au sommet du Maïdo à l'endroit où se trouvera le futur observatoire.



Cette station (Fig. 0-4) présente également un avantage tout aussi important pour l'étude et le suivi de la composition chimique de l'atmosphère. Elle permettra d'effectuer un échantillonnage in situ dans la troposphère libre, notamment lors des périodes nocturnes de subsidence. Grâce à sa situation et son parc instrumental exceptionnel, la station du Maïdo deviendra un observatoire phare pour l'atmosphère et le climat avec une visibilité internationale largement accrue, et a l'ambition de devenir le « Mauna Loa de l'hémisphère sud »!

Figure 0-4: Vue du projet de bâtiment sélectionné pour la future station atmosphérique d'altitude de l'OPAR.



Dans l'optique d'une implication forte dans le programme GAW à travers des mesures in situ, des études amont ont été entreprises depuis 2007 avec comme objectif de comprendre les interactions entre la couche limite marine et la troposphère libre en présence du relief élevé de la Réunion, et notamment le rôle des brises thermiques sur les échanges entre la couche limite et la troposphère libre. Le but principal est de déterminer l'influence potentielle des pollutions locales réparties à basse altitude tout autour de l'île et les périodes favorables à la mesure du bruit de fond atmosphérique.

Enjeux et questions scientifiques

La construction de cette station atmosphérique d'altitude requiert des études préliminaires sur les écoulements d'air afin d'évaluer les causes possibles de perturbations des observations et de fournir des informations sur les différents types d'observations in situ qui pourront être réalisées.

Les principaux objectifs visés de ces études sont les suivants :

- comprendre la variabilité de la composition de l'atmosphère in situ et à la verticale de la station d'altitude sur de courtes échelles de temps,
- préciser dans quelles conditions les données seront le plus représentatives de la troposphère libre,

- étudier les processus d'échange entre la couche limite et la troposphère libre causés par la dynamique orographique et la turbulence, les circulations thermiques dues au chauffage et refroidissement des pentes et au contraste thermique entre la mer et la terre,
- évaluer dans quelle mesure la future station sera sous l'influence du transport ascendant des masses d'air de basses couches et des panaches de pollution issus des sources locales situées principalement sur les côtes de l'île.

Ces études impliquent donc d'examiner les régimes dynamiques de l'écoulement d'air dans les basses couches de l'atmosphère à l'échelle locale, qui sont largement conditionnés par l'action du relief et du rayonnement sur le flux synoptique. Il est en effet important de comprendre les échanges locaux entre la couche limite marine et la troposphère libre, ainsi que les transports de masses d'air associés, car ils influencent la ventilation des polluants émis sur les côtes dans les basses couches.

Pour essayer d'apporter une réponse aux questions scientifiques posées, il convenait d'abord d'établir un panorama des structures et schémas circulatoires de la mécanique atmosphérique de l'île susceptibles d'affecter le transport de polluants depuis les zones à forte densité humaine situées dans les régions côtières de basse altitude. Afin d'établir une description de la situation atmosphérique des basses couches, l'idéal aurait donc été de débiter avec des observations au moyen d'outils adaptés au sondage de la basse troposphère. Aucun instrument de mesure de ce type n'étant disponible au début de la thèse, la difficulté a été contournée en effectuant des simulations académiques en configuration idéalisée dont la logique était basée sur les connaissances bibliographiques. Ce programme de modélisation à haute résolution des écoulements atmosphériques dans les basses couches a été réalisé à l'aide du modèle dynamique de recherche à méso-échelle (MésoNH) [Lafore et al. 1998]. Largement testé par la communauté nationale des sciences de l'atmosphère, il a été validé dans de nombreuses configurations météorologiques (écoulements orographiques, contrastes terre/mer, situations convectives extrêmes, etc.). Il a été possible de représenter les mouvements de l'atmosphère au niveau de l'île et de reproduire les paramètres météorologiques sur des situations météorologiques simplifiées, mais néanmoins réalistes, et d'estimer les transferts potentiels vers les hauts de l'île (station du Maïdo) de traceurs passifs censés représenter les polluants émis par les principales sources locales de pollution localisées à basse altitude dans les zones côtières. C'est aussi dans les grandes villes côtières que l'on rencontre les industries polluantes (centrales thermiques, usines sucrières). Par ailleurs, à La Réunion, une source sporadique mais majeure de pollution atmosphérique est le volcan du Piton de la Fournaise.

Compte tenu de la complexité des phénomènes météorologiques induits d'une part par le relief de l'île, et d'autre part par les éléments structuraux de la dynamique synoptique des basses couches (notamment l'inversion des alizés) qui seront décrits au chapitre 1, l'étude ne pouvait se résumer à une simple modélisation de cas idéalisés. Cette complexité pose aussi une difficulté majeure sur le choix de paramètres météorologiques pertinents pour valider les simulations numériques censées représenter le comportement de la couche limite atmosphérique et la dynamique des basses couches. Les seules mesures de surface ne peuvent apporter des éléments de contrainte suffisants. L'OPAR a donc choisi de se doter de deux instruments susceptibles d'apporter des informations

directes sur la structure verticale de la couche limite et sur les profils verticaux des paramètres dynamiques dans les basses couches de l'atmosphère. Il s'agit d'un lidar Rayleigh mobile capable de détecter avec une bonne précision la hauteur de la couche limite en différents points de l'île et de suivre son évolution temporelle, et d'un radar UHF qui permet de mesurer les profils 3D de vent et certaines caractéristiques de l'écoulement turbulent entre 200 m et 5 à 8 km d'altitude selon les conditions. Ces instruments ont été disponibles respectivement en octobre 2008 et avril 2009. En novembre-décembre 2008, une campagne de terrain (campagne ECLAIR) reposant sur des mesures à l'aide de lidars mobiles a été organisée pour compléter et conforter les résultats des simulations de cas idéalisés sur les cas réels documentés avec des mesures pertinentes. Des informations sur l'évolution, sur un cycle annuel, du contexte dynamique général sont apportées par l'analyse de la première année de données du radar UHF qui fournit des mesures totalement originales dans cette région du monde.

Organisation du manuscrit

La suite du manuscrit est découpée en cinq chapitres :

- Le premier chapitre est consacré à la présentation générale de la région d'étude afin de la situer dans ses contextes géographique et météorologique par une description globale des caractéristiques de la circulation atmosphérique à l'échelle régionale. Il fournit également les principaux schémas de circulation atmosphérique à l'échelle locale qui sont le résultat des perturbations de l'écoulement atmosphérique de grande échelle par le relief élevé et accidenté de la Réunion. Pour compléter la vision globale de la dynamique atmosphérique de l'île, il apporte aussi des notions scientifiques relatives à la couche limite atmosphérique en conditions normales puis sur des terrains complexes et montre l'impact des circulations locales et de la couche limite sur la dispersion de polluants.
- Le chapitre 2 traite de la modélisation idéalisée de la circulation atmosphérique dans l'optique d'améliorer notre connaissance de la dynamique des basses couches et des processus d'échanges entre la couche limite atmosphérique et la troposphère libre.
- Le chapitre 3 repose sur la campagne de terrain ECLAIR 2008 dédiée à l'exploration de la couche limite atmosphérique à la Réunion. Le but recherché est de documenter la structure verticale et l'évolution spatiale et temporelle de la couche limite sur l'ensemble de l'île grâce à des mesures de télédétection effectuées par un lidar aérosols ultraviolet, confrontées aux résultats de simulations numériques de cas réels.
- Le chapitre 4 fournit une description de la dynamique de l'écoulement dans les basses couches basée sur l'exploitation des données du radar UHF Degreewind PCL1300, qui a été déployé depuis Avril 2009 sur le site de Météo-France situé à l'aéroport de Gillot, dans le nord de l'île, en bord de mer. L'objectif visé est de documenter la structure temporelle des écoulements de basses couches, les variations saisonnières, mensuelles et diurnes de la couche limite atmosphérique et de caractériser la hauteur de l'inversion des alizés, afin de replacer les simulations numériques présentées aux chapitres 2, 3 et 5 dans le contexte de la variabilité naturelle des conditions aérologiques.

- Le chapitre 5 présente un cas original de validation indirecte du modèle météorologique utilisé, Méso-NH, et d'étude de cas spécifique de pollution. Il s'agit d'une étude de modélisation de la dispersion d'un panache de pollution issu du volcan du Piton de la Fournaise. Celle-ci a été engagée à la suite de l'éruption du 2 avril 2007, qui a été exceptionnelle tant par son ampleur que par ses dégâts sur l'environnement et la santé. Son but est d'identifier les mécanismes de transport à l'origine des contaminations observées.

Chapitre 1. CONTEXTE DE L'ETUDE

Sommaire

1.1	Contexte géographique	26
1.1.1	La Réunion dans le monde	26
1.1.2	Relief de l'île volcanique : une montagne dans l'océan	26
1.1.3	Répartition de la population	28
1.1.4	Les sources de pollution locale et leur répartition	29
1.1.4.1	Le trafic routier	29
1.1.4.2	Les centrales thermiques	30
1.1.4.3	Les émissions volcaniques du Piton de la Fournaise	31
1.2	Contexte météorologique	32
1.2.1	Circulation régionale	32
1.2.2	A la confluence de différentes masses d'air	35
1.2.3	Le relief de l'île volcanique : un obstacle à l'écoulement général d'alizé	37
1.3	Dynamique atmosphérique à l'échelle de l'île	39
1.3.1	Ecoulements orographiques	40
1.3.1.1	Soulèvement orographique ou le régime « flow-over »	40
1.3.1.2	Contournement de l'île ou le régime « flow-around »	41
1.3.2	Ecoulements thermiques	43
1.3.2.1	Brise de terre et brise de mer	43
1.3.2.2	Brises de pente, brise de montagne et brise de vallée	46
1.4	Spécificités de la couche limite turbulente	48
1.4.1	Au-dessus d'un terrain plat	48
1.4.2	En terrain complexe	49
1.4.3	Méthodes d'exploration de la couche limite atmosphérique	50
1.5	Impact des circulations sur le transport de polluants	52

1.1 CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

1.1.1 La Réunion dans le monde

La Réunion, créée dans le sud-ouest de l'Océan Indien par 21° 06 de latitude Sud et 55° 32 de longitude Est (Fig. 1-1), est l'île la plus occidentale de l'archipel des Mascareignes (Réunion, Maurice et Rodrigues). Elle est une émergence volcanique montagneuse située dans la zone tropicale de l'hémisphère austral entre l'équateur et le tropique du Capricorne, à environ 700 km à l'est de la façade orientale de l'île de Madagascar. La Réunion est née il y a quelques 3 millions d'années, avec l'éruption du Piton des Neiges qui est, avec une altitude de 3 069 m, le sommet le plus élevé des Mascareignes et de l'Océan Indien. L'érosion des volcans (Piton des Neiges et Piton de la Fournaise) a façonné le relief actuel de l'île.

Figure 1-1: Position géographique de la Réunion dans l'Océan Indien



1.1.2 Relief de l'île volcanique : une montagne dans l'océan

La Réunion présente sur ses 2512 km² une étonnante variété de reliefs et de paysages (Fig. 1-2). De la Pointe des Galets au Nord-Ouest à Saint Philippe au Sud-Est, le grand axe de l'île elliptique mesure 70 kilomètres; le petit axe, de Saint-Pierre au Sud à Saint-Benoît à l'Est mesure 45 kilomètres.

Elle est bâtie sur deux grands domaines géologiques:

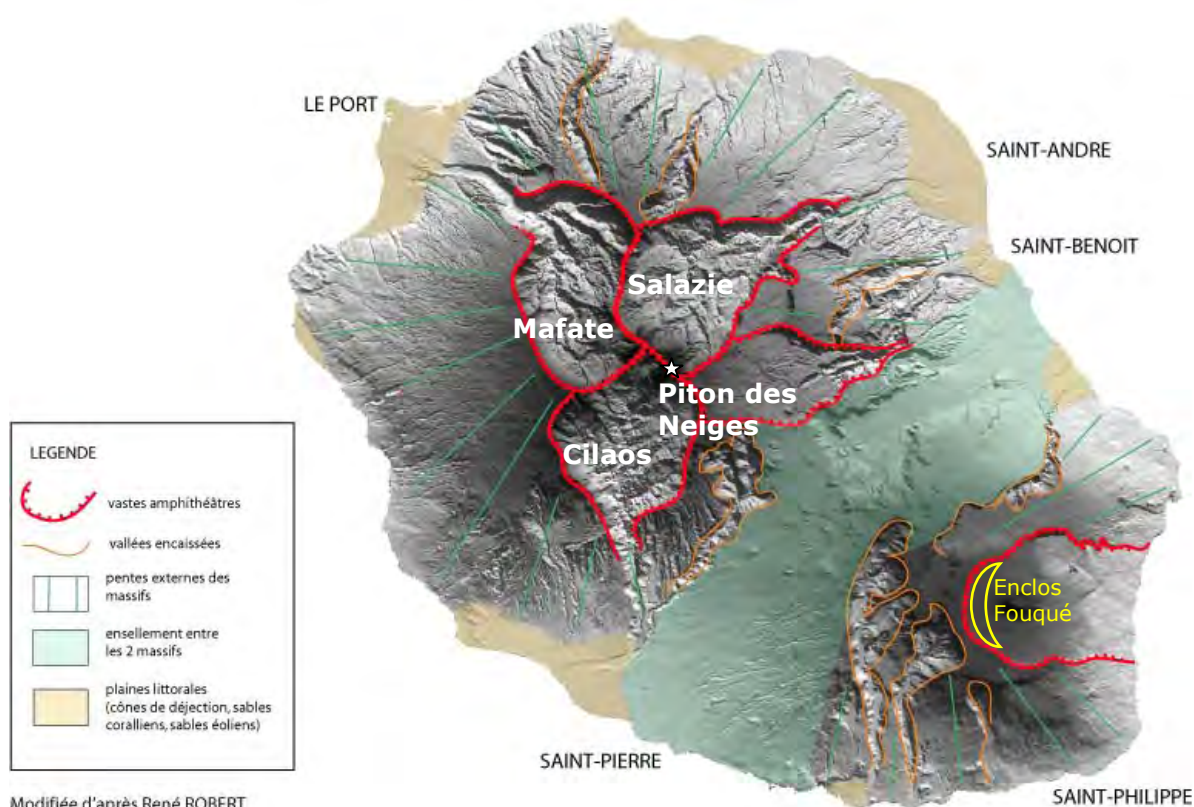
- la première zone montagneuse couvre les deux tiers nord-ouest qui sont constitués de formations volcaniques anciennes issues du Piton des Neiges,

- la seconde zone montagneuse moins élevée occupe le tiers sud-est de l'île qui est bâti sur les flancs récents du massif volcanique actif du Piton de la Fournaise, formé de plusieurs caldeiras emboîtées qui sont successivement la caldeira des Remparts, la caldeira des Sables et le rempart de Bellecombe délimitant l'Enclos Fouqué.

Reflets des événements géologiques à l'origine de l'île et de l'érosion intense liée au climat tropical, les paysages réunionnais sont surprenants par leur diversité. L'île est compartimentée en plaines, îlets et versants (planèzes). La variété de ses paysages résulte du jeu combiné du relief et de la végétation : remparts abrupts et vertigineux, crêtes et arêtes effilées, ravines qui entaillent très profondément la montagne, planèzes désertiques, plateaux luxuriants, côtes découpées couvertes de savanes sèches ou au contraire d'une végétation exubérante.

Le Piton des Neiges culmine actuellement à 3069 m tandis que le Piton de la Fournaise s'élève à 2631 m au-dessus du niveau de la mer. La limite de ces deux massifs volcaniques est constituée par de hauts plateaux (localement appelés « plaines » : la Plaine des Cafres et la Plaine des Palmistes). L'effondrement des contreforts du Piton des Neiges et l'érosion ont formé trois grands amphithéâtres cernés de remparts abrupts : ce sont les cirques de Salazie, Mafate et Cilaos. Leurs parois forment par endroit des falaises de plus de 1 000 m de hauteur. Ces cirques sont entaillés par un important réseau hydrographique dont les eaux rejoignent la mer en creusant de profondes gorges (Rivière des Galets, Rivière du Mât, Bras de Cilaos) prolongées par des cônes de déjection à l'embouchure de ces rivières (plaines littorales alluvionnaires de St André, du Port et du Gol). Les autres vallées encaissées résultent de l'action conjuguée de l'érosion torrentielle avec les limites d'anciens effondrements volcaniques (Rivière Saint-Denis, Rivière des Pluies et bras de la Plaine pour l'ancien massif du Piton des neiges, Rivière de l'Est, Rivière Langevin, Rivière des Remparts pour le massif du Piton de La Fournaise).

Figure 1-2: Les grandes formes de relief de La Réunion.



1.1.3 Répartition de la population

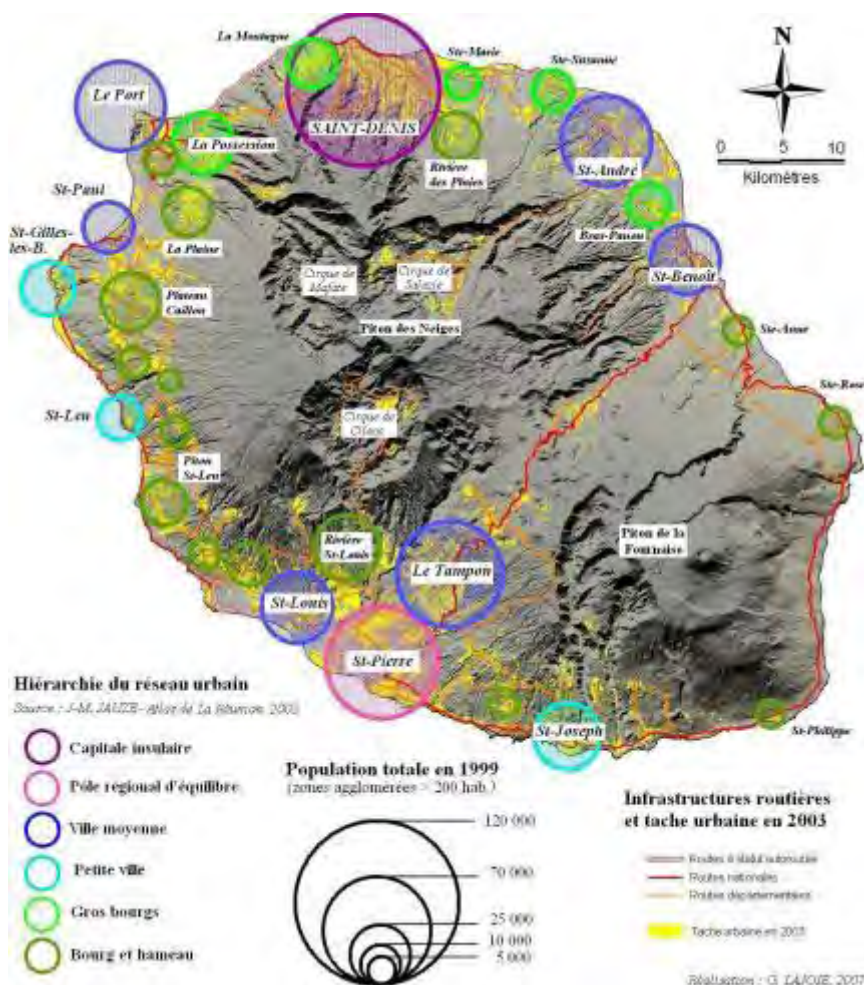
Encore vierge de tout occupant au début du 16ème siècle, la Réunion compte aujourd'hui plus de 800 000 habitants répartis spatialement de manière inhomogène (Fig. 1-3). En effet, la complexité du relief escarpé de l'île a contraint la population réunionnaise à s'installer préférentiellement sur le littoral où sont concentrées la plupart des activités économiques et de vie.

La répartition actuelle de la population sur l'île, caractérisée par d'énormes contrastes de densité est très polarisée, avec une saturation des régions Nord et Ouest et, d'une façon générale, de la zone littorale par opposition aux zones à mi-pente et à la zone des Hauts.

- La frange côtière (de 0 à 400 m d'altitude) est densément peuplée : elle regroupe 80 % des habitants de l'île ;
- les Hauts sont peu peuplés : seulement 20 % des habitants vivent au-dessus de 400 m d'altitude ;
- les zones inhabitées couvrent la moitié de la superficie de l'île.

A cause du relief important de l'île, les villes sont donc situées majoritairement en bord de mer. La Réunion bénéficie d'un tissu urbain relativement développé avec huit villes de plus de 30 000 habitants, dont Saint-Denis, Saint-Pierre, Saint-Paul, Le Tampon, Saint-Louis, Saint-André, Saint-Benoît et Saint-Joseph. Elles sont sujettes depuis plusieurs décennies à une forte croissance démographique qui par conséquent augmente la pollution urbaine.

Figure 1-3: Répartition démographique (source : G. Lajoie, 2007).



1.1.4 Les sources de pollution locale et leur répartition

Bien que la faible présence d'industries lourdes à La Réunion permette de limiter les émissions de polluants, l'utilisation de la voiture, l'augmentation régulière du trafic routier, l'expansion des activités économiques sont problématiques. Le trafic routier dense et donc les rejets automobiles, ainsi que les rejets industriels des centrales thermiques, des usines sucrières et des activités agricoles sans oublier les éruptions régulières du Piton de La Fournaise sont à l'origine de la dégradation de la qualité de l'air dans certains secteurs de l'île. Dans le cas de la pollution par les activités anthropiques, la combustion des matières fossiles (charbons, fuels...), les émissions de gaz des centrales thermiques et des pots d'échappement des véhicules génèrent essentiellement du dioxyde de soufre (SO_2), des oxydes d'azote (NO_x tels que le monoxyde d'azote et le dioxyde d'azote), des produits carbonés issus de combustion (CO_2 , CO , COV , etc) et de fines particules en suspension dans l'air.

1.1.4.1 Le trafic routier

L'augmentation régulière du trafic due à l'augmentation démographique est la principale source d'émissions de gaz responsables des pollutions locales, constituées majoritairement de soufre, d'oxydes d'azote, de plomb et de particules fines. En 2008, l'île comptait approximativement

350000 véhicules, avec un ratio d'environ 1 véhicule pour 2 habitants. La majeure partie de la pollution locale liée au trafic automobile est concentrée sur la bordure littorale. Effectivement, en raison de la contrainte des reliefs élevés et accidentés à l'intérieur de l'île, l'essentiel du linéaire routier (Fig. 1-4) fait le tour de l'île en longeant la côte pour se rendre dans les cirques de Cilaos et de Salazie (150 km de routes nationales, 750 km de routes départementales et 1650 km de routes communales). Une route transversale, coupant l'île en son milieu par les hautes plaines (des Cafres et Palmistes), permet de relier Saint-Benoît à Saint-Pierre. Depuis juin 2009, un grand axe routier, la route des Tamarins, relie Saint-Paul à l'Étang-Salé sur 34 km.

Figure 1-4: Carte du réseau routier. Le trafic automobile est une source importante de pollution locale.



1.1.4.2 Les centrales thermiques

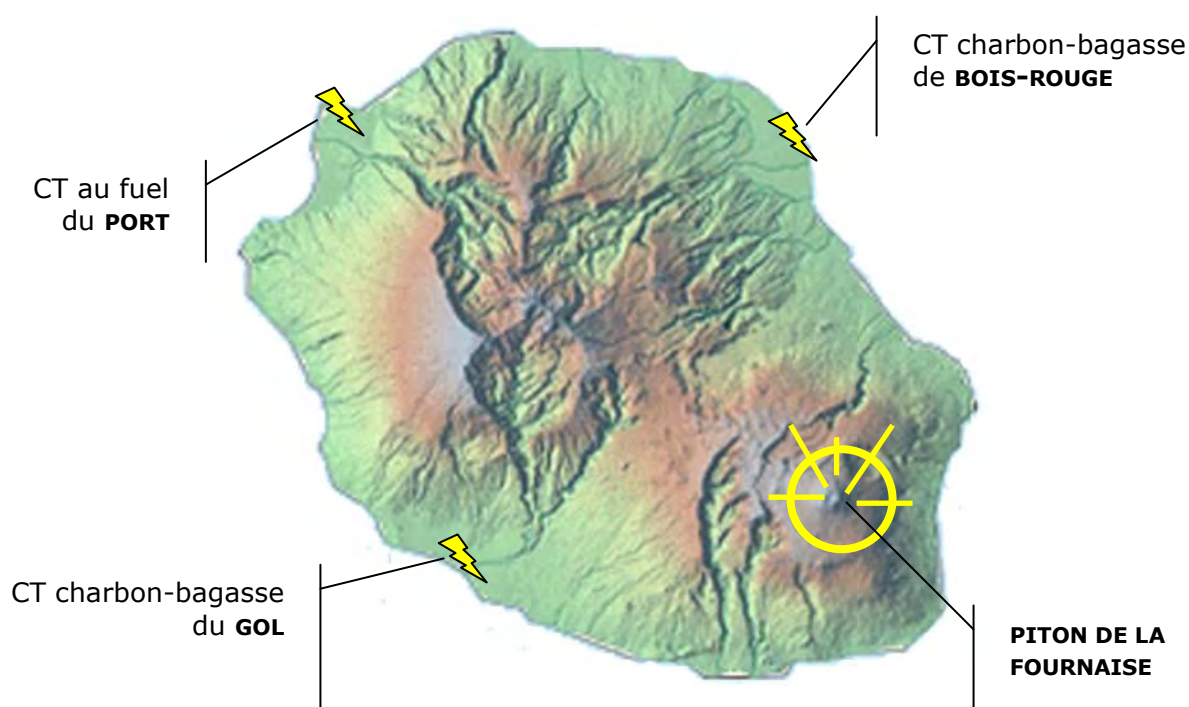
Pour sa production d'électricité, la Réunion a recours principalement aux deux centrales thermiques charbon-bagasse de Bois-Rouge et du Gol et aux 3 centrales thermiques au fioul ou au gazole situées dans la zone industrielle du Port (Fig.1-5). Les centrales thermiques du Gol (CTG) et de Bois Rouge (CTBR), associées à des usines sucrières, utilisent un procédé conçu à La Réunion en brûlant de la bagasse (c'est-à-dire les résidus de la canne à sucre) pendant la campagne sucrière de juillet à décembre et du charbon le reste de l'année. Les centrales thermiques du Port (CTP) fonctionnent avec des moteurs Diesel. Ces centrales thermiques sont toutes situées sur la frange côtière.

Les principales émissions polluantes de ces deux types de centrale thermique sont le dioxyde de soufre (SO_2) provenant essentiellement de la combustion de combustibles fossiles (fioul, charbon), les oxydes d'azote (NO_x) et les poussières et particules fines en suspension dans l'air.

1.1.4.3 Les émissions volcaniques du Piton de la Fournaise

Une source importante mais sporadique de pollution locale est l'activité volcanique. Le Piton de la Fournaise (Fig. 1-5), qui culmine à 2631 m ètres, est le volcan actif de l'île de La Réunion. Il correspond au sommet et au flanc oriental du massif du Piton de la Fournaise qui est un volcan bouclier situé dans la partie sud-est de l'île. Il compte, avec le Kilauea, l'Etna ou le Stromboli, parmi les volcans les plus actifs de la planète et l'un des plus surveillés. Depuis 1998, une ou plusieurs éruptions surviennent chaque année. Ses éruptions sont de type effusif et ne présentent pas de danger pour les populations (à l'exception des éruptions hors Enclos Fouqué – cf. Fig. 1-2). Les seuls risques à distance sont liés à l'émission éventuelle de c heveux de P élé (filaments volcaniques très fins) ou à une pollution atmosphérique par accumulation de gaz soufrés. Chaque éruption dure de quelques heures à plusieurs mois. Certaines coulées qui sont alimentées abondamment ou qui proviennent d'éruptions à basse altitude atteignent le rivage et se jettent dans l'océan. Le contact avec l'eau salée provoque un panache de vapeur d'eau condensée et la formation de gaz irritants, notamment d'acide chlorhydrique.

Figure 1-5: Localisation des centrales thermiques (CT) et du Piton de la Fournaise, qui sont les principales sources identifiées de SO₂ sur l'île.



1.2 CONTEXTE METEOROLOGIQUE

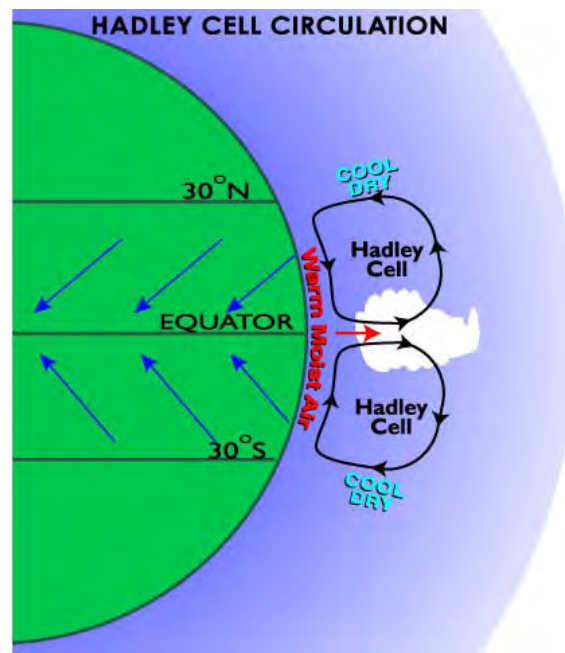
1.2.1 Circulation régionale

Avec la côte ouest de l'Afrique, Madagascar, le Mozambique, l'île Maurice, l'archipel des Comores, la Tanzanie et le Kenya, la Réunion est située dans la partie descendante de la cellule Sud de Hadley [Baldy et al., 1996]. Elle est soumise à la circulation atmosphérique de la zone intertropicale.

La circulation générale des vents dans le bassin de l'Océan Indien est régie par la position de l'Anticyclone de Sainte Hélène (anticyclone quasi permanent de l'Atlantique Sud) dont se détachent des cellules de hautes pressions, les courants jets subtropicaux ainsi que la subsidence associée avec la branche descendante de la cellule de Hadley. Cette dernière est marquée par un déplacement vers le haut des masses d'air équatoriales et une subsidence subtropicale (Fig. 1-6).

Les alizés, vents des régions intertropicales (entre 30°N et 30°S), se forment alors grâce au gradient de pression entre les hautes pressions subtropicales et les basses pressions de la zone équatoriale, mais sont déviés vers l'est par l'effet de la force de Coriolis. Ils constituent la partie en surface de la cellule de circulation méridienne postulée par Hadley en 1735. La cellule de Hadley participe en latitude au transfert d'énergie des basses latitudes vers les latitudes moyennes. Les alizés des deux hémisphères convergent dans une zone convergente dépressionnaire autour de la planète large de plusieurs centaines de km et appelée « zone de convergence intertropicale » (ZCIT). La rencontre des alizés des deux hémisphères dans la ZCIT provoque une ascendance d'air chaud et humide vers les régions extrêmement froides de la haute troposphère intertropicale, engendrant une couverture nuageuse prononcée et de fortes précipitations (Fig. 1-6). L'air ainsi asséché se déplace ensuite vers les tropiques pour alimenter par le haut la ceinture anticyclonique tropicale. Une partie de cet air continue sa course vers les latitudes moyennes et le pôle. L'effet Coriolis dévie son courant vers l'est. Une autre partie repart vers l'équateur et est déviée vers l'est, produisant en surface les alizés.

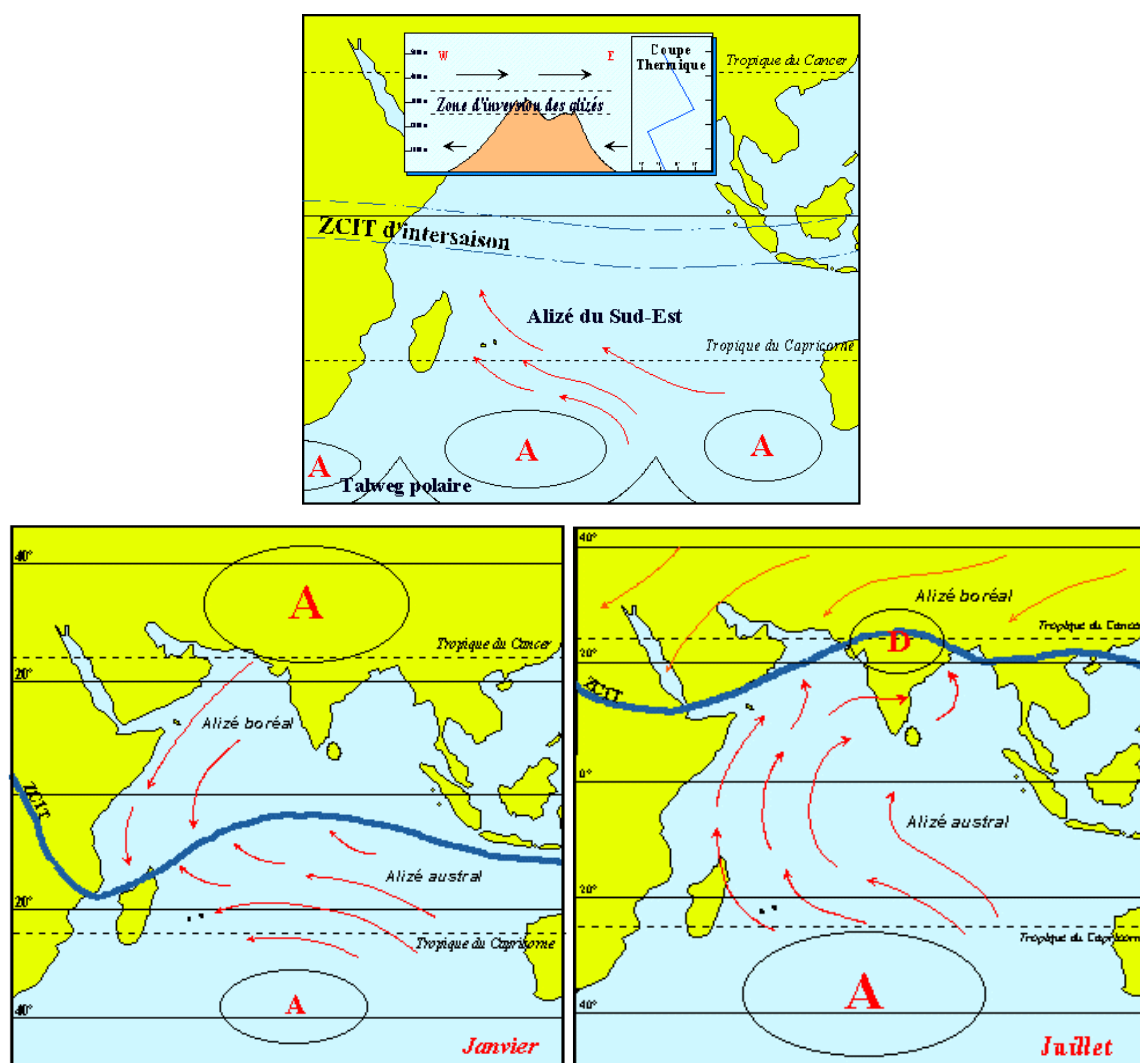
Figure 1-6: Coupe verticale de la cellule de Hadley.



La ZCIT se déplace en latitude entre 15°S et 25°N en suivant la position zénithale du soleil :

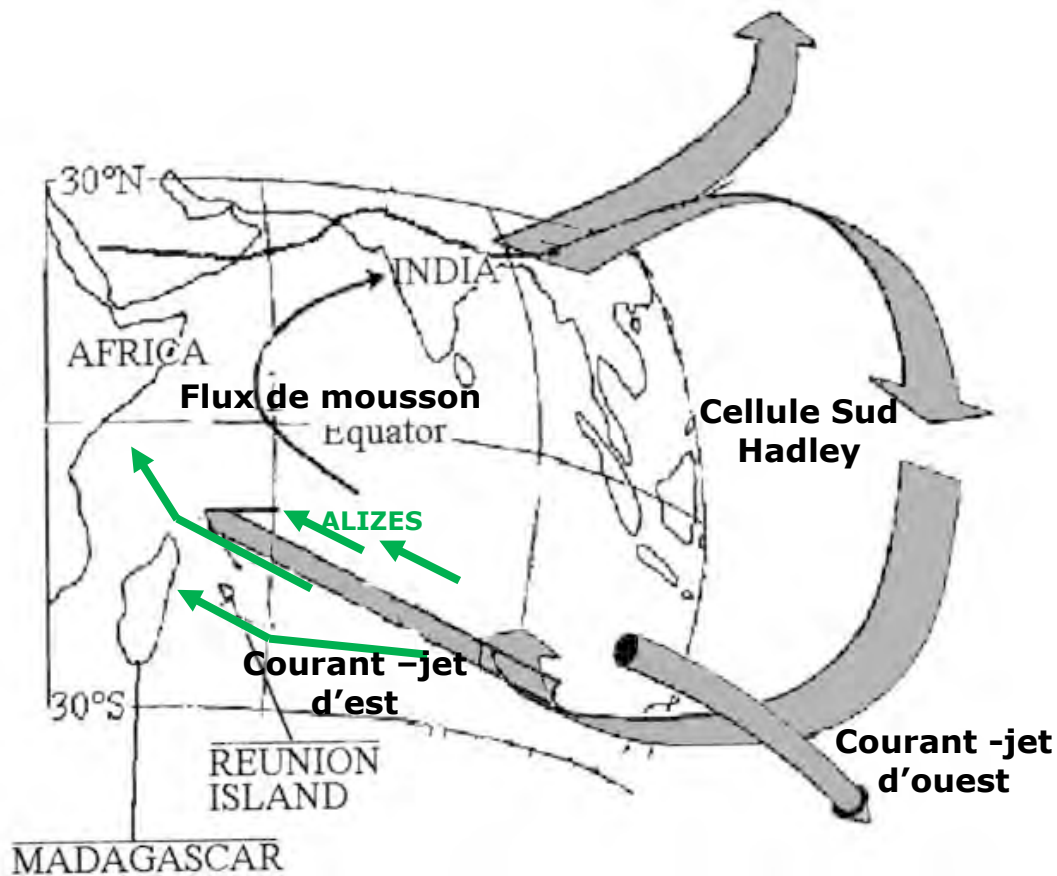
- En été austral (Fig. 1-7 «Janvier»), elle se trouve dans l'hémisphère sud jusqu'au niveau parfois des Mascareignes où est localisée l'île de la Reunion. Le flux d'alizé et les vents d'ouest s'affaiblissent et sont fortement perturbés par le contexte cyclonique et les fortes précipitations.
- En hiver austral (Fig. 1-7 «Juillet»), elle se trouve dans l'hémisphère nord au niveau de la chaîne himalayenne, imposant une forte influence des cellules de Hadley et Walker (la cellule de Walker est une circulation zonale dont l'origine, purement convective, est due à un déséquilibre zonal du bilan radiatif). Au sud du bassin de l'Océan Indien, les hautes pressions subtropicales sont plus puissantes qu'en été austral et entretiennent la subsidence synoptique (branche descendante de la cellule de Hadley) qui génère et alimente le flux d'alizé plus rapide sur les Mascareignes.

Figure 1-7: Déplacement saisonnier de la Zone de Convergence Intertropicale dans le Sud-ouest de l'Océan Indien (Source : atlas climatique de Météo-France Réunion).



L'île de La Réunion est donc soumise à un flux d'alizé de sud-est dans les basses couches résultant de la circulation induite par la cellule de Hadley accentuée par l'entraînement plus zonal de la circulation de Walker (Fig. 1-8). Ce flux de basse couche est limité en altitude par des vents d'ouest au-dessus de la couche d'alizés, en moyenne et haute troposphère, qui constituent la circulation de retour de Hadley-Walker, plus ou moins forts en fonction de la position, de la direction et de l'intensité du courant-jet subtropical. Ce dernier est une zone de vent zonal maximum localisée en-dessous de la tropopause et au-dessus d'une zone étroite présentant un important gradient de température («zone frontale d'altitude»). Il marque la séparation entre les masses d'air froid polaire et les masses d'air chaud tropical. Il se propage vers l'est et sa localisation est variable en fonction des saisons.

Figure 1-8: Représentation schématique de la circulation atmosphérique dans l'Océan Indien [adaptation de Taupin et al, 1999].



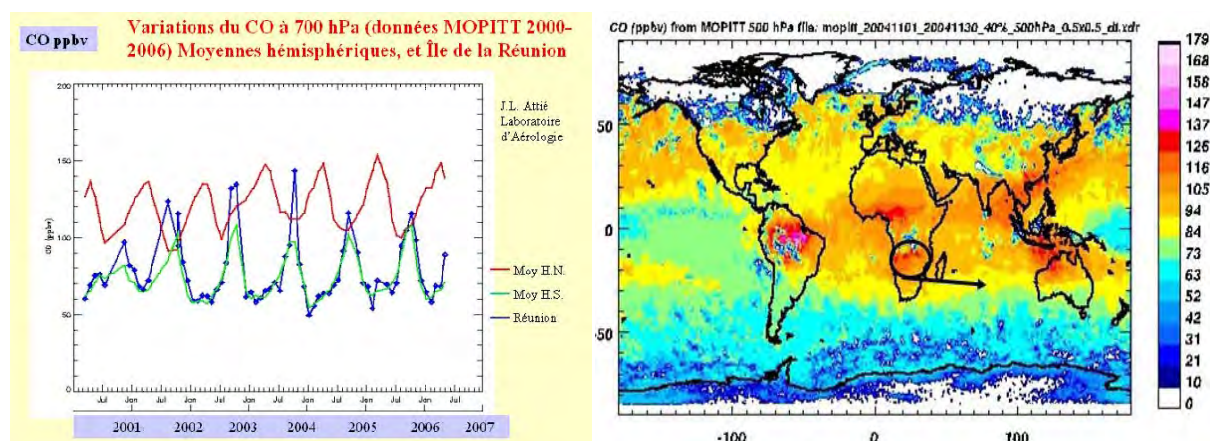
La structure complexe des alizés (Fig. 1-7) en altitude est caractérisée par une inversion dynamique et thermique très nette. Cette couche frontale de séparation, appelée «inversion des alizés», est le résultat de l'interaction entre la subsidence de grande échelle et de la convection dans les basses couches et sépare l'air humide de la couche inférieure de l'air chaud et très sec de la couche supérieure (ce trait caractéristique de la circulation atmosphérique dans l'Océan Indien est décrit plus précisément dans le chapitre 4). Dans l'océan Indien du sud-ouest, la hauteur de la couche d'inversion varie avec les saisons entre 1500 m et 3000 m d'altitude. L'épaisseur de la couche d'inversion est variable mais connaît une valeur maximale en saison fraîche (juin-juillet-août). Par sa présence en basse altitude, cette barrière joue un rôle considérable du fait qu'elle oppose un frein constant aux mouvements de convection en réduisant le gradient thermique vertical. Dans la couche inférieure humide, les ascendances peuvent se développer mais elles sont stoppées quand elles atteignent la limite d'inversion ; elles se développent d'autant plus que la couche humide est plus épaisse. Au contraire, lorsque la limite d'inversion est à faible altitude (entre 1500 et 2500 m), les cumulations de la couche sous-jacente sont vite arrêtées.

1.2.2 A la confluence de différentes masses d'air

Du fait de sa situation géographique et météorologique, La Réunion est dans la troposphère directement sous l'influence :

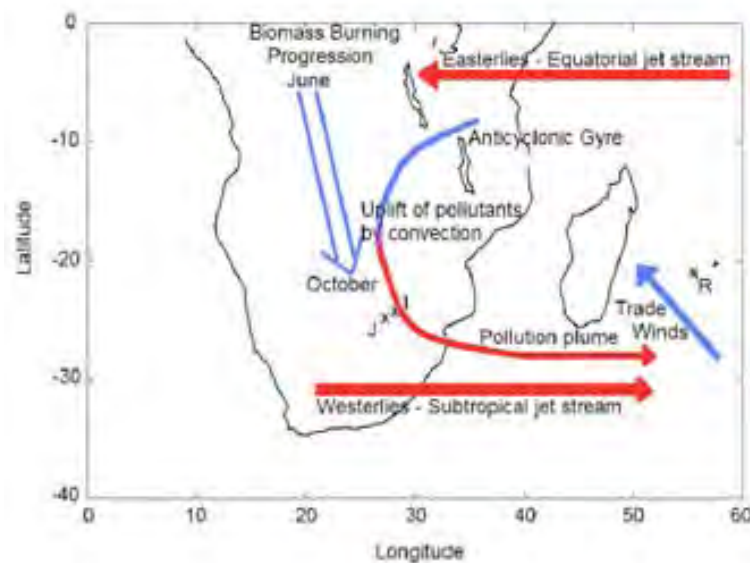
- du continent africain et de Madagascar en moyenne troposphère : elle est donc bien placée pour suivre les transports à grande échelle et les évolutions saisonnières de la pollution exportée du continent africain et de la zone malgache et sa diffusion vers les zones océaniques de l'Hémisphère sud (feux de biomasses au printemps austral, activités anthropiques, etc.) comme le montre la figure 1-9,
- de la convection tropicale en été austral (cyclones, dépressions tropicales et zone de convergence intertropicale ITCZ),
- du courant jet subtropical (en hiver austral) dont tous les mécanismes d'échange vertical liés induisent des échanges stratosphère-troposphère (foliations de tropopause, déferlements d'ondes de Rossby et gouttes froides d'altitude).

Figure 1-9: Données de CO à 700 hPa du capteur MOPITT pour les années 2001 à 2006 (Valeurs moyenne de l'Hémisphère Nord et de l'Hémisphère Sud et moyenne des pixels (200 km x 200 km) au dessus de la Réunion. Cette figure montre l'importante variabilité observée sur le site de la Réunion avec des maximums de CO clairement associés aux périodes de feux de savanes dans le sud de l'Afrique. Les masses d'air s'enrichissent en produits de combustion au sein des circulations anticycloniques qui interviennent sur le sud de l'Afrique avant d'être exportées sur les zones océaniques ainsi que cela a été montré lors des expériences SAFARI 92 et 2000 (Figures J.L. Attié, Laboratoire d'Aérodologie).



L'île se trouve donc dans la troposphère au carrefour de différentes masses d'air venues d'ailleurs, comme le montre la figure 1-10. Grâce à cette position stratégique, l'OPAR a pour ambition, par le biais de la future station atmosphérique d'altitude, de suivre l'évolution des mécanismes de transport à grande échelle et la composition de l'atmosphère dans l'hémisphère Sud où les observations sont extrêmement peu nombreuses du fait du manque de positions géographiques disponibles.

Figure 1-10: Représentation conceptuelle des circulations atmosphériques en Afrique du Sud et les régions voisines. Les flux de basses couches sont représentés en bleu tandis que les flux d'altitude sont représentés en rouge. La double flèche bleue indique la progression des zones affectées par les feux de brousse. [Clain et al, 2009].



Les études de dynamique troposphérique menées jusqu'à présent au LACy ont principalement consisté en une approche de cas d'études d'échanges stratosphère-troposphère induits par le courant-jet subtropical et la convection tropicale. Ces études ont été basées principalement sur le bilan de l'ozone et l'analyse des radiosondages. Le développement du parc instrumental de l'OPAR (FTIR, lidar aérosols et radar UHF, etc.) permet maintenant d'élargir le spectre d'approche de cette thématique et de caractériser la variabilité à petite échelle de la troposphère, l'influence du transport intercontinental des masses d'air, incluant l'advection des polluants africains et le transport inter-hémisphérique en haute troposphère, la caractérisation de l'inversion des alizés et du courant-jet subtropical.

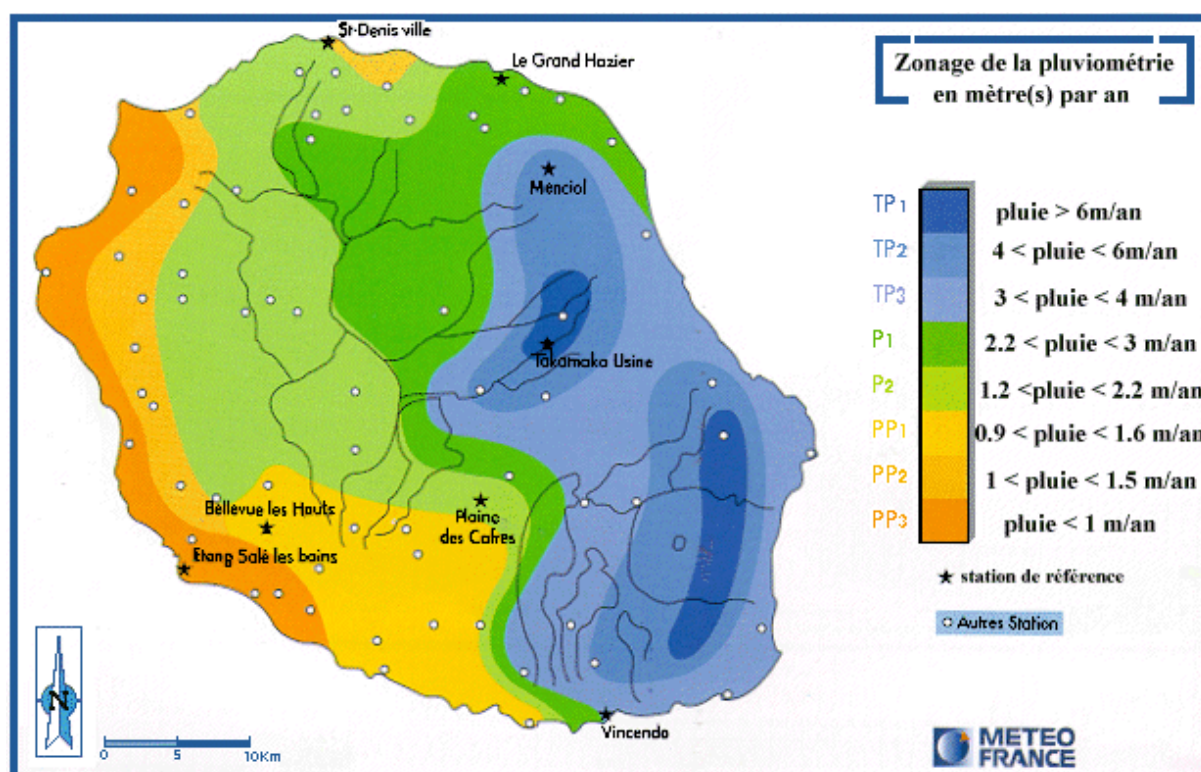
1.2.3 Le relief de l'île volcanique : un obstacle à l'écoulement général d'alizé

Les différentes circulations atmosphériques à l'échelle locale sont sensiblement liées à l'altération de l'écoulement général d'alizé par les caractéristiques topographiques de l'île. En effet, aux échelles fines, les conditions atmosphériques au niveau de la couche limite sont tributaires des conditions de surface. La morphologie, les aspérités et la nature de la surface définies par le relief, la végétation ou par les diverses constructions humaines modifient en effet le comportement des variables météorologiques. L'influence orographique sur la dynamique locale est donc majeure sur une île comme la Réunion. L'interaction de son relief élevé et accidenté avec l'écoulement synoptique induit une importante variabilité du champ de vent à petite échelle. Le relief contribue en effet à renforcer le vent dans certains secteurs et, au contraire, à placer certaines régions à l'abri. La situation océanique et tropicale de l'île, ainsi que la complexité du relief et l'exposition aux

vents, déterminent alors une multitude de microclimats les plus extrêmes, marqués par de spectaculaires variations de température et de pluviométrie.

La côte orientale, dite «au vent», est directement exposée aux vents chargés d'humidité - les alizés. Elle est très humide avec des précipitations cumulées battant tous les records mondiaux de précipitations pour les périodes comprises entre 12 heures et 15 jours. En revanche, la côte occidentale, dite «sous-le-vent», bénéficie de l'abri du relief et elle est beaucoup plus sèche [Soler, 1997]. Et les écarts sont impressionnants : on recense plus de 7 m d'eau par an à Takamaka et dans les Hauts de Sainte-Rose, contre à peine 500 mm sur le littoral de Saint-Gilles à l'ouest. (Fig. 1-11). De même, la température peut varier de 10 à 20°C entre le littoral et l'Enclos Fouqué. Durant l'hiver austral, il givre à partir de 1600 m d'altitude, et exceptionnellement il peut neiger sous les tropiques.

Figure 1-11: Carte d'isohyètes annuelles. Elle montre une grande dissymétrie entre l'Est et l'Ouest de La Réunion. A l'ouest, les précipitations sont peu abondantes. En revanche, plus on se décale vers l'est, plus la moyenne des pluies augmente, jusqu'à atteindre des valeurs dépassant 10 mètres par an. A l'ouest, c'est sur le littoral qu'il pleut le moins. Les hauts reliefs de l'île, massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise, sont la cause de cette dissymétrie est-ouest. Les précipitations tendent à se concentrer sur les régions directement exposées à l'humidité océanique apportée par la circulation générale de secteur est. On parle de région « au vent ». A l'inverse, les régions « sous le vent », qui bénéficient de l'abri du relief, sont beaucoup plus sèches.



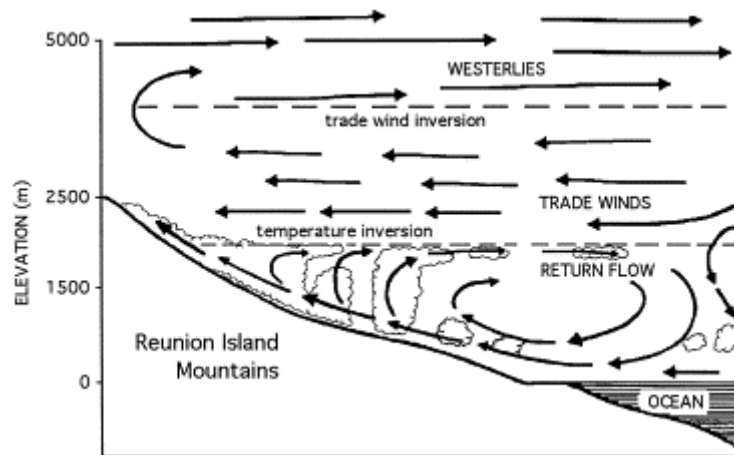
1.3 DYNAMIQUE ATMOSPHERIQUE A L'ECHELLE DE L'ILE

De façon générale, l'action du relief sur l'écoulement atmosphérique a fait l'objet de nombreuses études théoriques, expérimentales et numériques. Celles-ci ont amélioré nos connaissances des mécanismes responsables du contournement et du franchissement des montagnes élevées, des échanges verticaux entre les différentes couches atmosphériques, du déferlement des ondes de relief en altitude, etc. [Smith 1989, Duran 1990, Bougeault et al 1997].

Le croisement entre la complexité du relief réunionnais aux structures de surface très diverses (pentes montagneuses, profondes vallées, proximité de la mer, etc.) et le régime des alizés procure une forte dissymétrie climatique et un grand nombre de microclimats, le tout inscrit dans un cercle de 25 km de rayon. Cette île culminant à plus de 3000 m et émergeant de l'océan constitue un obstacle important au flux synoptique et joue un rôle essentiel dans la distribution des vents pouvant affecter la dispersion des polluants localement.

De par sa situation géographique et sa morphologie, le climat de l'île se singularise par de grandes variabilités liées à l'orientation et l'encaissement des versants et à l'altitude. Le réchauffement des pentes des montagnes par le rayonnement solaire au cours de la journée, ou le refroidissement radiatif durant la nuit, sont transmis aux couches d'air avoisinantes et engendrent une circulation locale complexe. Le refroidissement radiatif nocturne de surface crée un vent froid descendant (ou vent catabatique) le long des pentes de l'île. Après le lever du jour, le réchauffement radiatif modifie la direction du vent et génère des vents ascendants (ou vents anabatiques) accompagnés de nuages de type cumulus (Fig. 1-12). En outre, ces vents anabatiques et catabatiques sont renforcés par les brises côtières qui agissent dans le même sens. Le contraste thermique entre l'air au-dessus de l'île et de l'océan crée des brises de mer ou des brises de terre, orientées de la zone froide vers la zone chaude. La capacité thermique élevée de l'eau réduit la variation diurne de la température de surface de l'océan, alors que la faible conductivité moléculaire et la capacité thermique des sols renforcent l'amplitude de variation de la température de l'air dans la couche de surface. Il en résulte un gradient de température positif (négatif), vers la terre, pendant la journée (nuit). Ces vents locaux sont limités aux basses couches atmosphériques.

Figure 1-12: Représentation schématique de la circulation le long des pentes de l'île pendant le jour
(Source : Brémaud et Taupin, 1998, adaptation de Garrett, 1980).



Les paragraphes suivants dressent un panorama des principaux schémas de circulation atmosphérique locale qui sont directement applicables sur l'île.

1.3.1 Écoulements orographiques

Tout obstacle a une influence dynamique sur le mouvement de l'air et cette influence varie, en importance et en nature, à la fois suivant la géométrie de l'obstacle, l'état de l'air (notamment sa stabilité statique) et la situation de l'obstacle par rapport au courant général. La présence d'une île isolée dans un écoulement stable va le perturber en générant diverses perturbations comme le blocage du flux général sur la partie insulaire exposée au vent, des tourbillons de circulations sous le vent de l'île, etc. Schématiquement, l'obstacle d'un relief peut agir de deux façons extrêmes sur l'écoulement d'une masse d'air qui l'aborde, en fonction de la stabilité de l'atmosphère, de la hauteur de l'obstacle et de la vitesse de l'écoulement : ou l'obliger à s'élever (régime de soulèvement orographique ou « flow-over ») ou l'obliger à diviser en deux branches qui contournent horizontalement l'obstacle (régime de contournement ou « flow-around »).

Le paramètre atmosphérique approprié pour discerner ces régimes d'écoulement est le nombre de Froude Fr , qui caractérise dans un fluide l'importance relative à l'énergie cinétique et à l'énergie potentielle de flottabilité. Il est défini par le rapport suivant :

où U est la vitesse moyenne de l'écoulement, N la fréquence de Brunt-Väisälä et h la hauteur caractéristique de l'île.

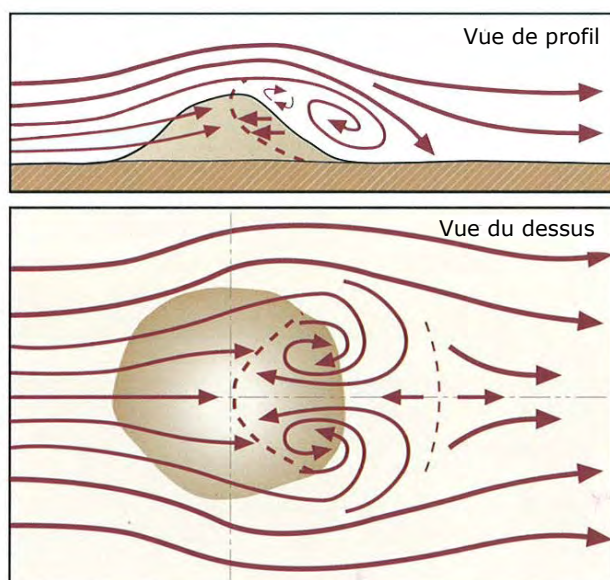
1.3.1.1 Soulèvement orographique ou le régime « flow-over »

Le régime de soulèvement ou « flow-over », dans lequel la partie basse de l'écoulement franchit l'obstacle, se caractérise par des valeurs du nombre de Froude qui sont bien supérieures à l'unité (i.e. énergie cinétique du flux incident très supérieure à l'énergie potentielle requise pour surmonter l'obstacle).

Lorsqu'un écoulement synoptique (celui des alizés dans notre cas) rencontre un relief suffisamment large et élevé, des ondes de gravité sont générées soit au-dessus de l'obstacle, soit en aval de celui-ci. La masse d'air stable transportée par le vent franchit l'obstacle en subissant une ascendance orographique (Fig. 1-13) : en amont du relief, les parcelles d'air sont alors soumises à une détente et se refroidissent. Puis, une fois les sommets franchis, l'air plonge de l'autre côté de l'obstacle en aval et subit une compression. Il atteint un niveau d'équilibre autour duquel il oscille. Si l'humidité atmosphérique est suffisante, des nuages peuvent se former en amont au sommet de l'obstacle.

Ce soulèvement de masse d'air entraînant des modifications thermodynamiques très sensibles et différentes en amont et en aval de l'obstacle est appelé « effet de foehn » [Berroir, 1991]. Le nom de ce phénomène est bien sûr associé à celui d'un vent de sud, le Foehn, qui souffle dans les vallées des Alpes alpiennes et suisses ; mais les effets de même nature sont géographiquement innombrables, et en chaque région et en chaque époque où le permet la conjugaison d'un relief et d'un régime de vent, il souffle des vents de foehn (le chinook au Colorado, le Zonda en Argentine, le Chergui au Maroc, etc.).

Figure 1-13: Représentation schématique du soulèvement orographique. En amont de l'obstacle, l'air qui remonte la pente, subit une détente et se refroidit. En se refroidissant, la vapeur d'eau se condense et forme des nuages, qui peuvent donner des précipitations. En aval du relief, l'air redescend et subit une compression. [Whiteman, 2000].



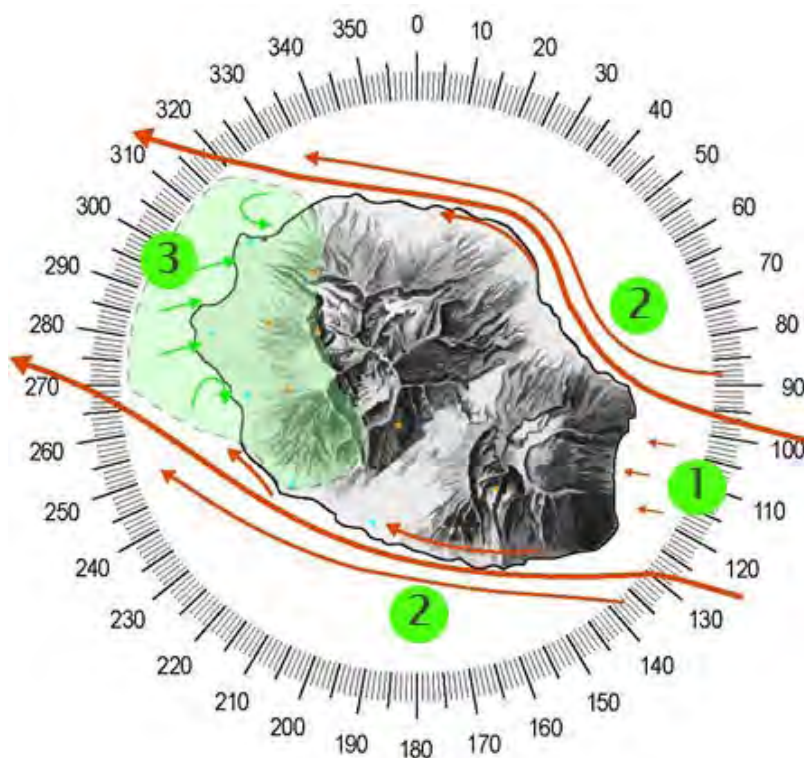
1.3.1.2 Contournement de l'île ou le régime « flow-around »

Le régime de contournement ou « flow-around », dans lequel la partie basse de l'écoulement doit se séparer pour contourner l'obstacle, se caractérise par des valeurs du nombre de Froude qui sont bien inférieures à l'unité (i.e. énergie cinétique du flux incident faible devant l'énergie potentielle nécessaire pour surmonter l'obstacle).

Une île, comme celle de La Réunion, avec un relief élevé qui émerge au milieu de l'océan constitue un obstacle important à l'écoulement fortement stratifié générant d'importantes turbulences dans le champ de vent en aval. Située dans une zone océanique sous l'influence régulière des alizés de

sud-est, la Réunion constitue un laboratoire naturel idéal pour étudier les phénomènes de sillage. L'île force le flux synoptique d'alizé qui s'en approche à se séparer en deux branches, causant le déventement de la zone directement exposée au flux général (1), générant les accélérations les plus fortes sur les côtes parallèles à ce flux (2) et la présence en aval d'un «retour» (3), vent concernant la côte sous le vent et dont le sens est globalement opposé à celui du flux général (Fig. 1-14).

Figure 1-14: Représentation schématique du régime de contournement



Des considérations théoriques de différents régimes d'écoulement obtenus lors de plusieurs expériences sont regroupées dans l'article de Brighton (1977), qui est une étude qualitative des perturbations d'un écoulement tridimensionnel à faible nombre de Froude (<1).

Une large variété de phénomènes induits par un écoulement perturbé par une île isolée a été documentée par de nombreuses études spécifiques à différentes îles utilisant des observations satellitaires et aériennes ainsi que des techniques numériques. L'interaction des différents processus de petite échelle a fait l'objet en particulier de quelques études menées sur les îles Hawaii, dont les reliefs et les caractéristiques topographiques sont comparables à ceux de la Réunion. Par exemple, des campagnes expérimentales, basées sur des données collectées au cours des projets « Joint Hawaii Warm Rain Project » en 1985 et « Hawaiian Rainband Project » en 1990 [Austin et al., 1996, Rasmussen et al., 1989, Smolarjievicz et al., 1988], ont montré que les ondes de gravité, les bandes pluvieuses et la convection profonde peuvent résulter de l'écoulement de l'alizé au-dessus de l'île. De plus, lorsque le courant atmosphérique général contourne une île, un sillage de vent se développe du côté de la partie sous le vent de l'île, où l'intensité du vent diminue sous l'effet du relief qui joue un rôle de protection. Sur la côte abritée du vent, de grands tourbillons dans la circulation de l'air peuvent se produire. Smith et Grubisic (1993) ont utilisé des observations collectées durant la campagne « Hawaiian Rainband Project » pour examiner

l'écoulement dans le sillage de Big Island (une des îles d'Hawaii) et trouver la présence de vortex sur la côte sous le vent. Il existe également plusieurs documents sur la formation de tels vortex dans le sillage des îles Canaries et de Madère [Chopra et Hubert 1965, Zimmermann 1969, Moll 1971].

1.3.2 Ecoulements thermiques

L'hétérogénéité du réchauffement de la surface sous l'effet du rayonnement solaire induit différents types de brises observés en bord de mer ou en montagne. Ce sont donc des vents qui suivent un cycle journalier fixé par le soleil. Les plus courants sont les brises de mer et de terre, les brises de pente (vent anabatique/catabatique) et les brises de vallée et de montagne. Dans chaque cas, il s'agit d'un vent local soufflant de la zone froide vers la zone chaude, généré par les ascendances naissant au-dessus de la zone chaude.

1.3.2.1 Brise de terre et brise de mer

Ces circulations résultent d'un gradient de pression engendré par l'échauffement différentiel de l'air au-dessus de la terre et de la mer au cours de la journée [Hahn, 1879, Neumann et Mahrer, 1971, Lyons et Olsson, 1972, Pédelaborde 1987, Planchon, 1997] et se produisent par conséquent dans les régions côtières. Les conditions favorables au développement de la brise de mer et de la brise de terre sont surtout liées à un réchauffement diurne rapide du continent plus important que celui de la mer.

Pendant le jour, un contraste thermique va se développer entre la surface de l'eau et la surface terrestre, la première restant plus froide que la seconde à cause des valeurs supérieures de la capacité et de la conduction thermiques de l'eau. L'air au-dessus du continent devient plus léger, s'élève par convection et crée une zone de basse pression locale : la pression diminue en surface par rapport à celle observée sur la mer au même niveau. Avec le gradient de pression horizontal ainsi créé entre la zone chaude (sur terre) et la zone froide (sur mer), un mouvement d'air plus frais et plus dense, dirigé de la mer vers la terre, s'organise près de la surface : il s'agit de la brise de mer (Fig. 1-15). De plus, avec l'ascendance de l'air réchauffé au-dessus de la terre, la pression se renforce en altitude par rapport à celle au-dessus de la mer (à altitude égale), ce qui crée un gradient de pression qui donne naissance, en théorie, à la contre-brise en altitude, également appelée «courant de retour». L'existence de cette circulation a toutefois été parfois contestée à travers des observations locales, notamment parce qu'elle peut être masquée par la circulation d'échelle supérieure [Lyons et Olsson, 1972].

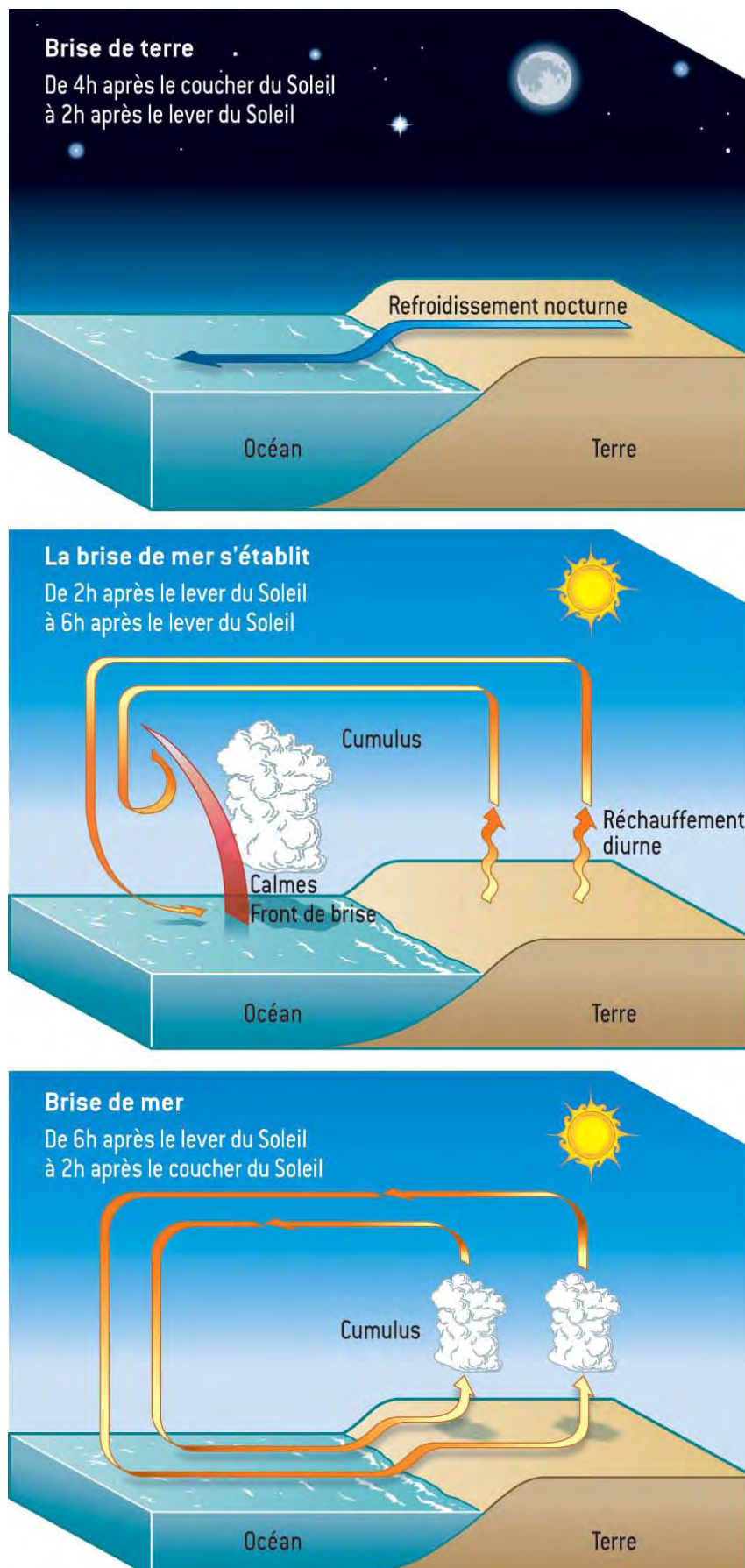
La brise de terre (Fig. 1-15) est le phénomène inverse qui se produit durant la nuit. Le refroidissement de la terre, plus important que celui de la mer, donne naissance, dans les basses couches de l'atmosphère, à un vent dirigé de la terre (zone froide) vers la mer (zone chaude) pour compenser l'air qui s'élève au-dessus de la mer. Cet écoulement est accompagné, en altitude, par une circulation en sens inverse.

La vitesse de la brise de mer est, en général, supérieure à celle de la brise de terre du fait d'un gradient thermique terre/mer généralement plus fort le jour, d'un frottement sur terre ralentissant la brise de terre et d'une turbulence verticale réalisant un échange des vitesses horizontales entre

les hautes et les basses couches [Pédélaborde, 1987]. Outre la rotation de la direction du vent et le renforcement de la vitesse du vent, la brise de mer se manifeste aussi par une diminution de la température et une augmentation de l'humidité relative. Les mouvements verticaux des circulations de brise se marquent surtout, pendant le jour, par la formation de cumulus sur terre et la dissipation des nuages sur mer. L'intensité, l'extension verticale et horizontale de la brise de mer et de terre varient très fortement suivant les conditions climatiques locales.

Aujourd'hui, le principe de formation des brises de mer et de terre est bien connu. Toutefois, il est impératif d'adapter les manifestations de telles circulations aux caractères locaux du site où elles sont étudiées, puisqu'elles dépendent de nombreux facteurs d'échelle locale, comme l'orientation de la côte par rapport au soleil, la topographie et la rugosité du sol [Pédélaborde, 1987].

Figure 1-15: Mécanisme de brise de mer et brise de terre (Source: Atmosphère, Océan et Climat, Ed. Belin).



1.3.2.2 Brises de pente, brise de montagne et brise de vallée

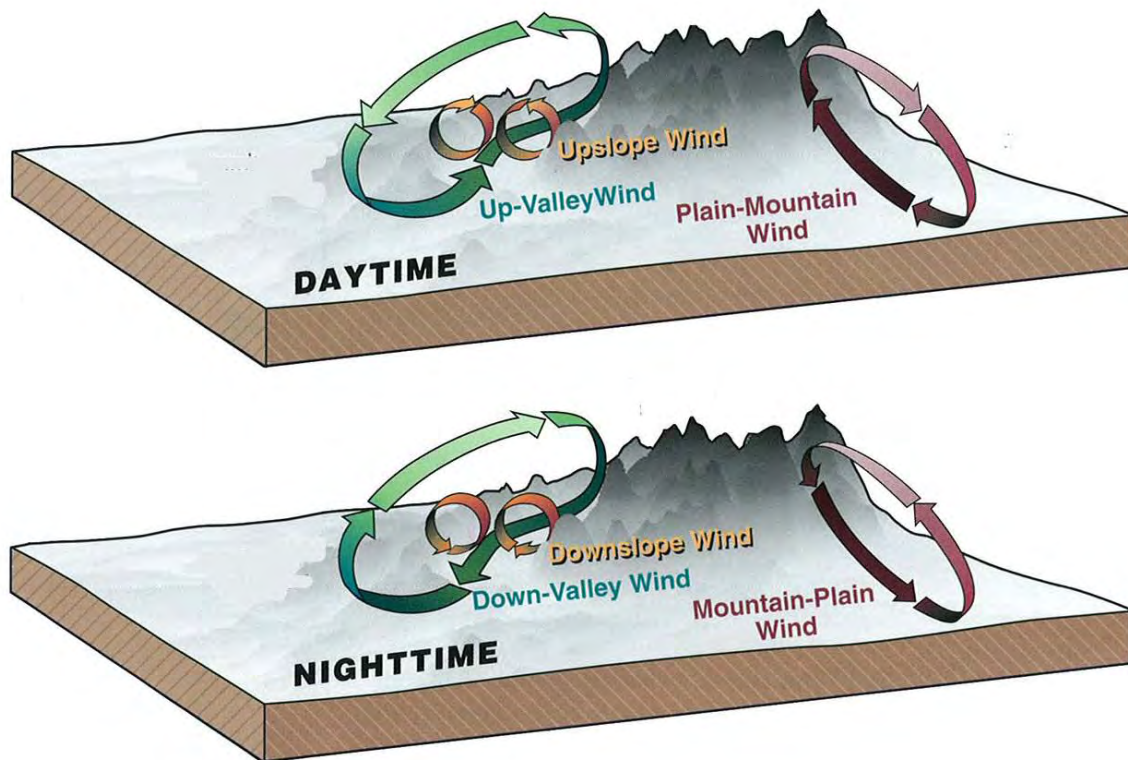
Un phénomène similaire à la brise de mer/terre se produit en terrain montagneux, où l'échauffement des pentes au soleil est propice au développement de vents locaux générés par le chauffage différentiel entre le sol et l'atmosphère libre.

Parmi ceux-ci, on distingue selon Whiteman (2000) 4 régimes de brises agissant à des échelles spatiales différentes (Fig. 1-16):

- Les brises de pente sont des vents parallèles aux lignes de pente. Elles sont dues à la force de gravité et aux gradients de températures entre l'air épousant le versant et l'air loin du versant à la même altitude. Elles affectent une couche de quelques dizaines de mètres en surface. Elles se déclinent en deux catégories selon leur sens: les vents anabatiques («upslope winds»), qui se déclenchent dès que la surface est chauffée, remontent les pentes et dès que le soleil cesse de chauffer, à la tombée de la nuit, les vents catabatiques («downslope winds») se mettent en place et descendent le long des pentes.
- Les brises parallèles à l'axe de la vallée sont guidées par un gradient de pression horizontal qui est engendré lui-même par des gradients de température existant dans la vallée ou des gradients de température entre la vallée et la plaine adjacente. Les vents de vallée remontent la vallée le jour («up-valleywind») et la descendent pendant la nuit («down-valleywind»).
- Les vents de plaine-montagne résultent du gradient horizontal de température existant entre l'air au-dessus d'un massif montagneux et l'air au-dessus des plaines avoisinantes, produisant des vents à l'échelle du massif montagneux. Ils remontent ou descendent les pentes extérieures des massifs montagneux. Ces circulations près de la surface et leur branche de retour en altitude ne restent pas confinées au relief mais se développent en profondeur au-dessus des montagnes.
- Les brises transversales (par rapport à l'axe de la vallée, non-représentées sur la Figure 1-16) sont générées par un chauffage différentiel des deux versants d'une même vallée exposés différemment au soleil. Le vent souffle alors perpendiculairement à l'axe de la vallée, du versant le plus froid vers le plus chaud.

Sur toute la partie du littoral réunionnais, la mer borde la montagne. On conçoit donc facilement que les différentes brises thermiques (terre/mer, montagne/vallée) puissent se combiner et que par conséquent, il soit difficile de les discriminer.

Figure 1-16: Différents systèmes de vents se produisant en terrain montagneux. [Whiteman, 2000].



1.4 SPECIFICITES DE LA COUCHE LIMITE TURBULENTE

La couche limite atmosphérique (CLA) constitue l'interface entre la surface et la troposphère libre: elle est la partie inférieure de la troposphère qui est sous l'influence directe des effets du sol. Elle est un milieu particulièrement complexe en raison des multiples effets de surface joués par la topographie et le type d'environnement (océan, continental rural ou urbain, etc.) et de tous les paramètres météorologiques (vent, température, humidité, insolation) dont en dépend son extension verticale. Les flux turbulents, qui sont plus ou moins marqués selon le type de surface, assurent notamment un rôle majeur dans le transport vertical des différentes grandeurs physiques et dans le mélange de polluants. Ces flux permettent à la CLA de s'adapter à la variation des conditions de forçage imposée au niveau du sol. Sa dynamique dépend donc directement des forçages thermiques (flux de chaleur sensible et latente variables en fonction des propriétés de la surface, ensoleillement) et dynamiques (frottements de l'air à la surface). Au-dessus de la CLA, dans la troposphère libre, l'influence de la surface est négligeable et l'écoulement de l'air y est laminaire. Cette définition peut paraître simple en théorie, mais en pratique, parvenir à discerner les deux couches et déterminer la hauteur de la CLA reste un exercice problématique et difficile, spécialement en terrain complexe et montagneux. Par ailleurs, les bases sont aussi des phénomènes de CLA, mais dans cette partie on s'intéressera à la couche limite turbulente et/ou convective.

1.4.1 Au-dessus d'un terrain plat

Avant d'aborder la CLA en terrain montagneux, il est intéressant de décrire succinctement comment celle-ci se comporte classiquement en terrain plat. Stull (1988) a décrit de manière complète son comportement.

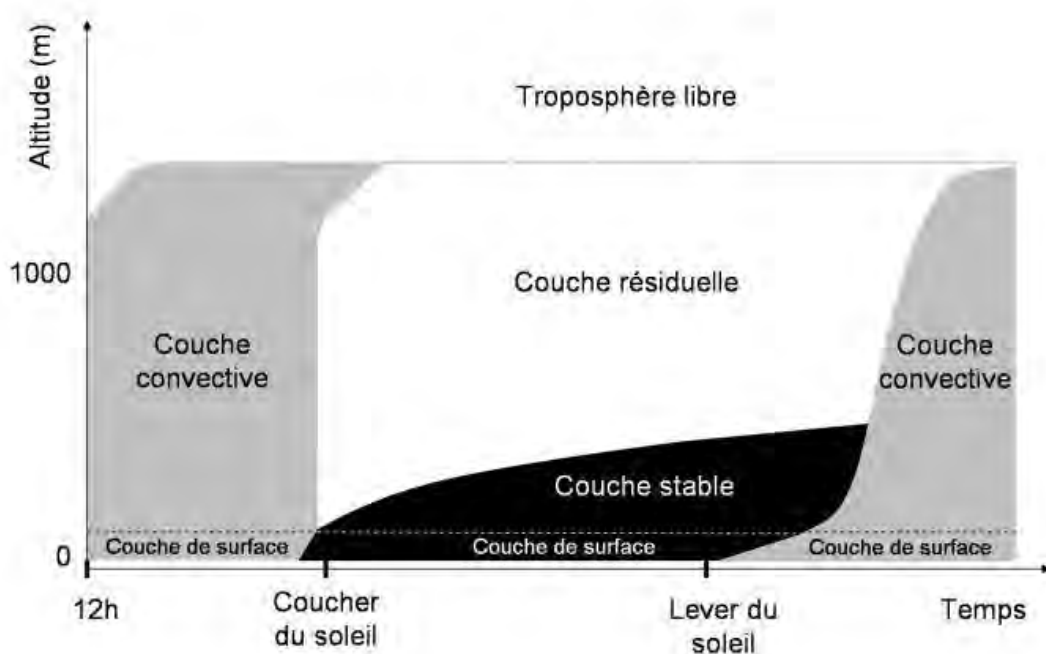
La CLA évolue avec une périodicité diurne et se caractérise principalement par son critère de stabilité (CLA stable, instable ou neutre) et l'origine des mouvements turbulents dont elle est le siège. Elle est convectivement stable lorsque l'air qui épouse la surface est plus froid que l'air qui le recouvre. Ce phénomène peut être provoqué par le passage d'une masse d'air au-dessus d'un sol plus froid ou par un taux de refroidissement du sol plus rapide que celui de l'air ambiant. En revanche, elle est instable lorsque la couche d'air la plus chaude se trouve en surface et que des cellules convectives apparaissent. On parle alors de couche limite convective. Dans les couches limites atmosphériques, les mouvements turbulents résultent principalement du forçage thermique (chauffage du sol par le rayonnement solaire) ou du forçage dynamique (cisaillement de vent en surface dû à la friction).

La CLA est composée d'une couche de surface (typiquement de l'ordre de 10% de la hauteur moyenne de la CLA) au sein de laquelle sont générés la plupart des phénomènes turbulents, d'une couche de mélange surplombée d'une zone d'entraînement au sommet de la CLA qui assure la jonction entre la couche de mélange fortement turbulente et l'atmosphère libre thermiquement stable. La couche limite se développe par une journée ensoleillée suivant le cycle de la figure 1-17 dont l'amplitude des grandes phases va dépendre des processus dynamiques et thermiques liés au

site étudié. Durant les premières heures suivant le lever du soleil, l'épaisseur de la couche limite reste pratiquement constante. L'énergie thermique fournie par le sol provoque un réchauffement de l'air ambiant et la destruction de la stabilité de la couche limite stable créée au cours de la nuit. En fin de matinée et début d'après-midi, la convection s'intensifie et s'élève en altitude et la couche limite se développe rapidement sous l'influence du chauffage à la surface en fonction de la stabilité verticale. Puis son développement ralentit jusqu'à un état quasi-stationnaire quelques heures avant le coucher du soleil. Peu avant le coucher du soleil, lorsque l'air en surface refroidit et que le flux de chaleur à la surface du sol décroît, les effets convectifs s'amenuisent et les thermiques disparaissent. Il en résulte une décroissance de la turbulence atmosphérique. Les caractéristiques thermodynamiques des basses couches restent assez proches de celles de la couche mélangée en fin de journée : il s'agit de la couche résiduelle. Sous l'effet du refroidissement du sol, le développement de la couche limite convective cesse et une couche stable nocturne se développe à la surface dans le bas de la couche résiduelle. Au lever du jour, le gradient de température au sol redevient instable et la couche de surface stable disparaît au profit de la couche limite convective.

Le comportement de la couche limite atmosphérique est donc sensible aux conditions de surface et aux phénomènes se produisant à ses limites : sa base (la couche de surface) et son sommet qui est défini par la zone d'entraînement en période convective marquant le début de la troposphère libre.

Figure 1-17: Evolution typique de la stabilité de la couche limite au cours de la journée (Source : Dominique Lambert, d'après R.B. Stull, 1988).



1.4.2 En terrain complexe

Sur un terrain où les caractéristiques de la surface changent sur une échelle plus petite que la hauteur de la couche limite convective (dans les régions montagneuses et sur les côtes), le

développement et l'extension verticale de la couche limite convective peuvent être très inhomogènes. Sur une île comme celle de la Réunion, où son relief tourmenté se jette dans l'océan, les paramètres entrant en jeu dans le développement de la couche limite sont très nombreux :

- Les versants des reliefs ont des inclinaisons et des orientations différentes et sont soumis à des effets d'ombrage différents selon la présence d'un autre relief à leur proximité.
- La hauteur de la végétation et sa teneur en eau varient considérablement entre la côte exposée au vent et la côte abritée du vent ainsi que selon l'altitude.
- Les différences de rugosité entre les différents couverts végétaux modifient la turbulence de surface et les flux de chaleur dans la couche de surface, etc.
- Des brises de toutes natures (cf. §1.3.2) peuvent se développer.

Ce sont autant de paramètres qui complexifient le cycle classique de la couche limite décrit plus haut. Il n'existe donc pas de théorie générale sur le développement de la couche limite convective en terrain complexe, chaque région géographique possédant ses propres caractéristiques et particularités. Seules les expériences de terrain visent à déterminer au cas par cas les spécificités de la couche limite. Dans le cas de la Réunion, au travers de la campagne ECLAIR (chapitre 3), on s'est donc attaché à essayer de caractériser le comportement de la couche limite sur cette île volcanique.

1.4.3 Méthodes d'exploration de la couche limite atmosphérique

De toute évidence, les campagnes de mesure intensives in situ peuvent aider à mieux comprendre l'évolution de la structure de la couche limite atmosphérique. Toutefois, la CLA observée in situ reste très dépendante des contraintes imposées par le site et des conditions extérieures.

Généralement, on distingue les mesures directes des mesures par télédétection. Les premières sont réalisées au moyen de capteurs placés dans le milieu (ballons captifs, radiosondages, mâts instrumentés, stations météorologiques, ou avions instrumentés). Les secondes utilisent les modifications subtiles par les caractéristiques d'ondes diverses en interaction avec l'atmosphère. Parmi celles-ci, on distingue les mesures par télédétection active (émission d'une onde par un dispositif et réception de l'écho de cette onde renvoyée par le milieu sondé, ex : radar, lidar, sodar) et les mesures par télédétection passive (réception d'une onde émise par le milieu, ou transmise par celui-ci mais émise par une source naturelle supposée constante, ex : radiomètres, photomètres). La technique de télédétection apporte l'avantage de fournir une information complète continue dans le temps, intégrée sur la ligne de visée ou bien restituée selon un profil vertical.

Pour mieux appréhender la dynamique à petite échelle au niveau de l'île, l'OPAR s'est donc doté entre autres d'un lidar aérosol ultraviolet (Fig.1-18) et d'un radar UHF profileur de vent (Fig. 1-19) qui ont servi de supports instrumentaux dans cette étude. Ces instruments de mesure ont été acquis respectivement en octobre 2008 et avril 2009.

Figure 1-18: Lidar Aérosols UltraViolet de l'OPAR.



Figure 1-19: Radar UHF profileur de vent de l'OPAR.



1.5 IMPACT DES CIRCULATIONS SUR LE TRANSPORT DE POLLUANTS

Les mouvements atmosphériques jouent un rôle fondamental dans la distribution spatiale et temporelle des constituants atmosphériques. On distingue habituellement le transport advectif par les mouvements laminaires de l'atmosphère, et les processus à petite échelle tels que les mouvements convectifs associés aux nuages et la turbulence. La connaissance des schémas de circulation des masses d'air dans la couche limite atmosphérique et la troposphère au niveau de l'île est donc essentielle pour comprendre les mécanismes par lesquels s'effectue la dispersion des polluants émis localement. En plus de la bonne compréhension des circulations atmosphériques locales, il est intéressant d'étudier également l'influence du transport ascendant des masses d'air de basses couches et des panaches de pollution (issus des sources locales situées principalement sur les côtes), susceptibles d'affecter les futures mesures qui seront réalisées à la station atmosphérique du Piton Maïdo.

Cette perspective est d'ailleurs une application originale de cette thèse dans la mesure où la dispersion de polluants au-dessus d'une île isolée a fait l'objet de peu d'investigations jusqu'à présent. On mentionnera tout de même deux expériences majeures de photochimie, MLOPEX I et II (Mauna Loa Observatory Photochemistry EXperiment), menées à l'Observatoire de Mauna Loa (MLO) sur l'île d'Hawaii. Durant ces campagnes, de nombreuses mesures des paramètres météorologiques et des espèces chimiques contrôlant la photochimie de la troposphère ont été mesurées simultanément, afin d'étudier dans quelles circonstances les mesures effectuées à Mauna Loa peuvent être représentatives de la troposphère libre à l'altitude du site (3400 m) qui est influencée par le transport de grande échelle d'émissions anthropiques. Hahn et al. (1992) ont discuté de l'influence de la météorologie locale sur l'île d'Hawaii afin d'apporter une interprétation aux observations photochimiques réalisées au cours de ces campagnes expérimentales. D'après leur principale conclusion, la composition de l'atmosphère échantillonnée au MLO est essentiellement modulée par l'alternance des circulations thermiques anabatiques et catabatiques (jour/nuit). Dans le cas de brise montante, les masses d'air provenant des basses couches échantillonnées au MLO sont caractérisées par un fort taux d'humidité, de faibles niveaux d'ozone, et la contribution de quelques polluants issus des émissions de l'île, notamment le CO et les hydrocarbures NMHC [Atlas and Ridley, 1996].

Le Piton Maïdo, où sera établi le futur observatoire atmosphérique de l'OPAR, est un site de haute-altitude situé sur la côte nord-ouest à 2200 m au-dessus du niveau de la mer. A l'instar du MLO, il pourrait être sous l'influence de mouvements verticaux de l'air induisant des échanges chimiques entre la couche limite atmosphérique et la troposphère libre. En plus de l'île d'Hawaii, de nombreuses études focalisées sur les mesures de la composition de l'atmosphère ont été réalisées en plusieurs sites continentaux de haute altitude (typiquement au-dessus de 2000 m) dans le monde : Niwot Ridge dans les montagnes rocheuses du Colorado [Fehsenfeld, 1983], dans le sud des Appalaches [Zaveri et al., 1995] à la station alpine de recherche Jungfraujoch en Suisse [Zellweger et al., 2000], le Mont Fuji au Japon [Tsutsumi et Matsueda, 2000], le Mont Cimone en Italie [Bonasoni et al., 2000], le Mont Abu en Inde [Naja et al., 2003], le Pic du Midi dans les Pyrénées françaises [Chevalier et al., 2007]. Une préoccupation commune dans ces études est la

contribution des émissions polluantes de surface et l'influence de la couche limite atmosphérique sur la météorologie et la chimie. L'accent est mis sur les divers processus dynamiques qui sont responsables du transport vertical des polluants atmosphériques issus de la couche limite et qui contribuent au pompage thermique des basses couches de l'atmosphère et au brassage vertical au-dessus des montagnes (forte turbulence due à la rugosité du terrain, circulations thermiques induites, convection profonde et peu profonde, soulèvement orographique de flux synoptique, etc.). De plus, parmi les études citées précédemment, quelques-unes d'entre elles mettent en avant les différents comportements diurnes des concentrations d'ozone en surface au niveau des sites de basse altitude comme des plaines et de vallées d'une part, et au niveau des sites montagneux de haute altitude d'autre part. Dans le cas des stations de basse altitude, l'ozone suit le cycle typique du rayonnement solaire : de fortes concentrations au cours de la journée associées à une production photochimique générée localement et un important mélange vertical, de faibles concentrations durant la nuit en raison de la baisse des précurseurs chimiques de l'ozone (NO_x), et des processus de titration (destruction chimique rapide) et de dépôt dans une atmosphère nocturne stable. À l'image du Mauna Loa, les sites montagneux de haute altitude présentent souvent un cycle d'ozone diurne inverse : les valeurs minimales en journée sont essentiellement dues aux systèmes de vents locaux induits par le relief et transportant vers le sommet des montagnes de l'air des basses couches plus pauvre en ozone.

C'est le cas à la Réunion comme le révèle le profil climatologique d'ozone de la Figure 1-20. D'ailleurs, des mesures in situ d'ozone effectuées avec un photomètre ultraviolet (Dasibi 1008 RS) ont été réalisées pendant une année au Piton Textor (2150 m), situé dans le sud-est de l'île et éloigné de toute habitation, et ont en effet révélé un cycle inversé de l'ozone [Bhugwant, 2001] caractérisé par un minimum en journée et un maximum la nuit. Les moyennes mensuelles de l'ozone mesuré in situ ont été calculées en séparant les mesures faites la nuit (de 22h à 07h) des mesures faites le jour (de 08h à 21h) et elles sont comparées sur la figure 1-21 : les valeurs d'ozone enregistrées durant la nuit sont supérieures à celles enregistrées durant le jour d'environ 5 ppbv. La diminution systématique de l'ozone pendant le jour est en accord avec celle observée typiquement dans les sites d'altitude en région éloignée, où la production photochimique diurne est en général trop faible pour compenser le transport vertical d'air plus pauvre en ozone que l'air de troposphère libre, et son mélange avec ce dernier (le dépôt en surface peut aussi affecter les couches de brise atteignant les sommets).

Le Piton Maïdo, à l'image du Piton Textor, pourrait être très probablement influencé par le transport ascendant diurne des constituants de la couche limite. C'est pourquoi un programme de modélisation à haute résolution avec un modèle méso-échelle non-hydrostatique a été entrepris afin d'anticiper et mieux comprendre ce qui sera mesuré in situ à un futur observatoire atmosphérique d'altitude.

Figure 1-20: Profil moyen d'ozone de l'hiver austral (juin-juillet-août) provenant d'une climatologie établie à partir de sondages par ballon effectués à l'aéroport de Gillot entre 1992 et 1997 (réseau SHADOZ).

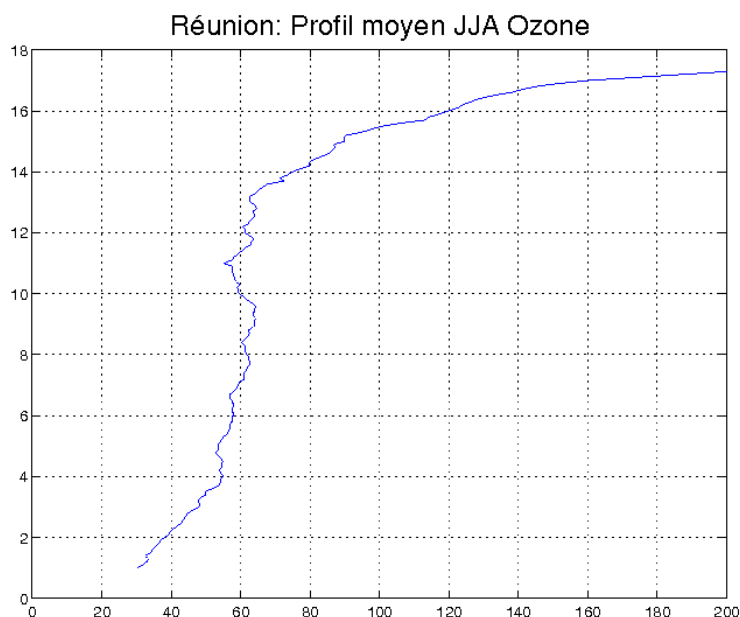
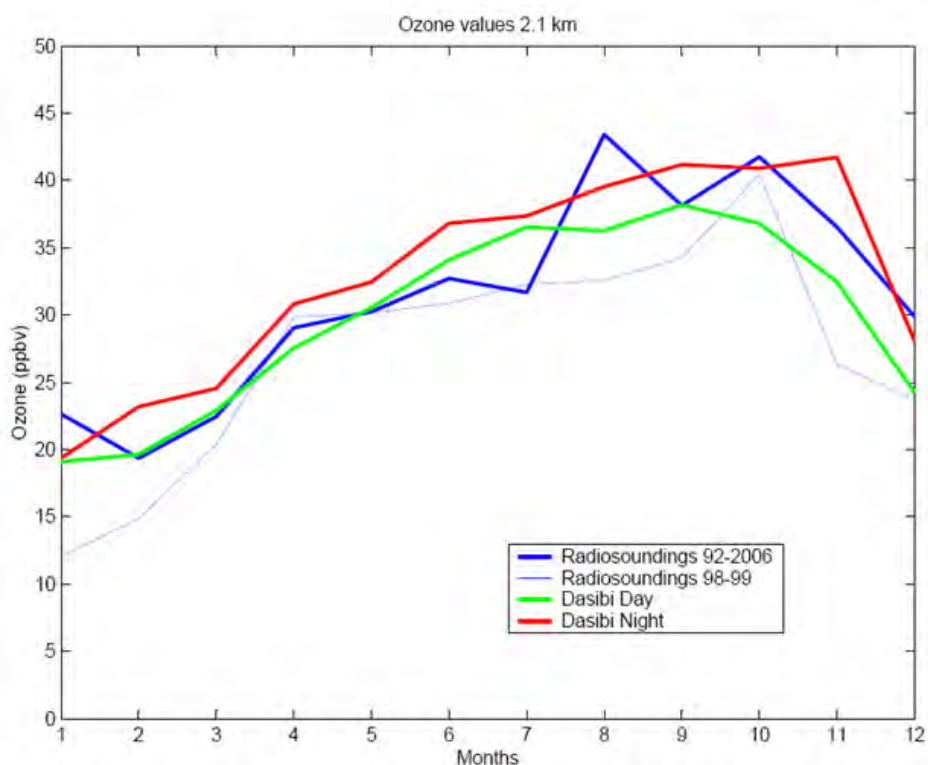


Figure 1-21: Evolution saisonnière de la concentration d'ozone au Piton Textor (2150 m) pendant le jour (courbe verte) et durant la nuit (courbe rouge), d'octobre 1998 à octobre 1999, et de la valeur moyenne de la concentration d'ozone au même niveau à partir des radiosondages (données moyennées mensuellement de 1992 à 2006, et données mensuelles d'octobre 1998 à octobre 1999, courbes bleues). Les moyennes mensuelles ont été calculées en séparant les mesures faites durant la nuit (de 22h à 07h) des mesures faites le jour (de 08h à 21h, heures locales).



Chapitre 2. MODELISATION IDEALISEE DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE DES BASSES COUCHES

Sommaire

2.1	<i>Introduction : objectifs et stratégie</i>	56
2.2	<i>Le modèle numérique d'investigation</i>	57
2.2.1	MésoNH	57
2.2.2	Présentation et configuration des expériences numériques	58
2.2.3	Adaptations du modèle	61
2.3	<i>Résultats des expériences numériques</i>	64
2.3.1	Ecoulements à l'échelle de l'île	64
2.3.1.1	Caractère hydraulique de l'écoulement et effets thermiques induits	64
	Flux d'alizé faible : ALIZ5	64
	Flux d'alizé soutenu : ALIZ10	68
2.3.1.2	Influence de la couche limite atmosphérique au Piton Maïdo	71
	Flux d'alizé faible : ALIZ5	71
	Flux d'alizé soutenu : ALIZ10	73
2.3.2	Dispersion des traceurs polluants sur l'île	73
2.3.2.1	Les traceurs-polluants émis depuis la côte « sous le vent »	74
	Flux d'alizé faible : ALIZ5	74
	Flux d'alizé soutenu : ALIZ10	76
2.3.2.2	Les traceurs-polluants émis depuis la côte « au vent »	78
	Flux d'alizé faible : ALIZ5	78
	Flux d'alizé soutenu : ALIZ10	79
2.3.2.3	Le traceur-polluant d'origine volcanique	80
2.3.3	Influence des différentes masses d'air au Piton Maïdo	82
2.3.3.1	Flux d'alizé faible : ALIZ5	82
2.3.3.2	Flux d'alizé soutenu : ALIZ10	83
2.4	<i>Conclusion</i>	85

2.1 INTRODUCTION : OBJECTIFS ET STRATEGIE

La connaissance préalable, quoique incomplète, de la circulation atmosphérique réunionnaise au travers d'un certain nombre d'observations a permis de définir une étude préliminaire par modélisation numérique basée sur une idéalisation du problème. Les simulations présentées dans ce chapitre ont pour objectif de vérifier la capacité du modèle à reproduire les mécanismes complexes de la dynamique atmosphérique locale des basses couches fortement conditionnée par le relief, et d'en donner une vision tridimensionnelle et évolutive complète. Elle s'avère un outil privilégié pour mieux comprendre et mettre en évidence les processus physiques qui sont à l'origine des spécificités de la situation atmosphérique locale. Elle permet aussi de quantifier les transports de polluants depuis les basses couches vers le haut de l'île et d'identifier les périodes propices à la mesure du fond atmosphérique.

2.2 LE MODELE NUMERIQUE D'INVESTIGATION

2.2.1 MésoNH

L'outil d'investigation est la modélisation non-hydrostatique tridimensionnelle de l'atmosphère au moyen du modèle numérique de recherche MésoNH [Lafore et al., (1998)]. En effet, la dynamique atmosphérique est fondamentalement décrite par les équations de Navier-Stokes (ou équations primitives) qui s'appuient sur des concepts de conservation de masse, de quantité de mouvement et d'énergie. Le système d'équations peut être modifié par une analyse aux ordres de grandeur construite sur les échelles caractéristiques du mouvement (échelles spatiales horizontale et verticale, échelle temporelle), conduisant à des méthodes de résolution différentes en fonction des échelles étudiées. Dans l'intention de restituer le caractère fortement instationnaire des écoulements atmosphériques à l'échelle locale considérée dans notre étude (échelle d'une montagne), le forçage dynamique du relief et également l'importance de la représentation des effets convectifs liés au cycle diurne qui agissent sur la variation de l'accélération verticale et en particulier en zone de relief marqué, la formulation non-hydrostatique des équations de la dynamique de l'atmosphère s'impose. Cette hypothèse non-hydrostatique permet donc d'appréhender les phénomènes météorologiques locaux tels que les brises, les effets orographiques, etc.

MésoNH est un modèle méso-météorologique à aire limitée, basé sur une formulation non-hydrostatique et aénélastique des équations primitives. Il a été développé conjointement par le CNRM-GAME (URA 1357 CNRS/Météo-France) et le Laboratoire d'Aérodynamique (UMR 5560 UPS/CNRS). Sa dynamique est explicite et eulérienne, basée sur des schémas d'advection du 3ème ou 4ème ordre. Il permet la technique d'emboîtement de modèles (grid-nesting) offrant la possibilité de descendre en résolution, en tenant compte des interactions d'échelle [Stein et al., (2000)]. Il convient parfaitement à la modélisation des écoulements atmosphériques dans les basses couches de la Région. D'une part, il est basé sur un solveur non-hydrostatique qui permet de bien représenter la dynamique verticale particulièrement importante aux échelles locales mises en jeu ici, d'autre part il est doté d'un ensemble complet de paramétrisations qui permettent une représentation détaillée des différents processus atmosphériques. Il constitue ainsi un puissant outil de modélisation doté de caractéristiques avancées :

- La turbulence est basée sur une fermeture d'ordre 1.5 et une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente et peut être 1D ou 3D selon la résolution visée [Cuxart et al., (2000)].
- La convection est paramétrée à grande échelle selon le schéma de Kain-Fritsch-Bechtold [Bechtold et al., (2001)].
- Le schéma de rayonnement est celui du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT).
- Différents schémas microphysiques sont disponibles pour représenter les précipitations chaudes ou glacées avec un ou deux moments [Pinty et Jabouille, 1998, Cohard et Pinty, 2000].

- L'interaction avec la surface sur l'ensemble des types de couverts (végétation, ville, mer, lac) est assurée par le couplage du modèle avec le modèle de surface externalisé SURFEX (<http://www.cnrm.meteo.fr/surfex>).

De plus, son utilisation en mode recherche repose sur la possibilité de diagnostics spécifiques aux problèmes étudiés, tels que les bilans des variables pronostiques, les comparaisons aux données expérimentales comme les vols avions, les restitutions lidar et les images satellites.

2.2.2 Présentation et configuration des expériences numériques

La réalisation de cas d'études dans des conditions idéalisées permet d'isoler les mécanismes les plus importants qui régissent les phénomènes réels de l'atmosphère. Le but recherché ici est d'examiner les effets du réchauffement de la surface et de l'orographie sur les écoulements atmosphériques de basses couches, et d'éviter la complexité et la particularité des situations en cas réel. Par conséquent, la stratégie consiste à ne retenir que le forçage par un vent synoptique d'est-sud-est représentatif du courant d'alizé et le forçage par le chauffage radiatif.

Pour simuler convenablement l'écoulement autour et au-dessus de l'île impliquant les phénomènes de petite échelle, le modèle a été lancé en utilisant la méthode « one-way » d'emboîtement (i.e. le modèle père donne à chaque pas de temps, par interpolation, les conditions aux limites latérales au modèle fils, mais ce dernier n'influence pas le père). L'imbrication de deux modèles de résolution horizontale respective 4 km et 1 km a été nécessaire pour rendre compte de l'écoulement hydraulique autour de l'île, ainsi que les processus d'échelle aérologique (Fig. 2-1). Le domaine extérieur couvre une surface de 320*320 km² avec 80*80 points de grille, tandis que le domaine intérieur couvre une surface de 100*100 km² par 100*100 points de grille. La grille verticale commune aux deux domaines inclut 72 niveaux qui suivent le relief jusqu'à 27 km d'altitude. L'étirement vertical des niveaux de modèle a permis d'augmenter la résolution près du sol (40 m au premier niveau) afin d'obtenir une description plus fine de la couche limite atmosphérique dans les basses couches. Les caractéristiques détaillées de chaque domaine sont référencées dans le tableau 2-1.

Figure 2-1: Domaines de simulation et topographie (échelle de couleurs, en m). Sur le domaine fils à plus haute résolution sont indiqués les principaux points sources des émissions locales (DEN, POR, BRG, GOL, PDF), le Piton Maïdo (MAI) et le Piton Textor (TEX).

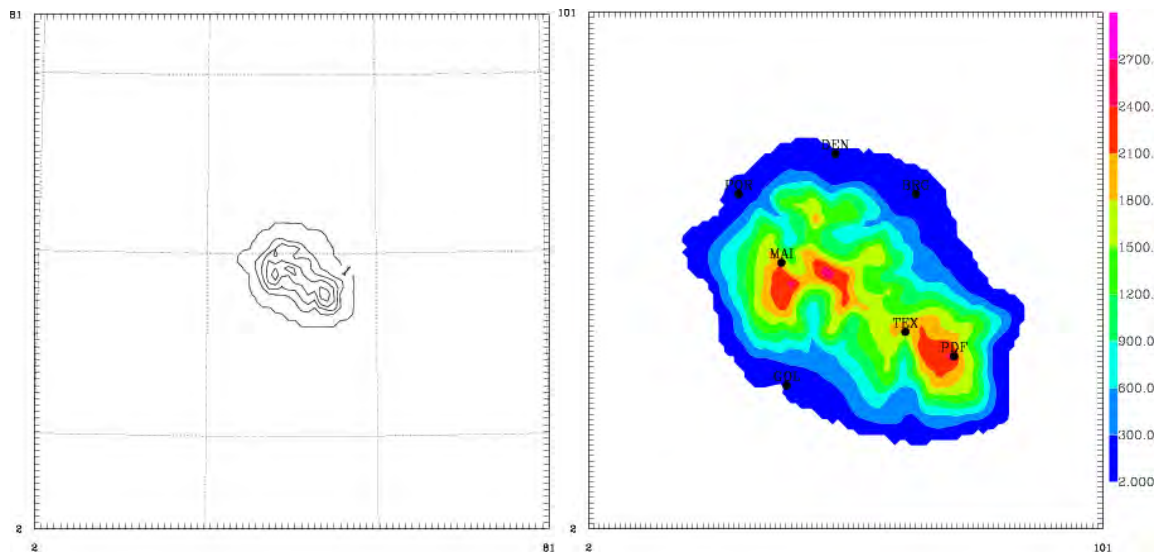
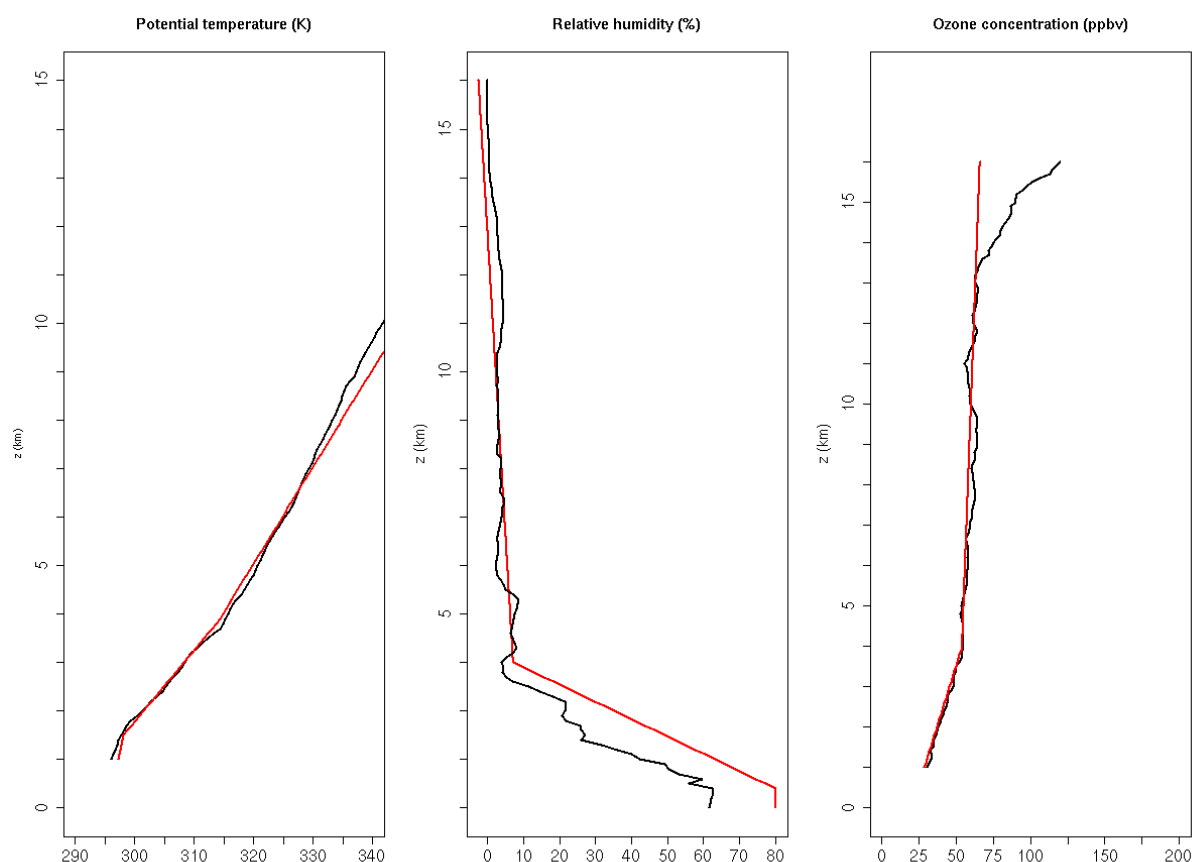


Tableau 2-1: Configuration numérique des modèles emboîtés.

Domaine	Grille Horizontale (points)	Résolution horizontale (m*m)	Surface (km*km)	Grille verticale étirée	Pas de temps (s)
1	80*80	4000*4000	320*320	72 niveaux, largeur du 1 ^{er} niveau : 40m et au sommet du modèle : 600m	20
2	100*100	1000*1000	100*100		5

Les simulations réalisées sont représentatives de l’hiver austral, qui est la saison durant laquelle les alizés sont les plus intenses. Les conditions initiales et les conditions aux limites stationnaires du modèle ont été obtenues à partir de la moyenne des profils verticaux de température potentielle et d’humidité relative (Fig. 2-2) qui proviennent d’une climatologie établie grâce à des sondages par ballon réalisés pendant l’hiver austral (réseau SHADOZ). Ces profils moyens ont ensuite permis de schématiser la troposphère tropicale de l’île en quatre couches à gradients constants de température potentielle et d’humidité relative (en rouge dans la Figure 2-2). Ce sont les profils idéalisés qui ont finalement servi pour définir l’état initial du modèle et les conditions aux limites stationnaires.

Figure 2-2: Profils verticaux moyens de température potentielle (°K), d'humidité relative (%) et d'ozone (ppbv) au cours de l'hiver austral (courbes noires), établis à partir des sondages par ballon du réseau SHADOZ [Thompson et al, 2003] entre 1992 et 1997. Idéalisation des profils (courbes rouges) pour l'initialisation des modèles.



Les expériences numériques ont été lancées avec les paramétrisations physiques suivantes. La turbulence sous-maille est paramétrée avec une fermeture 1D d'ordre 1.5 impliquant une équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente [Cuxart et al., 2000] et utilisant la longueur de mélange de Bougeault et Lacarrère (1989). Pour avoir une représentation détaillée des effets des différents couverts de végétation et des propriétés de sol, le schéma de surface ISBA [Noilhan et Planton, 1989] a été utilisé. Le schéma de radiation est celui du centre européen (ECMWF) [Morcrette, 1989]. Le schéma de condensation sous-maille a été activé pour prendre en compte les nuages orographiques.

Trois simulations numériques représentatives de la saison fraîche (juin-juillet-août) ont été initialisées à 04 heures locales, ce qui correspond à un minimum de température nocturne. Chacune couvre une période de 48 heures. La première ALIZ0 prenait en compte uniquement le forçage radiatif ; la deuxième ALIZ5 et la troisième ALIZ10 étaient forcées en plus par un vent uniforme de grande échelle représentant le flux incident d'alizé de 5 m.s^{-1} et 10 m.s^{-1} respectivement. L'inversion des alizés (cf. Chapitre 1 § 1.2.1) joue un rôle capital dans le développement des mouvements verticaux de la troposphère tropicale. Elle agit en effet comme un couvercle limitant la convection en dessous de 4000 m [Taupin et al., 1999]. L'inversion des alizés a donc été maintenue dans le modèle au moyen d'une subsidence forcée de $5.10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ à 4000 m d'altitude. Les caractéristiques des expériences numériques sont regroupées dans le tableau 2-2.

Tableau 2-2: Principales caractéristiques des 3 expériences numériques idéalisées.

	ALIZO	ALIZ5	ALIZ10
Direction des alizés	/	ESE	ESE
Force des alizés	0 m.s ⁻¹	5 m.s ⁻¹	10 m.s ⁻¹
Forçage radiatif	OUI	OUI	OUI

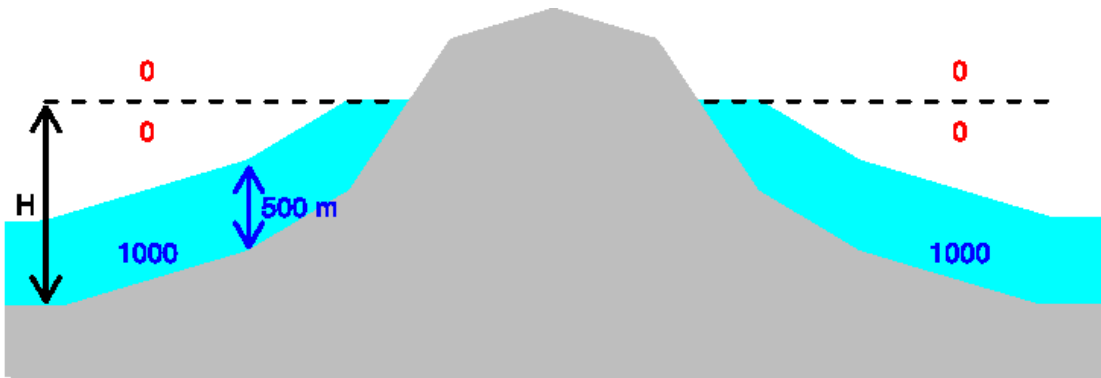
2.2.3 Adaptations du modèle

Pour comprendre les régimes dynamiques dans les basses couches et caractériser le transport associé des masses d'air, il a été utile de définir plusieurs traceurs passifs.

Afin de connaître l'influence de la couche limite atmosphérique au Piton Maïdo, il a été utile de définir deux traceurs :

- La définition d'un premier traceur passif («traceur de CLA» dans la suite) était basée sur celle d'une couche de 500 m d'épaisseur au-dessus du sol et ne dépassant nulle part une altitude limite $H=1000$ m (Fig. 2-3). Cette couche schématise de façon très simplifiée la couche limite marine et celle se développant sur les parties basses de l'île – zones les plus habitées. Le traceur était initialisé à la valeur de 1000 dans cette couche (et 0 en dehors), puis forcé à chaque pas de temps à 1000 dans cette couche mais laissé libre de se diffuser en dehors. Le terme de « couche limite » est certes abusif pour qualifier cette couche à définition géométrique, mais elle permet cependant d'obtenir de façon simple un traceur marquant les masses d'air ayant transité dans les basses couches et dont la composition est susceptible d'avoir été influencée par la surface.

Figure 2-3: Initialisation du traceur passif de couche limite.



- Un second traceur passif modélisant l'ozone («traceur pseudo-O₃» dans la suite) a été défini pour étudier la redistribution par le transport vertical de ce champ de concentration fortement stratifié. Un profil moyen d'ozone en hiver austral (Fig. 2-2, profil O₃) dérivé des observations du réseau SHADOZ, a permis d'initialiser ce traceur de la manière suivante : sa concentration au sol est de 20 ppbv, croît de 8.5 ppbv/km jusqu'à 54 ppbv à 4000 m d'altitude, puis augmente de 1 ppbv/km au-delà. Cette stratification est imposée partout à

l'instant initial et seulement aux limites du modèle par la suite. Dans la couche 0-4000 m uniquement, un terme variable modélisant un cycle diurne de production/destruction de l'ozone est ajouté à chaque instant. Ce terme oscille sinusoïdalement avec une amplitude maximale de ± 5 ppbv au niveau de la mer (et tendant progressivement vers 0 à 4000 m), un minimum la nuit à 02 heures locales et un maximum le jour à 14 heures locales.

L'étude en visagée de la dispersion des polluants atmosphériques au niveau de l'île a motivé également la définition de cinq traceurs passifs de pollution émis depuis des sources locales qui sont relativement bien identifiées à la Réunion. La Figure 2-1 localise les différentes sources d'émission utilisées dans cette étude. Les sources anthropiques sont localisées dans le nord à St Denis (traceur DEN), qui est le chef-lieu de l'île, dans la zone industrielle de la ville du Port (traceur POR) à l'ouest, dans la zone industrielle du Gol (traceur GOL) au sud-ouest et à Bois-Rouge (traceur BRG) au nord-est où sont situées les deux usines sucrières de l'île. Ces quatre traceurs de pollution anthropique sont émis à basse altitude car les activités humaines à la Réunion sont essentiellement concentrées le long du littoral en raison de l'orographie complexe de l'île. Le cinquième traceur passif (traceur PDF) est émis depuis le sommet du Piton de la Fournaise au sud-est, qui s'avère être une source majeure de pollution naturelle lorsque le volcan entre en éruption (cf. chapitre 5). Ces traceurs passifs sont lâchés au niveau du sol dans une maille du modèle contenant la source. Leur concentration au point source est forcée à une valeur arbitraire de 1 à chaque pas de temps. La concentration distante de la source représente donc le rapport de dilution relatif à la concentration d'émission au point source (ou du moins à la concentration de l'émission répartie uniformément dans la maille source). Le tableau 2-3 résume les caractéristiques de ces différents traceurs passifs.

Tableau 2-3: Caractéristiques des traceurs passifs utilisés dans les simulations.

Dénomination des traceurs passifs	Fonction	Motivation
CLA	Traceur de «couche limite» (Fig. 2-3).	Echanges verticaux entre la couche limite et la troposphère libre.
Pseudo-O₃	Imite la stratification et la production/destruction de l'O ₃ dans la CLA.	
DEN	Polluant passif émis depuis St Denis, chef-lieu de l'île.	Transport des masses d'air pollué issues de sources anthropiques.
POR	Polluant passif émis depuis la centrale thermique située dans la zone industrielle du Port.	
GOL	Polluant passif émis depuis l'usine sucrière située au Gol.	
BRG	Polluant passif émis depuis l'usine sucrière de Bois-Rouge.	
PDF	Polluant passif émis depuis le sommet du volcan du Piton de la Fournaise.	Transport des masses d'air pollué issues d'une source naturelle volcanique.

2.3 RESULTATS DES EXPERIENCES NUMERIQUES

2.3.1 Ecoulements à l'échelle de l'île

2.3.1.1 Caractère hydraulique de l'écoulement et effets thermiques induits

La première étape de cette modélisation sur cas idéalisés a consisté à vérifier la capacité du modèle pour générer des brises thermiques et à caractériser leur signature pure. En l'absence de vent synoptique et sous l'action uniquement du rayonnement solaire, les résultats de la simulation ALIZ0 ont permis de vérifier, au cours d'un cycle diurne, la mise en place de circulations thermiques, créées par les contrastes thermiques existant entre la terre et la mer, d'une part, et entre l'air qui épouse les pentes des montagnes et l'air libre, d'autre part. Sur une île où la montagne se jette à la mer, ces deux types de contraste sont d'ailleurs conjugués sur les côtes et leurs effets respectifs sont difficiles à discriminer.

Au-delà de cette vérification, les simulations ALIZ5 et ALIZ10 visent à restituer la modulation par le forçage radiatif de la séparation du flux d'alizé dans les basses couches de part et d'autre de l'île (Figures 2-4 et 2-8). Cette séparation est en fait liée à la perturbation de l'écoulement incident de grande échelle par le relief en raison de l'existence de plusieurs couches stables d'inversion qui inhibent les profonds mouvements verticaux. La topographie élevée de la Réunion agit en effet comme un obstacle considérable aux alizés qui sont confinés en dessous de l'inversion, située vers 4000 m d'altitude environ, et qui sont contraints de contourner l'île. Le flux d'alizé est alors bloqué sur la côte exposée au vent puis séparé en deux branches [Soler, 1997]. Ce régime d'écoulement est confirmé par les faibles valeurs du nombre de Froude calculé à l'aide de la fréquence moyenne de Brunt-Väisälä dans la couche d'alizé ($N = 0.015 \text{ m.s}^{-1}$) et de la hauteur caractéristique de l'île ($h = 2500 \text{ m}$). Pour des vitesses typiques de vent de 5 m.s^{-1} et 10 m.s^{-1} , le nombre de Froude est 0.13 et 0.26, respectivement. Ces conditions de confinement vertical prévalent à plus forte raison encore dans les plus basses couches, puisqu'une autre couche d'inversion coiffe la couche limite marine (de quelques centaines de mètres d'épaisseur).

Flux d'alizé faible : ALIZ5

Dans l'expérience ALIZ5, durant la nuit, la stabilisation par refroidissement du sol combinée à la brise de terre et aux brises de pente des cendantes repousse loin des côtes la séparation de l'écoulement d'alizé. Au cours de la journée, la situation s'inverse. La figure 2-4 montre les lignes de courant du champ de vent en surface extraits de la simulation ALIZ5 à 11 heures locales et 03 heures locales. Dans les basses couches, celles-ci se resserrent près des côtes le jour et peuvent même pénétrer à l'intérieur de l'île sous l'action de la convergence thermique (Fig. 2-4, à gauche), tandis que la nuit celles-ci sont repoussées au large sous l'action de la divergence thermique (Fig. 2-4, à droite). Cette alternance se ra ci -après désignée comme la «respiration de l'alizé». Les données de vent moyen enregistrées à Pierrefonds, situé dans le sud de l'île, indiquent une augmentation de la vitesse moyenne du vent en début d'après-midi en raison de l'exposition directe aux alizés. A l'inverse, le vent sur la côte atteint un minimum d'intensité la nuit lorsque le flux d'alizé est repoussé au large par l'air froid descendant des pentes de l'île (Fig. 2-5). Il peut être noté ici qu'une couronne de cumulus est fréquemment observable le matin à quelques

kilomètres au large des côtes (voir la photo dans l'introduction générale, Fig. 0-3, la bande de nuages la plus au large): elle marque le front de démarcation entre ces masses d'air.

Figure 2-4: Séparation du flux d'alizés dans la simulation ALIZ5. Représentation des lignes de courant au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) sous l'effet de la convergence (à gauche, 11 heures locales) et de la divergence (à droite, 03 heures locales) thermiques.

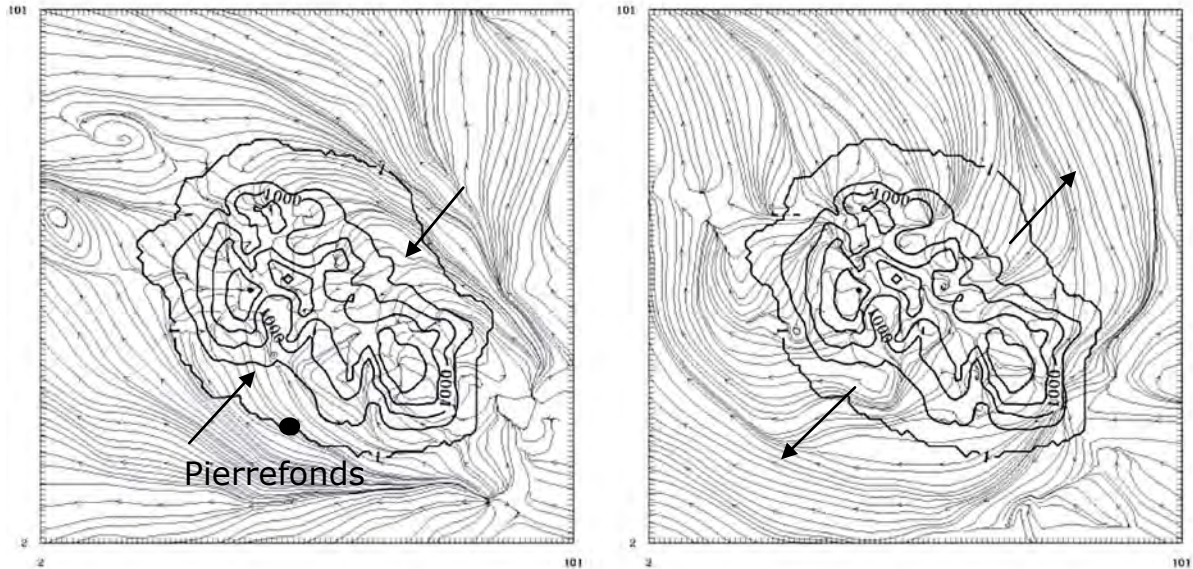
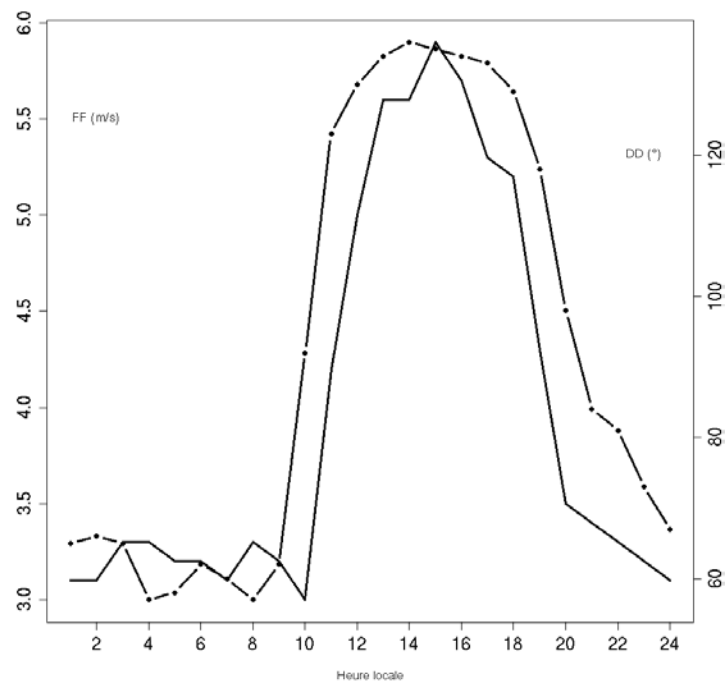


Figure 2-5: Vitesse du vent (trait plein, échelle verticale à gauche) et direction du vent (trait pointillé, échelle verticale à droite) à Pierrefonds, obtenues à partir de la moyenne horaire des observations effectuées pendant l'hiver austral 2007 (source : Météo-France).



Sur la côte sous le vent, abritée du vent synoptique, les circulations atmosphériques locales diffèrent. Les circulations thermiques dominent, tandis que sur la côte au vent et sur les côtes parallèles au flux général, l'alternance jour/nuit des systèmes de brise est beaucoup moins évidente (même si ce sont des effets thermiques qui modulent le régime d'alizé). La brise de mer paraît être plus prononcée sur le quart nord-ouest, contrairement au quart sud-ouest où elle semble être soufflée par le flux synoptique. Il en est de même pour la circulation inverse, la brise de terre. Toutefois, on notera bien sur la partie sud-ouest de l'île l'effet de canalisation des gorges de la Rivière des Remparts au sud, de la Rivière St Etienne et du Bras de Cilaos au sud-ouest, qui aspirent les masses d'air le jour. Sur la côte est exposée au vent, les brises de mer et de terre sont beaucoup moins visibles que sur la côte ouest car elles sont balayées par le flux d'alizé. Toutefois, dans l'expérience ALIZ5, ce résultat est à nuancer en particulier sur la partie sud-sud-est où la brise de terre est bien visible la nuit (Fig. 2-6). On peut suggérer que ce phénomène soit lié au point d'arrêt de l'écoulement général au sud de l'île, au niveau duquel le vent, très ralenti, serait propice au développement de brises thermiques. En effet, l'évolution temporelle de la direction du vent à St Joseph dans le sud de l'île, par exemple, montre clairement un régime de brise (Fig. 2-7) avec un basculement de la direction du vent le matin vers 08h et vers 20 h le soir (heures locales).

Figure 2-6: Coupe horizontale illustrant une brise de terre à 00 heure locale dans la simulation ALIZ5 au sud de l'île sur la côte pourtant exposée au flux d'alizé. Les flèches représentent le vent (force et direction) au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface).

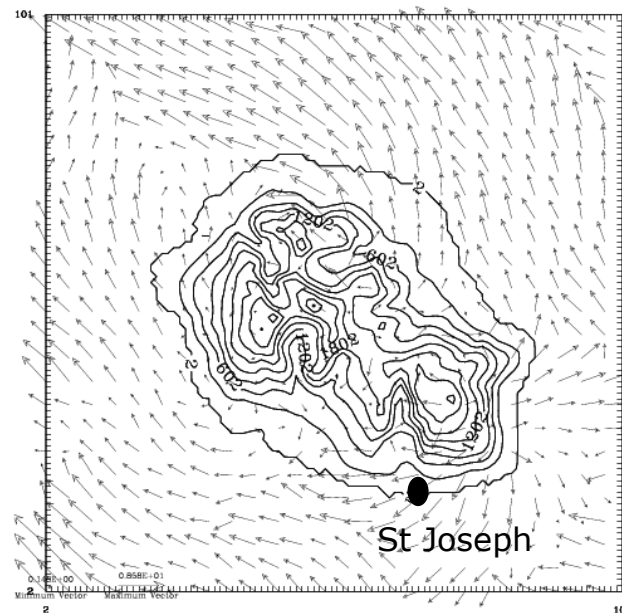
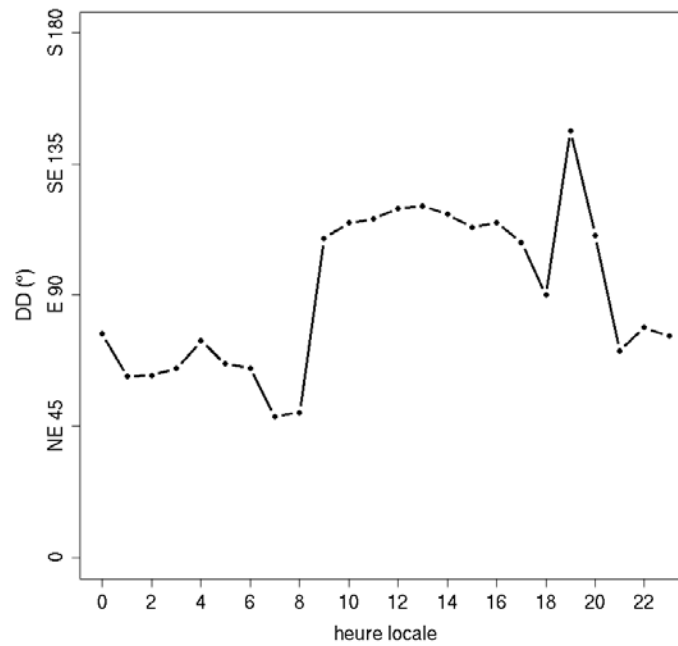


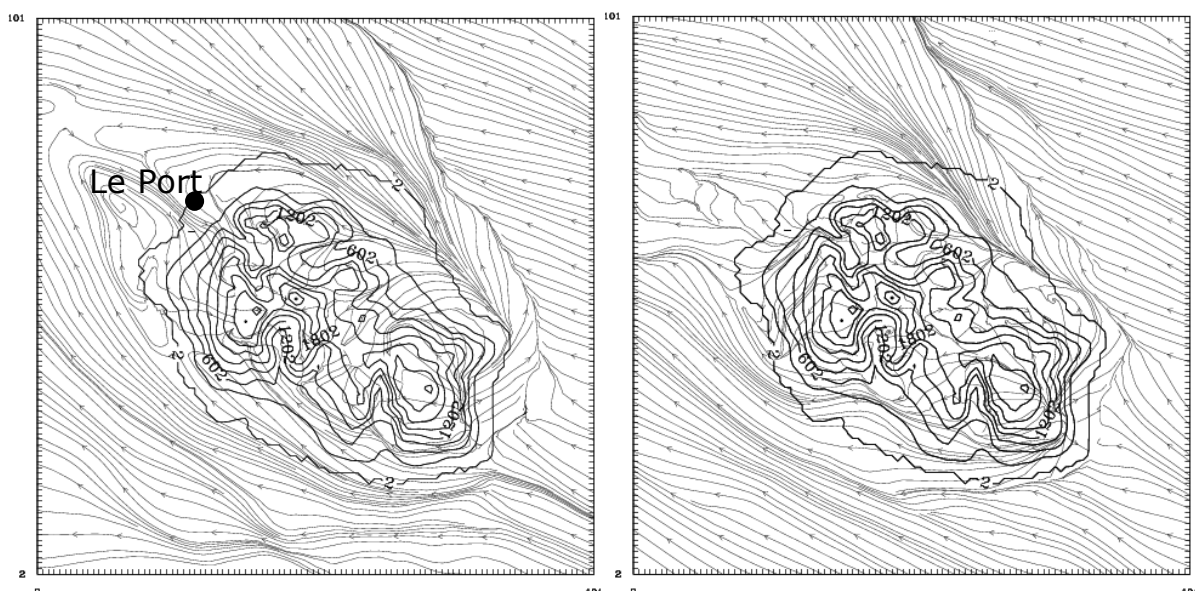
Figure 2-7: Evolution temporelle de la direction du vent au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) à St Joseph (voir localisation sur Fig. 2-6) dans la simulation ALIZ5 pour illustrer le développement d'une brise thermique.



Flux d'alizé soutenu : ALIZ10

Dans l'expérience ALIZ10, la «respiration de l'alizé» est moins visible. D'après la figure 2-8, le vent synoptique plus fort dans cette simulation parvient à dominer, en particulier sur la façade orientale, les circulations d'origine thermique. Les circulations thermiques des régions de la côte est directement exposée au vent sont vraisemblablement balayées par ce flux synoptique de forte intensité. En effet, à l'inverse de la simulation ALIZ5 qui restituait bien le phénomène de desserrement et resserrement des lignes de courant près des côtes résultant de l'effet de convergence/divergence thermique sur la circulation environnante, l'examen heure par heure de cette série temporelle montre au contraire une régularité des lignes de courant près des côtes : celles-ci ne s'éloignent ni ne se rapprochent vraiment des côtes, car l'effet thermique n'est pas suffisamment fort pour repousser le flux au large de l'île la nuit puis le rabattre sur le littoral le jour. Devant ce résultat, il apparaît donc que l'effet du vent synoptique domine globalement celui du forçage radiatif pour cette simulation.

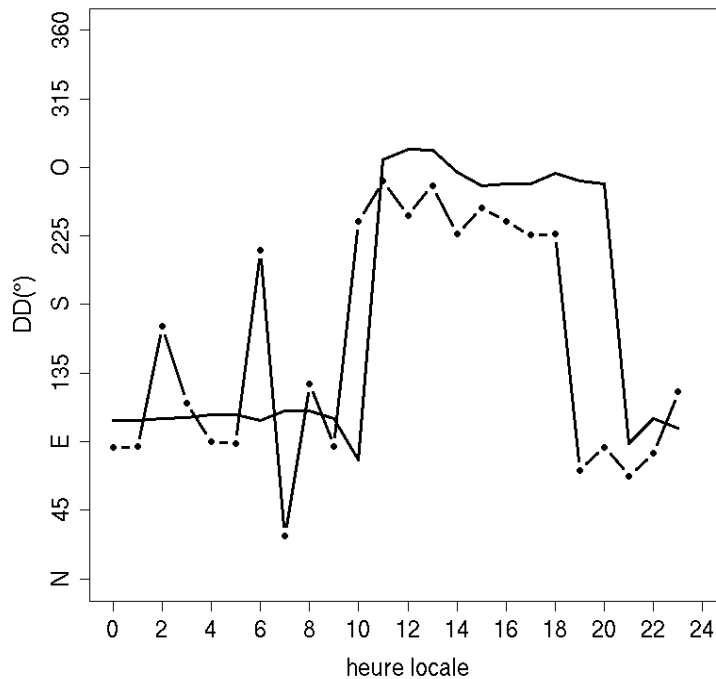
Figure 2-8: Séparation du flux d'alizé de part et d'autre de l'île, dans la simulation ALIZ10, à 11:00 (à gauche) et 03:00 (à droite), heures locales. Sont représentées sur les coupes horizontales les lignes de courant au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface).



Toutefois, sur la côte nord-ouest bien protégée par le relief, les circulations de brise prédominent encore. En effet, la figure 2-8 montre que les lignes de courant sont repliées vers les terres (à 11 heures locales) indiquant une brise montante, tandis que celles-ci sont en direction de l'océan (à 03 heures locales) traduisant une brise descendante. Pour illustrer l'exception de cette région nord-ouest de l'île, la figure 2-9 montre que le régime de brise de terre/mer dans la ville du Port, localisée sur la côte ouest abritée du vent, est bien mis en évidence par le modèle et les observations. La direction du vent simulée par le modèle a en effet été comparée à la direction climatologique, établie à partir d'une moyenne sur trois mois d'un hiver austral des observations horaires (Fig. 2-9). A la fois les valeurs simulées et les valeurs observées montrent une bascule du vent à 10 h et 19 h (heures locales) accompagnée d'une baisse de son intensité (non montrée). Durant ce créneau, le vent en provenance de l'ouest, opposé à la direction du flux général, signe

clairement un régime dominant de circulation thermique. Ceci met bien en évidence le développement des brises favorisé sur la côte abritée du vent.

Figure 2-9: Direction du vent en surface au Port (trait plein : moyenne horaire des observations de l'hiver austral 2007, trait pointillé : simulation ALIZ10).



La séparation du flux d'alizé cause en journée l'accélération de l'air le long de la côte sud, qui est presque parallèle à l'écoulement général. Connue sous le nom d'effet Venturi, la vitesse du vent est clairement plus forte dans cette région comparativement au flux loin en amont de l'île, en raison de la constriction de l'écoulement et la nécessité de conservation du débit d'air.

Dans la mesure où l'inversion de température qui coiffe la couche limite sépare deux couches d'air de densités très différentes, la théorie hydraulique constitue ici un modèle simplificateur pour modéliser l'accélération de l'écoulement le long des côtes parallèles au flux général. Pour accélérer en réponse à la constriction latérale du flux le long de l'île, celui-ci convertit l'énergie potentielle de pesanteur en énergie cinétique.

Considérons en effet un écoulement stationnaire d'un fluide non-visqueux, homogène et incompressible en équilibre hydrostatique et délimité par une surface libre dans une canalisation dont la largeur $l(x)$ varie le long de celle-ci. L'écoulement est gouverné par :

- l'équation horizontale du moment : $u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x}$ (Eq. 1)

(où η est la profondeur locale de la couche et g l'accélération de la pesanteur)

- par l'équation de continuité : $\frac{\partial}{\partial x}(l \eta u) = 0$ (Eq.2).

En utilisant l'équation (Eq.2) pour substituer le terme $\frac{\partial u}{\partial x}$ de l'équation (Eq.1), on a :

$$(1 - F^{-2}) \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{u^2}{g\ell} \frac{\partial \ell}{\partial x} \quad (\text{Eq.3})$$

où $F = \frac{u}{\sqrt{g\eta}}$ est le nombre de Froude, défini comme le rapport de la vitesse du fluide et de celle des ondes de gravité en eau peu profonde. Selon l'équation (Eq.3), la grandeur du nombre de Froude détermine si la surface libre s'élève ou bien s'effondre lorsque le fluide s'écoule dans la canalisation.

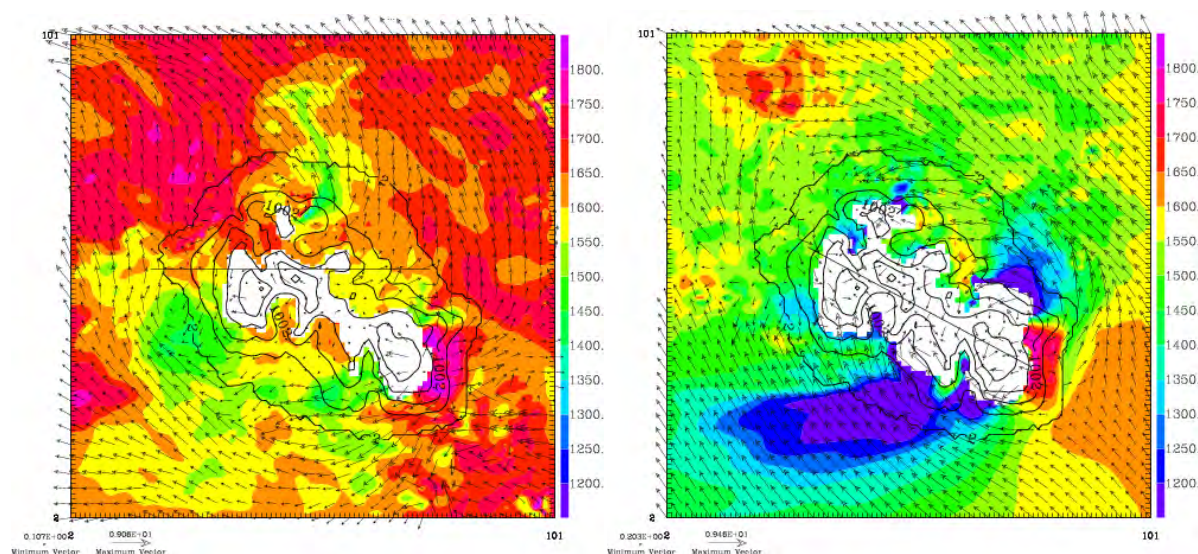
Pour le cas où $F < 1$ (régime sous-critique) dans une canalisation qui se rétrécit ($\frac{\partial \eta}{\partial x} < 0$), la couche de fluide s'amincit (Eq. 3) et le fluide accélère (Eq.1), atteignant sa vitesse maximale où la largeur de la canalisation est minimale. En termes d'énergie, l'équation (Eq.1) peut se réécrire de la façon suivante :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{2} u^2 + g\eta \right) = 0$$

Dans cette forme, l'abaissement de la surface en réponse à l'accélération du flux apparaît clairement comme une conversion d'énergie potentielle en énergie cinétique.

L'abaissement du sommet de la couche limite lorsque le flux accélère est très bien restitué par la simulation ALIZ5 et cette caractéristique de l'écoulement est visible sur la figure 2-10 en particulier le jour (Fig. 2-10 à droite, zones bleue foncée de part et d'autre de l'île, surtout au sud). L'écoulement accélère le long de la côte sud, et la relative compression de la couche limite (dont le sommet est représenté par l'isentrope 296 K) le long du flux est bien visible dans le modèle. A l'opposé, cette figure montre aussi que le flux bloqué sur la partie sud-est de l'île correspond à une élévation de l'isentrope 296 K comparativement à la valeur en amont de l'écoulement (zone rose sur l'extrémité sud-est de l'île).

Figure 2-10: Coupes horizontales de l'altitude de l'isentrope 296K dans l'expérience ALIZ5 à 02:00 (à gauche) et à 14:00 (à droite), heures locales.



De plus, la séparation du flux d'alizé provoque dans le sillage de l'île au nord-ouest de grands remous tourbillonnants et des courants de retour (allée de Von Karman). Ceux-ci jouent un rôle prépondérant dans la dispersion des polluants, comme il le sera démontré dans la section 2.3.2.

2.3.1.2 Influence de la couche limite atmosphérique au Piton Maïdo

Ces expériences numériques réalisées dans des conditions idéalisées ont en outre permis de caractériser l'impact du rayonnement et de la topographie sur le transport de masses d'air et d'illustrer, au moyen de la diffusion de traceurs passifs, les processus d'échange entre la couche limite et la troposphère libre.

Par analogie avec des mesures atmosphériques effectuées en différents sites d'altitude, en particulier au sommet du Piton Textor situé à 2150 m d'altitude dans le sud-est de l'île et éloigné de toute habitation (cf. chapitre 1 - §5), les données in-situ au Piton Maïdo pourraient révéler d'une part l'influence de la couche limite selon un cycle diurne, et d'autre part un cycle diurne inversé d'ozone (i.e. présentant un minimum de concentration en journée, à l'inverse de la couche limite où l'on observe en général un cycle de production diurne / destruction nocturne). Les observations in situ à venir au futur observatoire du Piton Maïdo devront sans doute être analysées en tenant compte des échanges locaux entre la couche limite et la troposphère libre. L'influence de la couche limite au Maïdo selon un cycle diurne peut s'expliquer par les circulations locales d'origine thermique ou l'influence thermique sur le flux d'alizé perturbé par le relief.

Flux d'alizé faible : ALIZ5

Le jour, sous l'action de la brise montante (brise de mer et vent anabatique), de l'air des basses couches atteint progressivement le sommet de la montagne (Fig. 2-11, gauche). En conséquence, la teneur en traceur de couche limite au sommet du Piton Maïdo augmente jusqu'à des valeurs proches de 80 % en journée (Fig. 2-12). Cet air des basses couches étant moins concentré en ozone que l'air au sommet (Fig. 2-2, profil moyen d'O₃), il se produit au sommet un phénomène de

dilution provoquant la baisse de la concentration du traceur pseudo-ozone. La nuit, la situation s'inverse : dès lors que la brise descendante (brise de terre et vent catabatique) est amorcée, la teneur du traceur de couche limite diminue tandis que celle du traceur pseudo-ozone augmente pour retrouver sa valeur de fond (Fig. 2-11 à droite, Fig. 2-12).

Figure 2-11: Coupes verticales zonales (ouest-est, indiquées sur la figure 2-10 à gauche) passant par le Piton Maïdo représentant le rapport de dilution du traceur de couche limite, exprimé en millièmes de sa valeur au point démission, dans ALIZ5   13:00 (  gauche) et à 00:00 (  droite), heures locales.

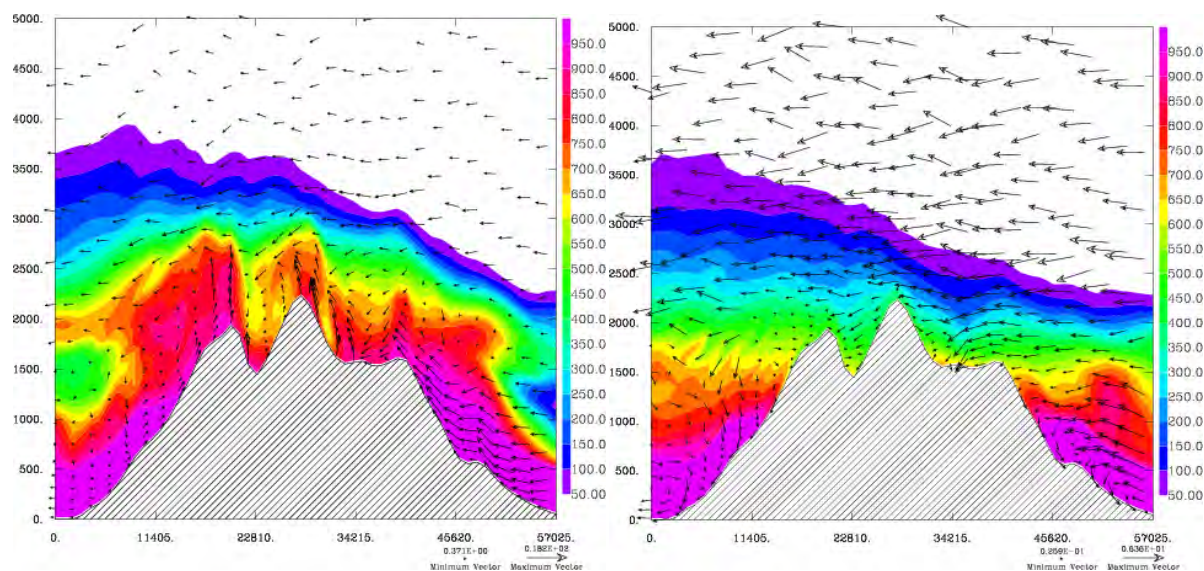
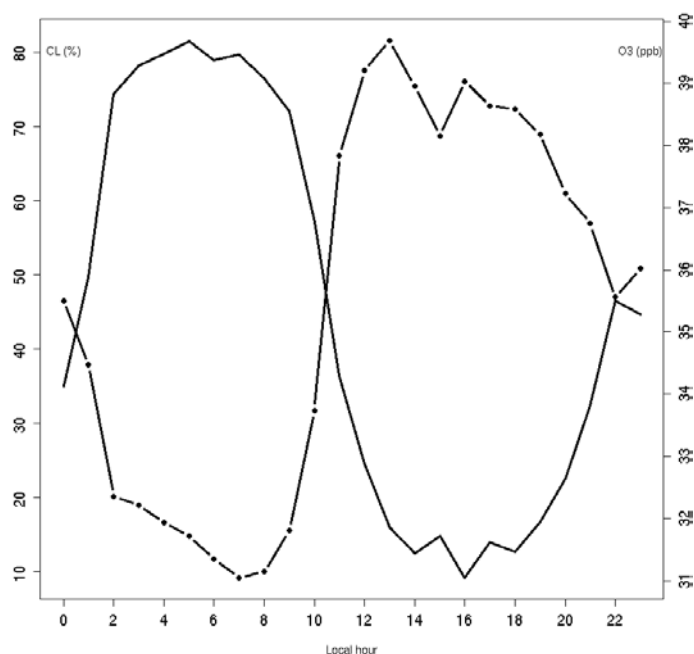


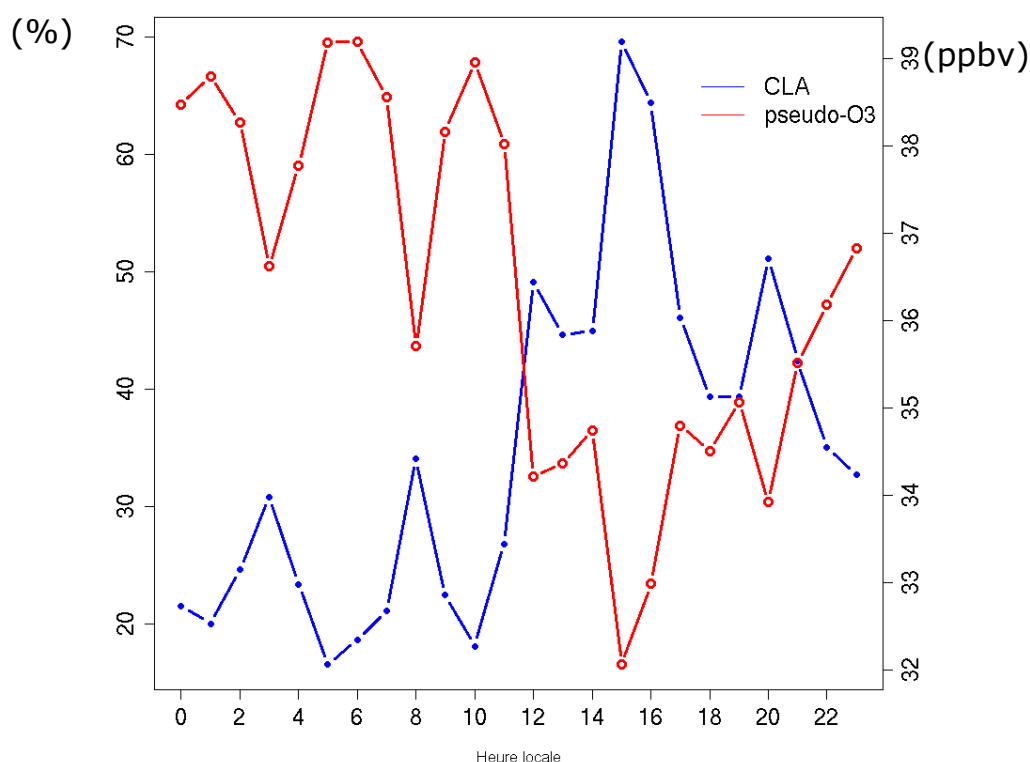
Figure 2-12: Evolution temporelle des traceurs passifs de couche limite (trait pointillé) et pseudo-ozone (trait plein) au 1 r niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) au Piton Maïdo dans la simulation ALIZ5.



Flux d'alizé soutenu : ALIZ10

Dans ALIZ10, à la différence de la simulation ALIZ5, la couche limite atmosphérique semble monter plus progressivement les pentes : en raison du vent plus fort, les brises de pente ascendantes sont en effet moins fortes pour remonter l'air des basses couches. La teneur en traceur de couche limite atmosphérique au Maïdo monte seulement à 70 % en journée, et tombe à 20 % la nuit et la transition entre ces deux valeurs se fait par pallier à l'inverse de la simulation ALIZ5, dans laquelle la transition est plus abrupte. De la même façon, la concentration en traceur pseudo-ozone présente aussi un cycle inversé (Fig. 2-13).

Figure 2-13: Evolution temporelle des traceurs de couche limite (courbe bleue, échelle de gauche) et pseudo-ozone (courbe rouge, échelle de droite) au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) au Piton Maïdo, dans la simulation ALIZ10.



2.3.2 Dispersion des traceurs polluants sur l'île

Afin d'analyser l'influence potentielle des sources locales de pollution sur les mesures in-situ réalisées au Piton Maïdo et de pouvoir discriminer cette influence de la pollution de fond de l'atmosphère, il était intéressant d'étudier la dispersion des polluants non-réactifs (comme le SO_2 à l'échelle temporelle des simulations décrites ici), qui sont modélisés par l'émission constante de traceurs passifs provenant de différents points sources dans le modèle (POR, DEN, GOL, BRG, PDF). Ces points sources correspondent aux sources de pollution identifiées dans l'île (Fig. 2-1, cf. §2.2.3).

2.3.2.1 Les traceurs-polluants émis depuis la côte « sous le vent »

Flux d'alizé faible : ALIZ5

Dans l'expérience ALIZ5, la dispersion des traceurs émis en surface sur la côte sous le vent et issus de la zone industrielle du Port, de la ville de St Denis et de l'usine sucrière du Gol (POR, DEN, GOL respectivement) est contrôlée par les circulations locales d'origine thermique. Le jour, ils ne sont pas dispersés vers le large, mais au contraire restent sur l'île sous l'action des brises de pente montantes et de la brise de mer (Fig. 2-14, POR). En fin de matinée, dès lors que la brise de mer est bien enclenchée, celle-ci est suffisamment forte pour rabattre les 3 panaches vers les terres de la côte ouest. Ils se répandent ensuite à l'intérieur de l'île sous l'effet des brises ascendantes. Puis lorsque la circulation s'inverse, la brise de terre les repousse à nouveau vers le large (Fig. 2-14, 2-15, 2-16). Ces systèmes de brises ascendantes ont tendance à ramener les masses d'air polluées de la côte abritée du vent vers le cirque de Mafate (voir localisation, Fig. 1-2). Les masses d'air sont canalisées le long des canyons tels que la « Rivière des Galets » pour les traceurs émis depuis St Denis (DEN) et le Port (POR) et la « Rivière St Etienne » pour le traceur émis du Gol (GOL). En effet, le panache issu de la zone industrielle du Port (Fig. 2-14) qui est situé à l'embouchure de la Rivière des Galets est canalisé par celle-ci : le jour, il s'engouffre dans le cirque de Mafate via cette rivière et remonte les pentes escarpées sous l'action des brises de pente ascendantes. Le panache issu de la zone urbaine de St Denis (Fig. 2-15) semble emprunter également le même trajet, mais il est bien sûr plus dilué à un niveau du Port. Une partie de cette pollution est alors susceptible d'atteindre le sommet du Piton Maïdo puisqu'il domine le cirque de Mafate. Le même scénario peut être transposé au panache issu de l'usine sucrière du Gol (Fig. 2-16) qui est canalisé par la Ravine du Gol située à proximité. Les simulations soulignent ainsi l'importance de l'effet de canalisation sur les masses d'air induit par les caractéristiques topographiques de l'île : le jour, les canyons et les vallées agissent comme des cheminées en pompant les basses couches de l'atmosphère et en les transportant vers le haut.

Figure 2-14: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de la centrale thermique du Port (POR) dans la simulation ALIZ5, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 12:00 (à gauche, régime de jour) et à 00:00 (à droite, régime de nuit), heures locales.

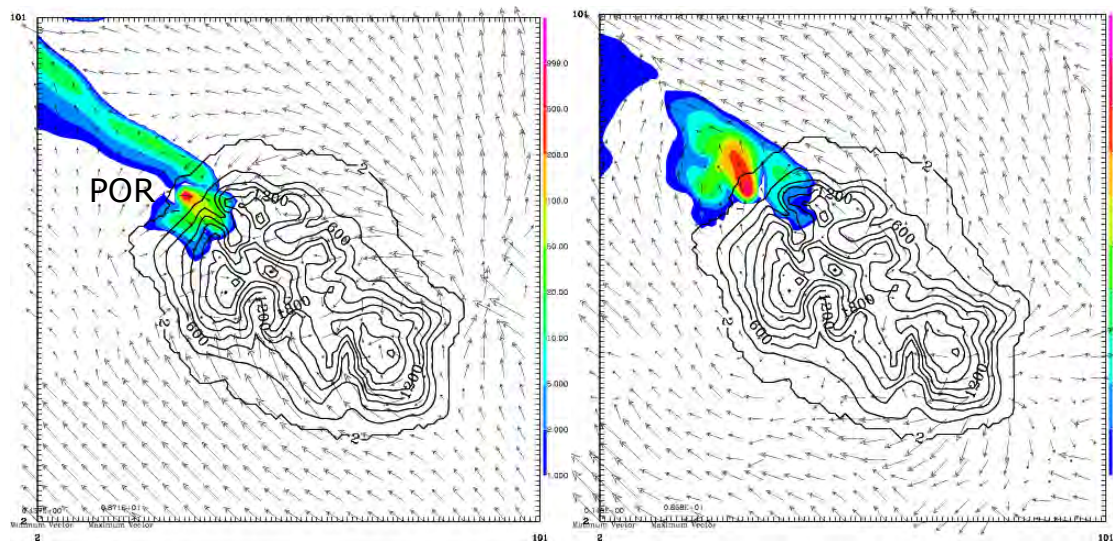


Figure 2-15: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de la zone urbaine de St Denis (DEN) dans la simulation ALIZ5, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 12:00 (à gauche, régime de jour) et à 00:00 (à droite, régime de nuit), heures locales.

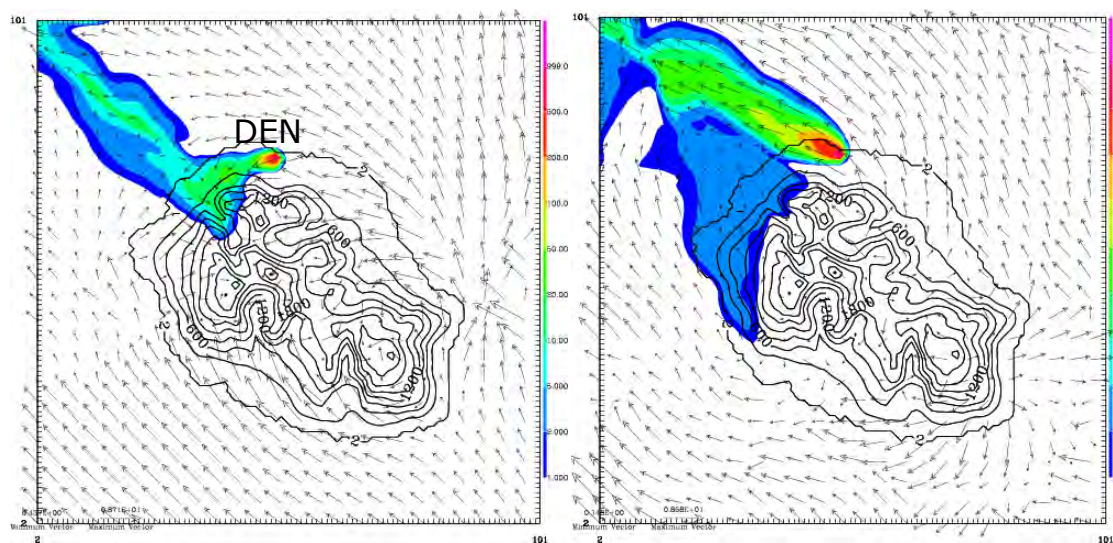
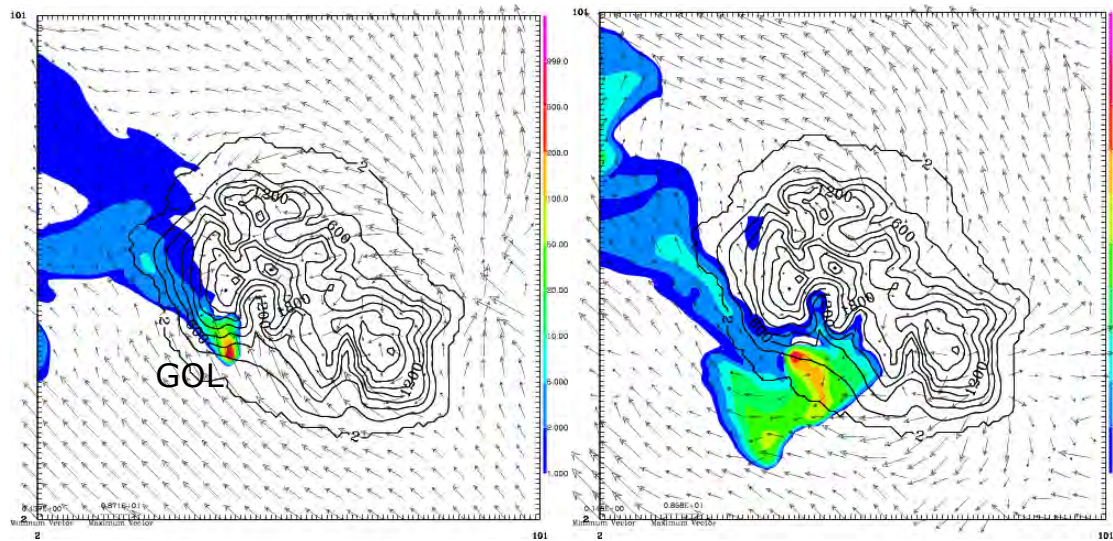


Figure 2-16: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de l'usine sucrière du Gol (GOL) dans la simulation ALIZ5, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 12:00 (à gauche, régime de jour) et à 00:00 (à droite, régime de nuit), heures locales.



Flux d'alizé soutenu : ALIZ10

Le traceur issu de la zone urbaine de St Denis est poussé constamment par le flux synoptique au large des côtes vers le nord-ouest (Fig. 2-17). Mais, en raison des courants de retour dans le sillage de l'île qui rabattent une partie du panache sur l'île, il parvient aussi à contaminer la côte ouest. La simulation ALIZ10 souligne ici l'effet des tourbillons dans le sillage de l'île sur la dispersion des traceurs passifs de pollution. Le traceur issu de St Denis (Fig. 2-17), est d'abord transporté par le flux synoptique au large de la côte en direction du nord-ouest, puis les courants de retour dans le sillage rabattent sur la côte ouest de l'île une partie du panache de traceur. Donc, la pollution semble être piégée sur la côte sous le vent par des courants de retour présents dans le sillage de l'île.

Le panache provenant de l'usine sucrière du Gol est dispersé continuellement en direction de l'ouest-nord-ouest mais il peut aussi être rabattu sur la côte dès lors qu'il se disperse dans la zone de sillage de l'île où se produisent les courants de retour du flux synoptique (Fig. 2-18).

Pour le traceur issu de la zone industrielle du Port, il diffuse aussi vers le large mais, comparativement à la simulation ALIZ5, il parvient en plus à pénétrer à l'intérieur des terres avant l'enclenchement de la brise montante matinale, probablement parce que la région concernée se trouve dans un courant de retour dans le sillage de l'île. Il contamine de ce fait une zone côtière plus large que dans la simulation ALIZ5 (Fig. 2-19).

Figure 2-17: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de la zone urbaine de St Denis (DEN) dans la simulation ALIZ10, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 07:00 (à gauche, régime de jour) et à 16 :00 (à droite, régime de nuit), heures locales.

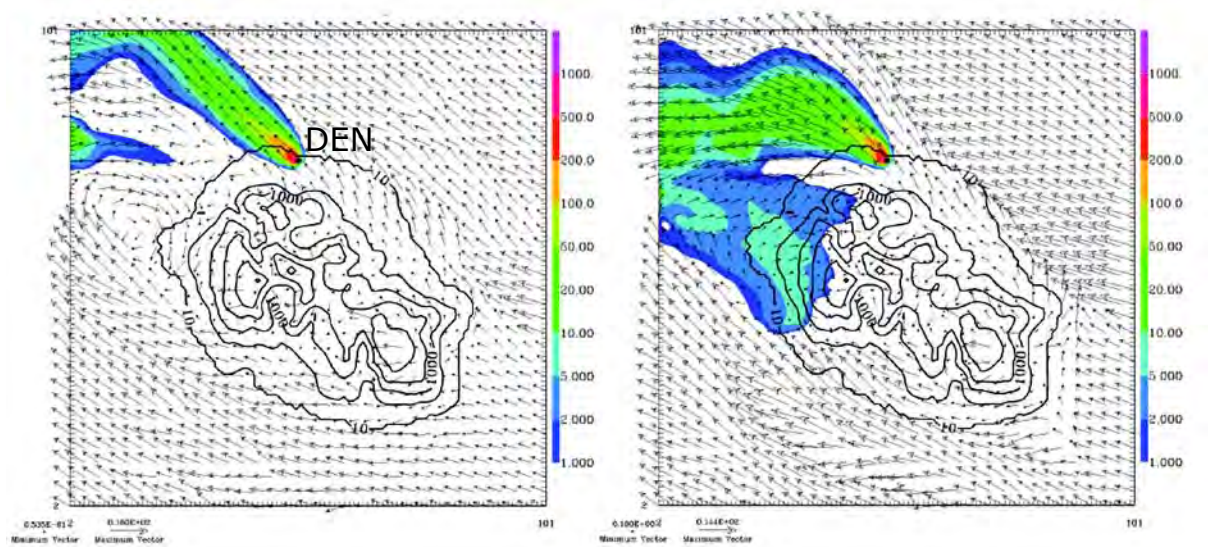


Figure 2-18: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de l'usine sucrière du Gol (GOL) dans la simulation ALIZ10, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 08:00 (à gauche, régime de jour) et à 00:00 (à droite, régime de nuit), heures locales.

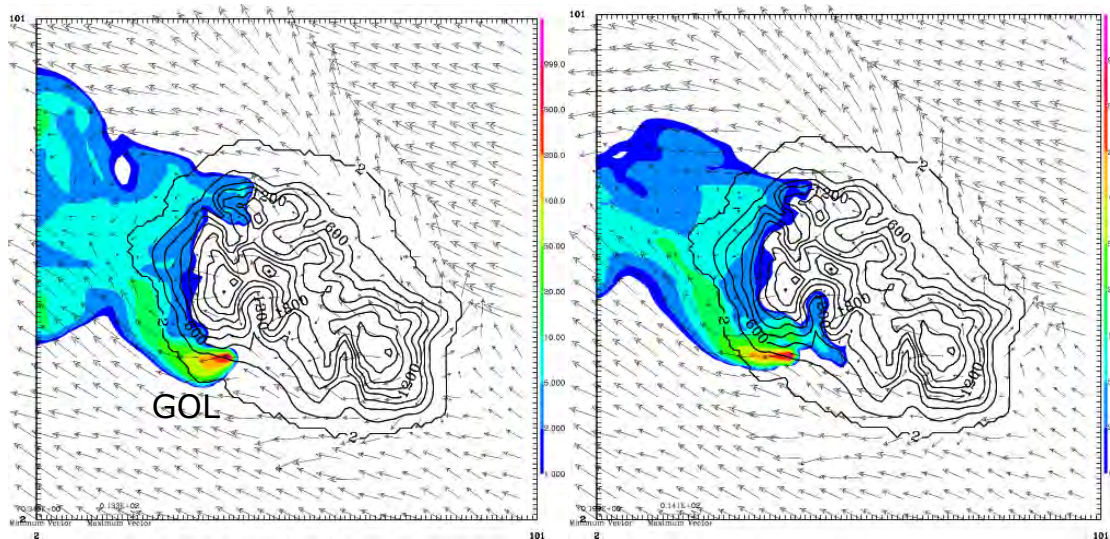
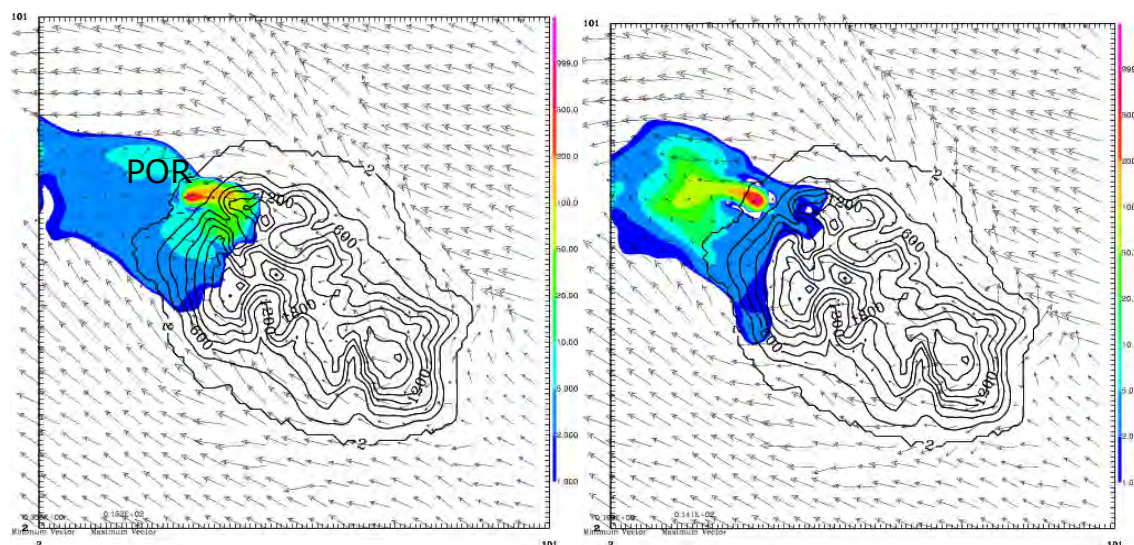


Figure 2-19: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de la centrale thermique du Port (POR) dans la simulation ALIZ10, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 12:00 (à gauche, régime de jour) et à 00:00 (à droite, régime de nuit), heures locales.

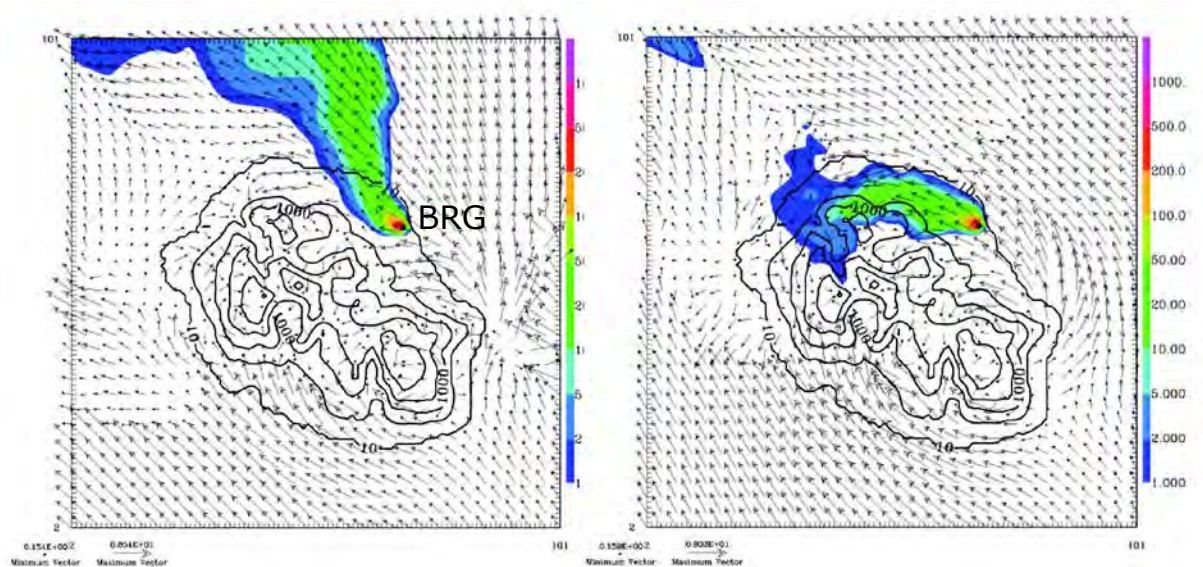


2.3.2.2 Les traceurs-polluants émis depuis la côte « au vent »

Flux d'alizé faible : ALIZ5

Dans la simulation ALIZ5, la faible brise de terre et le vent synoptique sur la côte nord-est ont pour effet de diffuser sur la mer le panache du traceur émis de l'usine sucrière de Bois-Rouge (BRG) durant la nuit et la matinée (Fig. 2-20). Le jour, le flux synoptique semble plutôt disperser le panache le long de la côte nord en direction de St Denis, voire même vers le nord-ouest. Une partie du panache est canalisée par la Rivière des Galets. Ensuite, il est pompé par les brises montantes et la brise de mer et pénètre dans les terres.

Figure 2-20: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de l'usine sucrière de Bois Rouge (BRG) dans la simulation ALIZ5, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 11:00 (à gauche) et à 15:00 (à droite), heures locales.

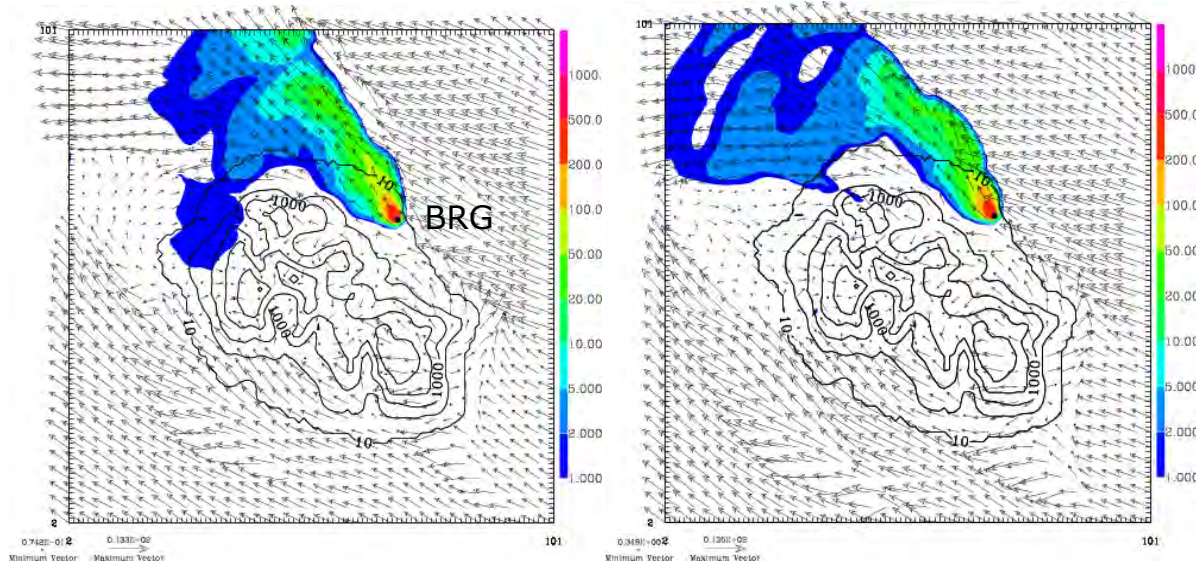


Flux d'alizé soutenu : ALIZ10

En revanche, dans l'expérience ALIZ10, ce même traceur passif, que disperse le flux synoptique dominant sur la côte au vent, se diffuse continuellement vers le nord et uniquement le long du rivage (Fig. 2-21), à l'inverse de la simulation ALIZ5, pour laquelle la convergence thermique l'entraîne davantage à l'intérieur de l'île (dans l'après-midi). Dans le cas ALIZ10, la convergence thermique au-dessus de la côte exposée au vent est beaucoup plus faible. Néanmoins, une partie du panache au nord dans le sillage de l'île semble être prise par les tourbillons et contaminer la côte nord-ouest sous le vent.

Globalement dans les deux simulations, le courant de retour dans le sillage de l'île semble donc jouer un rôle de piège pour les émissions côtières des deux côtés de l'île, qui peuvent par suite affecter les populations des côtes ouest et nord-ouest, même en cas de flux d'alizé rapide (pourtant de bonnes conditions de ventilation a priori). Cette pollution peut ensuite être transportée vers le Piton Maïdo.

Figure 2-21: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de l'usine sucrière de Bois Rouge (BRG) dans la simulation ALIZ10, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 11:00 (à gauche) et à 15:00 (à droite), heures locales.



2.3.2.3 Le traceur-polluant d'origine volcanique

Le Piton de la Fournaise est un volcan basaltique effusif situé dans le sud-est de l'île et il est un des plus actifs et productifs dans le monde. Certaines études [Bhugwant et al, 2002] ont montré qu'il pouvait être à l'origine d'épisodes de pollution au SO_2 ressentis et détectés sur une grande partie de l'île. Au cours de l'éruption exceptionnelle d'avril 2007 (cf. chap.5), de fortes concentrations de SO_2 ont été enregistrées près de la bouche éruptive, dans le sud de l'île, au sud-ouest et au nord-ouest, où le nombre d'hospitalisations pour asthme de la population réunionnaise a augmenté [Viane et al., 2009]. Les dangers potentiels (sur la santé et l'environnement) des panaches de gaz consécutifs aux éruptions, notamment en cas de situations météorologiques générant une mauvaise dispersion des polluants, et l'objectif de comprendre le signal mesuré au Piton Maïdo, ont donc motivé l'injection d'un traceur passif (PDF) émis au sommet du volcan et représentant la dispersion du panache volcanique. Ces simulations réalisées sur des cas idéalisés ont permis d'identifier des possibles mécanismes de transport du panache volcanique.

L'alizé de sud-est diffuse globalement dans ces simulations le panache volcanique vers le nord-ouest. Dans l'expérience ALIZ10, le panache est sans cesse détectable en surface selon un axe orienté sud-est/nord-ouest et semble donc être transporté quasi-horizontalement par le flux synoptique. En revanche, dans la simulation ALIZ5, il se découple de la surface dans l'après-midi, sauf au voisinage immédiat du volcan. C'est pourquoi l'influence du panache au Piton Maïdo est ressentie continuellement dans l'expérience ALIZ10, mais la nuit seulement dans l'expérience ALIZ5 (Fig. 2-22). Cette influence variable du panache au Piton Maïdo dépendrait de l'intensité de l'alizé. En effet, lorsque les alizés sont faibles et les brises de pente suffisamment développées (ALIZ5), elles permettent de créer une sorte de cloche d'air de couche limite au-dessus des reliefs en aval du volcan, en particulier au Maïdo, empêchant le panache volcanique de contaminer le site, le forçant à passer par-dessus (Fig. 2-23 à gauche). Dans l'expérience ALIZ10, l'effet du vent synoptique dominant l'effet thermique, le Piton Maïdo ne bénéficie pas de cet «effet en cloche» et

n'est donc pas protégé du panache volcanique (Fig. 2-23 à droite). En conclusion, l'intensité du flux synoptique apparaît comme un paramètre important à prendre en compte pour déterminer les différentes influences essentielles sur le site et comprendre les mesures chimiques qui y seront réalisées. Cela doit être confirmé par les futures mesures de SO_2 qui seront réalisées au Piton Maïdo.

Figure 2-22: Evolution temporelle du rapport de dilution du traceur passif volcanique au Piton Maïdo, au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission (trait plein : ALIZ10, trait pointillé : ALIZ5).

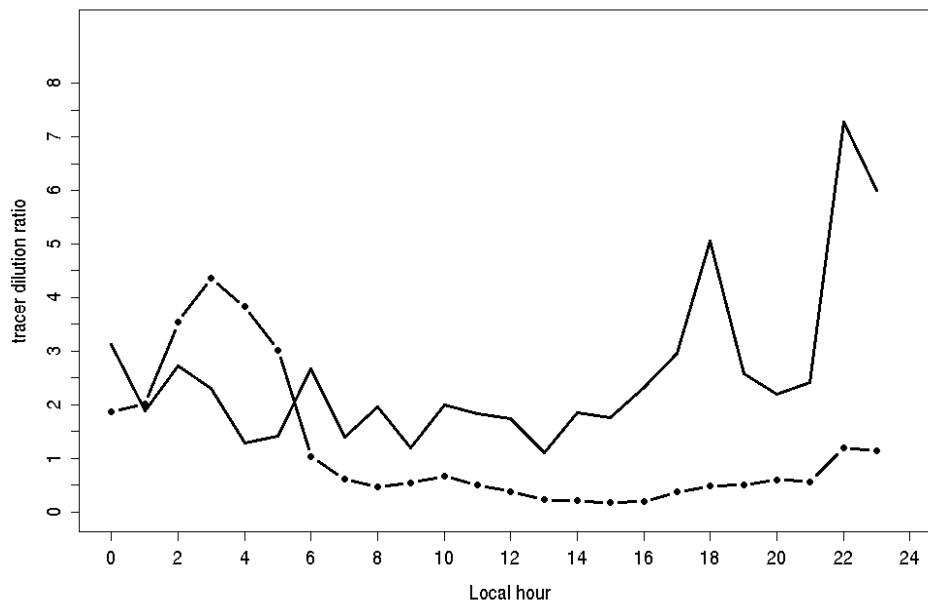
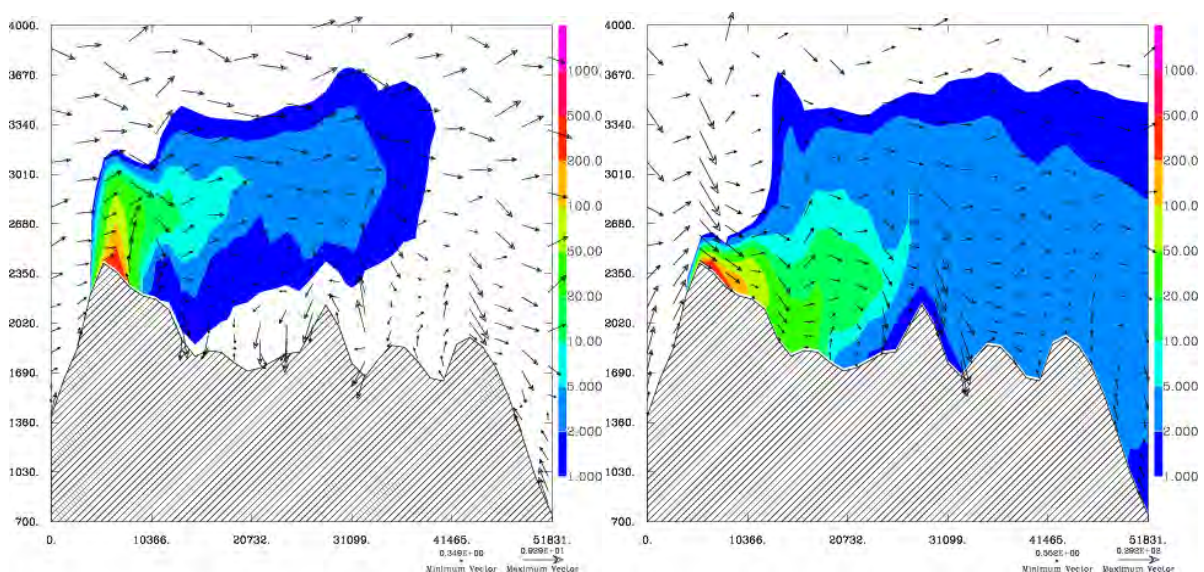


Figure 2-23: Coupe verticale selon l'axe Piton de la Fournaise – Piton Maïdo (sud-est/nord-ouest, indiquée sur Fig. 2-10 à droite) représentant la répartition spatiale du panache volcanique à 17:00 heures locales dans la simulation ALIZ5 (à gauche) et la simulation ALIZ10 (à droite).



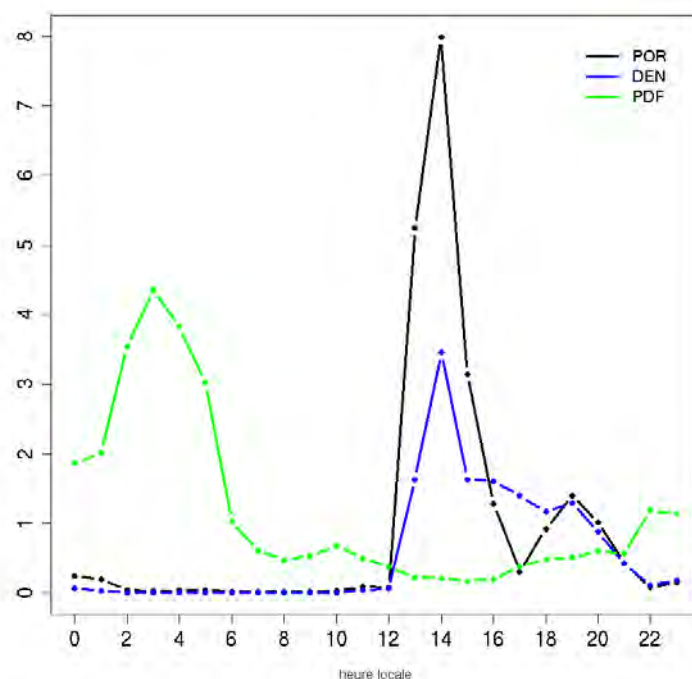
2.3.3 Influence des différentes masses d'air au Piton Maïdo

Les traceurs dynamiques codés dans les simulations numériques présentées ici permettent de marquer de façon simple les masses d'air issues de différentes sources polluantes (DEN, POR, GOL, BRG, PDF) ainsi que les masses d'air ayant transité dans les basses couches et dont la composition est susceptible d'avoir été influencée par la surface (CLA, pseudo- O_3). Ceux-ci ont permis de montrer que le Piton Maïdo peut être sous l'influence de différentes masses d'air et des échanges verticaux entre la couche limite et la troposphère libre. Les futures mesures qui seront réalisées sur ce site devront être analysées en conséquence.

2.3.3.1 Flux d'alizé faible : ALIZ5

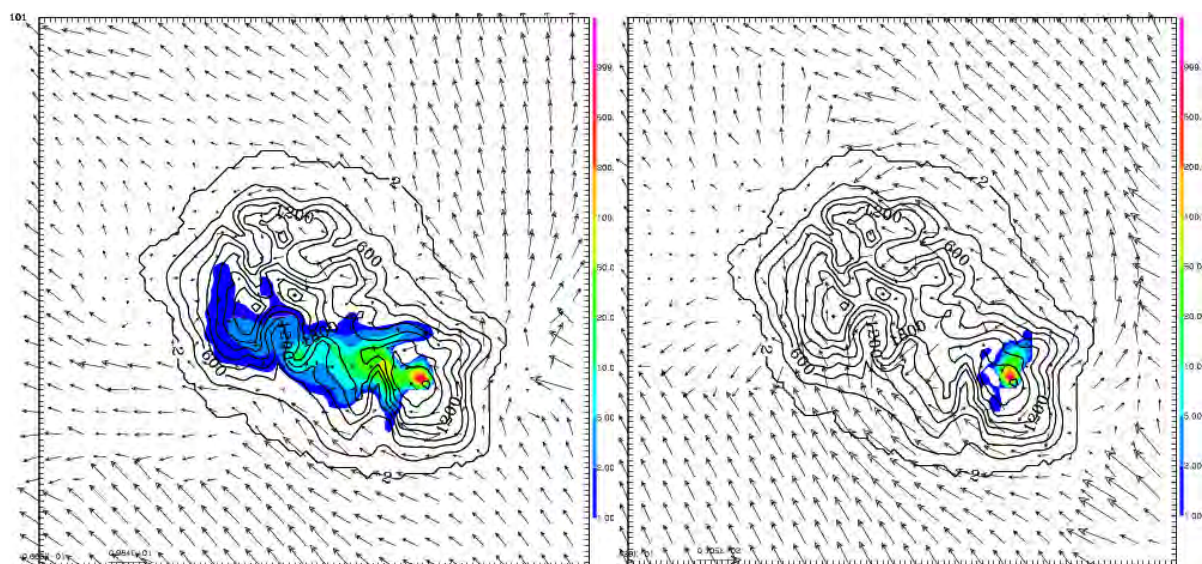
L'évolution temporelle en surface de chaque traceur de pollution d'origine anthropique ou naturelle au Piton Maïdo (Fig. 2-24) montre que le site est principalement soumis, par ordre décroissant d'importance, à la masse d'air en provenance du Port, du sommet du Piton de la Fournaise et de St Denis, avec des ordres de grandeur toutefois comparables. La superposition des évolutions temporelles de ces 3 traceurs au Piton Maïdo montre clairement que le site n'est pas contaminé par la même masse d'air selon l'heure de la journée. En effet, il semble être dans l'après-midi sous l'influence de la masse d'air issue du Port et de St Denis dans une moindre mesure (entre 12h et 17h, heures locales), et par celle issue du volcan de la tombée de la nuit jusqu'au lever du soleil (entre 20h et 06h, heures locales).

Figure 2-24: Evolution temporelle des traceurs issus de St Denis (DEN), du volcan (PDF) et du Port (POR) au Piton Maïdo, au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), dans la simulation ALIZ5. Les concentrations sont exprimées en millièmes de la concentration au point d'émission.



Une série temporelle de coupes verticales sud-est/nord-ouest traversant l'île, du volcan de La Fournaise au Piton Maïdo, sur lesquelles est représentée la dispersion du panache, montre que dans la journée les brises de pente ascendantes sont suffisamment développées dans la vallée pour créer une sorte de cloche au-dessus des reliefs en aval du volcan, et en particulier au Piton Maïdo, empêchant le panache provenant du volcan de contaminer le site (Fig. 2-23 à gauche) en le forçant à passer au-dessus. Cet effet de cloche explique pourquoi l'on n'observe pas l'influence du volcan au sol en aval de celui-ci dans la figure 2-25 à 16h (à droite). Cette simulation qui se différencie de la simulation ALIZ0 par l'ajout d'un flux d'ESE de 5 m.s^{-1} représentant l'alizé, met bien en valeur le rôle du vent sur la modification de la dispersion du traceur volcanique : ce forçage supplémentaire est responsable en effet de la principale différence entre la simulation sans alizé (ALIZ0) dans laquelle le site du Piton Maïdo n'est pas du tout concerné par l'influence du traceur issu du volcan et la simulation avec alizé (ALIZ5) dans laquelle le Maïdo peut être contaminé par le panache volcanique.

Figure 2-25: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu du Piton de la Fournaise (PDF) dans la simulation ALIZ5, au 1^{er} niveau atmosphérique du modèle, à 10:00 (à gauche) et à 16:00 (à droite), heures locales.



2.3.3.2 Flux d'alizé soutenu : ALIZ10

Contrairement à la simulation ALIZ5, dans laquelle le Piton Maïdo est principalement contaminé par la masse d'air en provenance du Port et de St Denis dans l'après-midi puis par celle issue du volcan durant la nuit, le site semble ici constamment sous l'influence du volcan, plus particulièrement en première partie de nuit (Fig. 2-22). Au Piton Maïdo, la concentration du traceur volcanique est plus forte dans cette simulation et les concentrations des traceurs de pollution anthropique sont toutes du même ordre de grandeur et négligeables (0.1 millièmes de la valeur au point d'émission) par rapport à la concentration du traceur volcanique. Ne bénéficiant pas de l'effet de cloche, le Piton Maïdo n'est donc pas protégé et se trouve sans cesse contaminé par le panache volcanique, en opposition à la simulation ALIZ5 pour laquelle le Piton Maïdo profite surtout en journée de l'effet protecteur attribué aux brises de pente.

En conclusion de la comparaison des deux simulations ALIZ5 et ALIZ10 pour ce qui concerne l'influence des différentes masses d'air au Piton Maïdo, l'intensité du flux synoptique d'alizé, dans la mesure où il influence fortement le développement des circulations thermiques, apparaît donc comme un paramètre important qu'il faudra prendre en compte pour déterminer les différentes influences ressenties sur le site et pour comprendre les mesures chimiques qui y seront réalisées. Ce paramètre devra être intégré en complément des données propres de l'observatoire du Maïdo, et obtenu à partir des mesures dans un lieu plus favorable, par exemple sur la côte est, ou bien à partir d'analyses synoptiques.

2.4 CONCLUSION

Par la réalisation d'une série de simulations à échelle fine dans des conditions idéalisées, les performances du modèle MésoNH ont été exploitées pour reproduire les caractéristiques complexes de l'écoulement atmosphérique à la Réunion. L'objectif de ce travail préliminaire visait d'une part à mettre en évidence l'influence de l'alizé et du relief sur les circulations locales, et, d'autre part, à analyser le transport de traceurs passifs représentatifs des pollutions locales. Cette première démarche contribue à développer une bonne connaissance des échanges verticaux à petite échelle au niveau de l'île, afin d'être capable de comprendre le signal chimique qui sera mesuré en altitude à l'observatoire atmosphérique du Maïdo, et de discriminer d'éventuelles pollutions par les sources locales.

Les résultats des expériences numériques présentées ici ont d'abord permis de :

- Vérifier l'efficacité du modèle pour générer les brises thermiques et de caractériser leur signature pure.
- Restituer la séparation du flux d'alizé autour de l'île.
- Mettre en évidence l'intensification du vent le long des côtes parallèles au flux synoptique, en raison de la constriction latérale de l'écoulement par l'île (effet Venturi). Le blocage du flux général a lieu sur la partie exposée à l'alizé. La zone nord-ouest sous le vent est abritée du courant d'alizé par les hautes montagnes. Ceci permet le développement des circulations thermiques induites, combinant les brises de pente descendantes avec la brise de terre la nuit, et les brises ascendantes avec la brise de mer le jour.
- Montrer que la séparation du flux général est modulée par la convergence thermique le jour et la divergence thermique la nuit, liées au forçage radiatif.
- Illustrer l'accélération résultante de l'écoulement (Venturi) le long de la côte le jour avec une valeur maximale de vitesse de vent le jour. La nuit, le courant d'alizé est repoussé de plusieurs kilomètres au large.
- Montrer que le Piton Maïdo (2200 m), à l'image de plusieurs sites d'altitude, peut être sous l'influence de la couche limite atmosphérique selon un cycle diurne lié au développement des brises thermiques. Il pourrait être contaminé par des masses d'air émise de puis différentes sources sur l'île, comme le résultat d'un transport remontant les pentes des montagnes et de l'effet de canalisation joué par les canyons et les vallées, principalement sur la côte nord-ouest.
- Montrer que les tourbillons dans le sillage de l'île sont la cause d'une circulation de retour de direction opposée au flux général, piégeant ainsi près de la côte nord-ouest les panaches de pollution, qui peuvent ensuite être aspirés à l'intérieur des terres et jusqu'au Maïdo le jour par les brises.

En conditions normales, hors période d'éruption volcanique, les contaminations dues aux sources de polluants des basses couches interviennent essentiellement de la mi-journée au début de la nuit. Entre minuit et 8-10 h du matin, les subsidences nocturnes doivent permettre d'échantillonner la troposphère libre en évitant les contaminations des échantillons par les sources locales de pollution. En cas d'éruption volcanique importante au niveau du cratère du Piton de la Fournaise,

le site du Maïdo sera, au moins en cas d'éruption au sommet, dans une position favorable pour étudier le panache du volcan, y compris par des mesures in situ la nuit, et aussi le jour si le flux d'alizé est suffisamment fort.

Afin de confirmer les principaux traits de l'écoulement dans une configuration plus réaliste, le présent travail se poursuit par l'étude de simulations numériques de cas réels (chapitres 3 et 5).

Chapitre 3. ANALYSE DES STRUCTURES VERTICALES DE LA BASSE TROPOSPHERE PAR OBSERVATIONS LIDAR ET MODELISATION MESO-ECHELLE

Sommaire

3.1	<i>Introduction</i>	88
3.2	<i>ECLAIR : Une expérience qui ne manque pas d'air !</i>	89
3.2.1	Dispositif expérimental	89
3.2.1.1	Lidar Aérosol UltraViolet (LAUV)	89
3.2.1.2	Radiosondages	91
3.2.2	Séquences d'observation du lidar aérosol mobile	93
3.3	<i>Restitution de la hauteur de la couche limite</i>	95
3.3.1	A partir du traitement du signal lidar	95
3.3.1.1	Physique de la mesure lidar	95
3.3.1.2	Analyse en ondelettes pour le calcul de la hauteur de la CLA	96
3.3.2	A partir du traitement des données météorologiques	97
3.4	<i>Modélisation numérique de la campagne éclair</i>	99
3.4.1	Configuration numérique des simulations	99
3.4.2	Adaptations du modèle pour comparaisons aux observations lidar	101
3.4.3	Choix des périodes analysées	102
3.5	<i>Analyses des observations et des simulations</i>	104
3.5.1	Intercomparaison entre MésoNH et les mesures locales à St-Denis	104
3.5.2	Mise en évidence du caractère hydraulique de l'écoulement	108
3.5.3	Structure de la couche limite au Maïdo	114
3.6	<i>Conclusion</i>	119

3.1 INTRODUCTION

Les simulations de cas idéalisés présentées au chapitre 2 ont permis de décrire les régimes de circulations locales au niveau de l'île de La Réunion, notamment dans le but de comprendre les transferts de polluants depuis les régions côtières vers les hauts de l'île au sein de la couche limite atmosphérique. Nous avons montré que le modèle reproduisait correctement certains champs météorologiques moyens. Il est toutefois nécessaire de s'assurer qu'il peut reproduire correctement les structures et les évolutions de la couche limite sur cette île au relief très accidenté. Caractériser ces structures par des données expérimentales est relativement complexe. L'analyse des structures verticales de la basse troposphère et plus particulièrement de la couche limite atmosphérique a été possible grâce à l'association pour la première fois à la Réunion, entre la modélisation dynamique à haute résolution et un lidar aérosol mobile embarqué sur véhicule qui a réalisé des transects autour et à l'intérieur de l'île.

Une telle synergie a été conçue pour :

- démontrer la capacité d'un lidar aérosol mobile à scanner la structure fine et verticale de la couche limite au-dessus d'un terrain aussi complexe que celui de la Réunion,
- démontrer la capacité du modèle numérique utilisé à reproduire des écoulements atmosphériques complexes, ainsi que la structure locale de la couche limite avec beaucoup de réalisme,
- évaluer les interactions entre la couche limite et la troposphère libre au-dessus des hauts reliefs accidentés de l'île,
- rechercher les caractéristiques locales des structures verticales de la basse troposphère.

Des simulations sur cas réels des basses couches troposphériques au-dessus de la Réunion ont en effet été réalisées dans le cadre de la campagne ECLAIR (acronyme pour Expérience sur la Couche Limite Atmosphérique à l'Île de la Réunion). Un effort particulier a été accompli pour accroître localement la résolution du domaine de modélisation grâce à la technique des modèles emboîtés. Une forte résolution est en effet requise pour étudier les phénomènes de fine échelle. Les expériences numériques ont donc été exécutées à haute résolution ($500 \times 500 \text{ m}^2$) afin de prendre en compte la complexité de la topographie réunionnaise avec un plus grand réalisme. L'objectif est de valider les capacités du modèle à reproduire correctement, sur des cas réels, certaines structures au sein de la couche limite et leurs évolutions spatio-temporelles, dans le but de conforter les conclusions relatives au transfert de polluants simulés par des traceurs passifs dans les simulations de cas idéalisés (cf. Chapitre 2).

3.2 ECLAIR : UNE EXPERIENCE QUI NE MANQUE PAS D'AIR !

La nécessité de documenter la structure verticale et l'évolution spatio-temporelle de la couche limite atmosphérique a conduit à entreprendre la campagne d'observations ECLAIR, qui s'est déroulée du 26 novembre au 5 décembre 2008, durant l'été austral, à la Réunion. Elle a été menée en collaboration avec le Laboratoire d'Aérodynamique (François Gheusi¹), le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (Joseph Sanak² et Patrick Chazette³), et le concours de l'Observatoire Réunionnais de l'Air et de Météo-France.

3.2.1 Dispositif expérimental

3.2.1.1 Lidar Aérosol UltraViolet (LAUV)

Le Lidar Aérosol UltraViolet (LAUV), mobile et basé au sol, a été l'instrument central de cette campagne. Le LAUV est un lidar prototype rétrodiffusion développé conjointement par le Commissariat à l'Energie Atomique (CEA) et le Centre National de Recherches Scientifiques (CNRS). Il fonctionne dans l'ultraviolet et il est basé sur un laser Nd-YAG à impulsions (16 mJ) opérant à la longueur d'onde de 355 nm. Il présente l'avantage d'être en totale sécurité oculaire. Il a été conçu pour surveiller la dispersion des aérosols dans la basse et moyenne troposphère. Il est léger et compact, donc portable, sans danger pour le public et adaptable à toutes plateformes mobiles. Il permet d'obtenir des mesures suivant la ligne de visée avec une résolution de 1.50 m. Le LAUV a été breveté par le CEA-CNRS et il est désormais commercialisé par la société LEOSPHERE sous la désignation EZ Lidar®.

Cet instrument a été précédemment embarqué dans divers véhicules lors de campagnes nationales et internationales (Fig.3-1). Il a été utilisé avec succès lors de la campagne AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) au cours de laquelle il était embarqué à bord d'un aéronef ultraléger (LAUV-A, version aéroportée du LAUV) [Chazette et al, 2007] et lors de la campagne de validation de la plateforme d'observations CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar Pathfinder Satellite Observation) [Chazette et al, 2010]. Il a également été utilisé en campagne de terrain à bord d'un véhicule pour l'étude du panache parisien dans le cadre du programme LISAIR (Lidar pour la Surveillance de l'Air) [Raut et Chazette, 2009].

¹ François GHEUSI est physicien au Laboratoire d'Aérodynamique

² Joseph SANAK est ingénieur au Laboratoire des sciences du Climat et de l'Environnement

³ Patrick CHAZETTE est chercheur au Laboratoire des sciences du Climat et de l'Environnement

Figure 3-1: Lidar LAUV embarqué dans un ULM (à gauche) et dans un véhicule léger (à droite).

Pendant toute la durée de la campagne ECLAIR, le LAUV était embarqué à bord d'un pick-up (Fig. 3-2). Cette approche originale nous a donné l'opportunité d'examiner la structure verticale et l'évolution temporelle de la couche limite autour et à l'intérieur de l'île. À la fois, sa haute résolution verticale (1.50 m) et sa fréquence de tirs (20 Hz) font de ce système lidar, l'instrument le plus adapté pour déterminer avec précision les structures de la couche limite et l'évolution temporelle dans un environnement dynamique aussi complexe que celui de l'île de la Réunion. Les profils moyens lidar ont été enregistrés avec un taux d'échantillonnage temporel de 11 s. Chaque profil moyen lidar a été calculé sur la base de 200 tirs laser. La distance de recouvrement (distance en deçà de laquelle le lidar ne peut mettre en évidence la présence de particules) était d'environ 150 m [Chazette et al, 2007].

Figure 3-2: Lidar Aérosol Ultraviolet (LAUV) embarqué à bord d'un pick-up, déployé au cours de la campagne ECLAIR.



3.2.1.2 Radiosondages

Sur toute la durée de la campagne, des radiosondages PTU-Vent (Tableau 3-1, Fig. 3-3) ont été réalisés deux fois par jour avec succès à la station de sondages de l'OPAR située à l'aéroport de Gillot (20°31.68' S, 55°27.17'E). Les sondes utilisées sont des sondes PTU MODEM et le profil de vent horizontal est donné par GPS. L'éclatement des ballons (de 350 g) a permis d'obtenir des profils verticaux jusqu'à des altitudes le plus souvent comprises entre 25 et 28 km. Les mesures effectuées étaient destinées à documenter la structure de la troposphère et fournir des profils pour la comparaison avec les profils des paramètres atmosphériques issus du modèle MésoNH afin de vérifier l'accord entre le modèle et les radiosondages.

Tableau 3-1: Tableau récapitulatif des radiosondages effectués durant la campagne ECLAIR à la station de MétéoFrance à Gillot.

Date	Heure locale du lâcher	Altitude Atteinte (m)	DD_{surf} (°)	FF_{surf} (m.s⁻¹)	P_{surf} (hPa)	T_{surf} (°C)	H_{surf} (%)
25/11	11:55:33	25827	80	10.0	1016	29.0	50
26/11	23:00:03	34282	140	4.0	1013	23.0	73
27/11	11:56:20	26791	50	5.0	1011	26.1	60
27/11	22:25:28	25666	190	1.0	1012	24.0	71
28/11	12:02:00	25695	70	9.0	1011	27.0	70
28/11	22:21:15	26107	58	6.0	1014	24.0	75
29/11	11:17:43	26073	90	9.0	1014	27.0	53
29/11	22:35:14	27598	100	7.0	1016	24.0	51
30/11	11:20:28	26532	110	8.0	1015	27.3	65
30/11	21:52:15	27308	110	6.0	1017	25.5	73
01/12	11:57:02	26163	100	9.0	1015	27.0	57
01/12	22: 22:29	24055	120	6.0	1015	24.0	74
02/12	11:44:38	18244	100	5.9	1014	27.0	64
02/12	22:18:21	24602	120	5.0	1014	23.0	72
03/12	22:33:41	25198	120	7.0	1012	23.0	76
04/12	12:01:07	14364	70	5.0	1012	26.0	52
04/12	22:17:55	24414	110	5.0	1015	22.0	74
05/12	15:09:03	24858	70	8.0	1014	28.0	70

Figure 3-3: Lâcher d'un radiosondage à la station météorologique de l'aéroport de Gillot (Saint Denis).



3.2.2 Séquences d'observation du lidar aérosol mobile

Durant la campagne ECLAIR, le LAUV, embarqué à bord du véhicule, a opéré durant 14 trajets (tableau 3-2) dédiés à l'exploration de la structure de la couche limite réunionnaise et de la distribution verticale des aérosols sur l'île.

Dans la présente étude, parmi les 14 parcours du lidar effectués, ceux du 26 novembre, 01 et 02 décembre 2008 ont présenté des structures de la couche limite intéressantes à étudier (cf. §3.4.3) et ont donc été étudiés en comparaison avec des simulations du modèle MésosNH.

Compte tenu de l'importance du comportement de la couche limite atmosphérique, il était essentiel d'effectuer des simulations numériques avec le modèle atmosphérique MésosNH afin d'une part de tester ses capacités à restituer la dynamique atmosphérique de petite échelle au-dessus de l'île et d'autre part de comprendre et mettre en évidence les mécanismes physiques mis en jeu lors des phénomènes atmosphériques étudiés.

Tableau 3-2: Tableau récapitulatif des trajets parcourus du lidar aérosols mobile au cours de la campagne ECLAIR.

N° séquence d'observation	Trajet parcouru	Date/heure locale Début	Date/heure locale Fin
1	St Denis – Maïdo	26/11 06: 21	26/11 10 :45
2	St Denis - St André (AR)	27/11 06:09	27/11 07:40
3	St Denis – St Philippe par l'ouest	28/11 05:59	28/11 08:47
4	St Benoit - Les Plaines - St Paul - St Denis	28/11 23:32	29/11 02:27
5	St Denis – Ste Rose (AR)	29/11 17:45	29/11 19:50
6	St Denis - St Leu	30/11 10:55	30/11 13:12
7	St Pierre (Fixe)	01/12 00:12	01/12 11:23
8	St Pierre – Vincenzo (AR)	01/12 15:32	01/12 17:28
9	St Pierre (Fixe)	01/12 17:32	02/12 06:05
10	St Pierre – St Philippe (AR)	02/12 06:09	02/12 07:19
11	St Pierre – St Leu (AR)	02/12 09:00	02/12 11:23
12	St Pierre – Cilaos – St Gilles	03/12 03:09	03/12 07:59
13	St Denis – Salazie (AR)	04/12 04:04	04/12 08:28
14	St Denis – St Gilles	05/12 09:43	05/12 11:29

3.3 RESTITUTION DE LA HAUTEUR DE LA COUCHE LIMITE

La couche limite atmosphérique (CLA), qui est la partie de la troposphère directement influencée par la présence de la surface terrestre, se singularise par une charge plus ou moins importante d'aérosols émis localement, et dont la distribution verticale est conditionnée par la stabilité atmosphérique et la turbulence. Tout au long de la journée, la couche limite évolue et son extension verticale varie en fonction du site et des conditions dynamiques et thermiques locales. La restitution de la hauteur moyenne de la couche limite est un paramètre primordial pour la compréhension de l'action de tous les mécanismes sur son évolution et elle est particulièrement importante pour la modélisation présentée dans la suite.

Les mesures acquises pendant la campagne ECLAIR ont permis d'évaluer l'épaisseur de la couche limite à partir du gradient vertical de diffusion particulaire délivré par le lidar et du profil de fréquence de Brunt-Väisälä calculé à partir des paramètres atmosphériques issus du modèle MésoNH ou des radiosondages. Les paragraphes de cette section abordent successivement des notions essentielles de la physique de la mesure lidar ainsi que la méthode de restitution de la hauteur de la CLA basée sur l'analyse en ondelettes du signal lidar, puis la restitution de la hauteur de la CLA basée sur le profil de fréquence de Brunt-Väisälä.

3.3.1 A partir du traitement du signal lidar

3.3.1.1 Physique de la mesure lidar

LIDAR (Light Detection And Ranging) désigne une technologie optique active de mesure à distance basée sur l'analyse des propriétés d'un faisceau laser pulsé. Celui-ci est envoyé dans le milieu où il interagit par diffusion et absorption avec les particules et les molécules présentes dans le milieu. Le signal lidar est alors constitué d'une partie de la lumière qui est rétrodiffusée vers un télescope. A partir de cette composante rétrodiffusée et son temps de trajet aller-retour, sont déduites des informations sur le diffuseur et sa distance par rapport au système de mesure.

La technologie lidar est appropriée à l'étude des aérosols dans la mesure où elle rend possible la mesure de la rétrodiffusion du rayonnement laser rétrodiffusé par les particules présentes dans le milieu atmosphérique, qui est fonction de la concentration des particules d'aérosols et de leur pouvoir réflecteur [Flamant et al, 2007]. Les couches d'aérosols sont d'autant plus réfléchives que la taille des aérosols est proche de la longueur d'onde de la source laser. De plus, les aérosols constituent d'excellents marqueurs de la dynamique atmosphérique, allant des mouvements convectifs au sein de la couche limite aux circulations dynamiques de méso-échelle. Cette technologie permet donc de sonder verticalement la troposphère sur toute son épaisseur (en fonction de la puissance du laser émetteur), à l'exception de cibles telles que les nuages ou les couches d'aérosols très épaisses.

Le signal mesuré par lidar rétrodiffusion à impulsions s'exprime de la façon suivante :

Où α et β sont les coefficients de rétrodiffusion moléculaire et particulaire respectivement, C une constante propre au système dépendant de l'instrumentation et des paramètres optiques du système, T la transmission atmosphérique, R la distance séparant la source laser de la cible et λ la longueur d'onde (355 nm pour le LAUV).

Le signal reçu S_r est corrigé du bruit et de l'angle solide. On obtient alors l'expression du signal corrigé (noté S_c dans la suite) :

Au signal brut S_r , on préfère utiliser le signal corrigé S_c dans la mesure où il ne dépend plus du facteur sphérique $1/R^2$.

3.3.1.2 Analyse en ondelettes pour le calcul de la hauteur de la CLA

Le sommet de la CLA, qui marque une séparation entre la couche convective en contact avec la surface et l'atmosphère libre au-dessus, est une région très stable limitant les échanges verticaux entre ces deux compartiments atmosphériques. Par conséquent, les particules entraînées par la convection thermique ou bien présentes dans la couche limite restent piégées à l'intérieur de la CLA. Le sommet de la CLA est donc une zone de très fort gradient du signal lidar. Cette propriété a été alors exploitée pour évaluer la hauteur de la CLA à partir des observations lidar et suivre son évolution temporelle.

La hauteur de la CLA a été restituée par une analyse en ondelettes qui s'avère être un outil très puissant d'analyse fréquentielle de signal. Pour détecter le sommet de la CLA à partir des mesures lidar de la campagne ECLAIR, un algorithme développé par le CEA basé sur la technique d'analyse en ondelettes a été employé (Patrick Chazette). Cette méthode d'analyse appliquée au signal lidar a en effet permis de détecter la discontinuité de puissance rétrodiffusée entre la CLA (où la puissance est importante en raison de la forte concentration en aérosols dans la CLA) et la troposphère libre (où la puissance rétrodiffusée est nettement plus faible).

Les ondelettes en traitement du signal possèdent des propriétés qui sont à la fois proches et complémentaires de celles des fonctions sinusoidales à la base de l'analyse de Fourier. La différence essentielle entre les deux approches est que la décomposition en ondelettes donne des informations supplémentaires sur la localisation des phénomènes. En termes mathématiques, une ondelette est une fonction à valeur moyenne nulle et limitée dans le temps. Les ondelettes sont déduites d'une ondelette «mère» qui a subi une dilatation (ou compression) et une translation afin de couvrir tout le domaine de la fonction décomposée.

Plus précisément, la méthode employée pour évaluer l'épaisseur de la couche limite est la transformée en ondelettes de covariances (W.C.T, acronyme anglais pour « Wavelet Covariance Transform») [Brooks, 2003]. Celle-ci consiste à mesurer la covariance entre le signal lidar original et une fonction élémentaire résultant de la dilatation et de la translation d'une ondelette analysante (dite ondelette «mère»). Dans cette étude, l'ondelette utilisée est la fonction de Haar h qui a une signature proche de celle du signal lidar.

Elle est telle que :

$$f(z) = \frac{1}{\sqrt{a}} \exp\left(-\frac{z-b}{a}\right)$$

où z est l'altitude, a est le facteur de dilatation et b est le facteur de translation.

Cette ondelette analysante satisfait également à des conditions mathématiques d'admissibilité de telle sorte que l'énergie soit conservée et que le signal analysé puisse être reconstruit.

La transformée en ondelettes de la fonction de Haar, Wf , est définie comme suit :

$$Wf(z) = \int_{z_1}^{z_2} f(z) \exp\left(-\frac{z-b}{a}\right) dz$$

où $f(z)$ est le profil du signal lidar rétrodiffusé (Pr_2), et z_1 et z_2 sont les limites inférieure et supérieure du profil, respectivement.

Afin de dégager les zones du profil caractéristiques d'une signature de particules, la méthode a consisté à rechercher de fortes corrélations entre le signal et l'ondelette à toutes les altitudes et toutes les échelles, en identifiant les maxima locaux de la transformée en ondelettes avec une valeur appropriée du coefficient de dilatation a . Les maxima locaux illustrent les propriétés de localisation de ruptures par les ondelettes et représentent en fait des singularités dans le signal.

La difficulté pour restituer la hauteur de la CLA réside dans le choix judicieux du facteur de dilatation. La valeur optimale de celui-ci est égale à la profondeur de la zone de transition [Brooks, 2003] qui généralement n'est pas connue. L'application de l'algorithme du CEA sur les mesures lidar obtenues donne une incertitude sur la hauteur de la couche limite qui varie de 15 m pour les zones de transition brutale à 100 m pour les couches peu profondes.

3.3.2 A partir du traitement des données météorologiques

Il existe plusieurs possibilités de détecter le sommet de la couche limite atmosphérique à partir des profils météorologiques déduits des radiosondages ou bien de la modélisation. Ces approches reposent sur différents critères de stabilité : i) variations des variables thermodynamiques i.e. la température, la température potentielle ou la température potentielle virtuelle, ii) variations verticales dans la composition de la masse d'air (par exemple l'humidité, la charge en aérosols, la concentration d'ozone) ou iii) variations de la vitesse et/ou la direction du vent.

Comme cela a été montré dans le paragraphe précédent, les couches atmosphériques sont détectées à partir des profils lidar en utilisant le profil vertical des propriétés de rétrodiffusion des aérosols. Cependant, les propriétés optiques des aérosols ne peuvent pas être simulées dans le modèle utilisé pour l'étude numérique de la campagne ECLAIR car cela requerrait un code de transfert radiatif, qui est disponible pour certaines applications de MésoNH mais qui ne peut être utilisé pour la Réunion en raison de l'absence de schéma numérique approprié pour générer des aérosols dans un tel environnement marin isolé. Par conséquent, le sommet de la couche limite a été détecté à partir du maximum local de stabilité statique représenté par la fréquence de Brunt-

Väisälä. Cette dernière a été calculée à partir du gradient vertical de température potentielle virtuelle, c'est-à-dire :

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}$$

où N^2 représente le carré de la fréquence de Brunt-Väisälä, g l'accélération de la pesanteur à la surface de la Terre, θ la température potentielle virtuelle.

En effet, à l'intérieur de la couche mélangée, la température potentielle virtuelle est constante en raison du mélange turbulent de l'entropie et de l'humidité, d'où une fréquence de Brunt-Väisälä quasiment nulle. Au-delà de la couche mélangée, la température potentielle virtuelle montre une brusque augmentation et la fréquence de Brunt-Väisälä atteint un maximum local. L'altitude à laquelle se produit le fort gradient de température potentielle virtuelle est généralement considéré comme la hauteur de la couche mélangée [Stull, 1991].

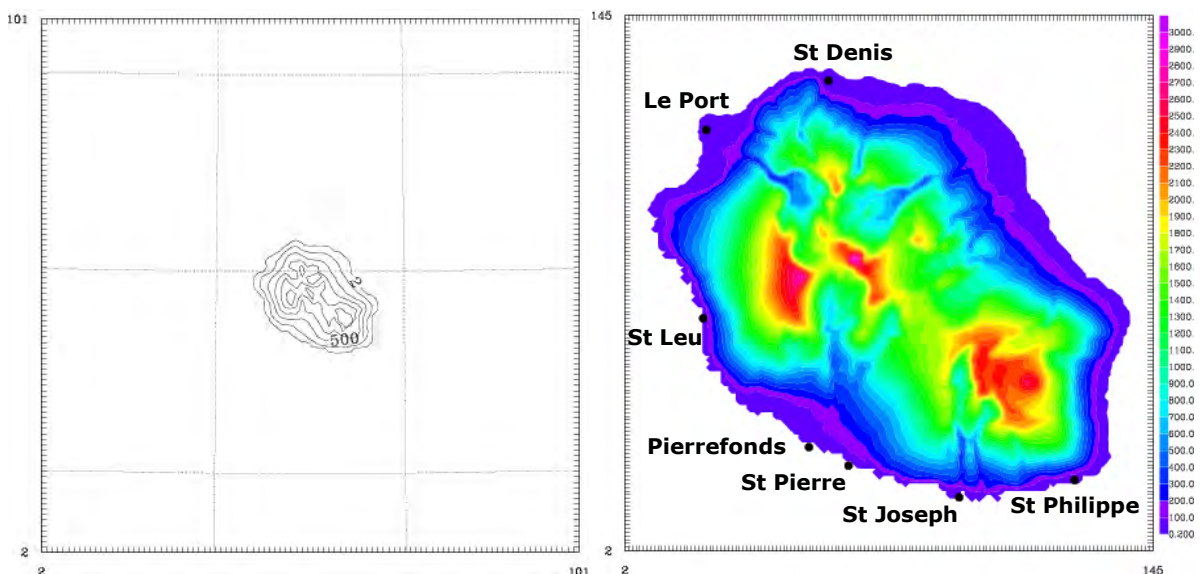
3.4 MODELISATION NUMERIQUE DE LA CAMPAGNE ECLAIR

Afin d'utiliser le modèle de recherche MésosNH comme un outil d'aide à la compréhension des processus physiques et chimiques se produisant à la station du Maïdo, il était nécessaire de simuler avec réalisme la dynamique de la couche limite atmosphérique ainsi que son évolution, en incluant ses structures de fine échelle. Les paragraphes suivants présentent la stratégie et la configuration numérique de la modélisation de certaines périodes de la campagne ECLAIR.

3.4.1 Configuration numérique des simulations

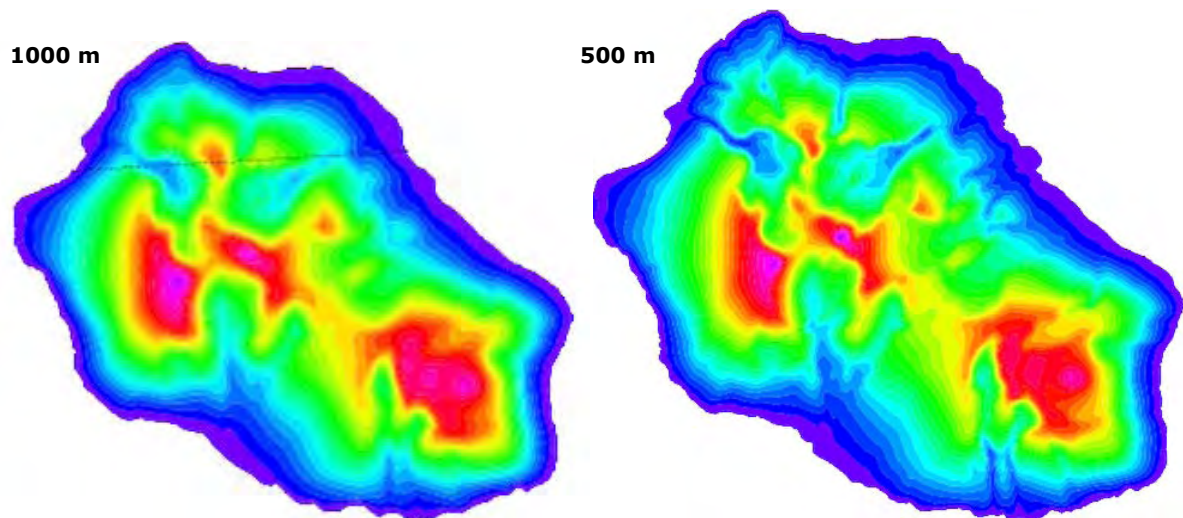
Le domaine simulé a été défini de manière à bien représenter la topographie complexe de l'île (Fig. 3-4). Un domaine père a donc été doté d'une grille horizontale de 100*100 points espacés de 3 km. La grille est centrée sur 21,07° S et 55,5° E. Pour une meilleure représentativité des montagnes et des canyons de l'île, un domaine fils doté d'une grille horizontale de 144*144 points avec une plus haute résolution (500 m) a été emboîté dans le modèle père. La résolution subkilométrique du second modèle a ainsi permis de décrire avec réalisme le relief accidenté de l'île et par conséquent de mieux représenter le champ de vent modulé par l'orographie.

Figure 3-4: Domaines de simulation avec une résolution horizontale de 3 km (à gauche) et 500 m (à droite), et hauteur du terrain (échelle de couleurs). Sont indiqués sur le domaine fils les principaux sites mentionnés dans cette étude.



Le modèle à maille fine présente une altitude maximale de 2840 m, ce qui apparaît réaliste par rapport aux 3070 m du point culminant de l'île, le Piton des Neiges. De même, dans ce modèle, l'altitude du Piton Maïdo est 2055 m qui est voisine de l'altitude réelle de 2200m. Les principales rivières et structures montagneuses de l'île y sont également mieux définies. Le gain en définition du relief dans le modèle à 500 m est plus important par rapport au modèle à 1 km de résolution horizontale (Fig. 3-5) et par conséquent l'écoulement atmosphérique peut être mieux décrit.

Figure 3-5: Comparaison de 2 domaines de résolution horizontale 1km (à gauche) et 500m (à droite). Plus la résolution est forte, meilleure est la définition du relief qui joue une action primordiale sur les écoulements de basses couches.



Les deux modèles (Fig. 3-4) ont été emboîtés en utilisant une interaction bidirectionnelle (« two-way grid-nesting ») : les modèles père et fils tournent simultanément de façon interactive et le modèle père sert de conditions limites au modèle fils tout en intégrant les informations de petite échelle de ce dernier, [Stein et al., 2000]. La résolution horizontale de 500m a non seulement été choisie pour mieux prendre en compte la topographie de l'île, mais aussi pour permettre la meilleure comparaison possible avec les observations lidar.

La grille verticale, commune aux deux modèles, comprend 72 niveaux verticaux jusqu'à 27 km d'altitude dans le système de coordonnées verticale de Gal-Chen [Gal-Chen et Sommerville, 1975] dont le niveau inférieur suit le relief. Elle a été étirée pour avoir une meilleure description des basses couches (40 m au sol, 600 m au sommet du modèle).

Les simulations ont été initialisées et contraintes toutes les 6 heures aux limites du domaine externe avec les analyses du modèle ALADIN-Réunion [Faure et al, 2008]. ALADIN-Réunion est le modèle à aire limitée utilisé par MétéoFrance couvrant la quasi-totalité du sud-ouest de l'océan indien. Il possède une résolution de 9.5 km avec 60 niveaux verticaux, ce qui en fait un modèle de résolution plus fine que les modèles globaux sur le bassin.

Les pas de temps du modèle sont respectivement 10 s et 1,67 s pour les modèles à résolution grossière (3 km) et résolution fine (500 m). Les caractéristiques détaillées de chaque domaine sont rassemblées dans le tableau 3-3.

Tableau 3-3: Configuration numérique des modèles.

Domaine	Grille Horizontale (points*points)	Résolution horizontale (m*m)	Surface (km*km)	Grille verticale étirée	Pas de temps (s)
1	100*100	3000*3000	300*300	72 niveaux, largeur du 1 ^{er} niveau : 40m et au sommet du modèle : 600m	10
2	144*144	500*500	72*72		1,67

Le même jeu de paramétrisations physiques a été appliqué aux deux modèles de 3 km et 500 m de résolution horizontale. Les échanges de flux entre le sol et l'atmosphère jouent un rôle important dans la compréhension des phénomènes météorologiques de petite échelle. Aussi, la modélisation de la surface du sol et des échanges entre le sol et l'atmosphère est un enjeu important dans cette étude. C'est pourquoi, 4 modules paramétriques du modèle de sol SURFEX externe au modèle atmosphérique MésoNH ont été activés pour avoir une bonne représentation du sol et de ses propriétés : I SBA (représentation de la végétation, [Noilhan et P lanton, 1989]), S EAFUX (représentation de la mer et de l'océan), TEB (représentation des zones urbaines [Masson, 2000]). De plus, la base de données pour le sol est constituée de champs physiographiques provenant de la base de données FAO qui donne une information sur la quantité d'argile et de sable dans le sol, des caractéristiques de surface provenant de la base de données ECOCLIMAP et d'un modèle digital de terrain de l'IGN contenant les données spatiales d'élévation (altitude).

Le rayonnement solaire joue aussi un rôle important dans l'étude des vents locaux et il est à l'origine de la mise en place des brises thermiques et de la bascule des vents. Le schéma de rayonnement [Morcrette, 1989] activé est celui du centre européen (CEPMMT) et prend en compte les interactions entre les gaz atmosphériques, les aérosols, les différentes surfaces et le rayonnement électromagnétique. La turbulence sous-maille 1D est basée sur la fermeture d'ordre 1.5 et une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente [Cuxart et al, 2000], utilisant la longueur de mélange de Bougeault et Lacarrère (1989). D'autre part, un schéma microphysique a été activé pour représenter différentes précipitations chaudes et glacées [Pinty et Jabouille, 1998]. Pour l'advection des champs scalaires (typiquement les traceurs passifs codés dans ces simulations), le schéma PPM (Piecewise Parabolic Method) a été activé.

3.4.2 Adaptations du modèle pour comparaisons aux observations lidar

Pour faciliter les comparaisons entre les sorties de modèle et les observations lidar, le parcours réel du lidar mobile a été utilisé lors des différentes simulations pour interpoler les profils hauteur-temps des variables du modèle le long du chemin effectué par le lidar.

D'autre part, afin de connaître l'influence de la couche de surface au Piton Maïdo, un traceur passif, dénommé ci-après « traceur de surface » a été défini de la façon suivante : il a été initialisé à 1000 dans la couche de surface (0 ailleurs) puis forcé à 1000 dans la couche de surface à chaque pas de

temps et laissé diffusé librement au-delà. Pour ce traceur, la couche de surface est modélisée par une couche de 100 m d'épaisseur au-dessus du sol et ne dépassant nulle part 3000 m d'altitude. Ce traceur de surface permet de marquer de façon simple les masses d'air qui ont transité dans les très basses couches de l'atmosphère en contact avec la surface.

3.4.3 Choix des périodes analysées

Seules deux périodes de la campagne ECLAIR ont été modélisées car ces situations permettaient d'investiguer des mécanismes et des situations intéressantes relativement à la problématique de ce travail ; leurs principales caractéristiques sont regroupées dans le tableau 3-4 :

- La première simulation (ECLAIR01) commence le 30 novembre à 16:00 (heure locale, soit 12h TU) et couvre 48 heures. Elle inclut les séquences d'observation n°7, 8 et 9 du lidar. Cet épisode est caractérisé par un développement « paradoxal » de la couche limite sur la côte sud-ouest parallèle au flux général d'alizé.
- La seconde simulation (ECLAIR02) débute le 25 novembre à 22:00 (heure locale) et couvre 24 heures. Elle inclut le trajet n°1 et se focalise sur le développement de la couche limite au-dessus de la côte ouest du Piton Maïdo.

Tableau 3-4: Caractéristiques des simulations numériques de la campagne ECLAIR.

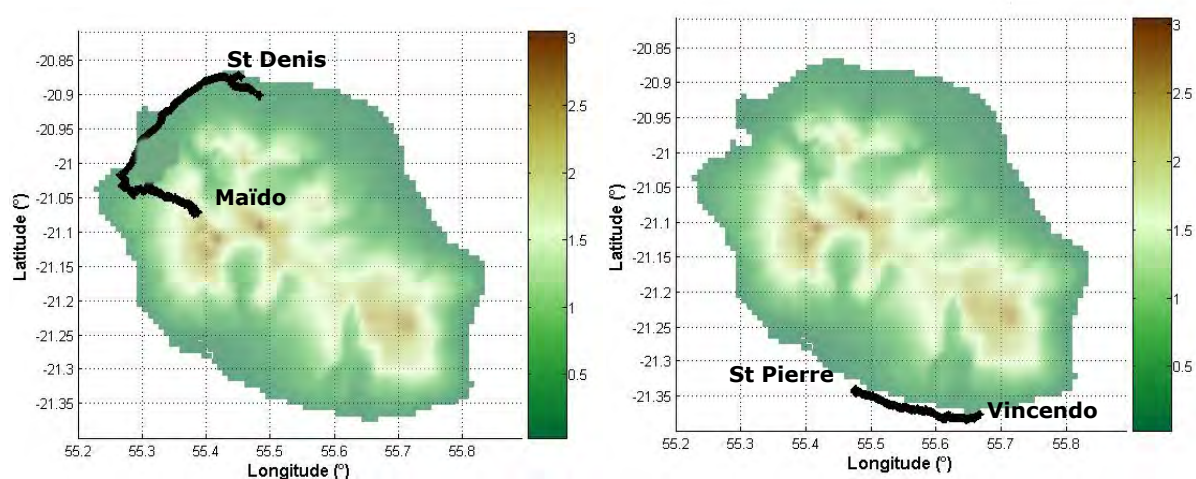
Simulation	Date et heure locale de début du run	Durée	Séquences d'observation incluses	Remarques
ECLAIR01	30/11/08 16:00	48 h	N°7 : fixe à St Pierre N°8 : St Pierre-Vincendo (AR) N°9 : fixe à St Pierre	développement « paradoxal » de la couche limite sur la côte SO
ECLAIR02	25/11/08 22:00	24 h	N°1 : St Denis – Piton Maïdo	développement de la couche limite sur le versant Ouest du Maïdo

Ces simulations correspondent aux expériences lidar mentionnées dans le tableau 3-5 et la figure 3-6 ci-après.

Tableau 3-5: Détails des séquences d'observation effectuées durant ECLAIR et correspondant aux deux simulations.

N° de la séquence d'observation	Trajet parcouru	Date et heure locale du début du trajet	Date et heure locale de fin du trajet	Remarques
01	St Denis - Maïdo	26/11 06:21	26/11 10:45	Structure de la couche limite sur la côte ouest du Piton Maïdo
07	En position fixe à St Pierre (21.3422°S, 55.4764°E)	01/12 00:12	01/12 11:23	Développement paradoxal de la couche limite sur la côte sud-ouest parallèle au flux d'alizé
08	St Pierre – Vincenzo (AR)	01/12 15:32	01/12 17:28	
09	En position fixe à St Pierre (21.3422°S, 55.4764°E)	01/12 17:32	02/12 06:05	

Figure 3-6: Parcours effectués par le lidar mobile lors des séquences d'observation n°1 (à gauche) et n°8 (à droite).



3.5 ANALYSES DES OBSERVATIONS ET DES SIMULATIONS

Une synergie entre observations lidar et modélisation avec MésoNH consiste à valider les simulations grâce aux observations, les premières servant ensuite l'interprétation des secondes. L'intérêt des cas étudiés réside dans une meilleure compréhension de la dynamique atmosphérique à petite échelle au niveau de la Réunion (écoulements locaux induits par le relief, échanges verticaux entre la couche limite et la troposphère libre) qui conditionne largement les observations in situ qui seront effectuées dans le futur observatoire.

3.5.1 Intercomparaison entre MésoNH et les mesures locales à St-Denis

Les lâchers de radiosondages effectués au cours de la campagne ECLAIR à l'aéroport de MétéoFrance à Gillot dans le nord de l'île (cf. §3.2.1.2) ont été réalisés afin de confronter le modèle numérique de simulation à la réalité et ainsi évaluer la représentativité et la qualité des simulations. Les profils issus des radiosondages et ceux issus du modèle ne sont pas strictement comparables dans la mesure où les ballons subissent une dérive horizontale au fur et à mesure de leur ascension dans l'atmosphère. Toutefois, la dérive joue d'autant plus que le ballon est haut. Or, on ne s'attend pas à une variabilité horizontale importante de l'atmosphère dès que le ballon se retrouve dans la troposphère libre. En conséquence, l'effet de dérive horizontale doit peu jouer. Le présent paragraphe décrit donc l'intercomparaison entre les profils verticaux de 4 radiosondages et les profils du modèle à la verticale du lieu de lâcher et aux mêmes instants.

Les graphes des figures 3-7 et 3-8 représentent les profils verticaux de la température potentielle, de l'humidité spécifique, de la force et de la direction du vent issus de 4 radiosondages (courbes bleues) effectués le 30/11/2008 à 17:00, le 01/12/2008 à 07:00 et 17:00, le 02/12/2008 à 06:00 (heures TU) à l'aéroport de Gillot et du modèle (courbes vertes), entre 0 et 9 km d'altitude. L'étude réalisée ici est en effet restreinte à cette tranche d'altitude de sorte que la comparaison ne soit pas masquée par la forte stratification de la stratosphère. Etant donné que les résolutions verticales des radiosondages et de MésoNH sont très différentes, les profils verticaux issus des radiosondages ont été lissés en les moyennant dans les mêmes niveaux de grille que le modèle afin de permettre l'intercomparaison.

De prime abord, les comparaisons radiosondages/MésoNH sont concluantes. Par ailleurs, le bon accord des profils verticaux issus des radiosondages et ceux issus du modèle accrédite de ce fait l'hypothèse selon laquelle l'effet de dérive horizontale des ballons joue peu.

Dans un premier temps, les profils de température potentielle simulés par le modèle sont bien en phase avec ceux mesurés localement par les radiosondages (Fig. 3-7). En effet, on retrouve sensiblement les mêmes couches atmosphériques sur les deux types de profil. Sur les profils de jour (le 01/12/2008 à 07:00 TU et le 02/12/2008 à 06:00 TU), la couche limite de surface qui est située entre 0 et 200 m d'altitude environ, est instable (i.e. la température potentielle diminue avec l'altitude). Elle est surmontée par une couche mélangée neutre (i.e. la température potentielle reste constante avec l'altitude) dont le sommet se situe entre 800 m et 1000 m d'altitude. Au-

dessus de cette couche se trouve la zone d'entraînement dont l'épaisseur est inférieure à 200 m et dans laquelle la température potentielle augmente avec l'altitude. Cette zone d'entraînement marque la transition entre la couche limite atmosphérique et l'atmosphère libre. D'après ces profils, le sommet de la couche limite est proche de 1000 m d'altitude. Un zoom sur les profils de nuit (le 30/11/2008 et le 01/12/2008 à 17:00 TU) permet de constater que la couche limite d'une épaisseur de 300 m environ est stable (i.e. la température potentielle augmente avec l'altitude). Elle est surmontée d'une couche neutre pas très épaisse. Au-delà de 500 m d'altitude, la couche atmosphérique supérieure est de nouveau stable.

Dans un deuxième temps, l'analyse des profils verticaux de l'humidité spécifique (Fig. 3-7) montre que le modèle restitue quasiment la même tendance dans son évolution verticale que celle obtenue avec les données de radiosondages. Toutefois, à l'exception du 01/12/2008 à 17:00 TU, on peut constater des écarts entre le modèle et les radiosondages, en particulier en-dessous de 1000 m d'altitude. L'humidité spécifique est la plus forte dans les couches inférieures à 1000 m d'altitude (de l'ordre de 12 g/kg) et diminue assez rapidement avec l'altitude jusqu'à devenir nulle.

Enfin, l'intercomparaison des profils verticaux relatifs au caractère caractéristique du vent (force et direction) est très satisfaisante (Fig. 3-8), dans la mesure où le modèle restitue convenablement les grandes structures du vent. Globalement, les vents sont de secteur est et d'intensité assez forte (de l'ordre de 10 m.s^{-1}) dans les basses couches. Au dessus et jusqu'à 5000 m d'altitude, ils sont de secteur ouest et d'intensité plus faible (de l'ordre de 5 m.s^{-1}). L'inversion des vents se situe entre 1500 m et 3000 m selon la date et l'heure du radiosondage considéré. Au-delà de 5000 m d'altitude, leur direction est plus ou moins constante et leur intensité est de nouveau plus élevée.

Sur les profils des figures 3-7 et 3-8, la forte stabilité (repérée par un fort gradient de température potentielle), la diminution rapide de l'humidité spécifique (marquant la transition entre les basses couches humides et la troposphère libre sèche) et la rotation du vent (séparant les vents de secteur est dans les basses couches et de secteur ouest dans la troposphère libre) sont autant d'indices pour identifier la hauteur de l'inversion des alizés (cf. chapitres 1 et 4). Celle-ci résulte de l'interaction entre la subsidence à grande échelle de l'air à partir des niveaux supérieurs et de la convection dans les basses couches. Elle marque la transition entre un niveau inférieur - qui est la couche d'alizés constituée par des vents d'est et de l'air humide - et un niveau supérieur - qui est constitué par des vents d'ouest, secs et chauds.

En conclusion de cette intercomparaison, il s'avère que le modèle MésosNH restitue convenablement la structure moyenne de l'atmosphère et en conséquence l'atmosphère modélisée dans les simulations présentées est représentative de la réalité.

Figure 3-7: Intercomparaison des profils verticaux de température potentielle (à gauche) et d'humidité spécifique (à droite) issus de MésoNH (courbes vertes) et des radiosondages (courbes bleues) réalisés le 30/11/2008 à 17:00, le 01/12/2008 à 07:00 et 17:00, le 02/12/2008 à 06:00 (heures TU) à l'aéroport de Gillot.

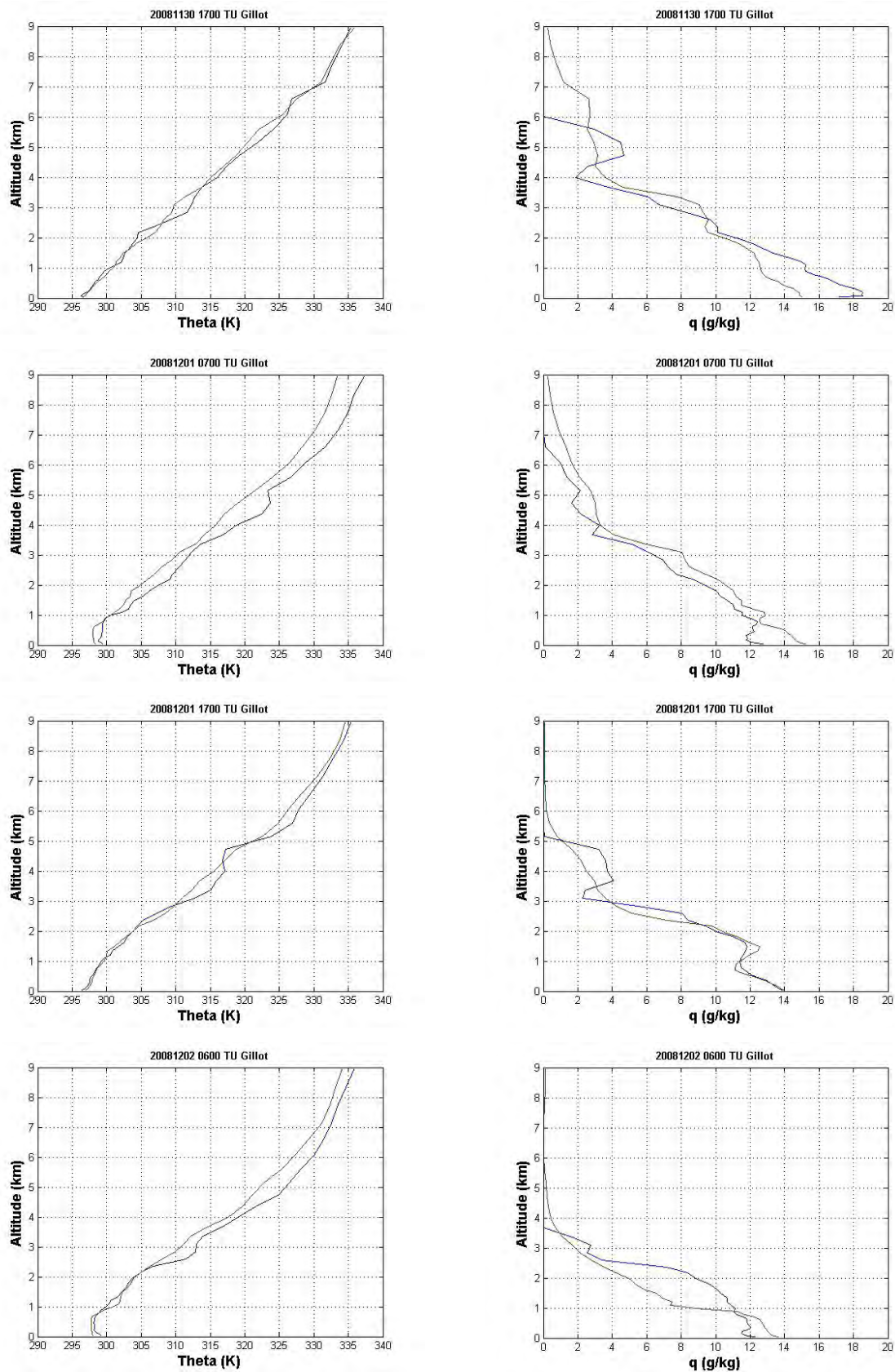
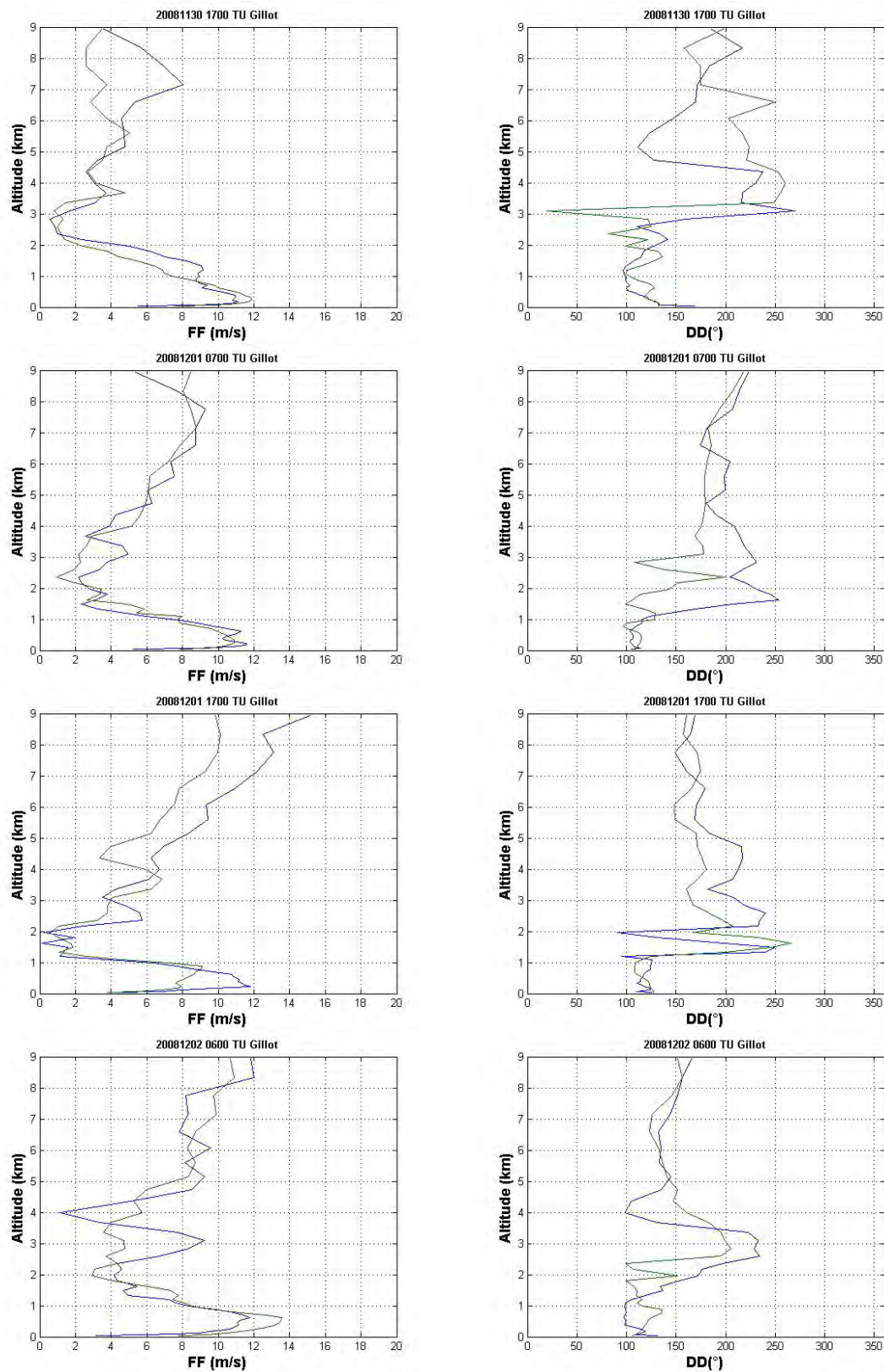


Figure 3-8: Intercomparaison des profils verticaux de l'intensité (à gauche) et de la direction (à droite) du vent issus de MésoNH (courbes vertes) et des radiosondages (courbes bleues) réalisés le 30/11/2008 à 17:00, le 01/12/2008 à 07:00 et 17:00, le 02/12/2008 à 06:00 (heure TU) à l'aéroport de Gillot.

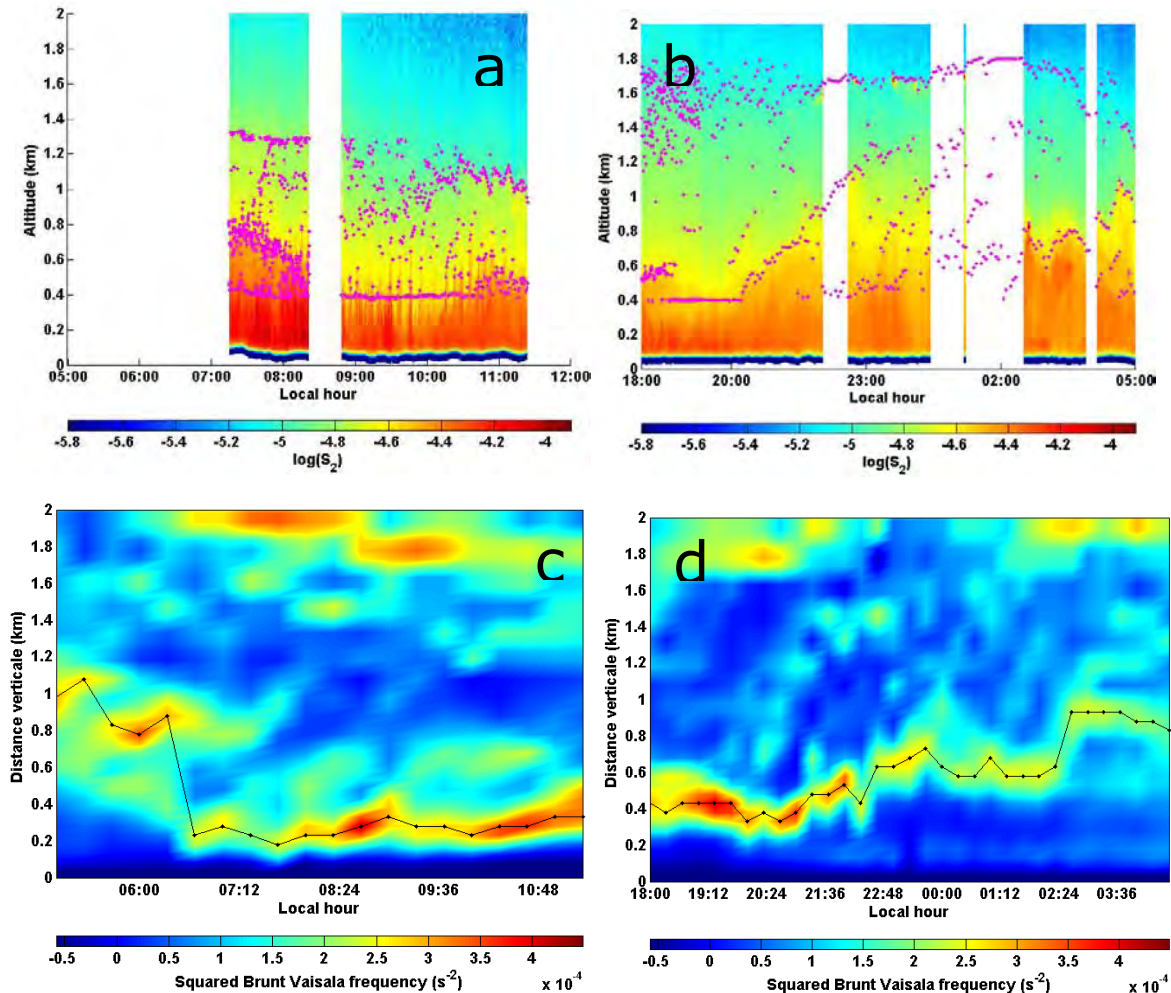


3.5.2 Mise en évidence du caractère hydraulique de l'écoulement

Les observations lidar ont révélé un comportement singulier de la couche limite atmosphérique le long de la côte sud de l'île. Les figures 3-9a et 3-9b montrent respectivement le signal rétrodiffusé obtenu au cours des trajets n°7 et n°9, au cours desquels le lidar n'était pas en mouvement mais en position fixe à St Pierre sur la côte sud-ouest de l'île (voir localisation de St Pierre sur la figure 3-4). Sur les figures 3-9a et 3-9b, la couche limite atmosphérique apparaît plus épaisse pendant la nuit que pendant la journée. Son sommet, qui est délimité par des points roses, dépasse les 800 m au cours de la nuit mais reste confiné en dessous de 500 m durant le jour. Les transitions entre les régimes diurne et nocturne se produisent entre 07:30 et 08:30 le matin (figure 3-9a) et entre 20:00 et 22:00 la nuit (figure 3-9b), respectivement. Ce comportement semble être opposé (du moins de façon qualitative) à celui d'une couche limite convective se développant sous l'action du réchauffement de la surface – d'où le qualificatif «paradoxal» utilisé au paragraphe 3.4.3.

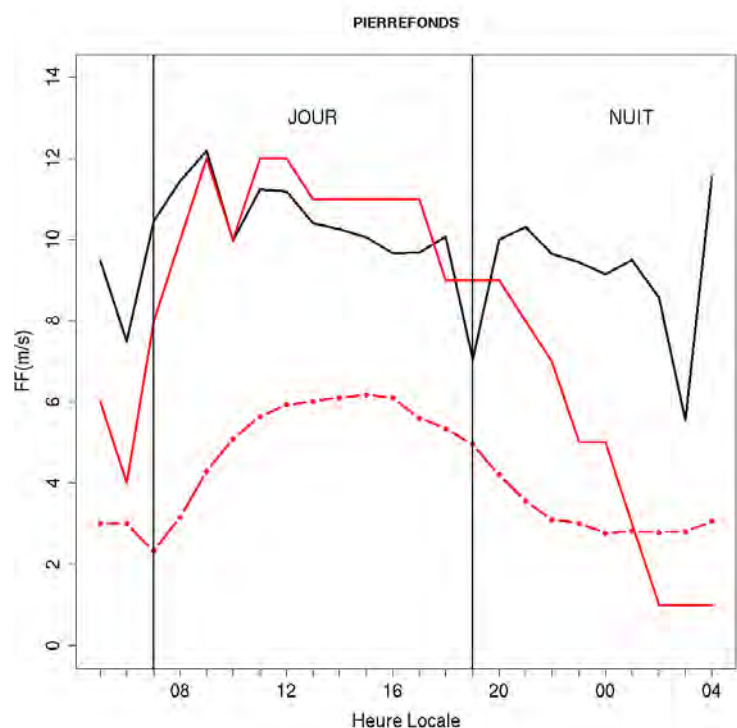
Sur les figures 3-9a et 3-9b, le sommet de la couche limite (points roses) est détecté dans les profils lidar en utilisant la méthode décrite dans le paragraphe 3.3.1.2. En revanche dans les simulations, le sommet de la couche limite a été détecté à partir du maximum local de stabilité statique représenté par le carré de la fréquence de Brunt-Väisälä (cf. §3.3.2). Les figures 3-9c et 3-9d montrent les séries temporelles des profils verticaux de N^2 au-dessus de St Pierre obtenues à partir des sorties du modèle. Effectivement, une valeur maximale marque clairement le sommet de la couche limite. Comparativement aux données du lidar (Fig. 3-9a et 3-9b), le modèle parvient à reproduire raisonnablement bien l'évolution particulière de la hauteur de la couche limite au-dessus de St Pierre. Les transitions matinale et nocturne entre les régimes de jour et de nuit sont particulièrement bien restituées (même si toutefois la transition matinale a lieu une heure trop tôt). Le sommet de la couche limite modélisée se situe entre 300-400 m au cours du régime diurne et entre 600-1000 m au cours du régime nocturne, ce qui est en accord avec les observations.

Figure 3-9: (a) et (b) Evolution temporelle du profil vertical du signal rétrodiffusé du lidar à St Pierre. (a) : de 05:00 à 12:00 (heures locales) le 01/12/2008, (b) : de 18 :00 le 01/12/2008 à 05 :00 le 02/12/2008, les points roses indiquent les couches détectées en utilisant la méthode WCT. (c) et (d) évolution temporelle du profil vertical de la fréquence de Brunt-Väisälä extraite de Méso-NH, (c) : de 05:00 à 12:00 (heures locales) le 01/12/2008, (d) : de 18 :00 le 01/12/2008 à 05:00 le 02/12/2008 (heures locales), la ligne noire repère le sommet de la couche limite dans le modèle basé sur la détection du maximum du carré de la fréquence de Brunt-Väisälä.



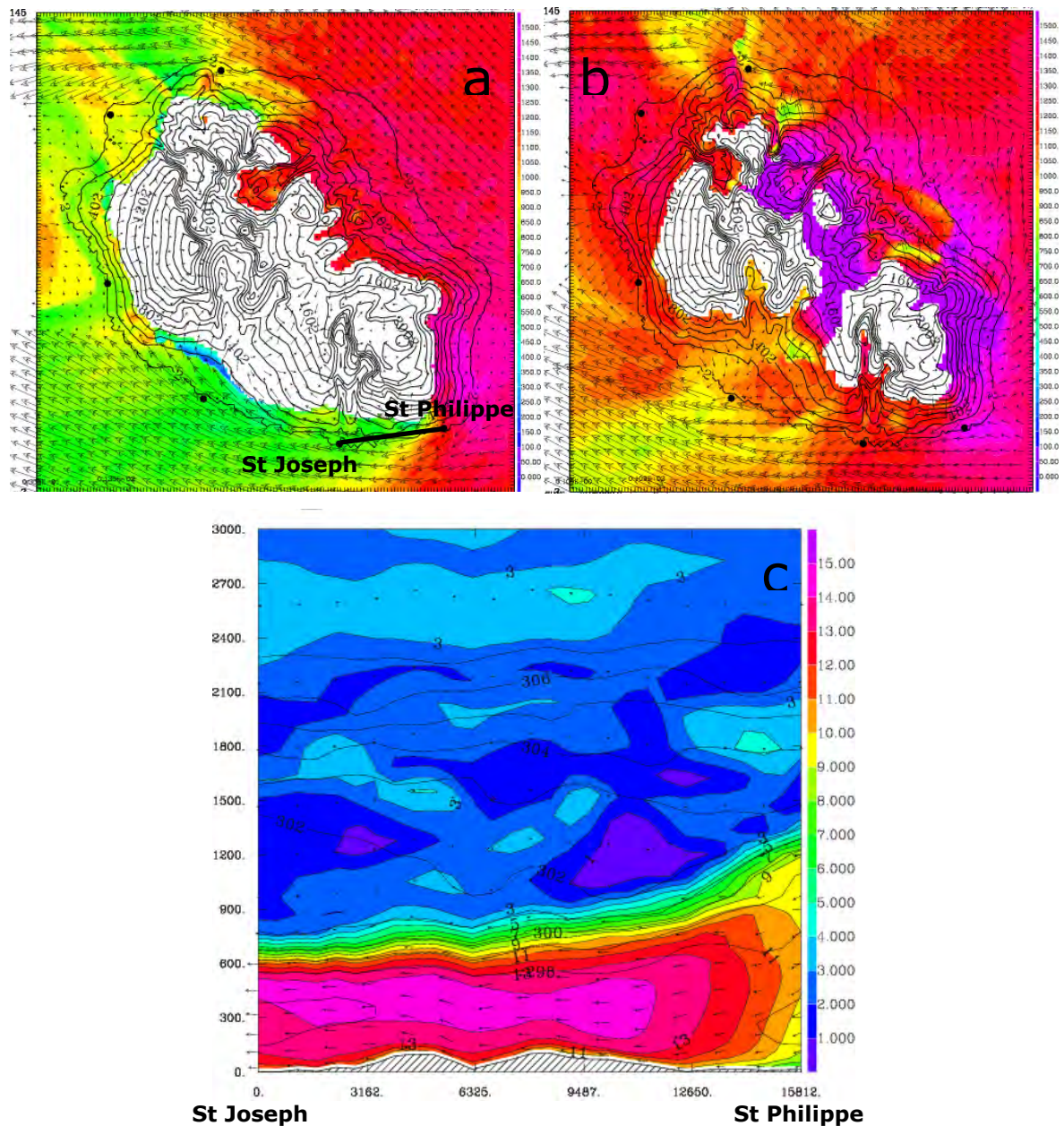
Les variations de hauteur de la couche limite en régimes jour/nuit apparaissent également être corrélés avec la vitesse du vent en surface. La figure 3-10 montre la série temporelle de la vitesse du vent donnée par le modèle et comparée aux observations effectuées à l'aéroport de Pierrefonds, à proximité de St Pierre. Le régime diurne (couche limite mince) correspond à du vent fort compris entre 10 et 12 $m.s^{-1}$, à l'inverse du régime nocturne (couche limite épaisse) caractérisé par du vent plus faible inférieur à 8 $m.s^{-1}$. A noter que l'augmentation diurne et la diminution nocturne de la vitesse du vent sont typiques de son évolution journalière sur cette côte en été austral (voir le cycle diurne moyen saisonnier sur Fig. 3-10) – même si le vent apparaît nettement plus fort durant la journée étudiée qu'en moyenne sur la saison.

Figure 3-10: Vitesse de vent à Pierrefonds du 01/12/2008 à 05 :00 au 02/12/2008 à 04 :00 (heures locales, en noir MésosNH, en rouge les observations). La courbe rouge en pointillé représente la vitesse moyenne du vent à Pierrefonds obtenue à partir de la moyenne horaire des observations de Météo-France du 1^{er} novembre 2008 au 31 janvier 2009.



Le modèle fournit une vision tridimensionnelle de la structure de l'écoulement en basses couches autour de l'île, ce qui permet d'expliquer l'évolution particulière de la couche limite atmosphérique au-dessus de St Pierre. Cette ville (ainsi que Pierrefonds à proximité, localisation sur Fig. 3-4 à droite) est située sur la côte sud de l'île, qui est quasiment parallèle au flux d'alizé. Ce flux synoptique stable rencontrant l'île comme obstacle, est caractérisé par un nombre de Froude inférieur à l'unité (cf. Chapitre 1). Cela correspond au blocage du flux sur la côte de l'île exposée au vent suivi du contournement de l'obstacle [Brighton, 1977] : ainsi le flux entrant de basses couches se sépare en deux branches de part et d'autre de l'obstacle (Fig. 3-11). Cela cause le jour l'accélération du vent le long de la côte sud. La force du vent est manifestement plus élevée dans cette zone comparativement au flux synoptique de fond, en raison de la constriction de l'écoulement d'air et de la nécessité de conserver la masse (effet Venturi).

Figure 3-11: (a) et (b) Coupes horizontales représentant l'altitude (échelle de couleurs) de l'isentrope 300 K dans la simulation ECLAIR01 à 10:00 le 01/12/2008 (a) et à 03:00 le 02/12/2008 (b). (c) coupe verticale entre St Joseph et St Philippe représentant les isentropes (équipotentielles) superposées au champ en couleurs de la vitesse du vent, le 01/12/2008 à 10:00 (heures locales). (Le tracé de la coupe verticale est représenté en (a)).



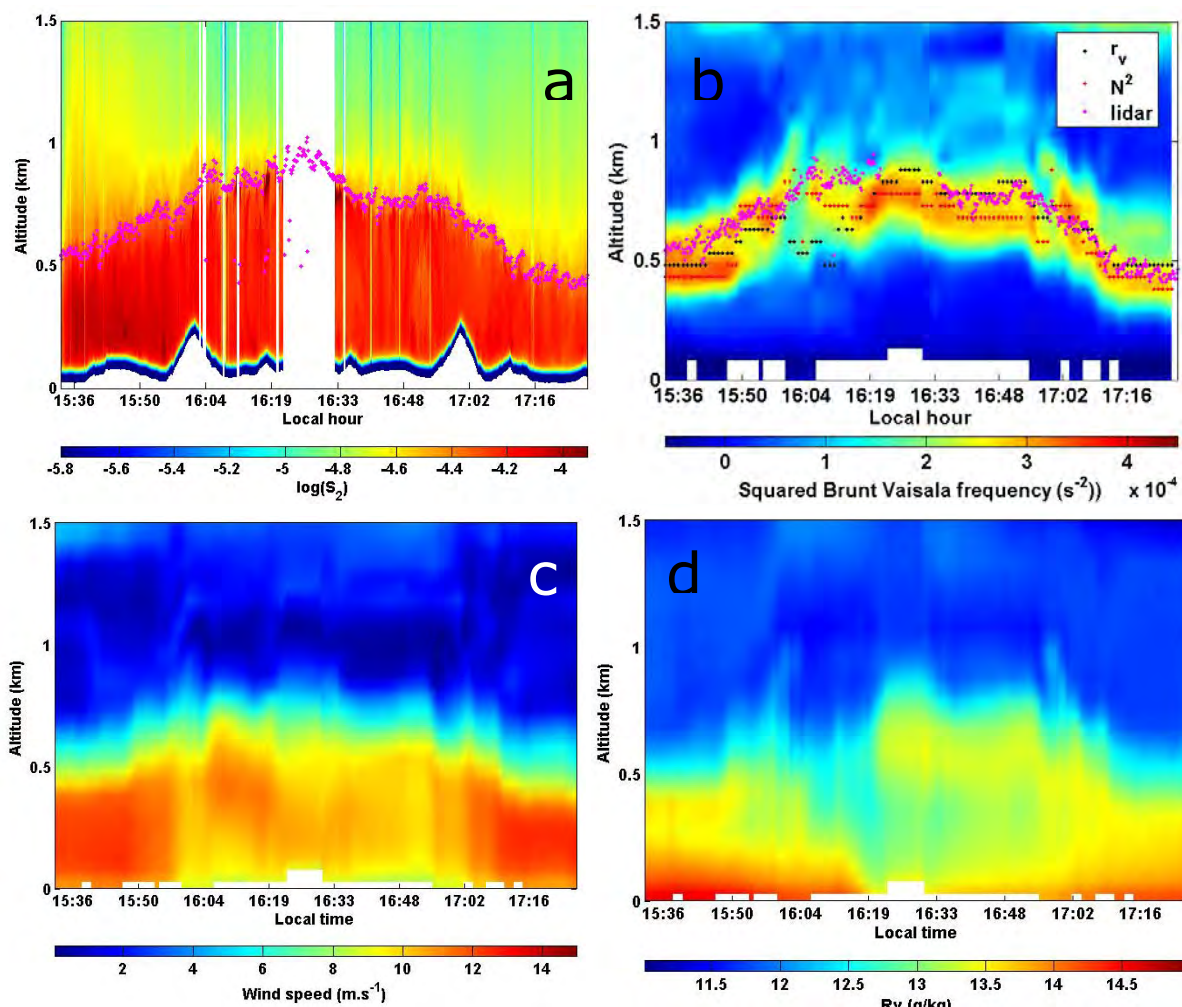
Dans une certaine mesure, l'écoulement dans la couche limite peut être ici assimilé à un écoulement stationnaire en eau peu profonde autour d'un obstacle. Premièrement, l'écoulement d'alizé au-dessus de l'océan en amont de l'île est très régulier aussi bien en intensité qu'en direction. Deuxièmement, la couche limite marine (profonde de quelques centaines de mètres) est une couche mélangée entre surmontée par une inversion de température. Ainsi, la basse troposphère autour de l'île peut être vue comme la superposition (i) d'une couche limite mélangée neutre, (ii) d'une couche fine et stable de transition chapeautant la première, et (iii) de la couche stable d'alizé allant jusqu'à l'inversion d'alizé autour de 4 km d'altitude. Ainsi la couche limite peut

être vue comme une couche mince d'eau et le sommet de la couche limite comme la surface libre de l'eau.

Pour accélérer en réponse à la constriction latérale de l'écoulement le long de la côte sud de l'île, le flux convertit l'énergie potentielle de gravité en énergie cinétique. En conséquence, le sommet de la couche limite s'abaisse lorsque le flux accélère (cf. développement théorique dans le chapitre 2, §2.3.1.1). La figure 3-11 illustre bien l'accélération Venturi de chaque côté de l'obstacle qui est accompagnée d'une compression de la couche limite. Ce phénomène est particulièrement bien visible le jour le long de la côte entre St Philippe et St Joseph, par exemple en considérant l'isentrope 300 K comme sommet de la couche limite marine (équivalent à la surface libre de l'eau).

L'observation lidar, en parfait accord avec le modèle, corrobore cette description de l'écoulement dans le régime de jour. La figure 3-12a montre l'évolution du profil vertical du signal lidar rétrodiffusé au cours d'un aller-retour le long de la côte de St Pierre à St Philippe, ainsi que d'un ensemble de variables issues du modèle le long de la même trajectoire (Fig. 3-12 b, c, d). Le lidar et le modèle (Fig. 3-12b) montrent la forme du sommet de la couche limite le long du trajet, avec une remarquable concordance entre les deux. La figure 3-12c prouve clairement une anti-corrélation entre la vitesse du vent dans la couche limite et l'épaisseur de celle-ci. La figure 3-12d montre une frappante correspondance entre la couche d'aérosols vue par le lidar (Fig. 3-12a) et la couche humide dans le modèle.

Figure 3-12: (a) Evolution temporelle du profil vertical du signal rétrodiffusé observé par le lidar. Les points roses représentent le sommet de la couche limite détecté selon la méthode décrite au §3.3.1.2. (b) Carré de la fréquence de Brunt-Väisälä (N^2) simulée par MésO-NH au cours de la séquence d'observation n°8 (échelle colorée). Les points roses (sommet de la couche limite détecté par le lidar) sont directement reportés depuis la figure (a). Les autres points sont les hauteurs de la couche limite obtenues à partir des champs MésO-NH : maximum de N^2 (points rouges) et point d'inflexion de l'humidité spécifique (points noirs). (c) Evolution temporelle du profil vertical de la vitesse du vent simulé par le modèle au cours de la séquence d'observation n°8. (d) Comme en (c) pour l'humidité spécifique.



Finalement, une comparaison entre les figures 3-11a et 3-11b explique la différence entre les régimes de jour et de nuit observés au-dessus de St Pierre (Fig. 3-9a, Fig. 3-9b, Fig. 3-10). Cela est lié au contraste thermique alternant entre la terre et l'océan. Durant le jour, l'île réchauffée tend à faire converger l'écoulement vers ses côtes, et ainsi l'accélération Venturi est sensible sur la côte. A l'inverse, durant la nuit, la figure 3-11b montre que la zone d'accélération est repoussée à quelques kilomètres plus au large par divergence de l'air froid à partir de l'île (noter la ligne de front bien marquée séparant les masses d'air). Dans ces conditions, la couche limite accélérée ne se tient pas au-dessus de St Pierre (en accord avec les observations du vent, Fig. 3-10), et par conséquent sa compression verticale n'est pas observable.

La constriction latérale de l'écoulement le long de la côte sud peut en outre affecter de manière importante la dispersion des polluants sur l'île. On peut mentionner deux éléments qui peuvent jouer en défaveur de la dilution des polluants émis sur la côte sud. D'une part, la subsidence

aérodynamique au sommet de la couche limite atmosphérique fait office de couvercle empêchant les polluants de diffuser vers le haut. De ce fait, elle fait obstacle au brassage vertical et confine les émissions polluantes dans la couche limite. D'autre part, la canalisation du flux le long de la côte contribue à conserver la cohérence de la masse d'air dans son transfert vers l'ouest. En conséquence, les émissions polluantes localisées dans le sud sont susceptibles de contaminer directement la côte ouest, et indirectement par la suite le Piton Maïdo sous l'action du pompage orographique (cf. chapitre 2).

3.5.3 Structure de la couche limite au Maïdo

Les stations atmosphériques de haute altitude sont soumises à des circulations locales qui sont générées par le chauffage différentiel des pentes montagneuses [Mendonca, 1969 ; Vergeiner et Dreiseitl, 1987 ; Schumann, 1990]. Ces circulations thermiques contraintes par le relief ont fait l'objet de nombreuses observations et de multiples investigations théoriques. Aussi, les prévisionnistes, les chercheurs en météorologie et en qualité de l'air, ainsi que les modélisateurs portent un grand intérêt à la compréhension des phénomènes atmosphériques en montagne. Dès le début du siècle dernier, de nombreuses études détaillées ont été consacrées à la description du comportement de l'écoulement général en présence d'un terrain complexe : Wagner (1938), puis Defant (1951) ont montré les caractéristiques basiques des circulations locales en montagne et leurs variations diurnes, et plus récemment Atkinson (1981) a livré une description très fournie des vents locaux induits par une orographie complexe.

Principalement, deux types de régimes de vents locaux sont impliqués dans les circulations thermiques induites par le relief : les brises de pente montante et descendante, et les brises de vallée et de montagne (cf. chapitre 1, §1.3.2.2). Ces circulations thermiques sont des phénomènes progressifs qui dépendent de la nature et de l'exposition du terrain (inclinaison des pentes), de l'ensoleillement et de la stabilité des conditions météorologiques, d'où la difficulté de comprendre et prévoir de tels phénomènes.

Dans la perspective de documenter les conditions des observations in situ et des mesures optiques à venir au Piton Maïdo, l'étude numérique présentée ici a pour objectif de fournir une description de la structure de la couche limite atmosphérique en liaison avec le développement diurne des régimes de vents locaux en terrain complexe sur le flanc ouest du Piton Maïdo, en combinant modélisation et observations. A l'altitude élevée du futur observatoire (2200 m), le site est sous l'influence de mouvements atmosphériques verticaux induisant des échanges chimiques entre la couche limite et la troposphère libre. Citons par exemple le pompage thermique diurne des basses couches, les mouvements convectifs, la turbulence due à la rugosité du terrain, le soulèvement orographique, etc. En conséquence, durant la campagne ECLAIR, des observations lidar ont été réalisées lors d'un trajet sur la route montagneuse menant de la côte au sommet du Piton Maïdo (Fig. 3-6, parcours n°1). L'expérience s'est déroulée très tôt le matin afin que les mesures lidar ne soient pas perturbées par la formation quasi-quotidienne de nuages sur les pentes vers 10 h.

La figure 3-13 montre le profil vertical du signal lidar corrigé (Pr_2) et révèle 3 structures remarquables au sein de la couche limite au-dessus de la pente montagneuse. Les champs modélisés (Fig. 3-14) sont utilisés pour interpréter les structures observées.

La première structure (Fig. 3-13) correspond probablement à la couche limite marine. Son sommet presque plat est situé aux alentours de 500 m d'altitude. Une structure similaire est présente dans le modèle : celle-ci est visible notamment à travers les champs d'humidité (Fig. 3-14d), de la fréquence de Brunt-Väisälä (Fig. 3-14a, couche stable coiffant la couche limite neutre) et du traceur de surface (Fig. 3-14e).

Une deuxième couche quasi-horizontale (Fig. 3-13) est visible au-dessus de la côte et au pied de la montagne, avec un sommet entre 1800 m et 2000 m d'altitude. Le modèle restitue également une structure semblable, qui est bien visible à travers les champs d'humidité (Fig. 3-14d), de fréquence de Brunt-Väisälä (Fig. 3-14a) et du traceur de couche limite, mais toutefois avec un sommet situé quelques centaines de mètres plus bas dans le modèle, à environ 1500 m. La composante du vent zonal (Fig. 3-14b) indique un courant d'ouest dans cette couche, en particulier entre 1000 m et 1500 m d'altitude. Le fort taux d'humidité (Fig. 3-14d) et la faible valeur de concentration du traceur de surface (Fig. 3-14e) suggère un flux entrant d'air marin. Le champ de vent à 1000m (Fig. 3-15) dans le domaine père (3 km de résolution horizontale) indique que ce flux d'ouest de basses couches correspond à un courant de retour, associé aux tourbillons se produisant dans le sillage de l'île.

La troisième structure est celle d'une couche d'aérosols qui suit le relief au-dessus de la pente montagneuse, épaisse d'environ 500 m. Celle-ci présente beaucoup plus de difficultés à interpréter. Aucune des variables du modèle ne présente de structure vraiment similaire, ou ne permet d'expliquer clairement cette structure vue par le lidar. Dans le modèle, la stabilité statique (N^2 , Fig. 3-14a) montre toutefois une bande de fortes valeurs quasiment parallèle à la pente, et située à environ 1 km au-dessus du sol. Cette structure stable résulte d'une onde de gravité générée lorsque le flux d'alizé souffle au-dessus du Piton Maïdo, qui agit comme un obstacle à l'écoulement général. En effet, la présence d'une onde orographique dans le modèle est clairement signée par la présence d'oscillations de petite échelle de la vitesse verticale (Fig. 3-14c) au-dessus du versant sous le vent du Piton Maïdo. Toutefois, le lidar ne livre pas d'indice clair de la présence d'une telle onde. Il est donc possible que le modèle ne simule pas correctement la structure de l'atmosphère au-dessus de 1500 m, au Maïdo et sur ses pentes ouest, et en particulier que l'amplitude de l'onde de gravité soit surestimée et empêche d'autres structures de se développer. Tout ceci reste cependant à confirmer.

Il est important d'ajouter à cela deux caractéristiques notables de la structure de la couche limite. D'abord, la figure 3-14d révèle un saut d'humidité très net au sommet de la couche d'air marin marquant une franche séparation entre les basses couches très humides de la couche limite et l'atmosphère libre très sèche au-dessus. Ensuite, la figure 3-14e indique que le traceur de surface reste confiné dans une couche très fine adhérent à la paroi du rempart abrupt puis s'étale vraisemblablement au sommet de la couche limite. À 8 h du matin, le Piton Maïdo n'est donc pas encore sous l'influence de la couche limite atmosphérique. D'ailleurs, il serait intéressant ultérieurement d'envisager de sonder avec le lidar la couche limite au-dessus de ce versant à différentes heures du jour et de la nuit et de coupler les observations avec des simulations appropriées afin d'avoir une vision complète de l'évolution spatiale et temporelle de la couche limite au-dessus du Piton Maïdo.

Figure 3-13: Evolution temporelle du profil vertical du signal lidar au cours du trajet N°1. Identification de 3 structures de la couche limite verticale.

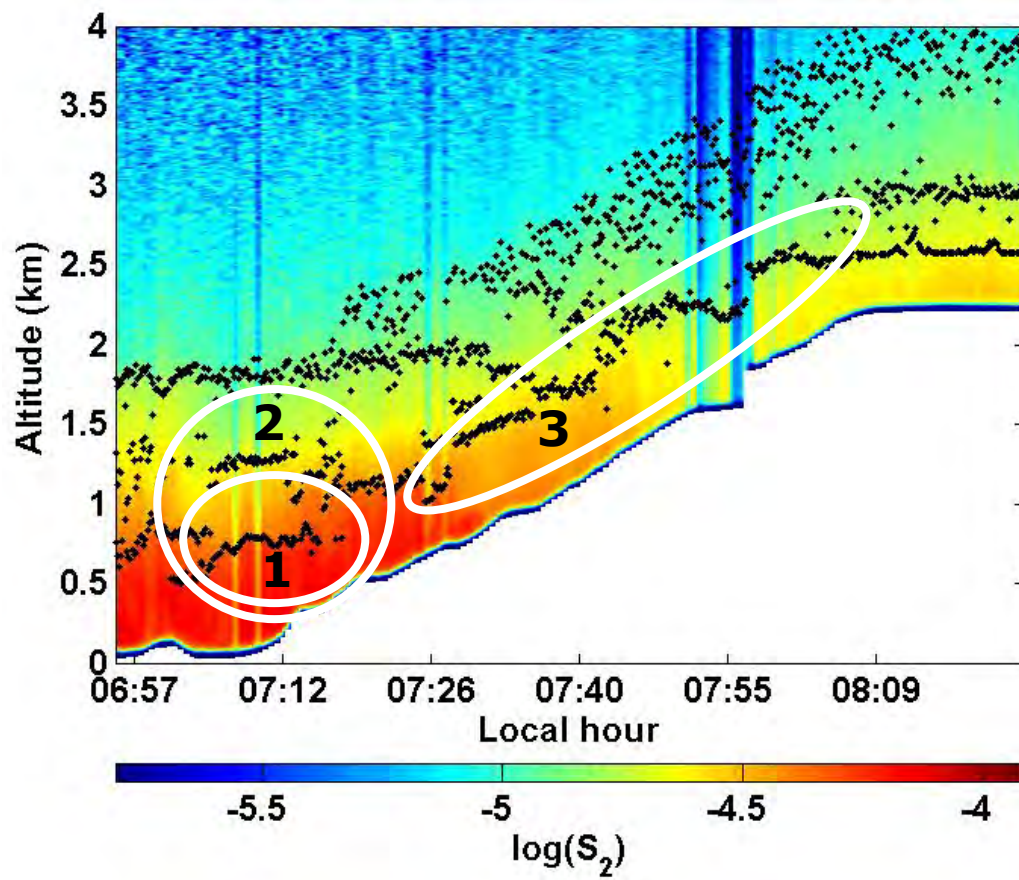
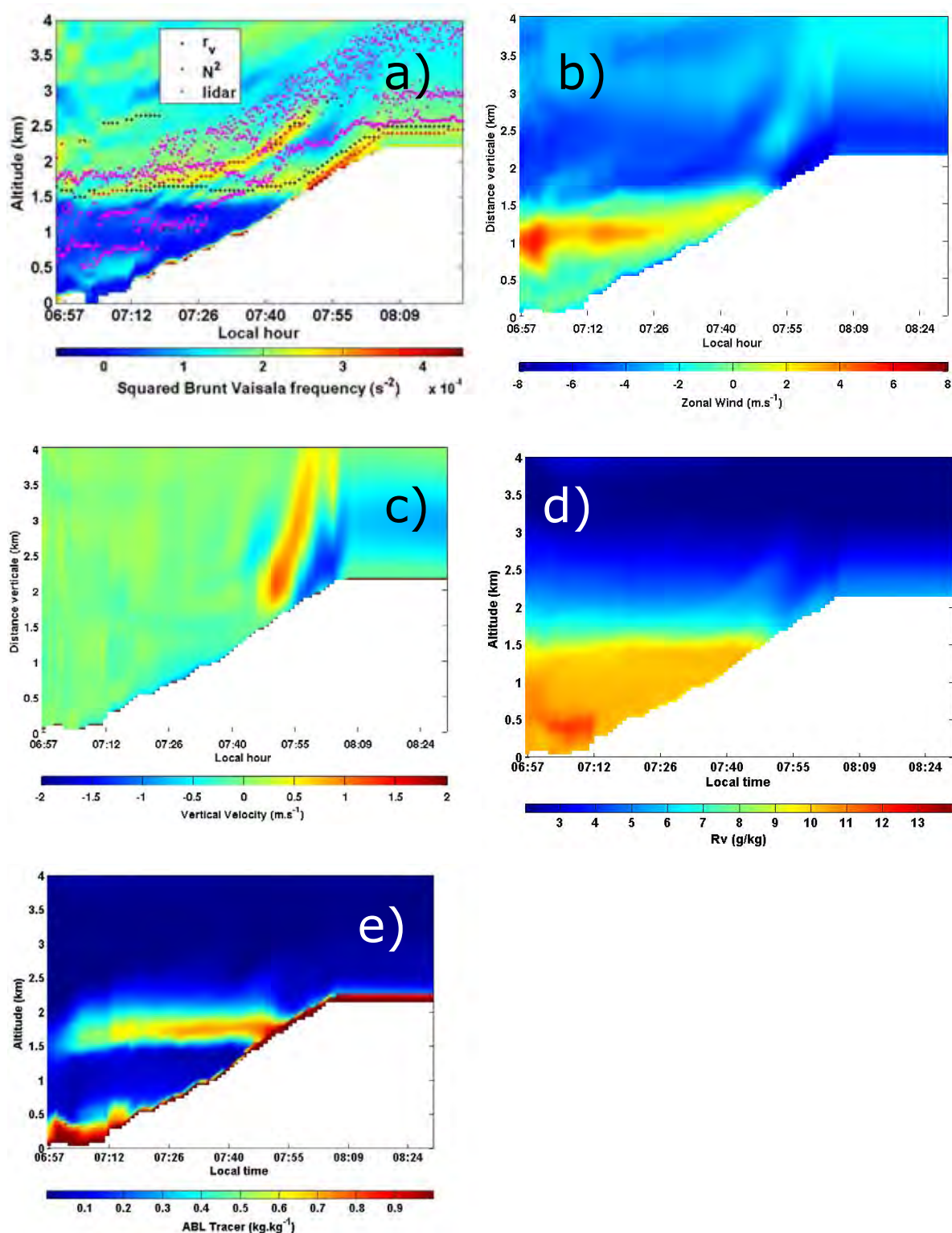
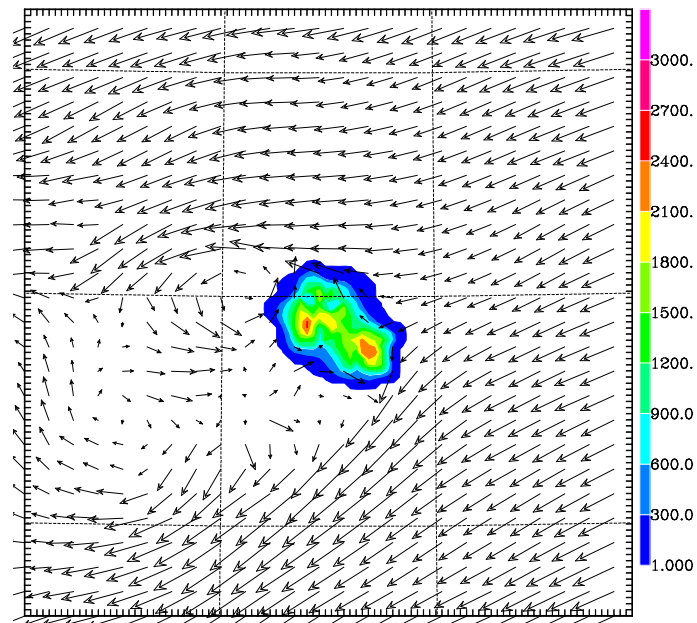


Figure 3-14: Evolution temporelle du profil vertical du carré de la fréquence de Brunt-Väisälä modélisée (a), de la composante zonale du vent modélisée (b), de la vitesse verticale modélisée (c), du rapport de mélange en vapeur d'eau (d) et de la concentration du traceur de surface (e), au cours de la séquence d'observation n°1.



**Figure 3-15: Coupe horizontale du champ de vent à 1000m le 26/11/2008 à 07 :00 (heure locale).
L'échelle de couleurs est relative à l'élévation du terrain (m).**



3.6 CONCLUSION

La campagne ECLAIR est la première campagne réellement dédiée à l'étude de la couche limite atmosphérique à l'île de la Réunion pour une meilleure connaissance de la morphologie de la couche limite atmosphérique. C'est en effet dans celle-ci que sont émis les polluants produits localement et susceptibles d'induire des perturbations sur les observations de la pollution de fond qui seront conduites à la station du Maïdo.

D'abord l'analyse des données de la campagne ECLAIR a prouvé que le lidar aérosols était un instrument de mesure pertinent pour l'étude de la dynamique à petite échelle en terrain complexe et qu'il était très bien approprié pour la mesure de toute la structure verticale de la couche limite atmosphérique avec une bonne résolution verticale. Ensuite, les résultats de la campagne ont fourni des indications sur les effets combinés de l'écoulement général (i.e. flux d'alizé) et de l'orographie complexe sur la structure de la couche limite atmosphérique et son évolution diurne.

Sans nul doute, la confrontation des observations locales avec les résultats des deux simulations de cette campagne reposant sur des cas spécifiques de dynamique atmosphérique forcent à constater que le modèle MésosNH restitue de manière raisonnable les singularités des écoulements atmosphériques au-dessus du relief de la Réunion. Il est donc bien adapté pour reproduire les écoulements atmosphériques en terrain complexe. Les simulations de cas réels réalisées dans le cadre de cette campagne ont permis également de conforter la dynamique atmosphérique de petite échelle induite par le relief qui a été obtenue dans les simulations de cas idéalisés (cf. chapitre 2). En effet, les deux types de simulation font notamment ressortir d'une part le caractère hydraulique de l'écoulement qui est marqué par une accélération des vents le long des côtes parallèles au flux synoptique et qui s'explique par la constriction latérale de l'écoulement et de l'effet Venturi, et d'autre part l'influence de la couche limite selon un cycle diurne au Piton Maïdo. La bonne représentation du caractère hydraulique de l'écoulement dans MésosNH constitue une bonne validation du modèle dans sa capacité à simuler des singularités dynamiques de très petite échelle, et en particulier l'influence du relief sur la dynamique d'écoulements stratifiés. Cela soulève un intérêt pour les futures observations qui seront réalisées au Piton Maïdo, dans les cas où le site se situe dans la couche stable d'alizé (la nuit par exemple), où des phénomènes de type « ondes de relief » peuvent être envisageables. Sous l'action de la subsidence forcée par le relief sur sa pente aval, le Piton Maïdo pourrait être par exemple représentatif de masses d'air d'altitude un peu plus élevée que celle du site. Dans cette optique, une voie d'investigation à explorer consisterait par exemple à comparer sur une longue durée la température potentielle donnée à 2200 m (altitude du futur observatoire atmosphérique) par les radiosondages effectués à l'aéroport de Gillot et celle effectivement mesurée au Piton Maïdo.

Le relief tourmenté de la Réunion fait de la description de la couche limite une tâche délicate et stimulante, mais pas impossible. Effectivement, la capacité du modèle atmosphérique MésosNH à simuler correctement les régimes d'écoulements atmosphériques sur l'île résulte en grande partie de l'effort accompli pour améliorer la résolution horizontale du modèle à une échelle subkilométrique.

Chapitre 4. UN AN D'OBSERVATIONS DE LA BASSE ATMOSPHERE PAR UN RADAR UHF PROFILEUR DE VENT

Sommaire

4.1	<i>Introduction</i>	122
4.2	<i>Le profileur de vent UHF : un outil pour l'exploration des basses couches atmosphériques</i>	123
4.2.1	Quelques généralités	123
4.2.2	Principe de fonctionnement	123
4.2.3	Physique et propriétés de la mesure	124
4.2.4	Paramètres atmosphériques utiles	129
4.2.4.1	La réflectivité	129
4.2.4.2	Les composantes du vent	130
4.2.4.3	La turbulence	130
4.3	<i>Le radar uhf de l'opar</i>	131
4.3.1	Ses caractéristiques	131
4.3.2	Acquisition des données	133
4.3.3	Traitement des données	134
4.4	<i>Description des basses couches de la troposphère en zone côtière au moyen des données du radar uhf</i>	135
4.4.1	Contexte dynamique	135
4.4.2	Description des données	141
4.4.3	Détection de la zone d'inversion des alizés	141
4.4.4	Variabilité à différentes échelles de temps	143
4.4.4.1	Variabilité mensuelle	143
4.4.4.2	Variabilité diurne...	147
...	des caractéristiques du vent	147
...	de la réflectivité (ou constante de structure de l'indice de réfraction de l'air)	149
4.5	<i>Conclusion</i>	159

4.1 INTRODUCTION

L'OPAR s'est doté d'un radar UHF profileur de vent qui fonctionne en continu depuis le mois d'avril 2009. L'implantation de cet instrument à la Réunion présente un intérêt majeur à plusieurs titres. Localisée en bordure de la zone tropicale (21°S, 55°E), la Réunion est soumise de façon régulière au régime de sud-est dû aux alizés en basse couche et à un vent d'ouest sous l'influence du courant-jet subtropical au-dessus dans la troposphère libre. L'île peut alors subir l'influence de sources anthropiques de polluants d'origine africaine, et notamment des contaminations par les brûlages de biomasse. En hiver austral, la masse d'air dans le flux d'ouest transporte des composés précurseurs d'ozone, de l'ozone et des aérosols (issus des feux de biomasse de l'Afrique du Sud et de Madagascar) au dessus de l'île (cf. Chapitre 1, §1.2.1). La zone d'inversion des alizés, qui marque la séparation entre le flux de basse couche et le flux d'ouest au-dessus, conditionne la distribution verticale des constituants atmosphériques. Lorsqu'elle est bien marquée, celle-ci agit comme une barrière entre les deux compartiments atmosphériques où les échanges sont minimisés. Dans ces conditions, il est peu probable que la pollution à grande échelle induite par les sources africaines soit observable par des mesures in-situ à la Réunion, même à 2200 m d'altitude. Lorsque l'inversion des alizés est peu marquée ou située à une altitude relativement basse, il est probable que les signaux de la pollution africaine seront détectables. Mais ces comportements de la basse atmosphère ont fait l'objet de peu d'observations suivies, et l'analyse des profils de vent avec le radar UHF, sur au moins un cycle annuel, devrait nous apporter de précieuses informations permettant d'organiser de façon rationnelle et ciblée les mesures in-situ de pollution de fond qui seront effectuées à l'observatoire du Maïdo.

Par ailleurs, afin de comprendre le signal chimique qui sera mesuré à la station atmosphérique du Piton Maïdo, il est nécessaire de préciser dans quelles conditions les données seront représentatives de la troposphère libre, affranchies de la pollution locale, et de connaître les processus d'échanges entre la couche limite atmosphérique et l'atmosphère libre. L'étude présentée dans ce chapitre propose d'examiner la variabilité des flux moyens (alizés et courant d'ouest) ainsi que de la zone d'inversion des alizés à partir des données UHF acquises pendant une année de fonctionnement en continu du radar. L'objectif est de déterminer les caractéristiques de l'inversion des alizés à différentes échelles de temps et de décrire la structure et l'évolution des écoulements de basses couches.

Dans ce chapitre, le principe de fonctionnement des radars profileurs de vent est rappelé succinctement avant la description technique du support instrumental utilisé pour cette étude, de l'acquisition et du traitement des données. La dernière partie est consacrée à l'identification de la zone d'inversion des alizés et à sa variabilité temporelle.

4.2 LE PROFILEUR DE VENT UHF : UN OUTIL POUR L'EXPLORATION DES BASSES COUCHES ATMOSPHERIQUES

4.2.1 Quelques généralités

Les radars profileurs de vent les plus courants sont des radars pulsés à effet Doppler permettant, à partir du sol, d'étudier la dynamique (vents et turbulence) de la troposphère et de la basse stratosphère en air clair ou en présence de nuages et de précipitations par analyse du signal rétrodiffusé. Ils sont utilisés dans de nombreux champs d'application en recherche atmosphérique, notamment pour les prévisions météorologiques. Ils travaillent dans les bandes VHF (Very High Frequency) et UHF (Ultra High Frequency) qui s'étendent respectivement de 30 à 300 MHz (soit des longueurs d'onde de 10 à 1 m), et de 300 MHz à 3 GHz (soit des longueurs d'onde de 1 m à 10 cm). Les radars UHF sont classiquement utilisés pour le sondage de la basse troposphère (0,1 à 5-6 km), alors que les radars VHF sondent la troposphère et la basse stratosphère (2 à 20 km).

Ces radars utilisent comme principal traceur atmosphérique les inhomogénéités spatiales de l'indice de réfraction de l'air (échos d'air clair) selon la théorie de la diffusion de Bragg (i.e. la rétrodiffusion optimale a lieu pour des cibles de dimension la demi-longueur d'onde du radar). Cette variation de l'indice de réfraction de l'air est due aux turbulences de l'air en mouvement par la variation de sa densité. Dans le cas d'échos d'air clair, lorsque l'indice change sur une distance qui correspond à la moitié de la longueur d'onde du radar utilisé, il y a un retour constructif entre les ondes revenant des zones de variations successives. En présence de nuages et de précipitations, ces radars sont également sensibles aux hydrométéores (pluie, grêle, neige), principalement dans la gamme UHF (Diffusion de Mie/Rayleigh).

Cette section présente quelques aspects de télédétection par radar météorologique Doppler nécessaires pour la compréhension des travaux présentés. Le principe de fonctionnement du radar météorologique utilisé sera développé par la suite. L'ensemble des éléments évoqués dans ce chapitre sont abondamment décrits dans la littérature et proviennent essentiellement des ouvrages de référence publiés par Doviak et Zrnic (1984) ou Gossard et Strauch (1983).

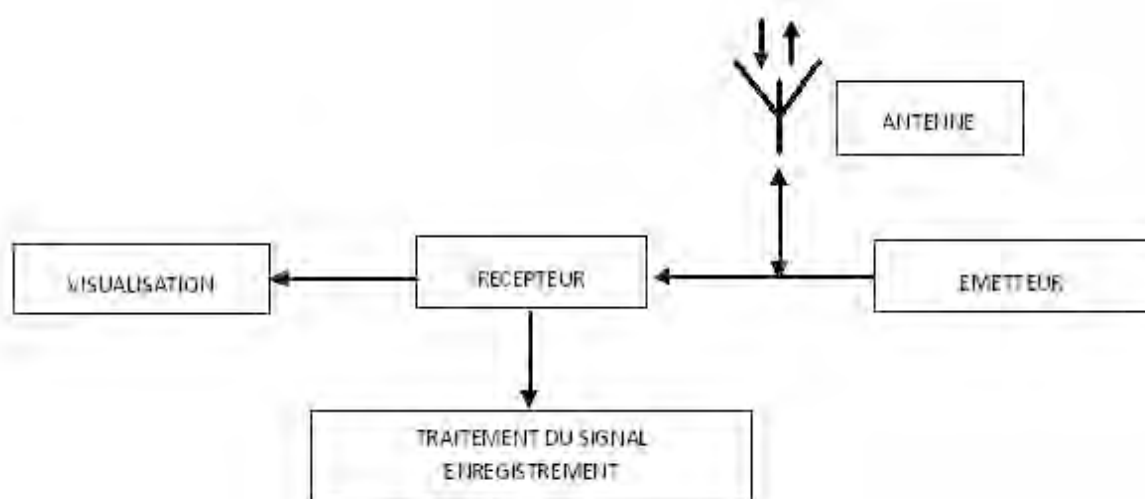
4.2.2 Principe de fonctionnement

Le principe de fonctionnement d'un radar (Fig. 4-1) repose sur l'émission d'ondes électromagnétiques pulsées, très brèves et de fréquence élevée, séparées par des intervalles de temps égaux.

L'onde électromagnétique émise est générée par un émetteur sous la forme d'un train d'impulsions de durée proportionnelle à la résolution radiale souhaitée, puis elle est focalisée dans l'atmosphère par une antenne directive. L'antenne d'un radar UHF est constituée de 3 à 5 faisceaux selon la précision désirée des données et elle est caractérisée par l'ouverture de son faisceau et son volume de résolution. Elle est entourée d'un grillage destiné à réduire les échos de sol en provenance d'objets fixes aux alentours. Le plus souvent, la même antenne sert à l'émission et à la réception. Une partie de l'onde incidente est réfléchiée par les inhomogénéités diélectriques sur le parcours de

l'onde (hydrométéores, variation de température et d'humidité, etc). Le récepteur, qui est accordé sur la même fréquence que l'émetteur, capte l'écho après chacune des impulsions et amplifie ensuite l'énergie rétrodiffusée par les cibles. Le signal est alors visualisé, traité et enregistré. La détection de l'écho n'est possible que si sa puissance est supérieure à celle du bruit causé par l'agitation thermique des électrons et du bruit cosmique (uniquement en bande VHF). La puissance du bruit est proportionnelle à la température du système, à la bande passante du récepteur et à la constante de Boltzmann. On cherchera donc à optimiser la bande passante pour réduire le bruit.

Figure 4-1: Schéma conceptuel de la technique radar.



4.2.3 Physique et propriétés de la mesure

Un radar profileur de vent a pour objet de fournir en continu des profils verticaux du vent en mesurant le décalage Doppler des signaux rétrodiffusés par les obstacles présents sur le trajet de l'onde émise. Dans la gamme de longueur d'onde du radar, 4 types principaux de diffusions (Fig. 4-2) affectent l'onde émise :

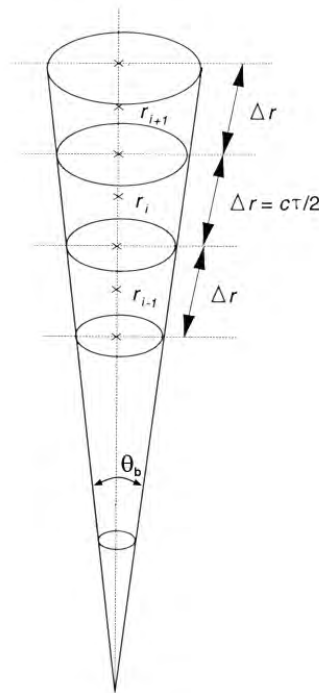
- la diffusion particulaire (1) due à la réflexion par des cibles matérielles telles que les gouttes de pluie, flocons de neige ou autres objets volants,
- la diffusion turbulente (2) créée par les variations spatiales de dimension $\lambda/2$ de la température et de l'humidité dues à la turbulence atmosphérique,
- la réflexion spéculaire (3) due à des couches horizontales fines à forte variation verticale de température et d'humidité,
- les échos non-atmosphériques (4) dus à des réflexions sur des obstacles (sol, arbres, bâtiments, ...) qui peuvent s'avérer très contraignants.

Figure 4-2: Les différents types de source d'échos radar.



La mesure de la différence de phase entre le signal émis et le signal reçu permet d'évaluer le décalage en fréquence dû au déplacement de la cible selon l'axe de visée, et ainsi de déduire par effet Doppler la vitesse radiale qui est la projection de la vitesse de la cible sur l'axe de visée. A la distance r , le signal capté est le résultat de la contribution de toutes les cibles contenues dans le volume de résolution centré sur r . Le volume de résolution (Fig. 4-3) dépend de l'angle d'ouverture du faisceau, qui doit être minimal pour améliorer la mesure. Cet angle d'ouverture du faisceau est proportionnel au rapport de la longueur d'onde sur la dimension de l'antenne. Plus la longueur d'onde est courte, plus l'angle est étroit et meilleure est la mesure.

Figure 4-3: Volume de résolution caractérisé par l'ouverture du faisceau θ_b , l'extension radiale $\Delta r = c\tau/2$ et τ la durée de l'impulsion. [Puygrenier V., 2005].



Le radar émet un signal de puissance P_e et reçoit un écho de puissance P_r , qui est fonction des caractéristiques de l'instrument et proportionnelle à la réflectivité radar η . L'équation radar relie la puissance P_r reçue par le radar aux caractéristiques de rétrodiffusion des cibles centrées à la distance r dans la direction de visée de l'antenne. Les propriétés de rétrodiffusion sont données par la réflectivité radar η qui est par définition la somme des sections droites de rétrodiffusion des cibles individuelles par unité de volume. La section droite de rétrodiffusion caractérise le pouvoir de rétrodiffusion d'une cible ponctuelle. La puissance reçue par le radar de la distance r constitue la somme vectorielle des rétrodiffusions des cibles contenues dans un volume de résolution qui s'étale radialement sur une longueur correspondant à la demi longueur d'impulsion $h/2$ centrée sur r et limité latéralement par le faisceau de l'antenne. On suppose couramment pour l'établissement de l'équation radar que η est homogène dans le volume de résolution et que $h/2$ est petit devant r . Toutefois, il faut se rappeler que cette dernière restriction pour les profileurs de vent dont les premières mesures peuvent commencer vers 100 m et/ou $h/2$ a un même ordre de grandeur. Le diagramme de rayonnement de l'antenne est supposé aussi avoir une forme gaussienne circulaire et la mesure doit se faire au-delà du champ proche de l'antenne. (La zone dite de «champ proche», située à proximité de l'antenne, correspond à la zone dans laquelle les intensités de champ électromagnétique et la densité de puissance sont les plus élevées et surtout variables).

Dans ces conditions, la puissance reçue en sortie du récepteur est donnée par l'équation radar suivante:

$$\underbrace{\quad\quad\quad}_{\text{Constante radar}}$$

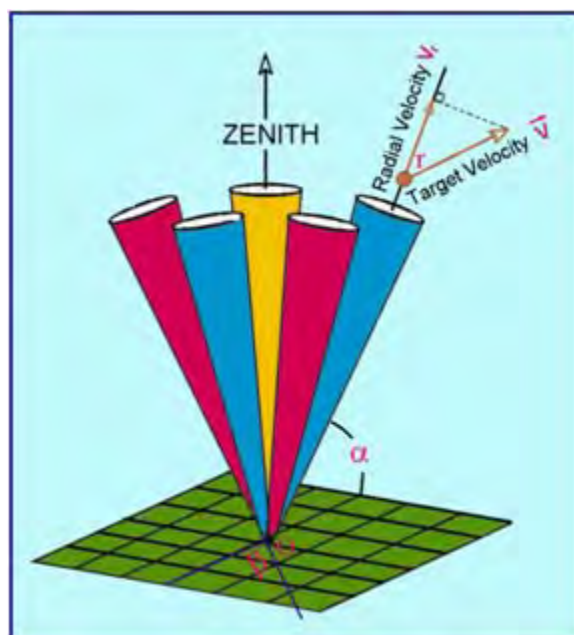
Avec

- P_e est la puissance crête des impulsions,
- G_r le gain du récepteur (on y inclut aussi le gain du traitement),
- λ la longueur d'onde du radar,
- h la longueur de l'impulsion,
- G_o le gain de l'antenne par rapport à une antenne isotrope le long de l'axe du faisceau,
- θ l'ouverture du faisceau à mi-puissance

a_{ar} , a_{er} , a_r et β sont des coefficients inférieurs ou égaux à un, représentant respectivement l'atténuation dans l'antenne, dans l'émetteur, dans le récepteur et sur les trajets aller-retour de l'onde dans l'atmosphère. A l'exception du paramètre β , tous les paramètres énumérés ci-dessus sont accessibles à la mesure mais leur valeur peut changer soit par le fait de l'utilisateur, soit par une cause externe. Dans les bandes UHF et VHF et pour des profileurs qui ont généralement des portées réduites à une vingtaine de kilomètres, la valeur de β peut être prise avec une très bonne précision égale à l'unité. Le premier facteur de l'équation est appelée «constante radar» : elle est déduite par étalonnage périodique de l'instrument.

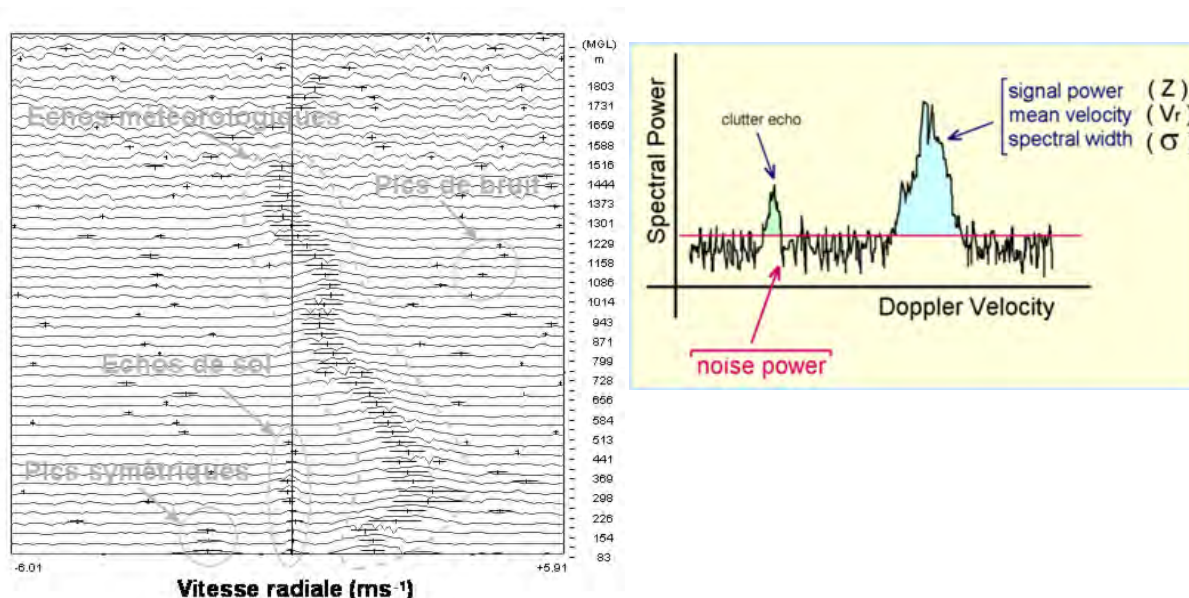
Pour obtenir les trois composantes du vent, il est nécessaire d'avoir une information Doppler (i.e. vitesse radiale) dans au moins 3 directions différentes. Pour cela, les profileurs utilisent une antenne statique qui permet de former de façon cyclique des faisceaux dans différentes directions de visée. Par exemple, une antenne à 5 faisceaux (Fig. 4-4) possède un faisceau vertical et 4 faisceaux obliques opposés deux à deux, la redondance des informations permettant d'améliorer la qualité des mesures dans le traitement a posteriori des données. Les faisceaux obliques ont des angles proches de la verticale car il est nécessaire de supposer que le vent à une altitude donnée a une variation négligeable horizontalement, ce qui impose que les antennes soient peu écartées les unes des autres.

Figure 4-4: Disposition typique d'une antenne radar à 5 faisceaux: le faisceau vertical tire au zénith et les 4 autres faisceaux obliques tirent avec des angles α d'élévation par rapport au sol et des angles d'azimut β par rapport au Nord météorologique.



Pour chaque faisceau obtenu et à des altitudes régulières (ou portes), une analyse spectrale est réalisée sur les séries temporelles des signaux Doppler. Pour augmenter la détectabilité, plusieurs spectres successifs sont moyennés. Ainsi, plusieurs pics spectraux, qui sont des ensembles de raies successives émergeant du bruit, apparaissent. Pour pouvoir trier les échos et réaliser la reconnaissance du pic météorologique, l'étape la plus importante dans le traitement du signal consiste à avoir recours à un «consensus». Ce traitement basé sur un ensemble de critères et de procédures va retenir parmi les pics de signal sélectionnés celui ayant le plus de probabilité d'être le signal météorologique. La recherche du pic météorologique (Fig. 4-5) s'avère délicate en raison de la faible amplitude du signal atmosphérique et de présence d'échos parasites, tels que des échos de sol centrés sur la raie 0, des interférences radio, des échos d'objets volants (oiseaux, insectes, etc.), etc. Cette étape primordiale est réalisée en faisant des tests de continuité temporelle et spatiale et en éliminant des seuils. Il est possible également que deux pics météorologiques soient présents simultanément, l'un dû aux fluctuations de l'indice de réfraction de l'air et l'autre aux hydrométéores. Plusieurs échos peuvent aussi être agglomérés pour ne représenter qu'un seul pic dont le cas le plus pénalisant étant la concaténation du pic de sol avec le pic météorologique. Le développement de ces techniques complexes est détaillé dans Jacoby-Koaly, 2000.

Figure 4-5: (Gauche) Spectres Doppler mesurés sur différentes portes par le radar UHF dont l'altitude est donnée en ordonnée. Reconnaissance de l'écho météorologique, des pics de bruit, des pics symétriques de l'écho météorologique et des échos de sol. (Droite) Spectre Doppler avec sélection du pic atmosphérique (bleu). En abscisse est représentée la vitesse Doppler ou radiale et en ordonnée la puissance spectrale. La limite maximale du bruit est matérialisée par le trait rouge. Le pic vert constitue un écho de sol qui ne doit pas être pris en considération. [Puygrenier V., 2005].



Du pic atmosphérique sélectionné sont ensuite déduits :

- la vitesse radiale moyenne correspondant à la position du pic dans le spectre Doppler,
- la réflectivité représentant la quantité d'ondes réfléchies (ou puissance rétrodiffusée) par les cibles contenues dans le volume de résolution,
- la largeur du pic spectral qui est fonction de la variation de la vitesse radiale des cibles présentes dans le volume de résolution.

Ces trois paramètres permettent d'aboutir aux caractéristiques dynamiques, telles que la turbulence et les trois composantes du vent.

4.2.4 Paramètres atmosphériques utiles

Ce paragraphe détaille les principaux paramètres atmosphériques qui sont déduits des trois premiers moments de la distribution du signal météorologique du radar.

4.2.4.1 La réflectivité

L'équation radar (cf. §4.2.3) permet de relier la puissance moyenne du signal (i.e. moment d'ordre 0) à la réflectivité. Deux paramètres atmosphériques peuvent être déduits en fonction de l'origine des rétrodiffusions :

- La constante de structure C_n^2 de l'indice de réfraction de l'air dans le cas d'une rétrodiffusion par les inhomogénéités spatiales de l'indice de réfraction produites par une turbulence homogène et isotrope [Jacoby-Koaly, 2000].

- Le facteur de réflectivité Z dans le cas d'une rétrodiffusion par les hydrométéores, en présence de nuages et de précipitations. Le taux de précipitation peut être déduit de ce terme.

4.2.4.2 Les composantes du vent

La vitesse radiale moyenne est calculée à partir du second moment (i.e. moment d'ordre 1) qui est la fréquence Doppler moyenne de toutes les cibles contenues dans le volume de résolution. Les composantes zonale, méridienne et verticale du vent peuvent alors être déduites à partir des vitesses radiales du vent mesurées par 3 antennes.

4.2.4.3 La turbulence

De la variance (i.e. moment d'ordre 2) est déduit l'écart-type permettant de calculer la largeur spectrale Doppler. A partir de cette dernière est extrait un des paramètres fondamentaux de la turbulence qui est le taux de dissipation d'énergie cinétique turbulente. Une série de travaux [Frish and Clifford (1974), Doviak and Zrnic (1984), Gossard et al (1998), White et al (1999)] a permis de déterminer ce paramètre. Par la suite, Jacoby-Koaly (2000) en a développé et validé une méthode de restitution pour le radar UHF PCL1300 (modèle ayant servi de support instrumental à notre étude). Les variations moyennes du vent, de la turbulence à petite échelle et le bruit de mesures ont principalement une influence sur la distribution des vitesses radiales dans le volume de résolution avec pour conséquence de rétrécir ou d'élargir le pic de signal météorologique.

4.3 LE RADAR UHF DE L'OPAR

Dans la suite du chapitre, la discussion portera sur les données du radar profileur de vent PCL 1300 en bande UHF conçu par la société Degreane Horizon, instrument qui a servi à l'étude réalisée.

4.3.1 Ses caractéristiques

Le radar UHF de l'OPAR est installé sur le site de Météo-France localisé à l'aéroport de Gillot (20°53'33"S, 55°31'44"E, 10 m d'altitude) dans le nord de l'île (Fig. 4-6). Il est en exploitation continue sur ce site depuis le 17 avril 2009. L'aéroport est en bordure de mer à quelques kilomètres des montagnes. Bien que cette configuration soit propice à des échos de terre et de mer, qui peuvent être très pénalisants pour la mesure, l'implantation du profileur de vent sur ce site permet le suivi de la variabilité du champ de vent à petite échelle résultant de l'interaction du relief avec l'écoulement synoptique. Les inconvénients générés par les échos de terre et de mer ont été affranchis grâce à l'adaptation et l'amélioration de la filière de mesure du Centre de Recherches Atmosphériques (CRA) de Lannemezan pour le radar de l'OPAR.

Figure 4-6: Radar UHF PCL 1300 de l'OPAR installé sur le site de l'aéroport de St Denis.



Le radar UHF PCL 1300 utilise la mesure de l'effet Doppler pour déduire les profils verticaux de vent en air clair ou sous précipitations. Il émet par impulsions à une fréquence proche de 1,290 GHz (d'où l'appellation de radar UHF), soit une longueur d'onde émise d'environ 23,3 cm. La puissance crête est de 4 kW. Son antenne est constituée de 5 panneaux qui constituent les 5 faisceaux (un vertical et 4 obliques). Le faisceau vertical est réalisé par le panneau horizontal central, tandis que les faisceaux obliques sont réalisés par les 4 panneaux inclinés de 17° par rapport à l'horizontal et disposés en azimut tous les 90°. Chacun des panneaux constitue un réseau composé de 8 antennes. L'antenne est entourée d'une enceinte grillagée, destinée à réduire les échos de sols générés par les obstacles fixes aux alentours (arbres, bâtiments, etc.). Le radar mesure la vitesse radiale Doppler moyenne à l'intérieur d'un volume de résolution qui a une ouverture de faisceau de 8,5°. La fréquence de répétition et la longueur des impulsions, qui déterminent la résolution radiale, la distance et la vitesse ambiguës, sont des paramètres de

fonctionnement ajustables (la distance et la vitesse sont dites « ambigües » dans la mesure où, étant déduites d'une mesure temporelle, elles présentent une ambigüité sur leur valeur réelle). L'application d'un traitement de Fourier (dont le nombre de points est aussi sélectionnable) permet d'extraire l'information Doppler sur des portes de distance équiréparties. Le radar permet de faire des sondages de la dynamique et de la thermodynamique en continu avec une cadence d'un profil toutes les 5 minutes dans des conditions d'air clair ou précipitant. Il fournit des mesures fiables à partir d'une altitude de 100 m au-dessus du sol. Cependant, par suite d'un problème technique, les observations utilisées ici n'étaient exploitables qu'à partir de 300 m. En mode bas d'acquisition, sa couverture verticale s'étend jusqu'à 5-6 km (selon l'intensité des échos provenant de l'atmosphère, plus haut encore en présence de pluie), et sa résolution verticale est de 75 m. Cet instrument est donc particulièrement bien adapté à l'exploration des basses couches atmosphériques telles que la couche limite. Le tableau 4-1 rassemble les principales caractéristiques techniques de l'instrument.

Tableau 4-1: Principales caractéristiques du radar UHF de l'OPAR.

Type de radar	PCL1300 en bande UHF
Antennes	5 (une dirigée verticalement, 4 inclinées obliquement de 17° par rapport au zénith, réparties par intervalle fixe de 90° en azimut)
Ouverture du faisceau	8.5°
Fréquence de l'onde émise	1290 MHz
Longueur d'onde	23.3 cm
Puissance crête	4 kW
Acquisition en mode bas	Longueur d'impulsion de 300 m, 80 portes espacées radialement de 75 m à partir de 91.5 m du radar, fréquence de répétition des impulsions de 2222,2 Hz (distance non-ambigüe de 6.67 km)
Acquisition en mode haut	Longueur d'impulsion de 750 m, 73 portes espacées radialement de 150 m à partir de 145.5 m du radar, fréquence de répétition des impulsions de 12347.7 Hz (distance non-ambigüe de 12.15 km)
Résolution temporelle	Cycle de 5 minutes
Précision de la vitesse du vent horizontal	1 m.s ⁻¹
Précision de la vitesse verticale	0.1 m.s ⁻¹
Principaux paramètres mesurés	3 composantes du vent (u, v, w), réflectivité, largeur spectrale Doppler

L'étalonnage de l'instrument a été effectué en comparant le signal de rétrodiffusion par la pluie au taux de pluie au sol mesuré par un pluviomètre standard [Campistron et al (1997)]. La série temporelle de pluie provient des observations de Météo-France réalisées en continu sur le site du

radar avec un cumul horaire. Le radar ne donnant accès qu'au facteur de réflectivité Z , la comparaison avec les mesures du pluviomètre nécessite une équation de passage entre le facteur de réflectivité Z et le taux de précipitation R . Parmi les nombreuses possibilités, la méthode à deux paramètres d'Atlas et al (1973) a été choisie pour lier le taux de précipitation $R(Z, W)$ observée au sol à la mesure de la vitesse de chute moyenne W des gouttes d'eau et au facteur de réflectivité Z de l'écho de pluie.

4.3.2 Acquisition des données

L'acquisition des données en continu repose sur un cycle de mesures répétitif, dans lequel chaque antenne est successivement mise à contribution. Un cycle de mesure inclut deux modes d'acquisition (cf. tableau 4-1) :

- Un « mode bas » à faible couverture verticale mais à haute résolution radiale
- Un « mode haut » à grande couverture verticale mais à faible résolution radiale

En mode haut, la dégradation de la résolution radiale permet d'augmenter la sensibilité du radar en augmentant la longueur d'impulsion. Dans ce mode, l'augmentation de la couverture échantillonnée par diminution de la fréquence de répétition des impulsions induit une diminution de la sensibilité largement compensée par l'augmentation de la longueur des impulsions.

Les signaux ont été échantillonnés avec la période de répétition des impulsions T_r , soit une fréquence Doppler maximale mesurable — selon le théorème de Shannon. Une fréquence d'échantillonnage élevée permet de détecter plus aisément le signal atmosphérique en répartissant la puissance du bruit sur un large intervalle de Nyquist et en le limitant ainsi à de plus faibles valeurs. Avant d'effectuer les transformées de Fourier sur les séries temporelles pour obtenir les spectres de densité de puissance (ou spectres Doppler), il est nécessaire d'appliquer la technique d'intégrations cohérentes. Cette opération a pour but de réduire le très grand nombre de points des séries temporelles en ne retenant, pour une porte donnée, qu'un seul point sur la somme d'un nombre fixé d'échantillons successifs. Après les intégrations cohérentes, une transformée de Fourier rapide (FFT) est calculée pour chacune des portes et appliquée sur des séries de 128 points, qui ont été préalablement pondérées par une fenêtre de Hanning afin d'atténuer le problème d'étalement fréquentiel généré par l'utilisation d'une série limitée.

En *mode bas*, la longueur d'impulsion est de 300 m, les portes de mesures, au nombre de 80, sont espacées radialement tous les 75 m au-delà d'une distance de 91,5 m du radar. La fréquence de répétition des impulsions est de 2222,2 Hz ce qui donne une distance non ambiguë de 6,67 km. En *mode haut*, la longueur d'impulsion est de 750 m, les portes de mesures, au nombre de 73, sont espacées radialement tous les 150 m au-delà d'une distance de 145,5 m du radar. La fréquence de répétition des impulsions est de 12347,7 Hz ce qui donne une distance non ambiguë de 12,15 km. En cas de détection de pluie en temps réel, la fréquence de répétition des impulsions est diminuée pour avoir une distance non ambiguë de 12 km (l'occurrence des échos de seconde trace sont alors minimisés) et une atténuation de 10 dB est insérée automatiquement pour éviter la saturation du récepteur.

4.3.3 Traitement des données

A partir des spectres Doppler est déduite l'information de vent. La valeur moyenne du bruit, présent sur chaque spectre, est préalablement calculée puis soustraite des raies spectrales. Dans chaque spectre, et donc dans chaque porte de mesure, dès lors qu'un nombre minimal de raies spectrales contiguës émerge au-dessus du seuil de détectabilité, elles sont assimilées à un pic de signal. Trois à cinq pics de signal les plus puissants sont retenus par cette opération. Pour chacun d'entre eux, sont ensuite calculés les trois premiers moments de la distribution qui correspondent à la puissance de l'écho (la réflectivité), à la vitesse Doppler moyenne (vitesse radiale), et à l'écart-type (demi-largeur spectrale).

Les données exploitées dans cette étude ont été retraitées à partir de spectres Doppler enregistrés avec la filière de traitement du Centre de Recherches Atmosphériques (CRA) de Lannemezan (Laboratoire d'Aérodynamique). Les échos parasites (exceptés les échos de sol), de nature sporadique et ne persistant pas d'un cycle d'acquisition à l'autre, sont éliminés en combinant les informations de plusieurs cycles successifs. Ce consensus a pour effet de dégrader la résolution temporelle mais il améliore la qualité de la mesure. Ici, 5 cycles successifs ont été combinés. Leur durée étant de 5 minutes, la période de consensus est de 25 minutes. La médiane raie à raie des 5 spectres successifs dans le temps permet de minimiser, voire d'éliminer, les échos parasites. La méthode des segments est utilisée pour calculer le niveau de la puissance moyenne et l'écart type du bruit et de chaque spectre. Les raies spectrales dont la puissance est à 2,5 écart-type au dessus du bruit moyen sont considérées comme du signal physique. A partir de ces spectres, les 4 pics les plus énergétiques sont retenus et leurs 4 premiers moments sont calculés. Enlever la raie spectrale à 0 et de part et d'autre des deux raies pour des portes inférieures à 800 m de hauteur et une raie au-delà permet de minimiser l'impact de l'écho de sol. Les raies éliminées sont remplacées par des valeurs interpolées des premières raies adjacentes restantes. La présence de pics bimodaux est recherchée par le programme qui les déconcatène ensuite. Les pics non conformes sont éliminés en réalisant des tests basés sur des valeurs seuils en rapport signal à bruit, écart type spectral et vitesse radiale Doppler.

Des tests de continuité temporelle et verticale sur les spectres épurés permettent de reconnaître l'écho météorologique qui est persistant temporellement et verticalement. Lorsqu'il y a présence simultanée d'un écho d'air clair ou de précipitation, une procédure particulière est appliquée. Ce problème n'est vraiment important qu'en début et fin d'un passage pluvieux. Durant une précipitation même très faible, l'écho de pluie prédominant masque l'écho d'air clair. Le traitement se termine par le calcul des trois composantes de la vitesse du vent en utilisant la vitesse radiale mesurée dans les cinq directions de visée. Trois directions de visée sont en fait seulement nécessaires pour cela, mais la redondance de la mesure assure une meilleure fiabilité des résultats. En particulier, la vitesse verticale peut alors se déduire soit de la mesure directe faite par le faisceau vertical soit par les quatre observations obliques.

4.4 DESCRIPTION DES BASSES COUCHES DE LA TROPOSPHERE EN ZONE COTIERE AU MOYEN DES DONNEES DU RADAR UHF

4.4.1 Contexte dynamique

Le contexte dynamique de la région est marqué par la subsidence à grande échelle résultant des cellules de Hadley et de Walker qui sont issues de la circulation synoptique dans l'hémisphère Sud (cf. chapitre 1, § 1.2.1). La circulation régionale est sous l'influence du centre d'action anticyclonique des Mascareignes délimité dans sa bordure nord par les vents d'alizés de sud-est et dont l'intensité est en partie déterminée par la subsidence de grande échelle.

Dans les plus basses couches de la troposphère, l'écoulement est donc principalement dominé par les courants réguliers d'alizés de sud-est. Cette circulation prédomine durant toute l'année mais se renforce en hiver austral, entre juin et août, lorsque le centre d'action anticyclonique des Mascareignes se rapproche de l'équateur et se renforce. A plus haute altitude, typiquement au-delà de 4 km d'altitude, le champ de vent est constitué de vents d'ouest et il est soumis à la convection tropicale et à la position du courant-jet subtropical dont l'influence est maximale durant l'hiver au-dessus de cette région. La transition qui délimite les vents d'alizés dans les basses couches et les vents d'ouest au-dessus est dénommée « l'inversion des alizés » et elle est le résultat de l'interaction entre la subsidence de grande échelle et de la convection dans les basses couches [Malkus 1956, Augstein et al, 1973, Riehl 1979, Albrecht 1984]. Toutefois, le terme « inversion des alizés » fait plutôt référence à une inversion de température, c'est-à-dire à une augmentation de la température avec l'altitude dans une certaine couche (alors qu'en général la température décroît avec l'altitude). Elle marquerait la séparation entre un niveau inférieur humide et une couche supérieure chaude et sèche qui est le résultat de l'action de la subsidence de grande échelle. Il se trouve que cette inversion de température coïncide plus ou moins avec le sommet de la couche d'alizé.

Sur la figure 4-7 est représentée une climatologie du vent zonal moyen établie à partir de 111 radiosondages GPS effectués entre août 2007 et mars 2010 à l'île de la Réunion. Le maximum observé pendant l'hiver austral au-delà de 6 km d'altitude est en accord avec la proximité du jet subtropical à cette période de l'année. Cette climatologie du vent zonal moyen obtenue à partir de radiosondages GPS montre une inversion des alizés – définie ici comme la zone d'inversion de la composante zonale du vent – située entre 2 et 5 km d'altitude (zone délimitée par les deux contours sur la figure 4-7), à l'exception de l'été austral, période au cours de laquelle le flux d'ouest, et donc la zone d'inversion, sont peu marqués. D'ailleurs, la zone d'inversion peu marquée en été austral est également confirmée par les profils climatologiques de température des mois d'été austral (Fig. 4-8) qui ont été déduits des radiosondages et qui ne montrent pas d'inversion entre 0 et 5 km. Les mois de mai, juin, août et octobre présentent une inversion très nette entre 2300 m et 3700 m d'altitude. Etant donné que ces profils climatologiques ont été moyennés et que selon les jours l'altitude de l'inversion peut varier, cela peut résulter en termes de profil moyen, non pas par une vraie inversion (i.e. la température augmente avec l'altitude) mais plutôt par une température constante ou une inflexion marquée de la courbe. Ainsi, l'inversion des alizés peut être

également repérée comme une inflexion sur les profils de température des mois de juillet, septembre, novembre, ou même décembre. De mai à décembre, l'inversion est située entre 2000 m et 4000 m d'altitude et correspond à peu près à la zone d'inversion de la composante zonale du vent délimitée sur la figure 4-7. Globalement, il y a donc concordance entre les deux définitions (vent et température) de l'inversion des alizés.

La forte stabilité atmosphérique qui règne à l'intérieur de la zone d'inversion des alizés coiffe les processus convectifs se produisant au-dessous et limite ainsi le développement vertical. La zone d'inversion des alizés agit comme une interface robuste entre les basses couches et la troposphère libre au-dessus, et joue un rôle crucial dans le contrôle des transports vertical et horizontal des constituants atmosphériques de la troposphère [Taupin, 1999].

Figure 4-7: Climatologie du vent zonal à La Réunion, établie à partir de 111 sondages GPS effectués à l'aéroport de St Denis entre août 2007 et mars 2010, sur laquelle ont été reportés les contours de $\pm 1 \text{ m.s}^{-1}$ localisant la zone d'inversion des alizés. Les vitesses négatives correspondent à des vents de secteur est, tandis que les vitesses positives correspondent à des vents de secteur ouest.

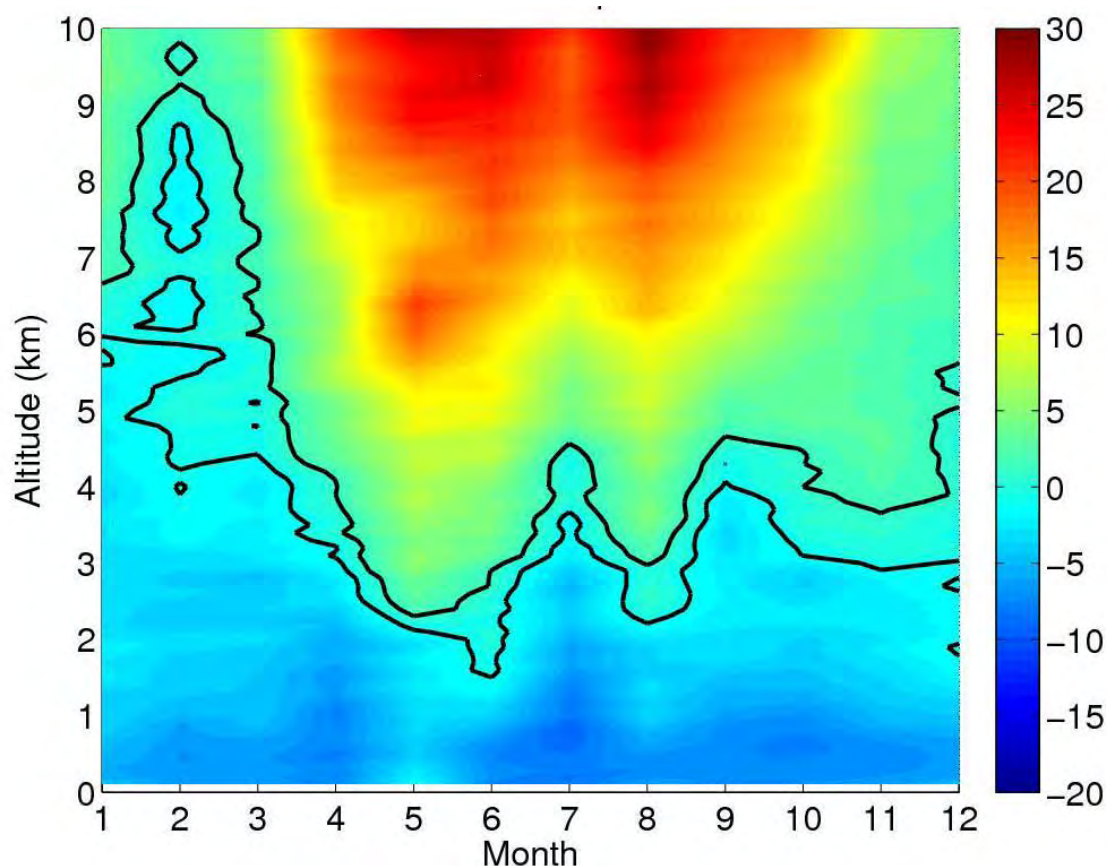
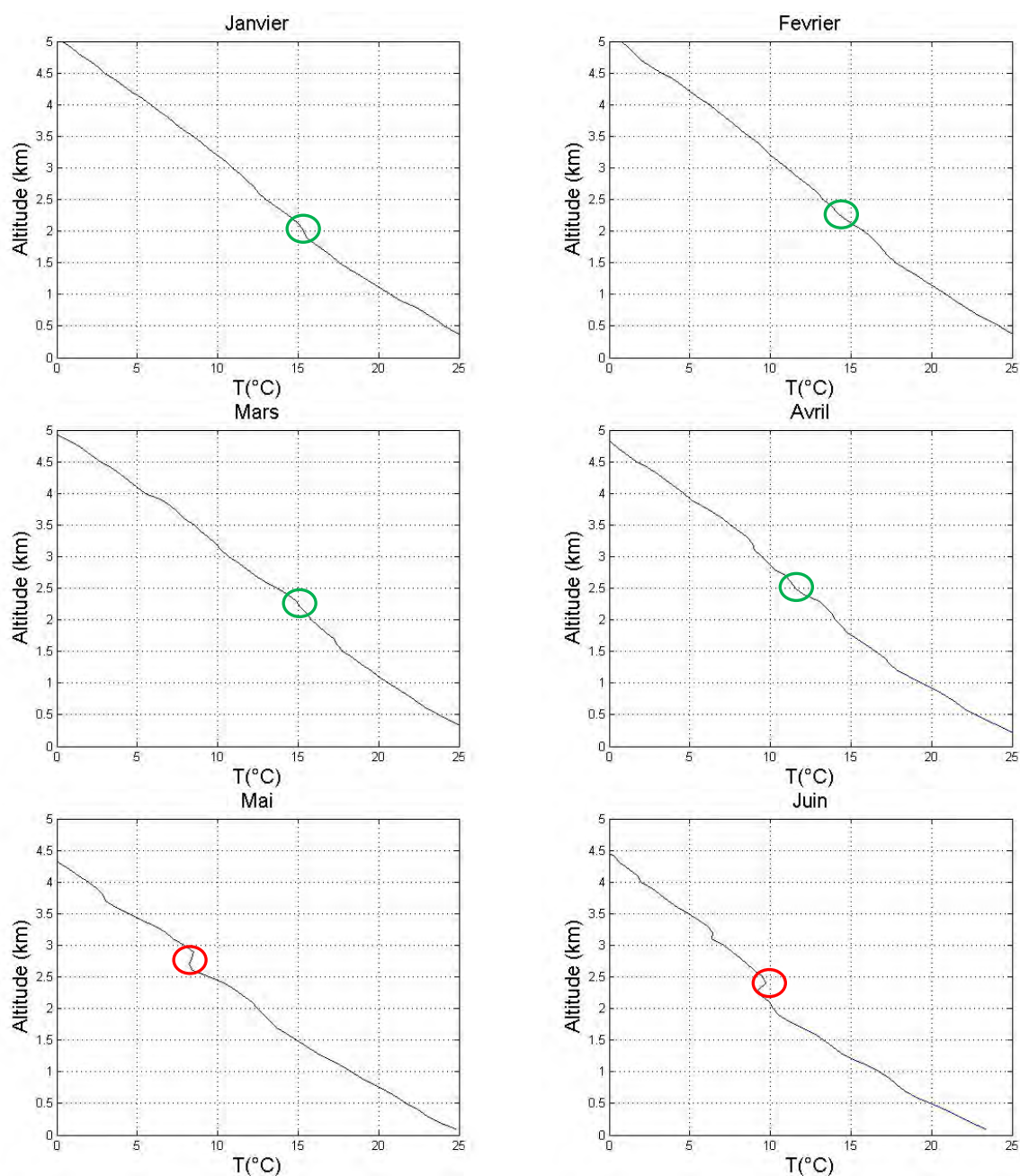
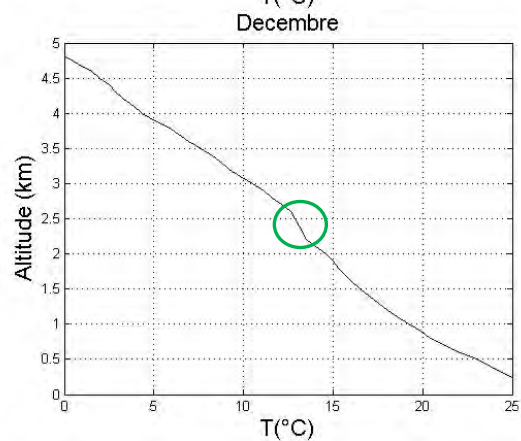
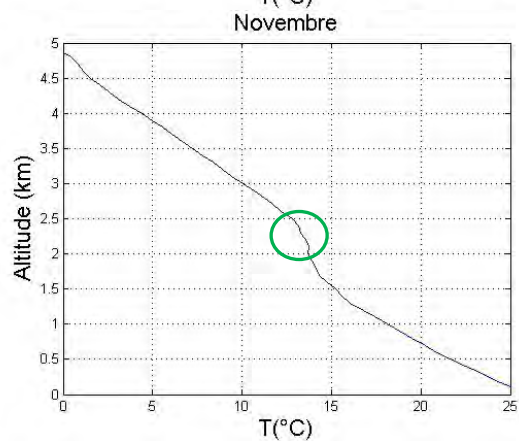
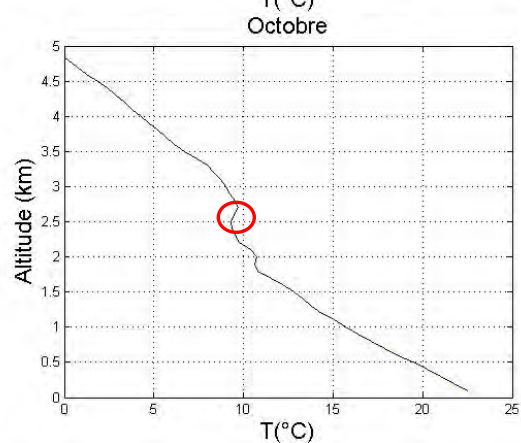
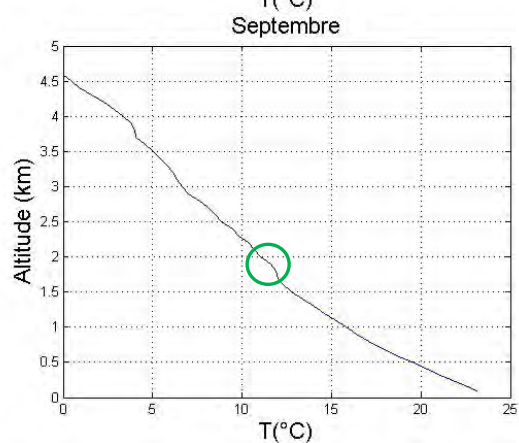
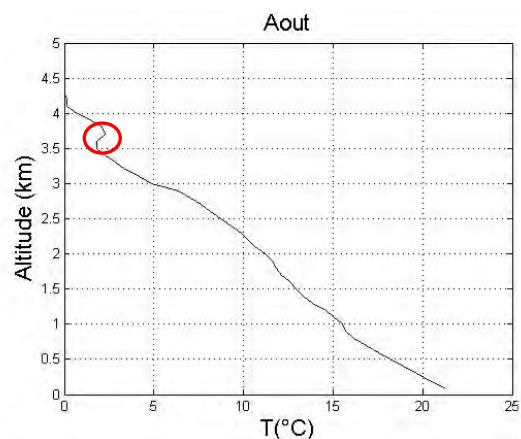
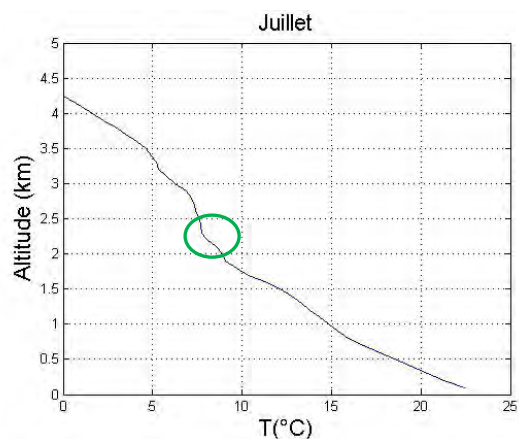


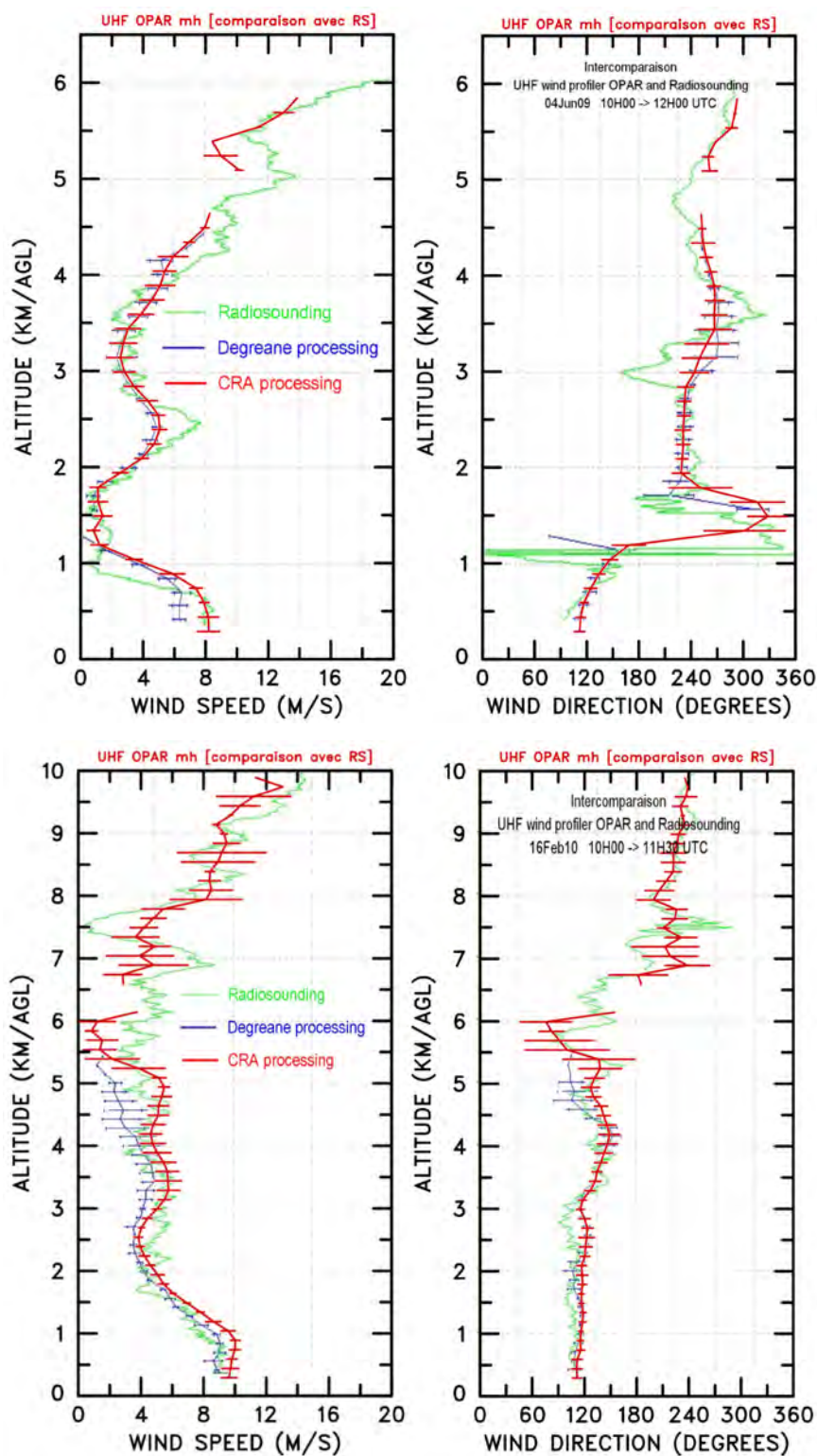
Figure 4-8: Climatologie de la température à la Réunion, établie à partir de 111 sondages GPS effectués à l'aéroport de Gillot entre août 2007 et mars 2010 (les cercles rouges repèrent une inversion très marquée de la température, tandis que les cercles verts repèrent une inflexion).





Afin d'une part d'illustrer l'inversion des alizés sur des exemples de profil radar et d'autre part de montrer la qualité de ces profils, la figure 4-9 compare, pour deux cas, les profils de vent (vitesse et direction) obtenus par radar UHF et calculés selon deux filières de mesure (celle du Centre de Recherches Atmosphériques et celle de Degréane) aux profils de vent déduits des radiosondages utilisant la technique GPS. Les comparaisons montrent une très bonne concordance des deux techniques de mesure des profils de vent. Néanmoins, une estimation quantitative globale faite par ailleurs sur un ensemble plus vaste de profils démontre que les profils de vent calculés avec la filière de mesure du CRA sont davantage corrélés aux profils de vent par radiosondage GPS comparativement aux profils calculés avec la filière de Degréane. En outre, les deux exemples de la figure 4-9 permettent d'illustrer l'inversion des alizés. En effet, le cas du 4 juin 2009 est caractéristique d'une inversion des alizés bien marquée par la présence d'un fort cisaillement de vent vers 1500m sur une plage d'altitude réduite, séparant un vent de secteur est dans les basses couches et un vent de secteur ouest au-dessus. En revanche, l'exemple du 16 février 2010 n'est pas marqué par l'inversion des alizés et les vents sont de secteur est-sud-est jusqu'à 6000 m d'altitude.

Figure 4-9: Comparaison des profils de vent obtenus par radar UHF et calculés selon les filières de Degréane (courbe bleue) et du CRA (courbe rouge) avec les profils de vent déduits des radiosondages GPS (courbe verte), effectués le 4 juin 2009 (haut) et le 16 février 2010 (bas).



4.4.2 Description des données

La climatologie des basses couches repose sur une année de données UHF obtenues en continu du 17 avril 2009 au 21 avril 2010 à l'aéroport de Gillot. Deux types de données ont été traités relativement au fonctionnement du radar UHF en mode bas et en mode haut :

- En mode bas, les profils verticaux des paramètres ont été obtenus entre 75 m et 6 km d'altitude environ avec une résolution verticale de 75 m et une résolution temporelle de 5 minutes.
- En mode haut, les profils verticaux des paramètres ont été obtenus entre 150 m et 9 km d'altitude environ avec une résolution verticale de 150 m et une résolution temporelle de 5 minutes.

Les spectres, ont été édités soigneusement pour sélectionner et extraire les trois premiers moments du pic atmosphérique : la réflectivité du radar, la vitesse radiale et la largeur spectrale. Les données sont traitées sur une durée de 25 minutes et le traitement est basé sur la continuité temporelle et verticale des spectres édités (cf. §4.3.3).

Interpréter l'analyse de toutes les données confondues, c'est-à-dire en avoir clair et sans précipitations, s'est avéré être un exercice difficile en raison de la présence des précipitations qui affectent considérablement le signal en ajoutant de la diffusion et perturbent fortement le flux général. C'est pourquoi l'analyse s'est restreinte aux échos d'air clair en enlevant les échos de pluie. Les échos dont les réflectivités étaient supérieures à 5 dBz et les vitesses verticales inférieures à -1 m.s^{-1} ont donc été éliminés du signal. Une étude approfondie pourrait permettre d'affiner davantage ces seuils définissant les échos de pluie.

4.4.3 Détection de la zone d'inversion des alizés

La détection sur chaque profil vertical de la hauteur d'inversion des alizés a été réalisée en suivant 5 méthodes différentes basées sur des critères dynamiques et thermodynamiques (Fig. 4-10). La plage de recherche est restreinte entre 800 m (borne inférieure) et 5000 m (borne supérieure) d'altitude. Partant du constat que la zone d'inversion marque la séparation entre les vents humides des alizés de sud-est et les vents d'ouest plus secs au-dessus, la hauteur d'inversion des alizés (notée ZA) peut être identifiée selon les méthodes suivantes :

1. La hauteur d'inversion des alizés correspond au niveau d'altitude pour lequel la composante zonale du vent, notée U , s'annule ($U < 0$ dans la couche des alizés et $U > 0$ dans la couche supérieure des vents d'ouest). La méthode consiste à trouver les niveaux en partant de la borne supérieure et de la borne inférieure du domaine de recherche où la composante zonale du vent change de signe. La hauteur d'inversion des alizés retenue est la moyenne des deux valeurs trouvées. L'écart-type en hauteur correspond à l'écart de hauteur entre les deux niveaux où la vitesse zonale est comprise entre -1 m.s^{-1} et $+1 \text{ m.s}^{-1}$.
2. De façon analogue, la hauteur d'inversion des alizés correspond au niveau d'altitude pour lequel la composante méridienne du vent, notée V , s'annule ($V > 0$ dans la couche des alizés et $V < 0$ dans la couche supérieure des vents d'ouest). La méthode consiste à trouver les niveaux en partant de la borne supérieure et de la borne inférieure du domaine de recherche où la composante

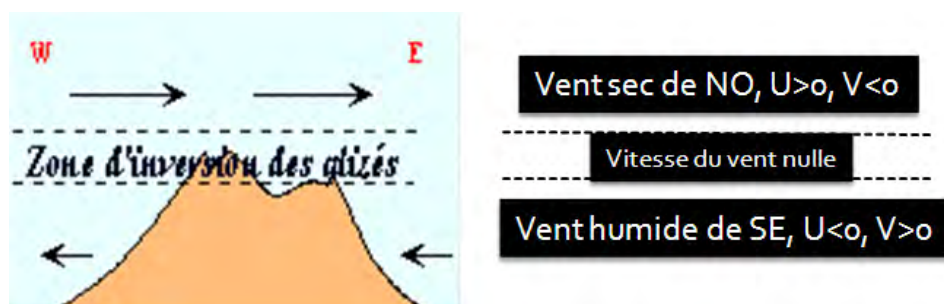
méridienne du vent change de signe. La hauteur d'inversion des alizés retenue est la moyenne des deux valeurs trouvées. L'écart-type en hauteur correspond à l'écart de hauteur entre les deux niveaux où la vitesse zonale est comprise entre -1 m.s^{-1} et $+1 \text{ m.s}^{-1}$.

3. La hauteur d'inversion des alizés correspond au niveau d'altitude pour lequel le module du vent est minimal. La plage de recherche est restreinte à 1000 m autour de la moyenne des deux hauteurs en U et V déterminées selon les méthodes précédentes. L'écart-type en hauteur correspond à la plage de hauteur autour de la hauteur d'inversion des alizés trouvée dans laquelle le module du vent est $< 1 \text{ m.s}^{-1}$.

4. La hauteur d'inversion des alizés correspond au niveau d'altitude où s'opère un changement de secteur-vent : La méthode consiste à trouver les niveaux en partant de la borne supérieure et de la borne inférieure du domaine de recherche où se produit une transition entre un vent de secteur est à sud (alizés) et un vent de secteur ouest à nord (vents d'ouest). La hauteur d'inversion des alizés retenue est la moyenne des deux valeurs trouvées. L'écart-type en hauteur correspond à la différence entre les 2 niveaux d'altitude trouvés.

5. La hauteur d'inversion des alizés correspond à un fort gradient de la constante de structure de l'indice de réfraction, noté C_n^2 , qui dépend de la température et de l'humidité. On suppose que la hauteur d'inversion des alizés est associée à un maximum de gradient. Elle n'est pas liée à un maximum de réflectivité que l'on trouve principalement au sommet de la couche limite atmosphérique. Au moins deux niveaux répondant à ce critère sont recherchés dans une plage d'altitude restreinte à $\pm 1000 \text{ m}$ du sommet défini par la médiane des hauteurs estimées en utilisant les 4 méthodes précédentes basées sur les caractéristiques du vent (U, V, module et direction du vent) : le premier niveau est recherché en partant de la borne inférieure en montant et le second en partant de la borne supérieure en descendant. Ensuite un tri est fait entre les deux estimations : le choix de la réflectivité maximale est privilégié. L'écart-type en hauteur est l'épaisseur centrée sur la hauteur estimée d'inversion des alizés correspondant à une chute de 3 dB de la réflectivité.

Figure 4-10: Schéma d'une coupe verticale zonale de l'écoulement atmosphérique dans la troposphère au-dessus de la Reunion. U et V sont respectivement les composantes zonale et méridienne du vent.



4.4.4 Variabilité à différentes échelles de temps

L'application des méthodes développées dans le paragraphe précédent nous a permis d'accéder aux variabilités mensuelles et journalières de la hauteur d'inversion des alizés, et qui seront exposées dans la suite.

4.4.4.1 Variabilité mensuelle

Les figures 4-11 et 4-12 représentent respectivement sur un cycle annuel les coupes hauteur-temps des caractéristiques du vent (module, direction, composantes zonale et méridienne) et la hauteur de l'inversion des alizés estimée à partir des méthodes décrites dans le paragraphe précédent. Pour filtrer la variabilité interjournalière, les données ont été lissées en calculant une moyenne glissante sur 30 jours d'un jour fictif moyen (qui est un composite de 30 journées).

La coupe hauteur-temps du module du vent (Fig. 4-11a) indique dans les basses couches une accélération de l'écoulement du rant l'hiver austral, de juin à septembre, avec un maximum d'activité en juillet (de l'ordre de 11 m.s^{-1}). Cet écoulement de basses couches se caractérise par une vitesse zonale négative (Fig. 4-11c) et une vitesse méridienne positive (Fig. 4-11d) caractérisant un écoulement de sud-est. A l'image du module, les composantes du vent sont maximales en hiver austral (en valeur absolue), plus particulièrement en juillet avec une vitesse zonale de l'ordre de -8 m.s^{-1} et une vitesse méridienne de l'ordre de 6 m.s^{-1} . En s'appuyant à la fois sur les résultats du traitement des données UHF et des simulations de cas idéalisés (ALIZ5 et ALIZ10, cf. chapitre 2), cet écoulement dans les basses couches ainsi caractérisé par les données UHF correspond à un écoulement fortement guidé par le relief de l'île. Concernant les aspects stationnaires de l'influence du relief sur l'écoulement, la figure 4-13 montre, dans le cas de la simulation ALIZ10 caractérisée par des effets diurnes moins sensibles (vignettes du bas), que : (i) le relief modifie finalement assez peu la direction du vent par rapport au flux de grande échelle ($\text{ESE}=112,5^\circ$ dans la simulation); (ii) par contre l'île induit un effet Venturi dans les basses couches (vitesse du vent maximale à 0.53 et 1.09 km) avec une vitesse de vent 20 à 40% supérieure aux 10 m.s^{-1} du flux à grande échelle dans ALIZ10. Le radar montre également que le vent est plus fort dans les basses couches en dessous de 1500 m (Fig. 4-11 a) dû à l'effet Venturi.

Une caractéristique dominante de la coupe hauteur-temps du module du vent (Fig. 4-11a) est la présence d'une couche épaisse de quelques centaines de mètres située entre 2 et 4 km d'altitude selon la période de l'année, dans laquelle la vitesse est nulle. Cette caractéristique se reflète également sur les coupes hauteur-temps des composantes zonale et méridienne dont l'intensité est minimale au même niveau. En toute vraisemblance, cette singularité dynamique constitue la signature de la zone d'inversion des alizés, qui marque la transition entre un flux de secteur sud à est dans les basses couches et un flux de secteur nord à ouest au-dessus, visibles sur la coupe hauteur-temps de la direction du vent (Fig. 4-11b).

La figure 4-12 met en évidence les hauteurs de la zone d'inversion des alizés estimées à partir des caractéristiques du vent (Fig. 4-12a) et de la constante de structure de l'indice de réfraction (Fig. 4-12b). D'une part, les méthodes de détection de l'inversion basées sur les paramètres dynamiques situent globalement l'inversion vers 3000 m d'altitude entre Avril et Octobre. En

revanche, l'inversion est soumise à des oscillations entre 2000 m et 4000 m d'altitude le reste de l'année, en particulier durant l'été austral qui est une période fortement perturbée par l'activité convective dans les basses couches et caractérisée par la présence moins prononcée du jet subtropical en altitude. D'autre part, la hauteur d'inversion estimée à partir de la constante de structure de l'indice de réfraction est située aux alentours de 2500 m durant l'été austral entre Janvier et Mars, et entre 2400 m et 3000 m le reste de l'année. Comparativement à la hauteur d'inversion estimée à partir de la constante de structure de l'indice de réfraction, une climatologie de la température (Fig. 4-8) établie à partir des 111 radiosondages effectués à Gillot entre août 2007 et mars 2010 ne montre pas d'inversion de la température entre 0 et 5 km d'altitude durant les mois d'été austral, ce qui confirme ainsi une activité beaucoup plus faible (voire l'absence) de la subsidence à cette période de l'année.

En comparant la hauteur d'inversion des figures 4-12a et 4-12b, il semble non seulement que la hauteur estimée à partir de l'indice de réfraction est plus stable que la hauteur estimée à partir des caractéristiques du vent, mais aussi que la détection de la hauteur d'inversion basée sur les critères dynamiques (U , V , module et direction du vent) est plutôt centrée sur le milieu de l'interface alizé-atmosphère libre, tandis que la détection de la hauteur d'inversion basée sur le critère thermodynamique (constante de structure de l'indice de réfraction) est plutôt centrée à la base de cette même interface.

Figure 4-11: Evolution temporelle de la vitesse (a) et de la direction (b) du vent, des composantes zonale (c) et méridienne (d), durant la période d'observation du radar UHF de l'OPAR (avril 2009 - avril 2010).

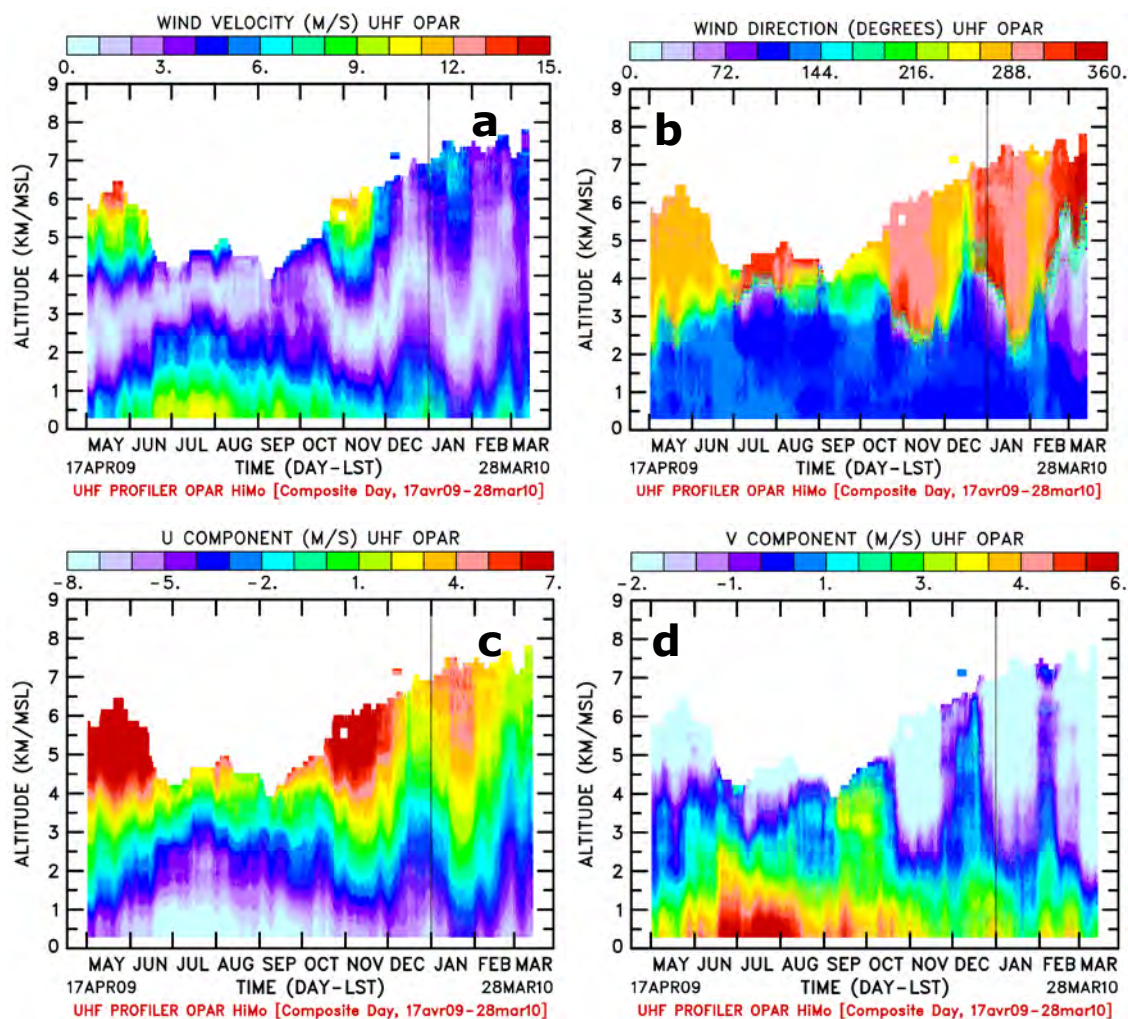


Figure 4-12: Evolution temporelle de la hauteur estimée de la zone d'inversion des alizés calculée à partir des caractéristiques du vent (a) et de la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air (b), durant la période d'observation du radar UHF de l'OPAR (avril 2009 - avril 2010).

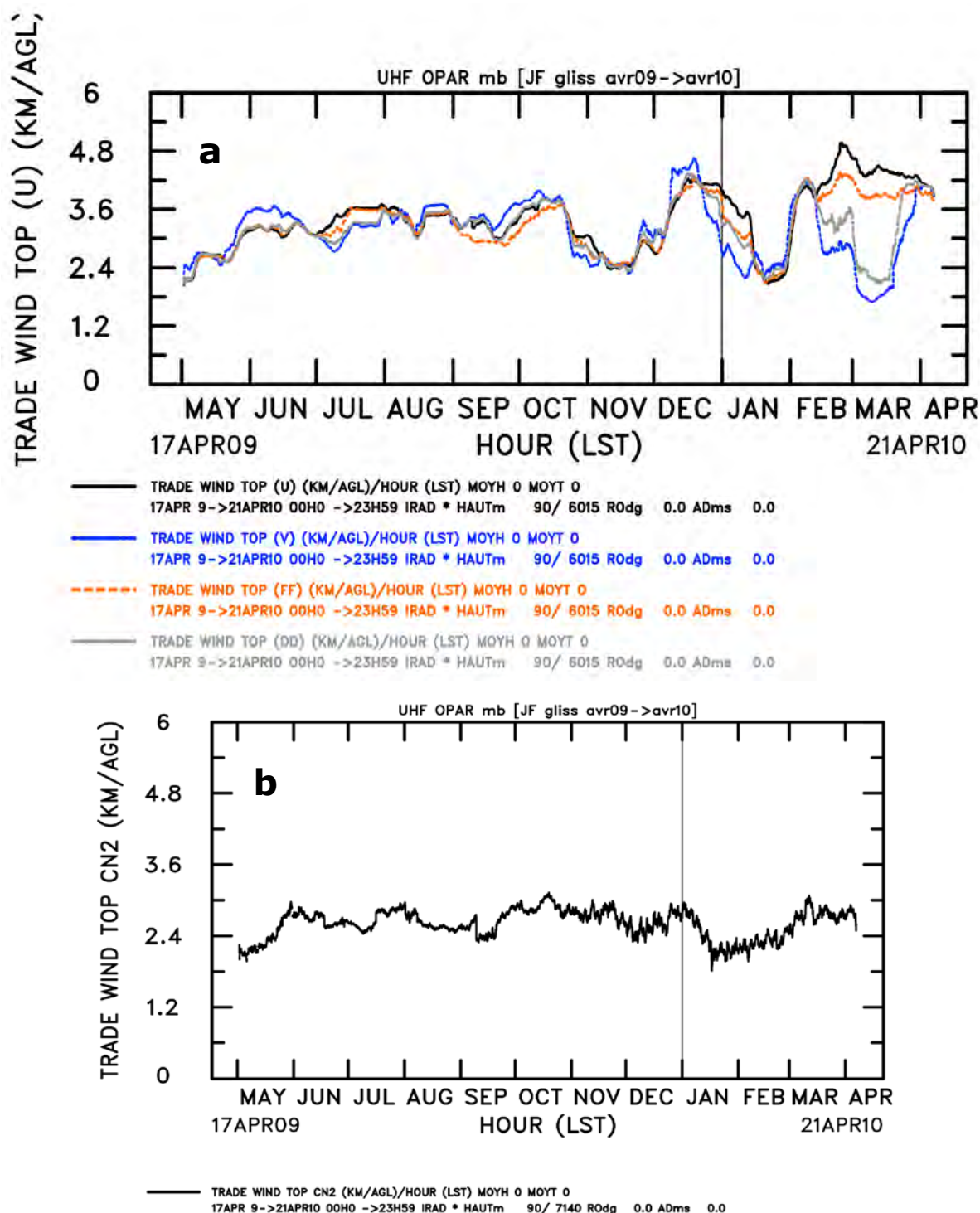
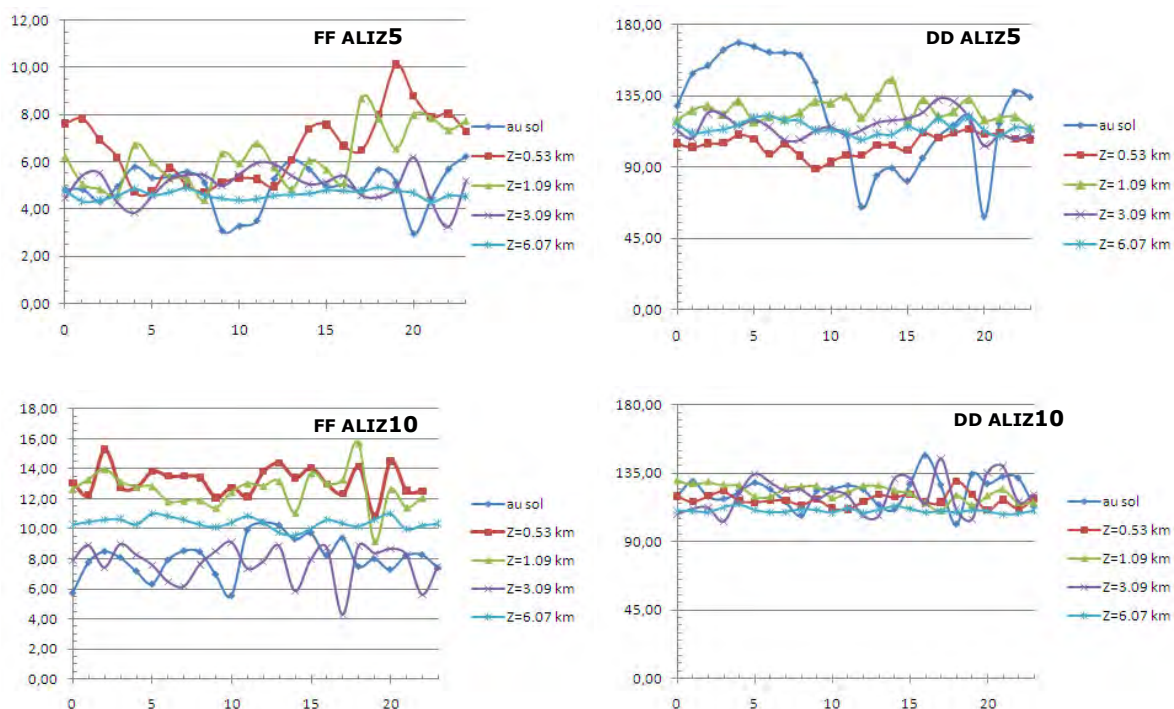


Figure 4-13: Evolutions temporelles de la vitesse (à gauche) et de la direction (à droite) du vent pour 5 niveaux atmosphériques du modèle au-dessus de Gillot, issues des simulations ALIZ5 (haut) et ALIZ10 (bas).



4.4.4.2 Variabilité diurne...

Dans l'optique de faciliter l'interprétation des données acquises sur une année de fonctionnement en continu du radar UHF et d'identifier des caractéristiques récurrentes dans l'évolution diurne de la zone d'inversion des alizés en fonction du mois de l'année, des «jours composites» ont été calculés mois par mois. Un jour composite correspond à un composite d'un certain nombre de journées analysées en un jour fictif moyen. Ici, le jour composite a été calculé pour chaque mois de la période d'observation et pour les paramètres atmosphériques intéressants pour notre étude (composantes zonale et méridienne du vent, vitesse du vent, constante de structure de l'indice de réfraction de l'air). Cette méthode a ainsi permis d'obtenir un jour fictif moyen représentatif de chaque mois de la période d'observation (Fig. 4-14 à Fig. 4-17).

... des caractéristiques du vent

La figure 4-14 représente l'évolution diurne du profil vertical de la vitesse du vent superposée à l'évolution de la hauteur de la zone d'inversion des alizés calculée à partir de la médiane des 4 estimations basées sur les caractéristiques du vent (composantes horizontales, vitesse et direction).

A l'exception de l'été austral de décembre 2009 à mars 2010, le flux dans les basses couches garde une intensité constante au cours de la journée. Il est le plus fort en juillet 2009 ($\sim 12 \text{ m.s}^{-1}$) et le plus faible en mai 2009 ($\sim 5 \text{ m.s}^{-1}$). En revanche, durant l'été austral, il semble que le flux dans les basses couches soit plus fort durant la nuit (entre le coucher et le lever du soleil) que durant le jour : il existe une différence d'environ 3 m.s^{-1} entre les régimes nocturne ($\sim 9 \text{ m.s}^{-1}$) et diurne ($\sim 6 \text{ m.s}^{-1}$).

De mai à octobre 2009, la hauteur estimée de la zone d'inversion des alizés est située aux alentours de 3000 m d'altitude et ne varie pas au cours de la journée. À l'inverse, de novembre 2009 à février 2010, bien qu'elle ne varie pas au cours de la journée, la zone d'inversion oscille entre 2000 m et 4500 m d'altitude d'un mois à l'autre. Le jour composite de mars 2010 laisse apparaître une hauteur d'inversion des alizés plus basse pendant la première moitié du jour (~ 2000 m entre 00-12 h) qu'elle pendant la seconde moitié (~ 3000 m entre 13-24 h). Il faut considérer cette information avec beaucoup de prudence car la quantité importante de précipitations tombées tout au long du mois a fortement perturbé l'écoulement.

Durant la période allant de juin à novembre 2009, les jours composites montrant l'évolution diurne de la composante zonale (Fig. 4-15) du vent dans les basses couches indiquent un flux d'est d'intensité relativement constante au cours de la journée (~ -8 m.s⁻¹). Durant le reste de la période d'observation, de décembre 2009 à mars 2010, la composante zonale semble légèrement plus forte la nuit que le jour, à l'image des jours composites montrant l'évolution diurne de la vitesse du vent (Fig. 4-14). La différence entre les régimes nocturne et diurne est la plus prononcée pour le jour composite du mois de janvier 2010 : la composante zonale d'est atteint un maximum de 7 m.s⁻¹ la nuit et un minimum de 3 m.s⁻¹ le jour.

L'évolution diurne de la composante méridienne du vent (Fig. 4-16) est caractérisée par une différence d'activité entre un régime nocturne et un régime diurne quasiment tout au long de l'année. Globalement, l'évolution diurne de la composante méridienne indique que le flux dans les basses couches provient du sud (vitesse positive) mais que celui-ci change de direction et vient du nord (vitesse négative) entre 10h et 16h (heures locales). Or, le radar est orienté de telle façon que la mer soit localisée au nord et la montagne au sud. Autrement dit, le flux dans les basses couches souffle de la mer vers la terre au cours de la journée (entre 10h et 16h) et dans le sens inverse durant la nuit. Ce changement de direction est probablement lié à la « respiration des alizés » (décrite au chapitre 2), c'est-à-dire à l'influence de la convergence/divergence thermique sur l'alizé. Cette alternance est particulièrement visible sur les jours composites d'octobre 2009 à mars 2010. Cette période de l'été austral, qui est marquée par une baisse d'activité du régime des alizés, est propice au développement des circulations thermiques. En effet, les alizés ne sont pas suffisamment forts pour dominer la modulation thermique de l'écoulement. Toutefois, il est possible que la signature des circulations thermiques soit aussi marquée durant le reste de la période d'observation, mais celle-ci doit probablement être confinée dans les très basses couches de l'atmosphère, comprises entre le sol et 300 m d'altitude qui est la limite inférieure de visibilité du radar UHF de l'OPAR. Il se pourrait d'ailleurs que les effets nocturnes soient moins détectables que les effets diurnes car les couches de vents catabatiques (régime de nuit) sont en général plus minces que les couches de vents anabatiques (régime de jour). De plus, comme il a été montré au chapitre 2, il est impossible de discriminer des brises de terre/mer et des brises orographiques.

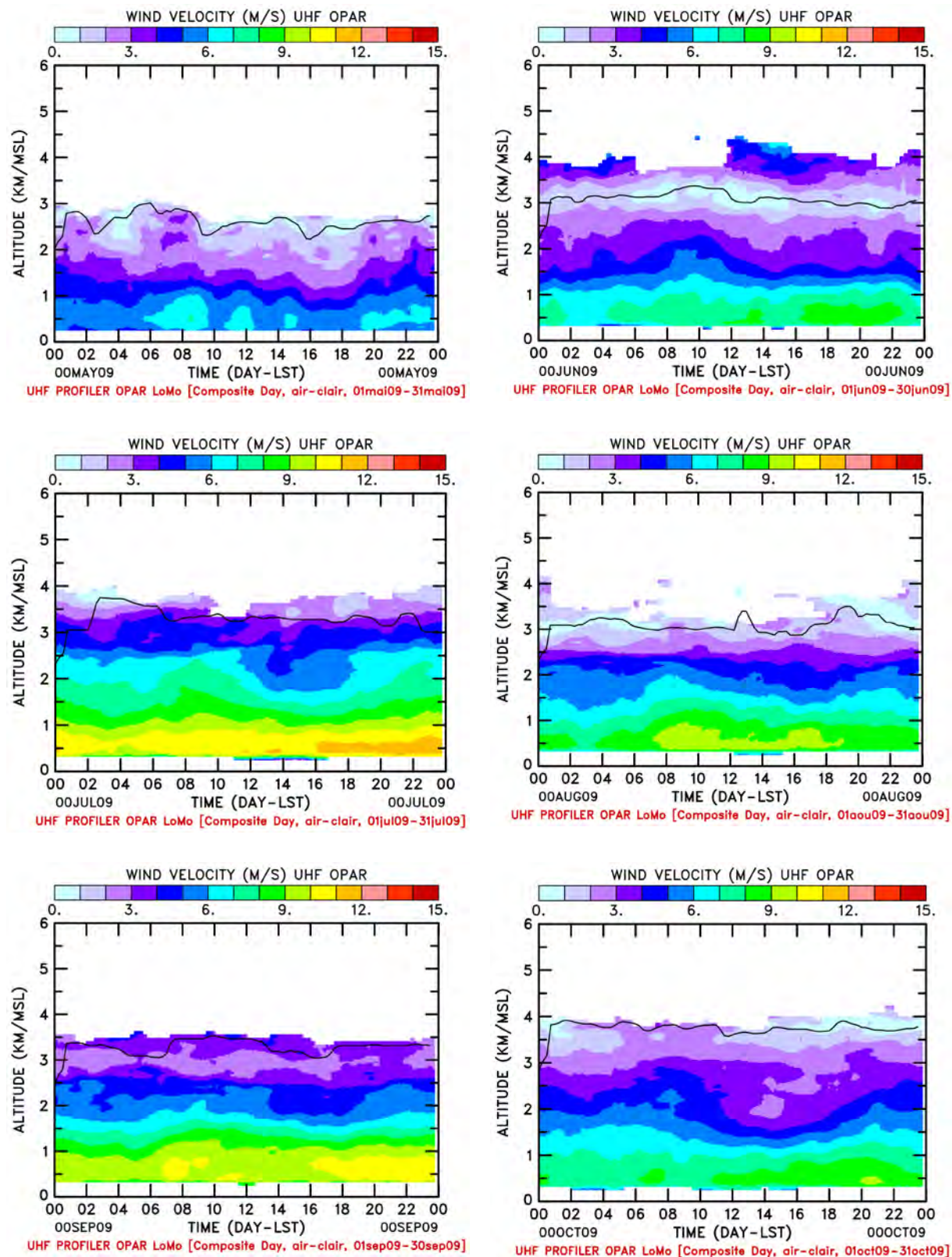
L'hypothèse selon laquelle la signature des circulations thermiques soit marquée toute l'année est suggérée par les simulations de cas idéalisés (ALIZ5 et ALIZ10, cf. chapitre 2) ainsi que les observations du vent effectuées au sol (Fig. 4-18). En effet, les mesures de la force et de la direction du vent à 10 m réalisées à la station climatologique de MétéoFrance à l'aéroport de Gillot (colocalisée avec le radar) en 2009 mettent en évidence un effet de modulation du vent en surface.

La figure 4-18 montre les caractéristiques climatologiques du vent (force, direction et composantes horizontales) calculées à partir des moyennes horaires des observations effectuées entre le 01/01/2009 et le 31/03/2009 pour l'été austral et entre le 01/06/2009 et le 31/08/2009 pour l'hiver austral. En été austral, les courbes indiquent que le vent moyen a une composante nord entre 10h et 17h (heures locales) et sud le reste du temps. En hiver austral, bien que le vent moyen garde toujours une composante sud, il change de direction moyenne entre 09h et 19h (heures locales) avec une composante sud moins prononcée dans l'intervalle de temps. Durant cette saison, l'alternance est moins marquée car l'alizé est plus fort et permet moins à l'effet thermique de s'exprimer. La modulation du vent dans les basses couches est étayée également par la figure 4-13. Celle-ci représente l'évolution temporelle de la direction et la vitesse simulées du vent pour différents niveaux d'altitude au-dessus de Gillot et issue des simulations ALIZ5 et ALIZ10, dans lesquelles le flux synoptique forcé est de secteur est-sud-est et d'intensité 5 m.s^{-1} et 10 m.s^{-1} , respectivement. Dans le cas où le flux synoptique d'alizé est faible (ALIZ5) et pour les niveaux d'altitude représentés sur la figure 4-13, seule la direction simulée du vent au sol subit une modulation (de secteur sud-sud-est de 0h à 10h, de secteur est-nord-est de 11h à 23h), tandis que la direction simulée pour les autres niveaux supérieurs reste globalement constante et similaire à celle du flux synoptique d'alizé de secteur est-sud-est. La modulation de la direction simulée du vent près du sol peut trouver son explication dans l'alternance de la convergence/divergence thermique. Plus l'altitude augmente, plus la direction simulée du vent rejoint celle du flux synoptique d'alizé. Dans le cas où le flux synoptique d'alizé est plus soutenu (ALIZ10), la direction simulée du vent reste globalement de secteur est-sud-est pour tous les niveaux d'altitude représentés. En termes de vitesse, on remarque que les niveaux d'altitude pour lesquels le vent est le plus rapide sont 0.53 km et 1.09 km : ces deux niveaux sont assez loin du sol pour que l'air n'y soit pas freiné et assez bas pour être dans la zone d'air canalisé et accéléré (i.e. zone Venturi).

... de la réflectivité (ou constante de structure de l'indice de réfraction de l'air)

De mai à novembre 2009, les jours composites de la réflectivité (Fig. 4-17) révèlent un cycle diurne régulier de la couche limite atmosphérique avec une augmentation progressive de la réflectivité entre 08h et 6h (heures locales). En effet, ce paramètre permet d'évaluer graphiquement la hauteur de la couche limite, car les particules d'air à l'interface entre la couche de surface et l'atmosphère libre subissent un fort brassage et renvoient donc un écho très important. A l'inverse, la saison humide allant de décembre 2009 à mars 2010 est caractérisée par une réflectivité assez élevée et relativement constante tout au long de la journée : le cycle diurne n'est pas clairement marqué. Cette forte réflectivité est probablement associée aux échos venant principalement du taux d'humidité très élevé durant cette saison. Le maximum de réflectivité révèle que le sommet de la couche limite ne dépasse pas 1000 m d'altitude en toutes saisons.

Figure 4-14: Evolution temporelle du profil vertical de l'intensité du vent et de la hauteur de la zone d'inversion des alizés (calculée à partir de la médiane des 4 estimations basées sur les caractéristiques du vent) sur un jour composite calculé à partir des observations acquises pendant un mois, de mai 2009 à avril 2010.



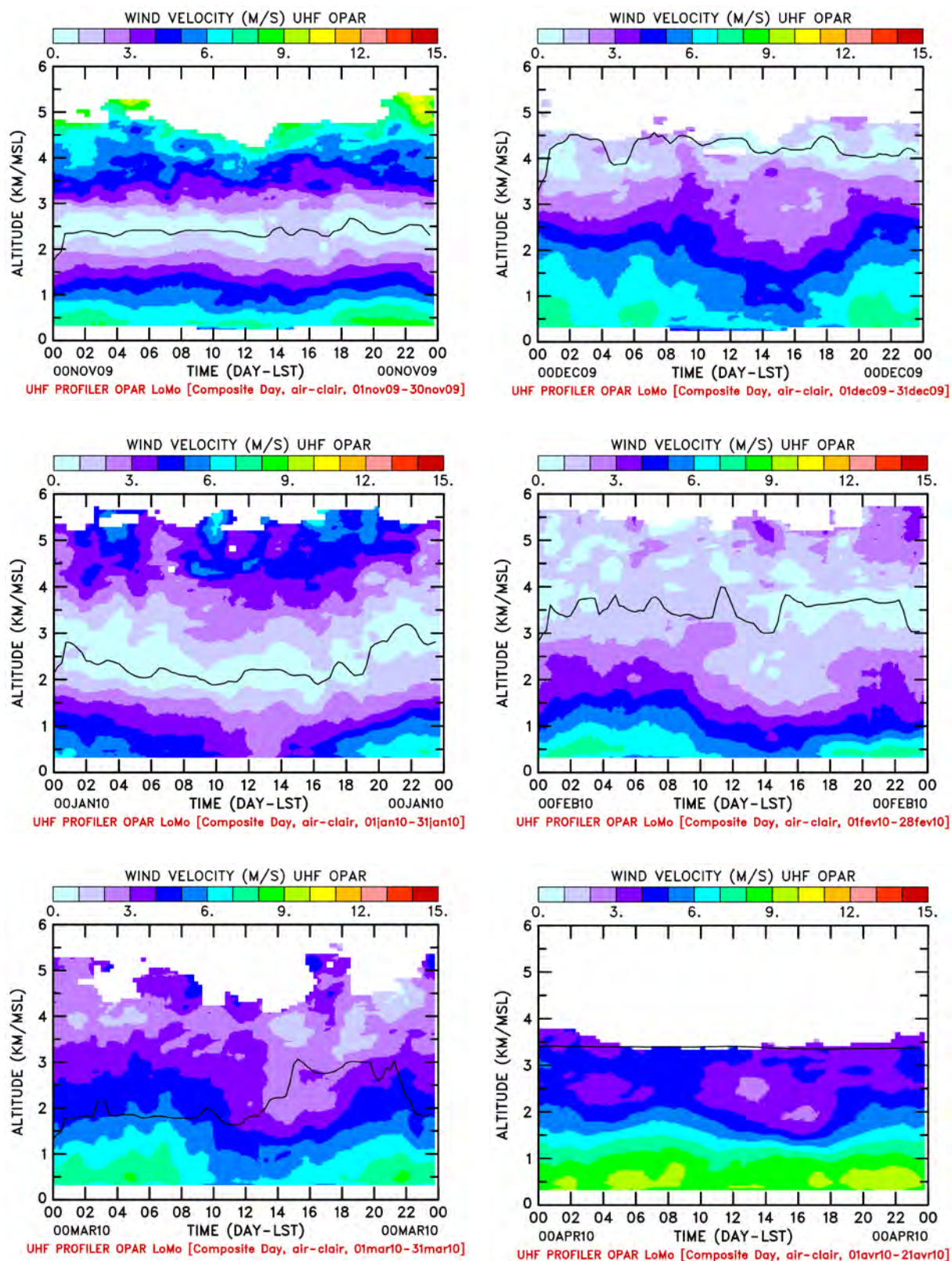
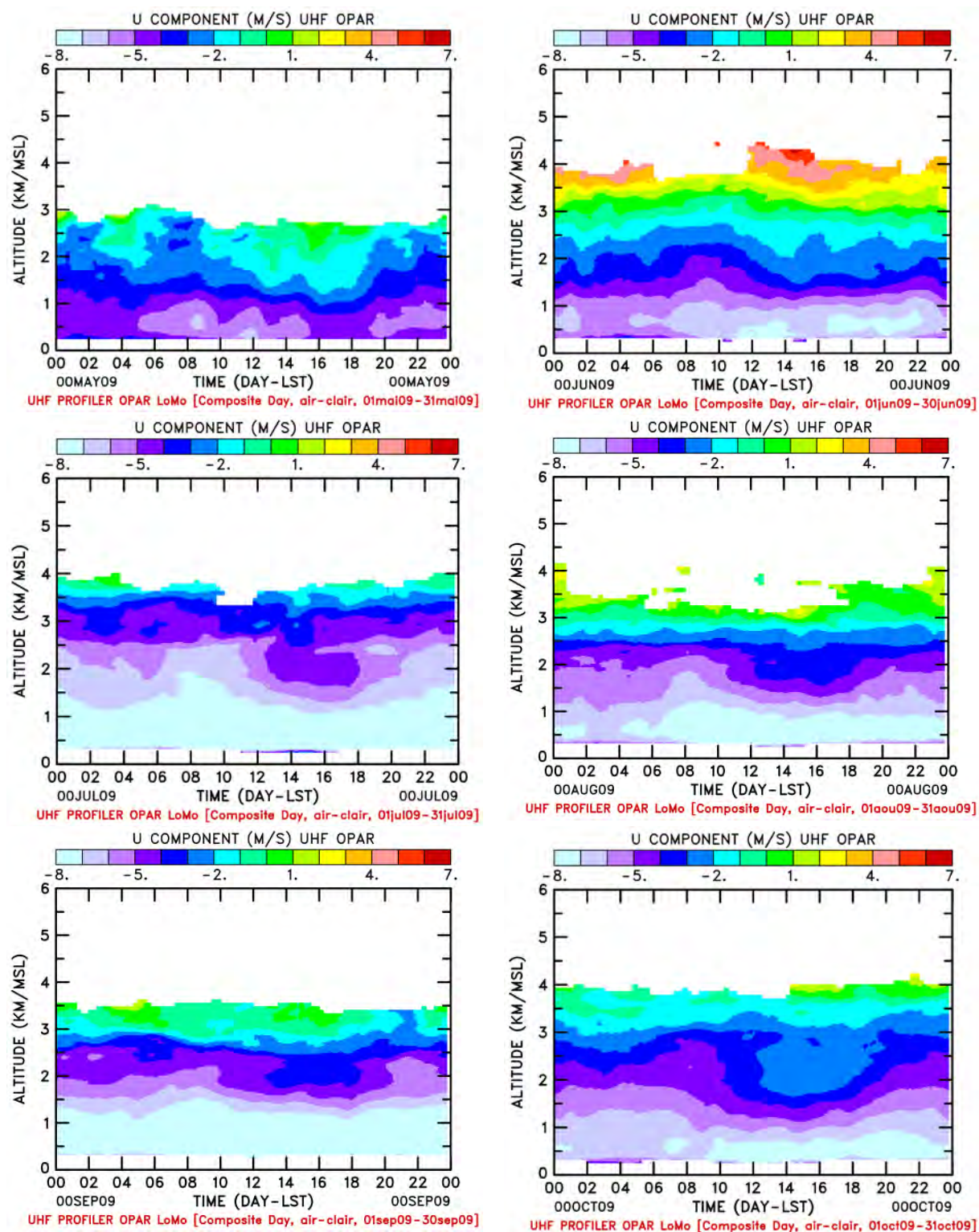


Figure 4-15: Evolution temporelle du profil vertical de la composante zonale sur un jour composite calculé à partir des observations acquises pendant un mois, de mai 2009 à avril 2010.



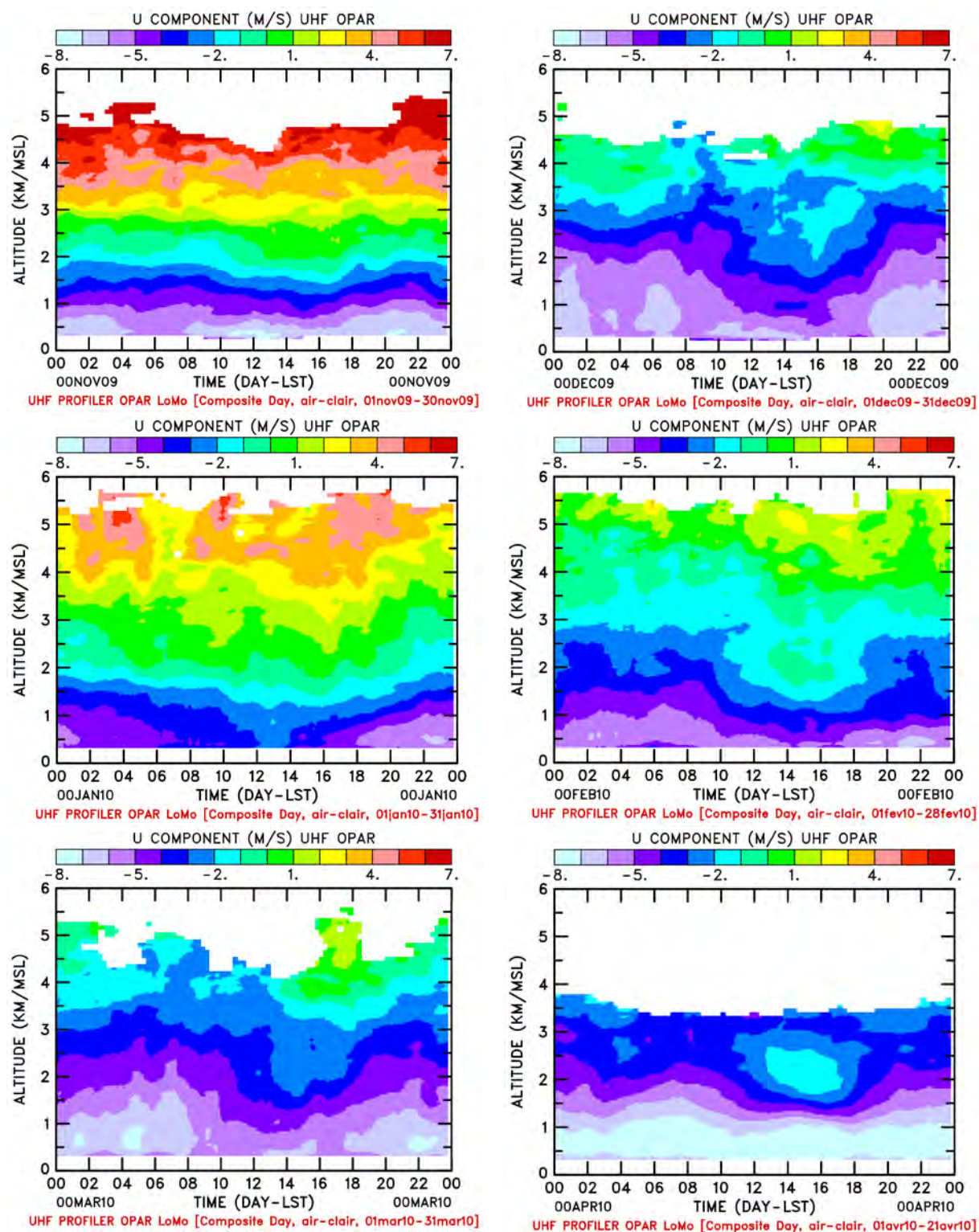
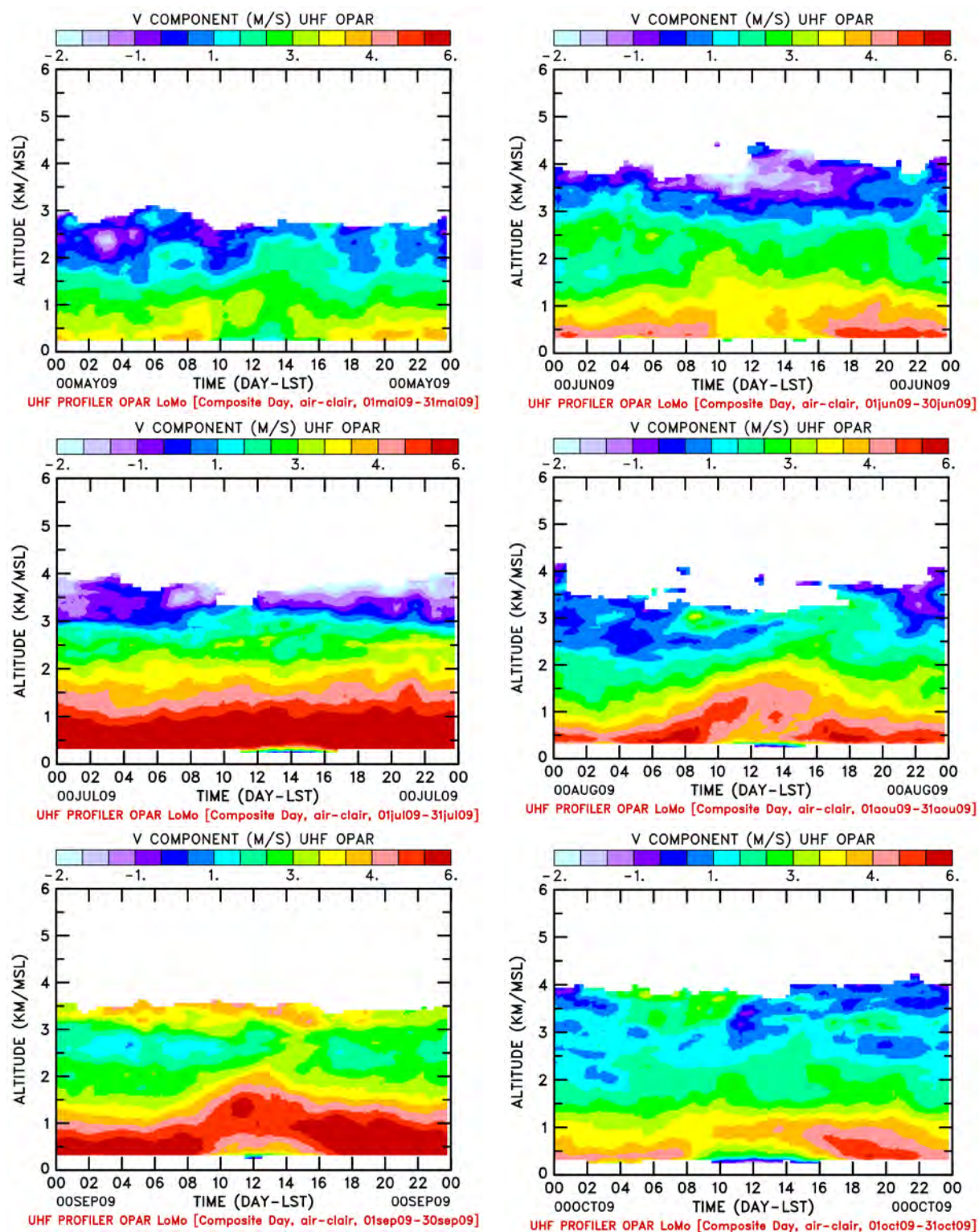


Figure 4-16: Evolution temporelle du profil vertical de la composante méridienne sur un jour composite calculé à partir des observations acquises pendant un mois, de mai 2009 à avril 2010.



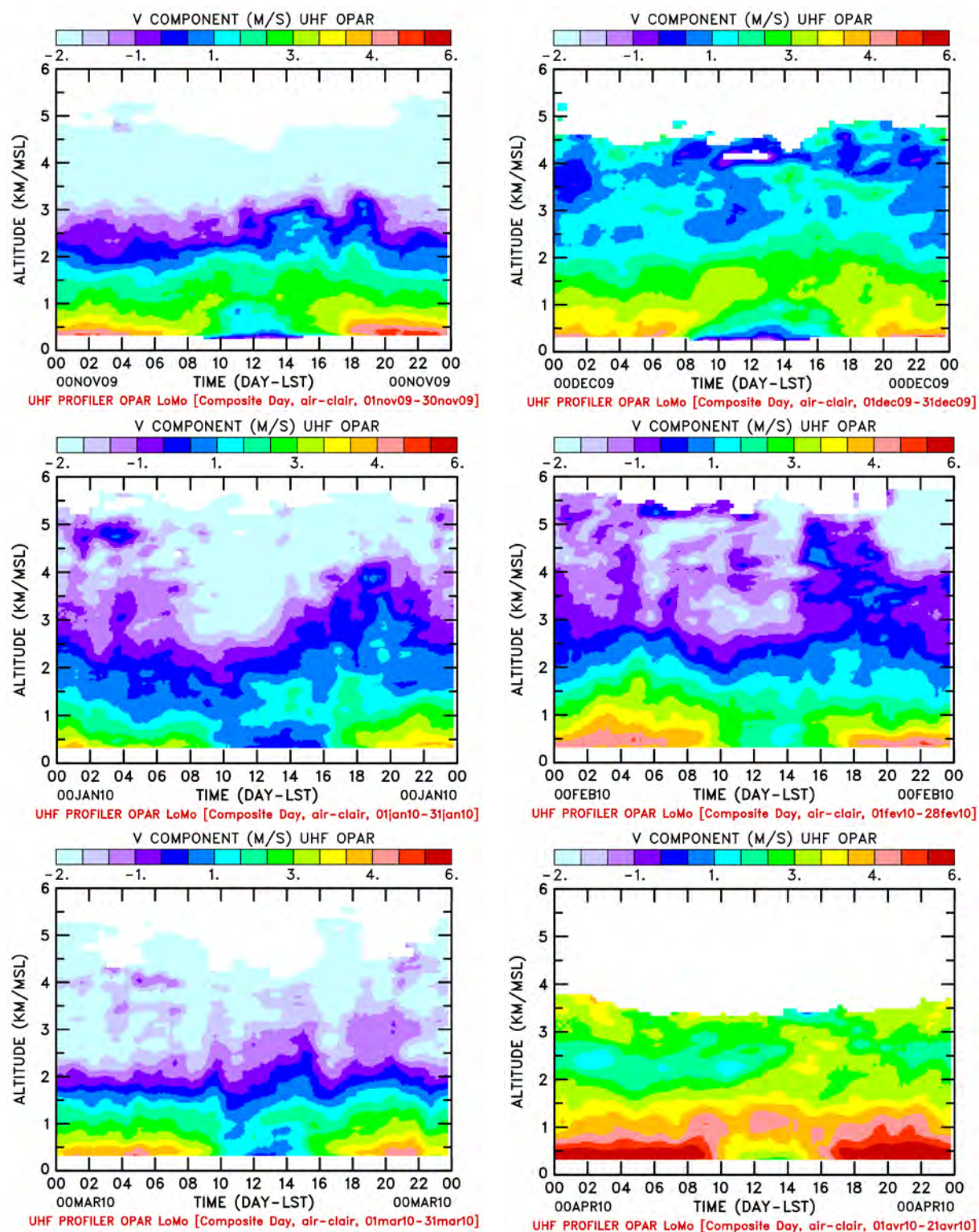
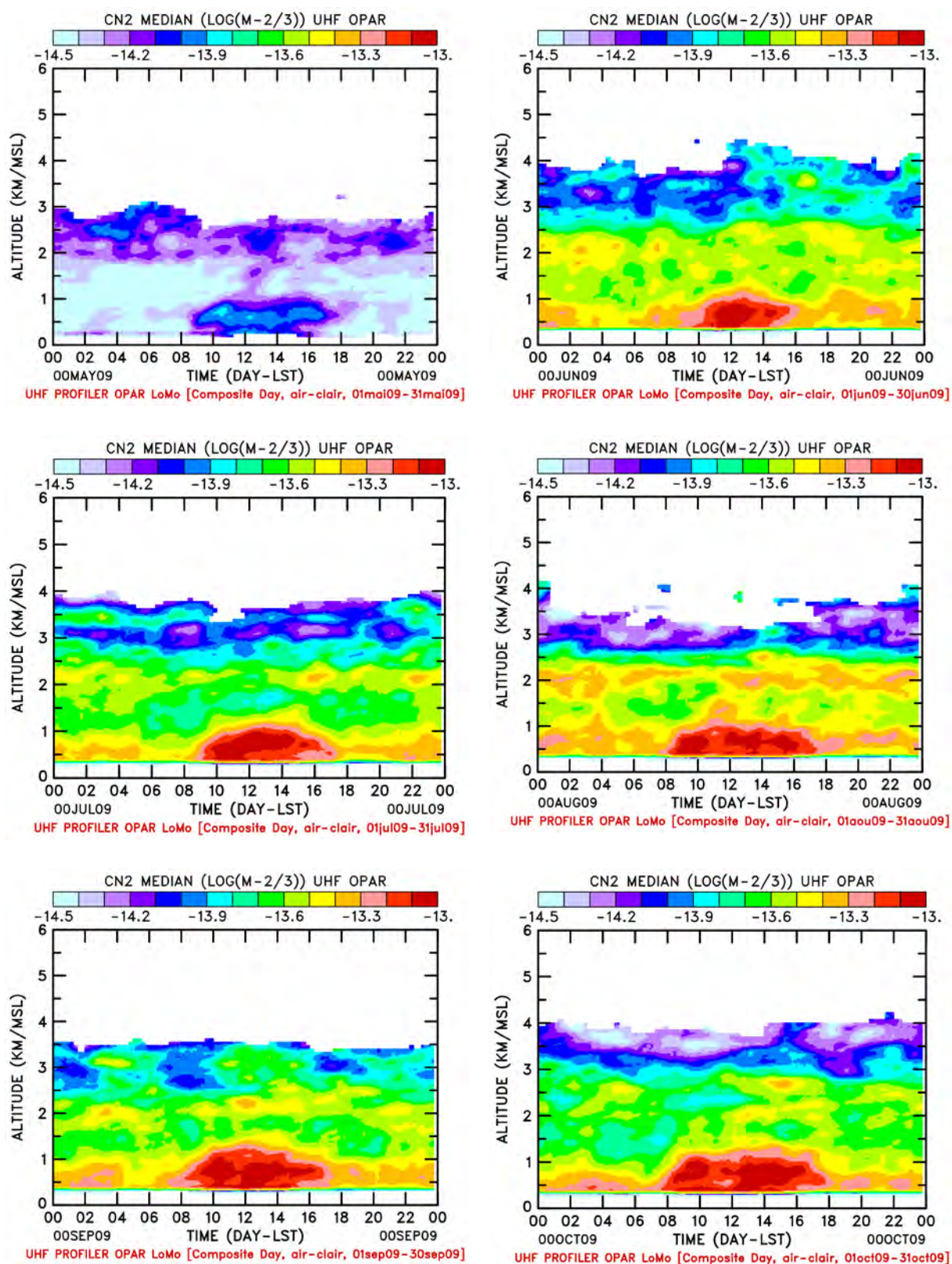


Figure 4-17: Evolution temporelle du profil vertical de la réflectivité sur un jour composite calculé à partir des observations acquises pendant un mois, de mai 2009 à avril 2010.



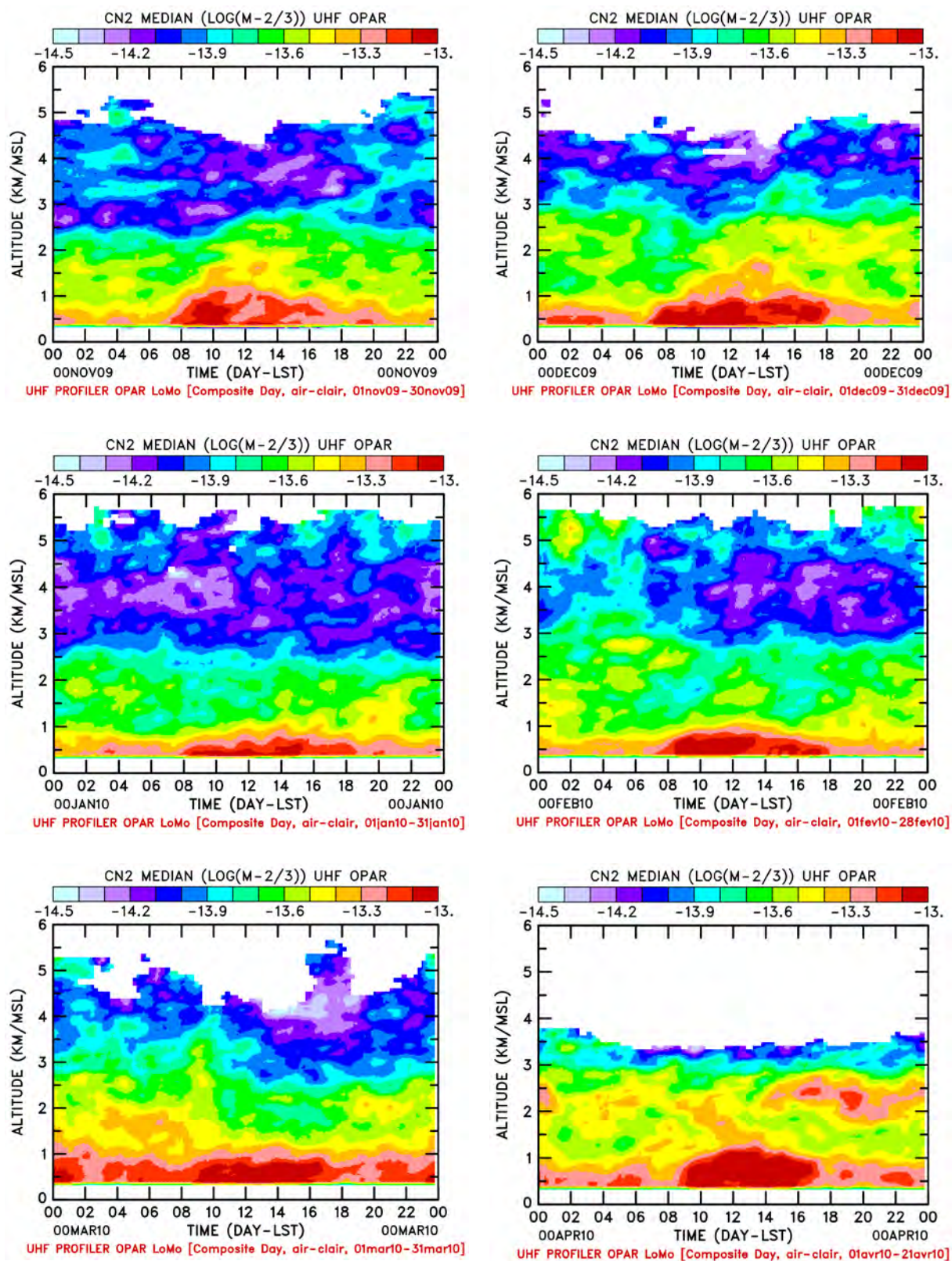
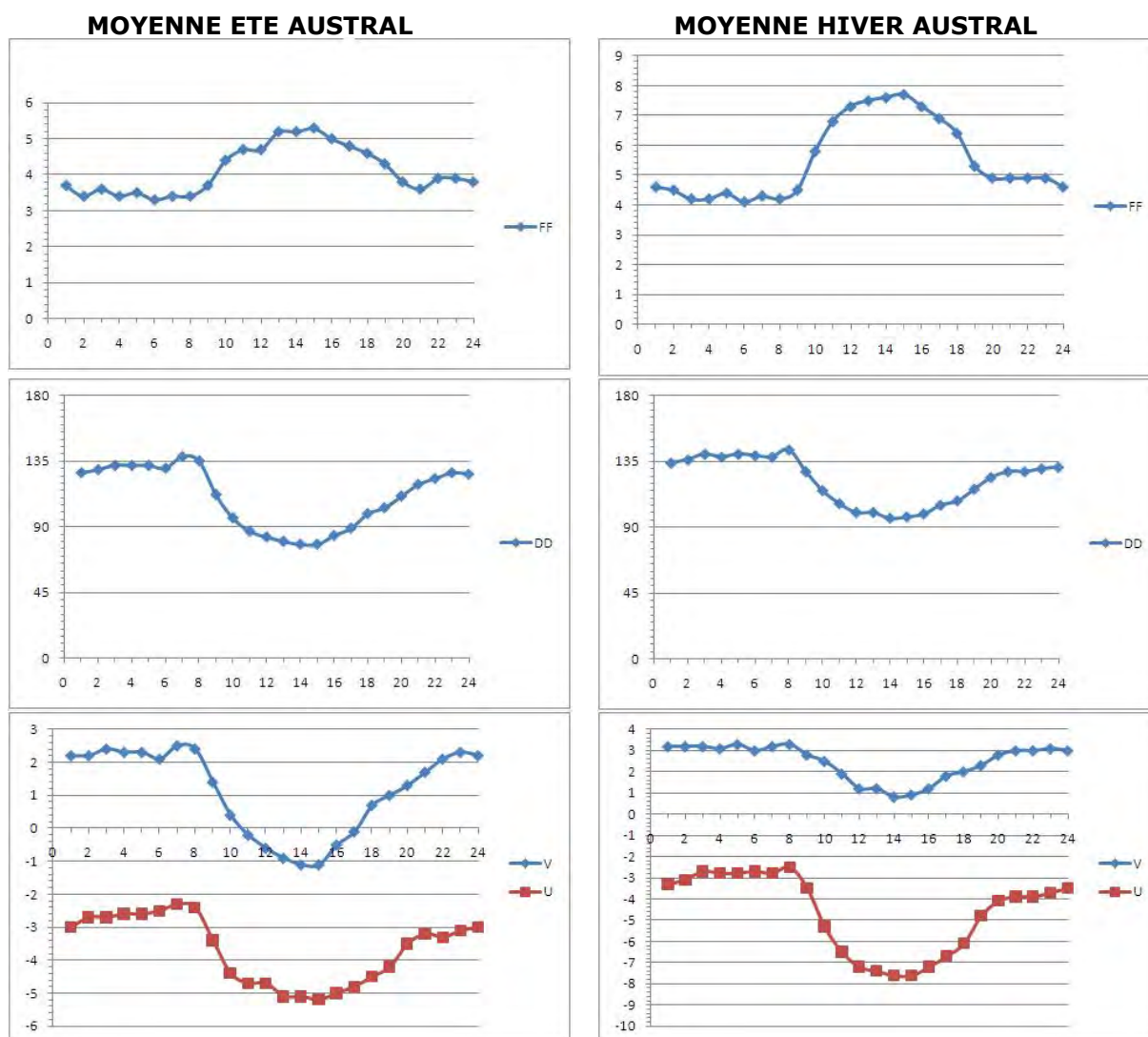


Figure 4-18: Caractéristiques climatologiques du vent (direction, force et composantes horizontales) établies à partir de la moyenne horaire des observations du vent à 10 m réalisées à la station climatologique de MétéoFrance située à l'aéroport de St Denis et effectuées entre le 01/01/2009 et le 31/03/2009 (à gauche) pour l'été austral et entre le 01/06/2009 et le 31/08/2009 (à droite) pour l'hiver austral.



4.5 CONCLUSION

L'objectif de ce chapitre était de déterminer les caractéristiques de la zone d'inversion des alizés, ce qui est nécessaire pour bien comprendre la problématique de la redistribution verticale des composés atmosphériques dans un contexte tropical comme celui de la Réunion. Après avoir appréhendé le comportement général de l'inversion des alizés en analysant les profils de vent obtenus par GPS, nous avons étudié sa variabilité à différentes échelles de temps en analysant les données obtenues avec un radar UHF du rant une année complète d'observation en continu à l'aéroport de St Denis. Le travail a consisté à exploiter les données UHF uniquement en air clair après avoir extrait le signal atmosphérique des spectres Doppler, puis définir des critères de détection pour identifier cette zone d'inversion et rechercher ses fluctuations à différentes échelles de temps.

Dans un premier temps, il semble que le critère de détection de la zone d'inversion basé sur le gradient vertical de réflectivité situe la hauteur d'inversion à la base de l'interface alizés/troposphère libre tandis que les critères basés sur les caractéristiques du vent (vitesse, direction et composantes horizontales) la situent au milieu de l'interface. Ensuite, les observations sur un an montrent que l'inversion dans le régime des alizés est permanente et bien établie entre avril et octobre 2009 aux alentours de 3 000 m d'altitude. En revanche, du rant le reste de la période d'observation, entre novembre 2009 et mars 2010, elle est soumise à des oscillations entre 2000 et 4000 m qui sont probablement dues à l'activité convective des basses couches pendant l'été austral. Par ailleurs, l'analyse des jours composites de chaque mois d'observation ne révèle pas a priori de cycle diurne dans l'évolution temporelle de la hauteur de l'inversion. Toutefois, cela pourrait être précisé par une analyse spectrale des séries temporelles de la hauteur d'inversion. Enfin, lorsque l'intensité des alizés n'est pas trop forte, il est possible d'observer le cycle diurne de la respiration des alizés (i.e. alternance convergence/divergence thermique) dans les basses couches, en particulier pendant l'été austral. Cependant il se peut que le cycle diurne des brises soit toujours présent mais la limite de visibilité du radar ne permet pas pour l'instant de capter le phénomène en-dessous de 300 m d'altitude.

L'étude réalisée a ainsi permis d'explorer un ensemble unique à La Réunion de données à haute résolution dans le but d'obtenir une vision nouvelle sur les caractéristiques de la zone d'inversion des alizés. Une meilleure connaissance de ce phénomène dynamique permanent pourrait aider à l'interprétation des mesures chimiques et dynamiques qui seront effectuées au Piton Maïdo, dans le futur observatoire atmosphérique d'altitude de l'OPAR. En effet, l'appréhension des mécanismes mis en jeu dans ce phénomène est importante pour le bilan troposphérique d'espèces physico-chimiques car la zone d'inversion agit directement sur la distribution verticale de certains constituants atmosphériques tels que la vapeur d'eau, l'ozone et les produits de combustion de biomasse. Un an d'observations par radar UHF a montré que l'inversion des alizés se situait quasiment toujours au-dessus de l'altitude de la station (2200 m) et ne laissait pas apparaître un cycle diurne évident. Les couches supérieures ne pourraient donc avoir qu'une influence indirecte sur les couches inférieures par diffusion à travers la couche d'inversion des alizés.

Chapitre 5. APPLICATION A LA DISPERSION DU PANACHE VOLCANIQUE DU PITON DE LA FOURNAISE.

Sommaire

5.1	<i>Motivation scientifique</i>	162
5.2	<i>L'éruption historique d'avril 2007 : «Infernale beauté»</i>	164
5.2.1	Le Piton de la Fournaise : un volcan d'exception	164
5.2.2	L'éruption en quelques chiffres	164
5.3	<i>Données expérimentales recueillies pendant l'éruption</i>	169
5.3.1	Dioxyde de soufre	169
5.3.2	Images satellite MODIS	173
5.4	<i>Modélisation numérique d'une période de l'éruption</i>	175
5.4.1	Stratégie	175
5.4.2	Configuration numérique	175
5.4.3	Traceur du panache de gaz volcanique	177
5.5	<i>Transport du panache volcanique</i>	178
5.5.1	Dans le modèle intérieur à 1 km de résolution horizontale	178
5.5.2	Estimation de la concentration en SO ₂ volcanique	180
5.6	<i>Conclusion et perspectives – Vers un système numérique de prévisions</i>	185

5.1 MOTIVATION SCIENTIFIQUE

Dans cette thèse, le but principal des études par modélisation numérique des circulations locales à haute résolution est de caractériser les transferts de polluants émis localement au niveau de l'île de la Réunion, afin de distinguer leurs effets des signaux liés à la pollution de fond de l'atmosphère dans le cadre d'une surveillance à long terme. Ainsi tel qu'il a été envisagé lors des simulations de cas idéalisés (chapitre 2), une source de pollution peut être due aux émissions de gaz et de particules par le volcan du Piton de la Fournaise lors de ses éruptions. L'éruption d'avril 2007, d'une intensité exceptionnelle, nous donne l'occasion d'étudier un cas réel de pollution pour compléter et contribuer à valider les études de cas idéalisés. Cette approche permet d'aborder une question relevant de la sécurité publique, à savoir les émissions de gaz toxiques et de particules, émis par le volcan du Piton de la Fournaise.

Les volcans constituent l'une des sources naturelles les plus importantes de pollution atmosphérique, à la fois pendant et entre les éruptions [Oppenheimer et al, 2003]. Il est essentiel pour différents domaines des sciences de l'atmosphère d'avoir une bonne connaissance des émissions volcaniques volatiles dans l'atmosphère et dans l'espace, ainsi que de leur chimie atmosphérique et de leurs effets physiques et radiatifs. Parmi les volcans, on distingue :

- les volcans « rouges » caractérisés par des éruptions effusives relativement calmes et émettant des laves fluides sous la forme de coulées,
- Les volcans « gris » caractérisés par des éruptions explosives et émettant des laves pâteuses et des cendres sous la forme de nuées ardentes ou coulées pyroclastiques et de panaches volcaniques.

Ces deux types de volcans impactent l'atmosphère très différemment en termes de profondeur d'injection et de nature des produits éjectés. Des éruptions volcaniques de type explosif telles que celles du El Chichon (Mexique) en 1982 [Pollack et al, 1983 ; Hoffmann, 1987] et du Mont Pinatubo en 1991 [Mc Cornick et al, 1995 ; Fiocco et al., 1996 ; Robock, 2002], ont surtout influé sur le climat en raison de l'impact radiatif et chimique des panaches d'aérosols injectés dans la stratosphère [Solomon, 1999 ; Robock, 2000, 2002]. En revanche, pour les éruptions volcaniques de type effusif, la problématique est différente. La connaissance de leurs impacts atmosphériques et environnementaux au sein de l'atmosphère et du dégazage présentent en core certaines lacunes. Selon des réactions chimiques d'oxydation, les gaz volcaniques se transforment en acides et peuvent interagir avec la phase aérosol par nucléation et/ou condensation. Les aérosols volcaniques troposphériques jouent un rôle important dans le rayonnement atmosphérique, de façon directe par rétrodiffusion et absorption des rayonnements de courte longueur d'onde, et de façon indirecte par modification de la couverture nuageuse et des propriétés des nuages [Hobbs et al, 1982 ; Albrecht, 1989 ; Kaufman et al., 2002]. Les aérosols volcaniques troposphériques et les composés gazeux, plus spécialement le dioxyde de soufre, peuvent aussi être sources de risque pour les écosystèmes terrestres et la santé sur des échelles locales voire régionales [Baxter et al, 1982 ; Mannino et al, 1996 ; Allen et al, 2000 ; Delmelle et al, 2001 ; Grattan et al, 2003].

Le Piton de la Fournaise, qui est l'un des volcans les plus actifs au monde avec le Kilauea (Hawaii), le Stromboli et l'Etna (Sicile), est le siège d'éruptions intenses et régulières qui se produisent pratiquement chaque année et durant lesquelles les polluants atmosphériques émis peuvent être

dispersés au-dessus de régions habitées de l'île [Bhugwant et al, 2002]. Des études réalisées sur des volcans de type comparable à celui de la Réunion ont mis en évidence un dégazage important lors des éruptions. Toutefois, aucune étude sur le transport atmosphérique du panache n'a été menée jusqu'à présent autour du volcan réunionnais.

Le Piton de la Fournaise fait l'objet depuis plus de 20 ans d'une surveillance attentive grâce à l'Observatoire Volcanique du Piton de la Fournaise (OVPF), installé sur le plateau de la Plaine des Cafres à Bourg-Murat, qui concentre les données d'un important réseau de capteurs sismiques servant essentiellement à l'étude du comportement du volcan, à la prévision puis l'analyse des éruptions. Jusqu'à présent, seule une attention réduite était portée aux dangers potentiels du panache de gaz et de poussières exhalés lors des éruptions. Cependant, l'éruption d'avril 2007, d'une ampleur exceptionnelle, a montré que des panaches fortement chargés en dioxyde de soufre (SO_2), en acides ainsi qu'en fines particules de lave (cheveux de Pélé) et cendres volcaniques, étaient susceptibles d'atteindre des zones habitées de l'île et d'y poser des problèmes de santé publique et environnementaux.

Ce constat a donc motivé la modélisation d'une période de cette éruption qui repose sur un projet soutenu par le secrétariat d'état à l'outre-mer dans son appel à proposition scientifique de 2007. La fréquence des éruptions du Piton de la fournaise (en moyenne une tous les 10 mois) et l'ampleur de l'éruption d'avril 2007 font de cette dernière un cas d'école, non seulement parce que les effets sanitaires apparaîtront sans ambiguïté et seront plus faciles à caractériser. Cet événement majeur constitue alors une application originale de l'étude des circulations locales à la Réunion. Il a permis également d'initier d'autres études dont l'objectif est de mettre au point un système numérique de modélisation de la dispersion de panaches de polluants, puis d'analyser a posteriori l'épisode de pollution.

5.2 L'ÉRUPTION HISTORIQUE D'AVRIL 2007 : «INFERNALE BEAUTE»

5.2.1 Le Piton de la Fournaise : un volcan d'exception

Le Piton de la Fournaise (21.23°S, 55.71°E, 2631 m) (Fig. 5-1), dont le massif occupe le tiers sud-est de l'île, est un volcan de type effusif dont l'activité a débuté il y a environ 450000 ans. Les manifestations de son activité sont celles classiquement associées au dynamisme des volcans de point chaud océanique : coulées de nature exclusivement basaltique, dynamisme essentiellement effusif avec parfois des manifestations explosives ayant pour origine essentielle d'éventuelles interactions entre l'eau (phréatique ou océanique) et le magma (comme cela a été observé en avril 2007) ; des éruptions alimentées par un réseau de chambres magmatiques. Actuellement, il est l'un des volcans les plus actifs dans le monde : plus de 150 éruptions ont été enregistrées depuis le 17^e siècle et il en tre en ér uption a u m oins u ne fois pa r a n depu is 19 98 a vec u n déga zage remarquable [Staudacher et al, 2009 ; Bhugwant et al, 2008].

5.2.2 L'éruption en quelques chiffres

L'éruption d'avril 2007 constitue l'éruption la plus importante du Piton de la Fournaise depuis au moins un siècle [Staudacher et al, 2009, Deroussi et al, 2009]. Elle développe dès les premiers jours u n c aractère e xceptionnel par s on i n tensité et p ar les é vénements n aturels q ui lui s ont associés. Après un premier réveil du volcan le 18 février 2007, puis un deuxième réveil le 30 mars 2007, la phase éruptive a débuté le 2 a vril 2007 dans la matinée (10:00) par l'ouverture d'une fissure à 590 m d'altitude, longue d'1 km, sur le flanc sud-est (à 7 km du sommet et 3 km de la côte) et s'est achevée le 1 mai vers 12:00 (Fig. 5-2). Elle a duré un m ois a vec u n é coulement continu de lave et des émissions de gaz et d'aérosols d'intensité variable, parfois très intenses.

Figure 5-1: Carte du massif volcanique du Piton de la Fournaise représentant les secteurs affectés par l'éruption du 2 avril 2007 (rouge). Source : Observatoire Volcanique du Piton de la Fournaise (OVPF).

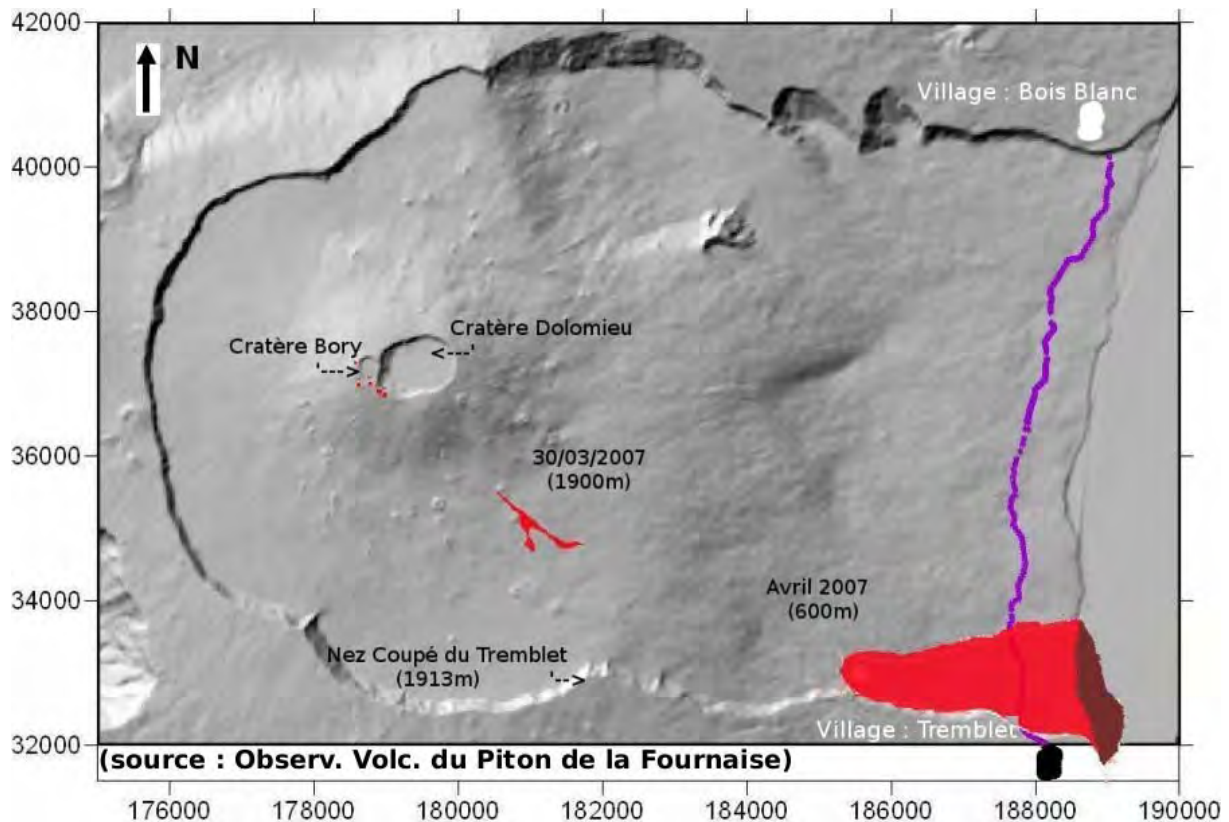
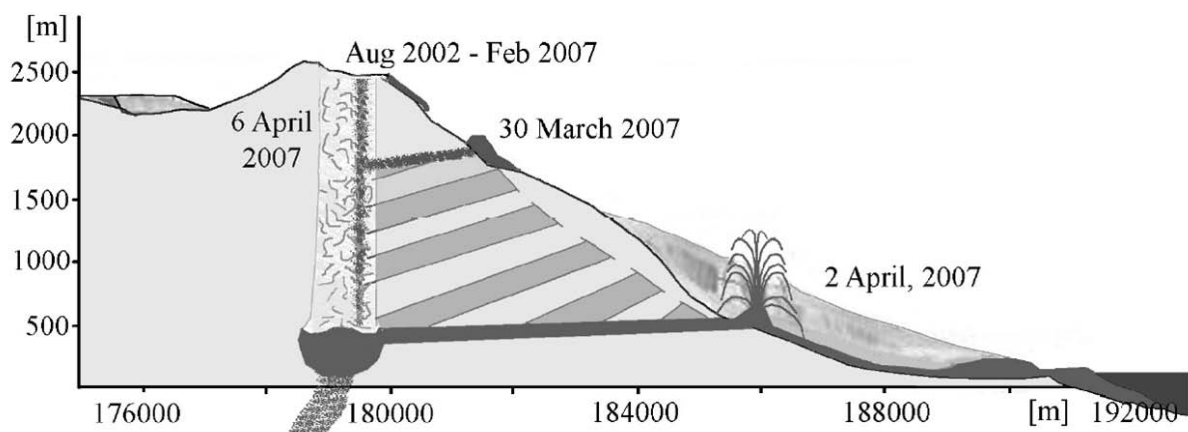


Figure 5-2: Coupe verticale du massif volcanique du Piton de la Fournaise décrivant l'historique de l'éruption du 2 avril 2007 [Staudacher et al, 2009].



Les scientifiques l'ont décrite comme « l'éruption du siècle » du Piton de la Fournaise pour les raisons suivantes :

- Le débit de sortie de la lave a atteint un niveau exceptionnel (un record pour la Réunion) rarement observé avec plus de $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (8 à 10 millions de m^3 par jour). L'OVPF a de plus estimé à 180 millions de m^3 le volume total de lave émise au cours de cette éruption, ce qui constitue la plus importante quantité enregistrée dans l'histoire de la Fournaise :

90.10^6 m^3 sur la zone du Grand Brûlé [Staudacher et al, 2009] et 90.10^6 m^3 en mer [Saint-Ange, 2009].

- Les hauteurs de projection de la lave ont dépassé les 100 mètres de hauteur.
- Etant donnée la proximité de l'océan, les coulées de lave ont coupé la route nationale et ont atteint la mer rapidement à une vitesse moyenne de 60 km/h. Les coulées ont joint l'océan sur un front de plus d'1 km et ont provoqué la formation d'un panache de vapeur et de gaz acides (Fig. 5-3) dont la hauteur fut estimée à plus de 5000 m les 5 et 6 avril [Tulet et Villeneuve, 2010].
- En raison de la segmentation des coulées de lave au contact de l'eau de mer, de fines particules de lave et des cheveux de Pélé ont été emportés par le panache et dispersés sur toute l'île.
- Le dioxyde de soufre et d'autres gaz émis par le volcan ont également réagi avec l'oxygène et l'humidité de l'air pour produire une sorte de brouillard volcanique (« volcanic smog » ou « vog » en anglais) sous l'effet du rayonnement solaire. La pénétration de la lave dans l'océan a généré une intense évaporation et la formation d'un nuage convectif qui a atteint plusieurs kilomètres d'altitude. Ce nuage a partiellement lessivé le panache volcanique et provoqué des pluies acides auxquelles furent associés de nombreux problèmes sanitaires et environnementaux survenus pendant cet épisode de pollution volcanique (Fig. 5-4).
- Cette éruption a également engendré l'effondrement du cratère Dolomieu (6 avril) accompagné de panaches de cendres. Le cratère a été remplacé par un énorme gouffre de 350 m de profondeur (Fig. 5-5).
- L'impact sur les populations et l'environnement a également été conséquent. Les habitants du village du Tremblet, limitrophe au volcan, ont particulièrement été touchés par les retombées de cendres et de lapillis, de gaz soufrés et de pluies acides. De fortes teneurs en gaz soufré ont causé dans certaines régions de l'île de nombreux problèmes, notamment respiratoires. La végétation à proximité de l'éruption a été partiellement brûlée, les pluies acides ont endommagé les cultures agricoles et ont pollué l'approvisionnement en eau potable. Le système de distribution d'eau potable a été impacté.

Figure 5-3: Vues d'ensemble sur le flanc oriental du Piton de la Fournaise. Fort dégazage au niveau de la fissure éruptive et formation d'un important nuage convectif chargé de vapeurs acides à la rencontre de la lave avec l'eau de mer.

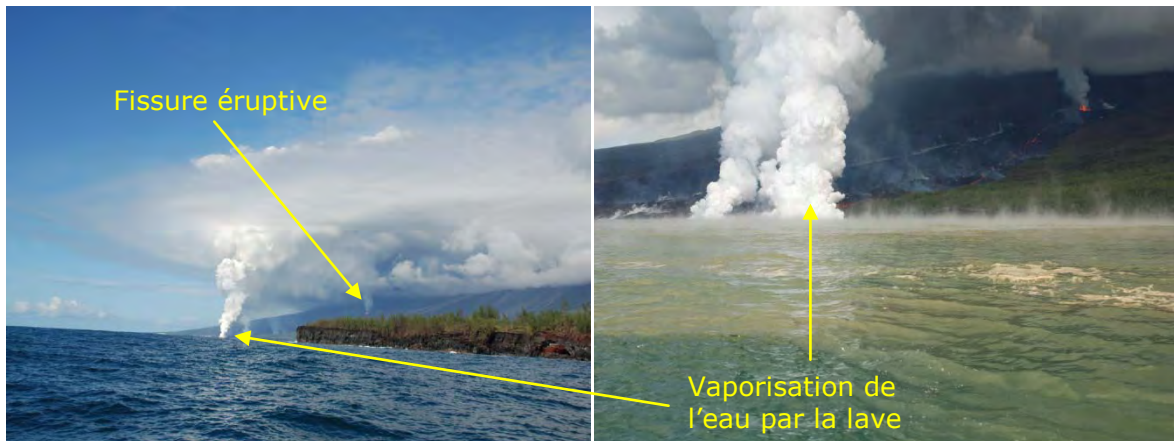


Figure 5-4: Vues d'ensemble du Piton de la Fournaise le 7 avril 2007 depuis le Piton des Neiges, montrant à la fois le cumulonimbus généré par le contact de la lave avec l'océan (blanc), le panache d'aérosols émis depuis le cratère (gris) et le panache de SO₂ (orange). [Photos : R. Delmas].

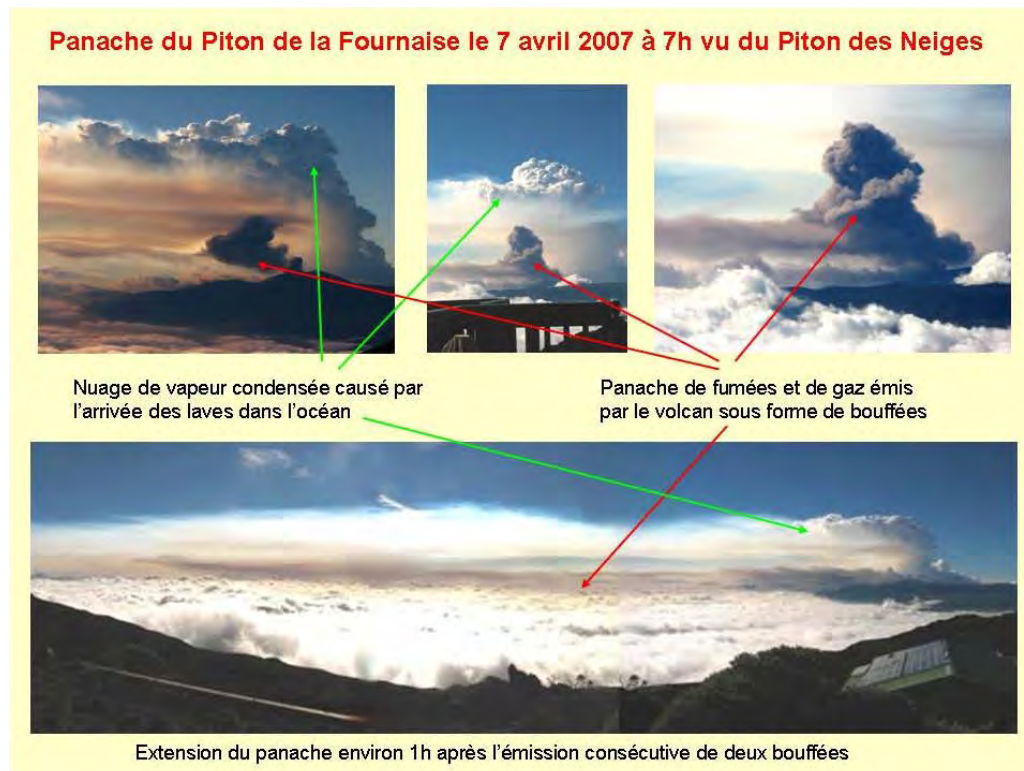


Figure 5-5: (à gauche) Formation d'un nuage de cendres volcaniques lors de l'effondrement du cratère Dolomieu. (A droite) Photo aérienne du cratère Dolomieu après son effondrement, le 07 avril 2007.



5.3 DONNEES EXPERIMENTALES RECUEILLIES PENDANT L'ERUPTION

5.3.1 Dioxyde de soufre

Lors de cette éruption, un fort dégazage a eu lieu au niveau de la bouche éruptive située à basse altitude (~600 m) et a provoqué ainsi pendant plusieurs jours une forte pollution des zones alentours mais aussi du littoral ouest. Les éruptions volcaniques émettent essentiellement du dioxyde de soufre, du dioxyde de carbone et en moindre quantité du sulfure d'hydrogène, de l'acide chlorhydrique et de l'acide fluorhydrique. Les différents constituants sont générés par des processus de sublimation à partir du dégazage du magma. Tout au long de l'éruption, l'Observatoire Réunionnais de l'Air (ORA), qui est un organisme de type AASQA (Associations Agréées de Surveillance de la Qualité de l'Air) en charge de la surveillance de la qualité de l'air à la Réunion, a collecté les concentrations de SO₂ en différents points de l'île (voir leur localisation sur Fig. 5-6). Toutes les stations mentionnées, hormis St Louis et St Joseph, mesurent en permanence toute l'année le SO₂. Concernant les deux derniers sites, l'instrument était installé à bord d'un véhicule en position fixe durant une période limitée. Les mesures de SO₂ ont été réalisées au moyen d'un spectromètre à fluorescence UV (modèle SERES, SF 2000) qui a analysé de façon continue l'air ambiant en temps réel à la résolution temporelle de 15 minutes.

La figure 5-7 présente l'évolution des maxima horaires de SO₂ entre le 2 et le 14 avril 2007 aux différentes stations et révèle une importante variabilité spatiale et temporelle de la concentration en SO₂ sur l'île. Entre le 2 et le 6 avril 2007, les concentrations ont dépassé le seuil d'information de la population (300 µg/m³) pour les stations de Titan située sur la côte ouest et de Ste Thérèse située dans les hauts de l'ouest, voire même le seuil d'alerte (500 µg/m³) pour les stations de St Louis dans le sud-ouest et de Cambaie sur la côte ouest. Paradoxalement, la station du Tremblet, qui est pourtant située dans les environs de la bouche éruptive, a enregistré durant cette période une concentration en SO₂ beaucoup plus faible comparativement aux stations de l'ouest et du sud-ouest mentionnées précédemment. Le Tremblet n'était pas sous le vent de l'île, mais exposé à l'alizé.

Durant la deuxième semaine, entre le 7 et 14 avril 2007, toutes les stations à l'exception de celle de St Louis enregistrent des concentrations en SO₂ inférieures en moyenne à 100 µg/m³ avec un pic de concentration mesuré le 10 avril pour certaines stations de l'ouest et du sud-ouest : Titan (90 µg/m³), Ste Thérèse (60 µg/m³), Cambaie (140 µg/m³), St Pierre (200 µg/m³) et St Louis (350 µg/m³).

Globalement, cette figure montre que le secteur ouest de l'île a été fortement impacté pendant la première quinzaine de jours de l'éruption. On ajoute que le seuil de dioxyde de soufre a atteint sa valeur la plus élevée de 248 µg/m³ au Tremblet durant la deuxième quinzaine de jours de l'éruption (non montré sur la figure 5-7).

La variabilité spatio-temporelle de la concentration en dioxyde de soufre peut trouver son explication dans l'analyse de la situation synoptique et l'étude des résultats de simulation, qui sont développées dans les sections suivantes.

Figure 5-6: Localisation des stations de mesure de l'Observatoire Réunionnais de l'Air (ORA) mentionnées dans l'étude.

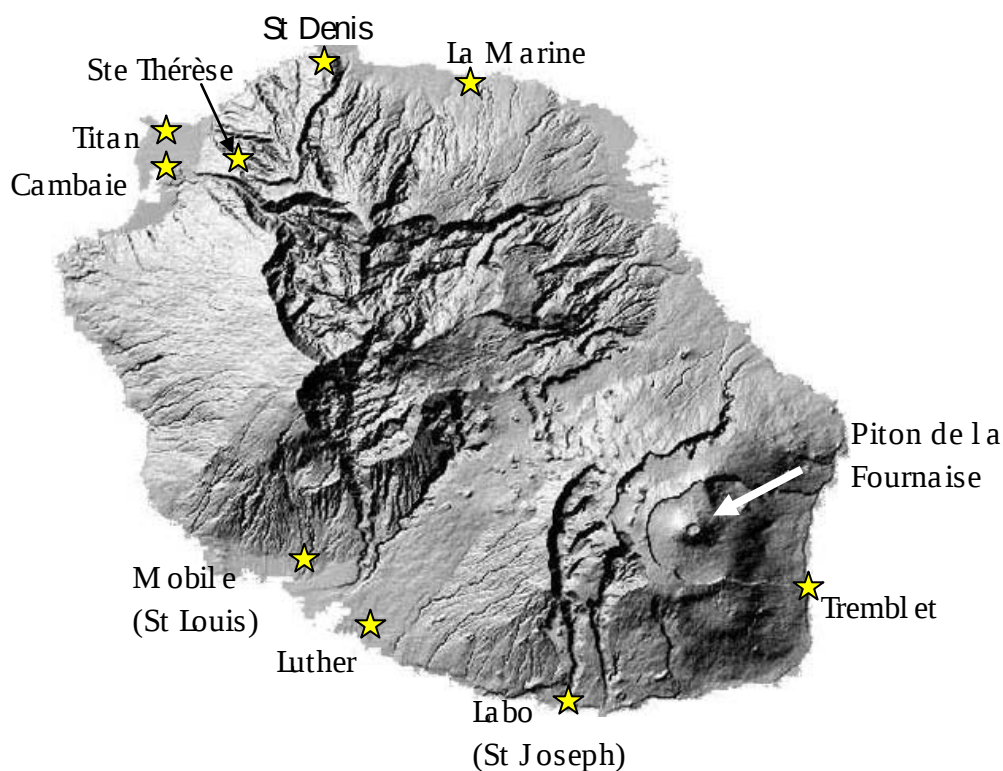
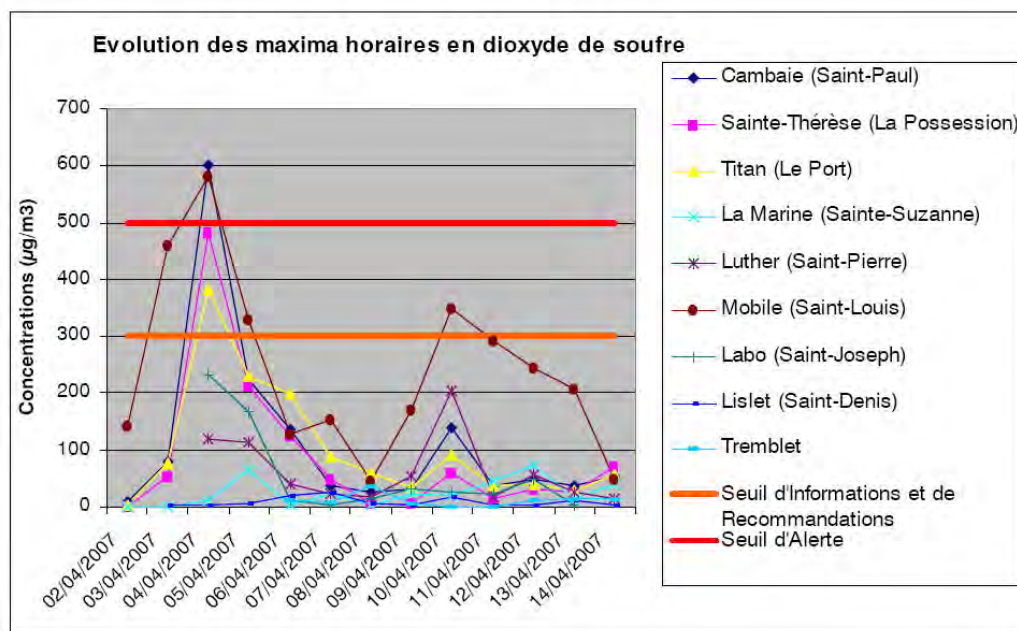


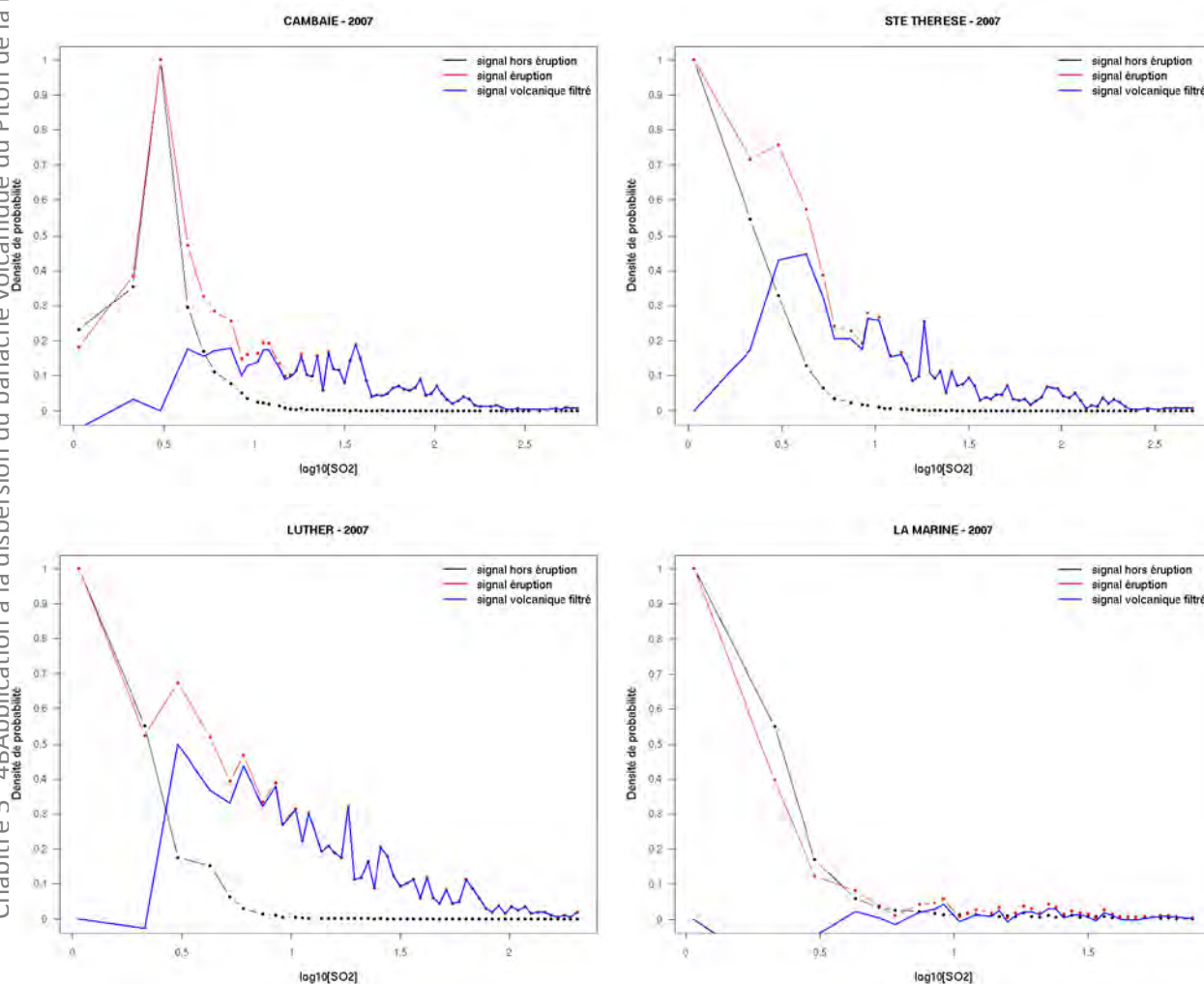
Figure 5-7: Evolution des maxima horaires en dioxyde de soufre enregistrés par différentes stations de mesure de l'Observatoire Réunionnais de l'Air entre le 02/04/2007 et le 14/04/2007 (source : ORA).



Mais les émissions importantes de SO_2 enregistrées dans certaines stations ne proviennent pas uniquement de la source volcanique. Elles peuvent être dues également aux activités anthropiques, en particulier aux émanations polluantes des centrales thermiques charbon-bagasse de Bois-Rouge (dans le nord-est) et du Gol (dans le sud-ouest). C'est pourquoi il convient d'isoler la signature du panache volcanique dans les enregistrements de SO_2 effectués. Un traitement spécifique a donc été appliqué à une série annuelle de concentrations en SO_2 relevées par certaines stations de mesure de l'ORA afin d'évaluer l'influence du panache de gaz volcanique en différents points de l'île. La méthode a consisté à isoler la signature de l'activité volcanique attribuée à l'éruption d'avril 2007 de la concentration en SO_2 mesurée en continu durant toute l'année 2007. Les graphes de la figure 5-8 montrent chacun 3 fonctions de densité de probabilité pour chacune des 4 stations sélectionnées suivantes : la station « Luther » dans le sud, les stations « Cambaie » et « Ste Thérèse » dans l'ouest et la station « La Marine » dans le nord-est (voir leur localisation sur Fig. 5-6). Les 3 fonctions de densité de probabilité représentées sur chaque graphe sont relatives à la concentration de SO_2 mesurée uniquement pendant la période éruptive d'avril 2007 (courbe noire), à la concentration de SO_2 mesurée durant toute l'année 2007 à l'exception de cette période éruptive (courbe rouge), et enfin à la différence entre la première fonction et la deuxième fonction (courbe bleue). Ce traitement a pour objectif de dégager la contribution de l'activité volcanique dans la concentration de SO_2 mesurée en diverses stations de l'île. Dans un premier temps, les graphes de la figure 8 montrent que les stations de Luther, de Cambaie et de Ste Thérèse ont été impactées par les émissions volcaniques, caractérisées par des fonctions de densité de probabilité plus étalées du côté des fortes valeurs de SO_2 (i.e. les fortes valeurs apparaissent dans ces séries de données plus probables/fréquentes qu'hors éruption). A l'inverse, la station de La Marine ne semble pas avoir été sous l'influence du panache volcanique au cours de l'éruption d'avril 2007, puisque les densités de probabilité « hors éruption » et « pendant l'éruption » sont quasiment identiques. Parmi les 3 stations polluées par le SO_2 volcanique, celle de Luther semble avoir été plus fréquemment contaminée que celle de Cambaie.

Figure 5-8: Fonctions de densité de probabilité (FDP) de la concentration de SO₂ à Cambaie, Ste Thérèse, Luther et La Marine. Les courbes noires représentent la FDP pendant toute l'année 2007 hors éruption et les courbes rouges représentent la FDP uniquement pendant la période éruptive d'avril 2007. La signature volcanique (courbes bleues), qui est obtenue par la différence entre les courbes rouges et les courbes noires, est bien mise en évidence dans le sud (Luther) et l'ouest (Cambaie et Ste Thérèse).

Chapitre 5 4B Application à la dispersion du panache volcanique du Piton de la Fournaise.

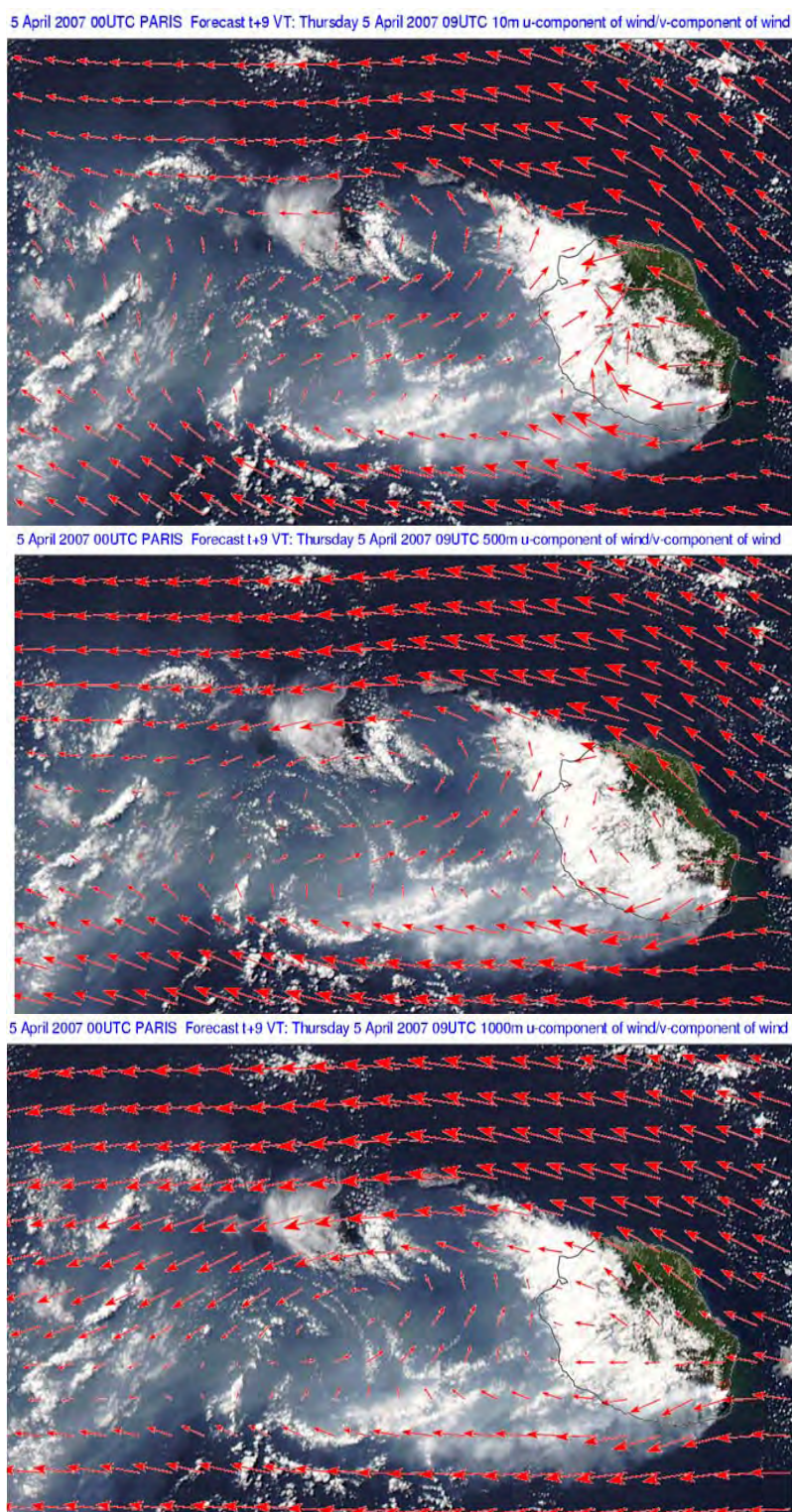


Des phénomènes analogues au brouillard volcanique se sont probablement déjà produits dans le passé, mais en 2007, des conséquences sanitaires et environnementales directes ont été observées. Pendant la phase intense de cette éruption, la situation météorologique était dominée par un régime synoptique d'alizé soutenu. On pourrait alors penser que ces conditions de vent étaient favorables à une dispersion relativement bonne des polluants. Or, comme cela a été montré dans le chapitre 2, un régime d'alizé fort s'accompagne de courants de retour dans le sillage de l'île, influençant en particulier la région ouest. Ceci est probablement la cause principale des contaminations par le panache volcanique des régions sud-ouest et ouest, qui ont le plus souffert de la pollution volcanique en avril 2007. Ceci souligne la dangerosité potentielle des panaches de gaz consécutifs aux éruptions, notamment en cas de situations météorologiques générant une mauvaise dispersion des polluants.

5.3.2 Images satellite MODIS

La contamination des régions ouest et sud-ouest qui peut paraître incompréhensible avec un régime d'alizé d'est, prend tout son sens à l'examen de la figure 5-9, qui représente un cliché de l'île réalisé par le capteur MODIS du satellite AQUA de la NASA le 5 avril 2007 à 09:00 TU pendant l'éruption. Cette image satellite montre un vaste panache de gaz volcaniques (matérialisé en bleuté) qui s'étend vers l'ouest au-dessus de l'Océan Indien, se frayant un chemin parmi les nuages (matérialisés par les tâches blanches sur la figure 5-9). A l'image satellite capturée par MODIS ont été superposés les vents horizontaux à 10 m, 500 m et 1000 m d'altitude extraits du modèle météorologique ALADIN-Réunion de Météo-France au même instant. Les vents à 10 m analysés par le modèle montrent une dépression dynamique à l'ouest de l'île et les vents à 500 m soulignent le renforcement des vents dans le sud-est et le nord de l'île. Ces deux caractéristiques dynamiques semblent délimiter le panache volcanique. La pollution par le panache de SO_2 concerne surtout une bonne moitié sud-ouest de l'île et assez peu le nord-est, comme en témoignent les faibles valeurs de SO_2 enregistrées à la station de la Marine (Fig. 5-7). Le panache s'est en fait répandu dans la couche limite, a contourné l'île par le sud puis est revenu sur la côte ouest transportée par les vents de basses couches de secteur sud-est et sud-ouest, correspondant au flux synoptique d'alizé perturbé par le relief. La circulation du SO_2 depuis le site de l'éruption jusqu'au littoral ouest apparaît ainsi très bien corrélée au retour de vent développé par le modèle ALADIN-Réunion dans le sillage de l'île.

Figure 5-9: Panache volcanique de dioxyde de soufre (matérialisé en bleu clair) le 05/04/2007 à 0900 UTC pris par le capteur MODIS du satellite AQUA de la NASA superposé au champ de vent d'ALADIN-Réunion à 10 m (haut), 500 m (milieu) et 1000 m d'altitude. Les tâches blanches sont des nuages.



5.4 MODELISATION NUMERIQUE D'UNE PERIODE DE L'ERUPTION

5.4.1 Stratégie

La dispersion dans l'atmosphère de rejets d'une source ponctuelle, tels que les panaches volcaniques, repose sur trois ingrédients essentiels, entaché chacun d'incertitudes spécifiques:

- Le forçage météorologique,
- La représentation de la source émettrice,
- Le traitement numérique du transport et des processus physico-chimiques.

Afin de comprendre les mécanismes de transport à l'origine des contaminations observées au cours de cette éruption, une simulation numérique du panache de gaz volcanique a été effectuée en prenant en compte les conditions météorologiques (les transformations relatives à la chimie du soufre ne sont pas ici simulées dans cette première étude numérique). L'expérience numérique réalisée repose sur la simulation d'une période de la phase intense de pollution en début d'éruption, entre le 2 et le 6 avril 2007. Cet épisode se caractérise essentiellement par l'émission de gaz volcaniques au niveau de la bouche éruptive dès le 2 avril et par la formation d'un nuage convectif suite à l'entrée en mer des coulées de lave le 2 avril en soirée (vers 21:25).

La simulation du panache de gaz volcaniques proposée ici s'intéresse uniquement à la dynamique d'un traceur passif, qui est censé représenter le dioxyde de soufre émis par le volcan. En effet, ce gaz est un bon traceur de l'activité éruptive d'un volcan dans la mesure où il résulte de l'oxydation du soufre contenu dans le magma. La raison principale qui fonde cet exercice de modélisation d'un épisode de pollution réside dans l'identification des mécanismes de transport à l'origine des contaminations observées, en particulier sur les côtes ouest et sud-ouest.

Le modèle atmosphérique Mésos-NH (Masdev 4-6-B5) a été utilisé pour réaliser la simulation. L'expérience numérique inclut l'injection d'un traceur passif (cf. § 5.4.3) censé représenter le panache de dioxyde de soufre issu de la bouche éruptive à 600 m d'altitude. Afin d'évaluer les qualités du modèle, la stratégie a consisté à comparer de manière aussi quantitative que possible le panache de traceur avec les données d'observation du panache de SO₂ de capteurs spatiaux.

5.4.2 Configuration numérique

La simulation numérique débute le 2 avril 2007 à 04:00 heure locale (00:00 TU) et couvre une période de 96 heures. Elle a été initialisée et couplée avec les fichiers d'analyse du modèle météorologique du centre européen (ECMWF). Etant donnée la longueur de la période simulée et pour éviter toute dérive du modèle, un rappel a été appliqué toutes les 6 heures.

La simulation utilise 3 grilles imbriquées de façon à couvrir des domaines géographiques allant de l'échelle régionale à l'échelle locale (Fig. 5-9) :

- Le plus grand domaine, inclus dans le domaine du modèle coupleur d'ECMWF, est centré au point de coordonnées géographiques 22,39°S et 55,142°E et a une résolution horizontale de 20 km. Il est doté d'une grille horizontale de 80*60 points et couvre une superficie de 1600*1200 km².

- Le domaine intermédiaire est centré au point de coordonnées géographiques 21.22°S et 55.50°E et possède une résolution horizontale de 4 km avec une grille de 80*80 points. Sa superficie est donc de 320*320 km².
- Le domaine intérieur centré au point de coordonnées géographiques 21.15°S et 55.54°E a une résolution horizontale de 1 km et il est constitué d'une grille horizontale de 100*100 points. Sa superficie est de 100*100 km².

L'imbrication de ces 3 modèles est bidirectionnelle (« two-way grid-nesting ») afin de permettre l'échange d'informations entre chacun d'eux. Tous les 3 possèdent la même grille verticale. Celle-ci est constituée de 72 niveaux verticaux jusqu'à 27 km d'altitude dont le niveau inférieur épouse le relief (système de coordonnée verticale de Gal-Chen [Gal-Chen et Somerville, 1975]) ; les niveaux sont étirés verticalement pour avoir une meilleure description des basses couches (40 m au sol, 600 m au sommet du modèle) tout en limitant leur nombre total. Leurs pas de temps sont de 30 s, 6 s et 1,5 s pour les modèles à résolution horizontale de 20 km, 4 km et 1 km, respectivement. Le tableau 5-1 regroupe les principales caractéristiques des modèles imbriqués.

Figure 5-10: Schéma d'imbrication des 3 domaines de résolution spatiale de 20 km, 4 km et 1 km, utilisés pour la modélisation de l'épisode de pollution volcanique provoqué par l'éruption du Piton de la Fournaise le 02/04/2007.

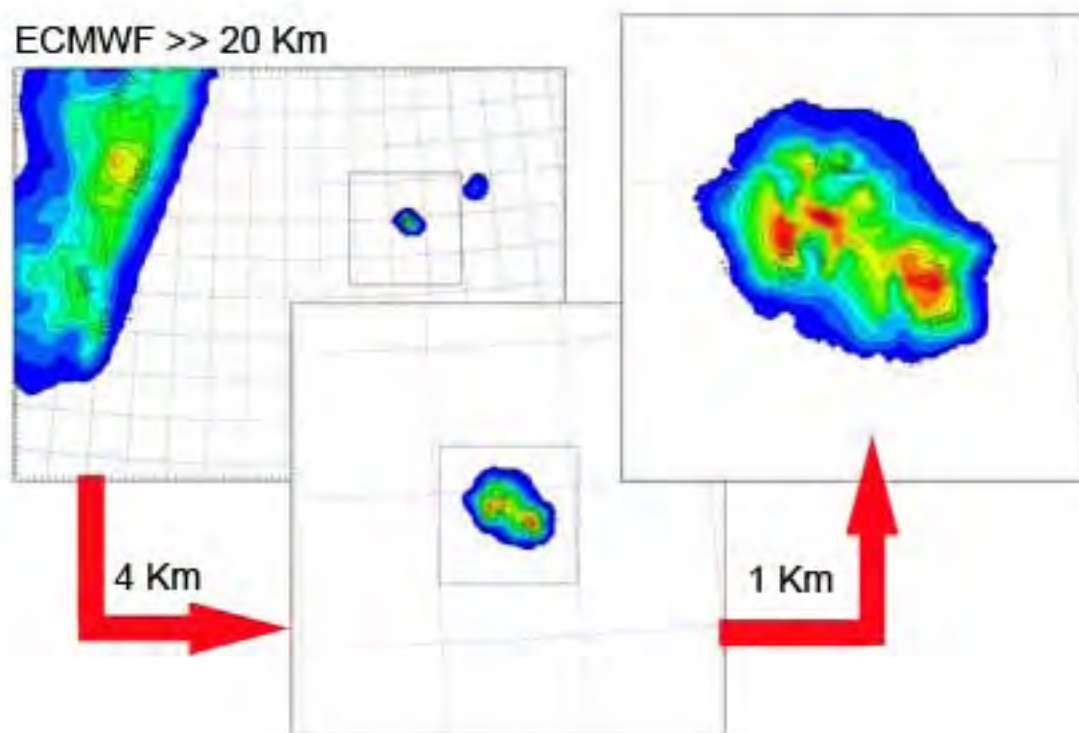


Tableau 5-1: Principales caractéristiques des domaines de la simulation.

Domaines	Maille horizontale (km*km)	Points grille	Pas de temps (s)	Date/heure TU début du run	Durée du run
Extérieur	20*20	80*60	30	20070402 00:00	96 h
Intermédiaire	4*4	80*80	6		
Intérieur	1*1	100*100	1.5		

D'autre part, les 3 modèles sont dotés du même jeu de paramétrisations physiques, à quelques exceptions près :

- La base de données pour le sol est constituée i) des champs physiographiques qui proviennent de la base de données FAO donnant une information sur la quantité d'argile et de sable dans le sol, ii) des caractéristiques de la surface provenant de la base de données ECOCLIMAP, et iii) du relief fourni par la base de données topographiques GTOPO30 (modèle global numérique d'élévation « Global Topography 30 » avec un pas horizontal de grille de 30'' d'arc (1km)).
- Le transport des variables scalaires et des variables météorologiques (température, différentes espèces d'eau, énergie cinétique turbulente, etc.) est assuré par un schéma de second ordre, défini positif et décentré en temps et en espace.
- La turbulence est décrite par un schéma 1D, d'ordre 1.5, avec l'énergie cinétique comme variable pronostique [Cuxart et al, 2000] et une fermeture avec la longueur de mélange de Bougeault et Lacarrère (1989).
- Les schémas de condensation sous-maille et d'auto-conversion ont également été activés.
- Les différentes phases de l'eau ont été paramétrisées avec un schéma de microphysique [Pinty et Jabouille, 1998].
- Le schéma de rayonnement utilisé est celui du centre européen ECMWF [Morcrette, 1989].
- En revanche, concernant la paramétrisation de la convection profonde, elle n'a été activée que pour le seul modèle extérieur à 20 km de résolution horizontale, suivant le schéma de Kain-Fritsch. Quant à la convection peu profonde, elle n'a été activée que pour les modèles extérieur et intermédiaire, de résolution horizontale respective de 20 km et 4 km.

5.4.3 Traceur du panache de gaz volcanique

Pour les besoins de l'étude, un traceur passif du panache volcanique a été injecté dans le modèle. L'objectif est d'essayer d'identifier les mécanismes de transport du panache de SO_2 émis par le volcan à l'origine des contaminations observées. La source d'émission de ce traceur correspond à la bouche éruptive de la Fournaise située à 600 m d'altitude sur le flanc oriental du massif volcanique, à l'intérieur d'une seule maille du domaine à 1 km de résolution horizontale. L'injection profonde de gaz volcaniques a été modélisée simplement par une émission uniformément répartie dans une colonne de 900 m de hauteur, sans décroissance verticale. La concentration est forcée à la valeur constante (et arbitraire) de 1 dans cette colonne à chaque pas de temps du modèle.

5.5 TRANSPORT DU PANACHE VOLCANIQUE

5.5.1 Dans le modèle intérieur à 1 km de résolution horizontale

A l'échelle de l'île, le modèle intérieur d'une résolution horizontale de 1 km conforte l'influence du panache volcanique sur les régions sud-ouest et nord-ouest de l'île. La figure 5-11 représente la dispersion au sol du panache de traceur volcanique à 4 instants différents de la simulation (le 03/04 à 00:30 et 15:30, le 04/04 à 04:00 et le 05/04 à 18:00, heures locales). A celle-ci ont été superposés les vents horizontaux au sol. Dans un premier temps, cette série de coupes horizontales montre la division de l'île en deux parties selon un axe SE-NO quant à l'influence du panache de traceur volcanique au sol. En effet, dans le modèle, le quart nord-est de l'île est relativement abrité du panache de traceur volcanique. A l'inverse, le versant du volcan où s'est produite l'éruption ainsi que les régions sud et ouest sont contaminées par le panache. Cette répartition du traceur est assez comparable à celle observée sur l'image satellite de MODIS (Fig. 5-9). La superposition des vents au panache de traceur au sol met en évidence le phénomène de transport qui est à l'origine des contaminations de la moitié de l'île placée sous le vent. On constate très clairement que le panache de traceur volcanique, qui est émis sur le flanc est du volcan dans une colonne comprise entre 600 m et 1500 m d'altitude, contourne l'île par le sud, transporté par les vents dominants, puis s'étend sur les côtes sud-ouest et nord-ouest, poussé par les vents de basses couches. Le panache de traceur se trouve ensuite piégé dans le sillage de l'île (dans la région ouest) en raison de la présence de courants de retour qui ont tendance à rabattre le panache vers les terres (cf. chapitre 2). En outre, cette série de coupes horizontales, extraites à différents instants de la simulation, montre également que ce phénomène de transport perdure tout au long de la période simulée.

Pour compléter cette série de coupes horizontales, la figure 5-12 représente les enregistrements des rapports de dilution du champ de traceur volcanique au sol pour deux stations dans le modèle, Luther et Cambaie, qui dans la réalité ont le plus souffert de la pollution au panache volcanique sur la moitié occidentale de l'île. Les deux séries chronologiques des rapports de dilution du traceur volcanique indiquent les pics de pollution qui se produisent dans le modèle lors du contournement de l'île par le sud du panache volcanique. Au début de la simulation (jusqu'au 03/04 à 05:00, heure locale), la station de Cambaie est plus contaminée par le panache de traceur que celle de Luther. En revanche, dans la suite de la période simulée, les pics de traceur les plus élevés sont enregistrés dans la station de Luther au sud-ouest.

Figure 5-11: Coupes horizontales du champ de traceur volcanique au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) superposé au champ de vent au sol, le 03/04 à 00:30 et 15:30, le 04 /04 à 04:00 et le 05/04 à 18:00, heures locales. L'échelle de couleurs est relative au rapport de dilution du traceur (en millièmes de sa concentration au point d'émission).

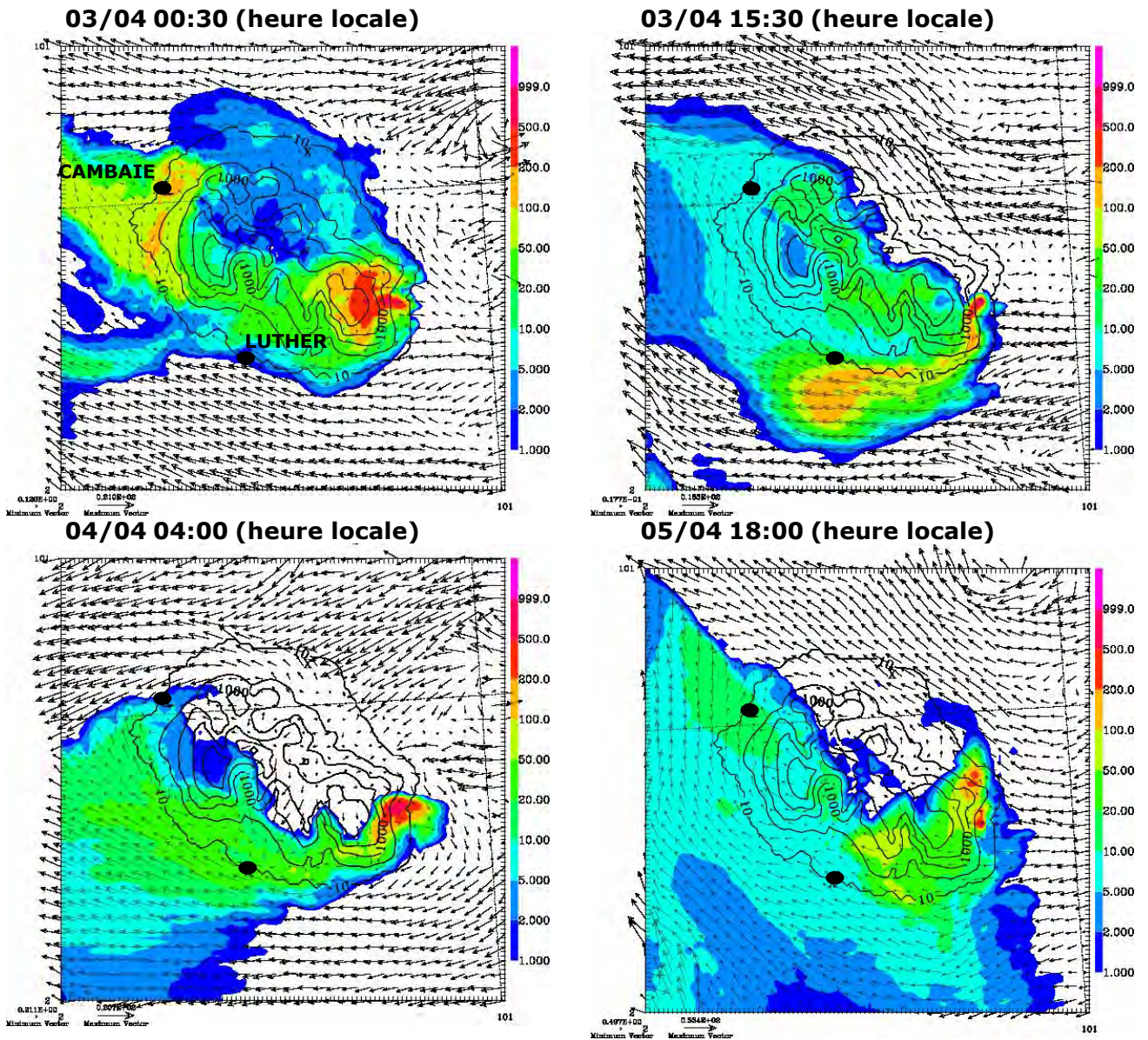
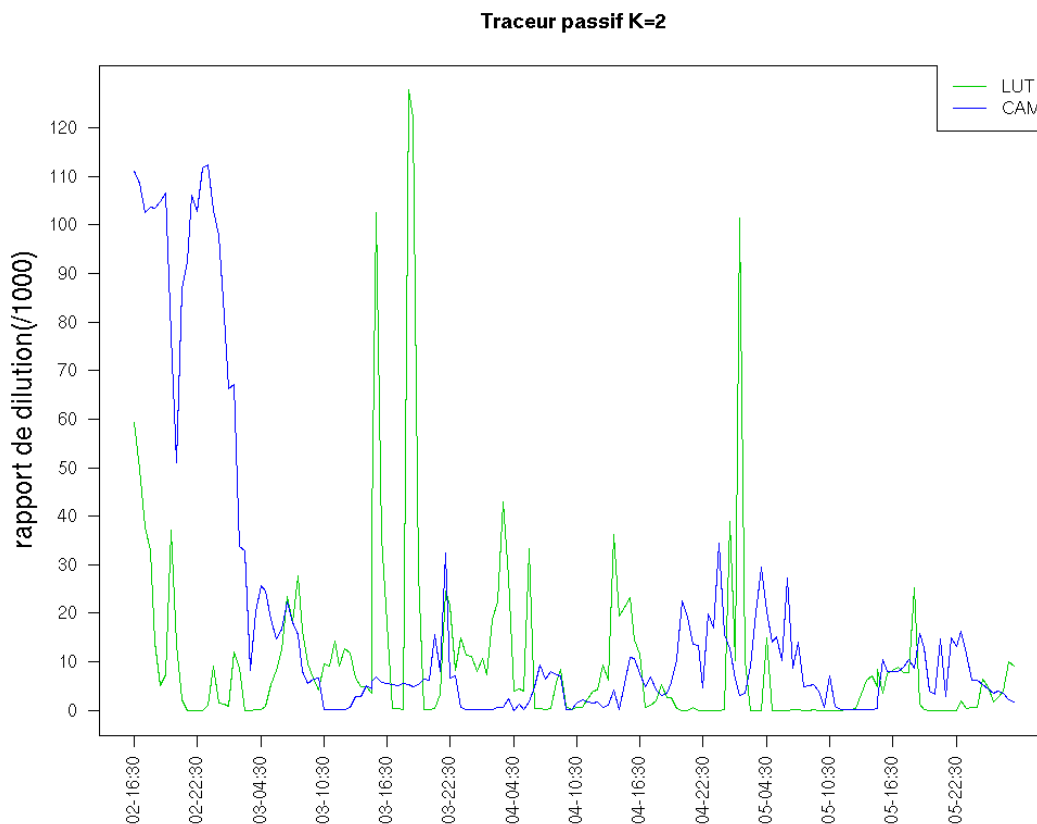


Figure 5-12: Evolution temporelle du rapport de dilution du traceur volcanique au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) au cours de la simulation aux stations de Luther (courbe verte) et de Cambaie (courbe bleue). Le rapport de dilution du traceur volcanique est exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission et l'échelle des temps est exprimé avec la date du jour et en heures locales.



5.5.2 Estimation de la concentration en SO₂ volcanique

Il s'avère très important de pouvoir quantifier le dégazage de SO₂ dans l'atmosphère généré par cette remarquable éruption du Piton de la Fournaise. Seulement, en raison du manque de mesures à proximité du volcan lors du dégazage, l'estimation de la quantité de gaz relâchés dans l'atmosphère n'a pas pu être effectuée. Toutefois, un calcul simple de la concentration en dioxyde de soufre dans la colonne d'émission peut être proposé à partir du schéma de la figure 5-13 : en faisant l'hypothèse d'une concentration uniforme et stationnaire dans la colonne, le flux de SO₂ entrant par le bas est évacué en quantité égale sur le côté par le vent. D'où la formule suivante du flux de dioxyde de soufre :

Dans laquelle :

- V est la vitesse du vent moyen (10 m.s^{-1}),
- h est la hauteur de la colonne d'injection du traceur volcanique (900 m),
- L est la largeur de la colonne d'injection du traceur volcanique (1000 m)
- Q est le flux moyen de dioxyde de soufre calculé par Tulet et Villeneuve (2010).

Tulet et Villeneuve (2010) ont estimé l'évolution temporelle de dioxyde de soufre émis pendant la période la plus active de l'éruption, c'est-à-dire entre le 04 et le 11 avril, à partir d'une étude

numérique utilisant le modèle MésoNH couplé à un module de chimie, ainsi que les observations spatiales du capteur OMI et du lidar CALIOP.

L'évolution de la concentration en dioxyde de soufre dans la colonne d'émission entre le 4 et le 6 avril _ qui est la période commune à la simulation présentée dans ce chapitre et celle de *Tulet et Villeneuve (2010)* _ est alors représentée sur la figure 5-15. Durant cette période, la concentration de SO_2 émis augmente jusqu'à $87000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ approximativement. À l'aide de l'évolution de la concentration de SO_2 dans la colonne d'émission, il est alors possible de reconstruire les concentrations du traceur volcanique censé représenter le SO_2 volcanique aux autres points de l'île en multipliant la concentration de SO_2 dans la colonne d'émission par le facteur de dilution du traceur volcanique. Les résultats pour les stations de la Pointe du Tremblet (située à proximité de l'éruption), de Cambaie et de Luther sont présentés sur la figure 5-15. À la pointe du Tremblet, la concentration du traceur volcanique varie entre 0 et $12000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ avec des pics de concentration atteignant $22000 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Aux stations de Cambaie et de Luther, la concentration du traceur volcanique varie globalement entre 0 et $900 \mu\text{g}/\text{m}^3$ avec notamment un pic de concentration à $2000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ à la station de Luther dans le sud durant la nuit du 5 avril.

Malgré l'absence de schéma numérique réactionnel relatif aux transformations chimiques du soufre dans le modèle, la concentration déduite du traceur volcanique en différents points de l'île peut être comparée aux mesures de SO_2 effectuées par l'ORA (cf. §5.3.1), en tenant compte bien sûr des incertitudes liées aux estimations faites. Il apparaît que la dilution du panache de traceur volcanique par le modèle MésoNH soit compatible en ordre de grandeur avec les valeurs enregistrées par l'ORA, du moins pour les stations de Cambaie et de Luther, où des mesures ont été réalisées. La simulation montre aussi que la station Luther est davantage contaminée par le panache que la station de Cambaie, contrairement aux observations. La comparaison des fonctions de densité de probabilité des concentrations de traceur volcanique et de dioxyde de soufre mesurées, entre le 4 et le 6 avril, sur les exemples des stations Luther et Cambaie (Fig. 5-16), montre que la concentration du traceur volcanique est globalement sur-estimée. Ceci peut s'expliquer selon deux hypothèses : soit la concentration en dioxyde de soufre dans la colonne d'émission a été sur-évaluée, soit le lessivage et/ou la chimie du soufre jouent un rôle important durant le transport.

Figure 5-13: Schéma conceptuel du calcul du flux volumique de dioxyde de soufre.

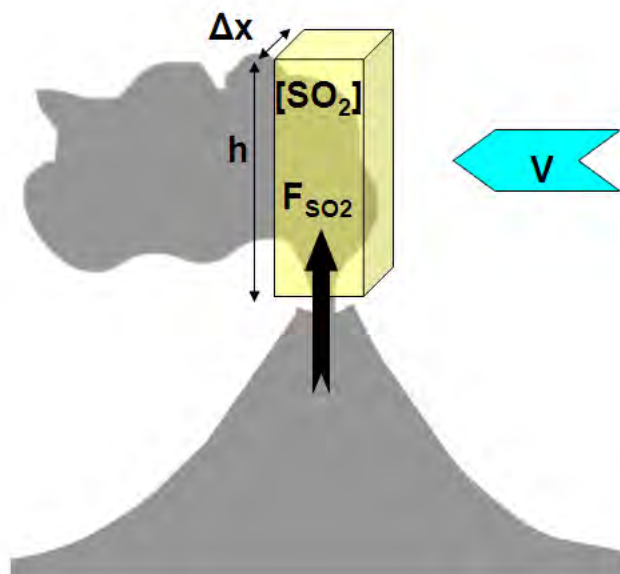


Figure 5-14: Evolution temporelle de la concentration de dioxyde de soufre émise dans la colonne d'émission calculée à partir du flux de dioxyde de soufre estimé par Tulet et Villeneuve, 2010.

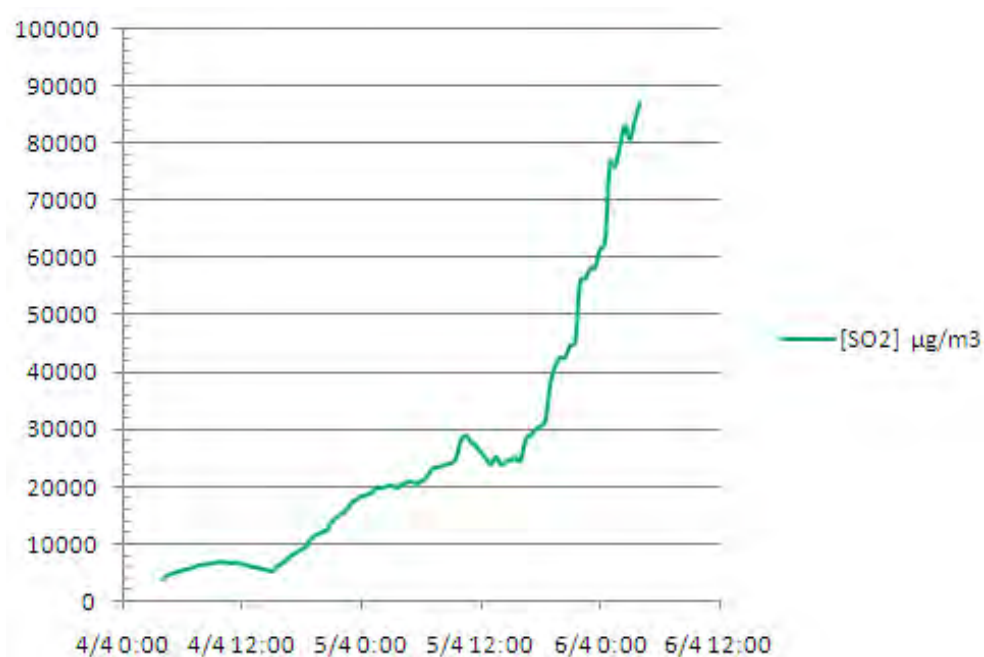


Figure 5-15: Evolution de la concentration du traceur volcanique calculée à partir de la concentration de SO_2 dans la colonne d'émission aux stations de la Pointe du Tremblet (haut), de Cambaie et de Luther (bas).

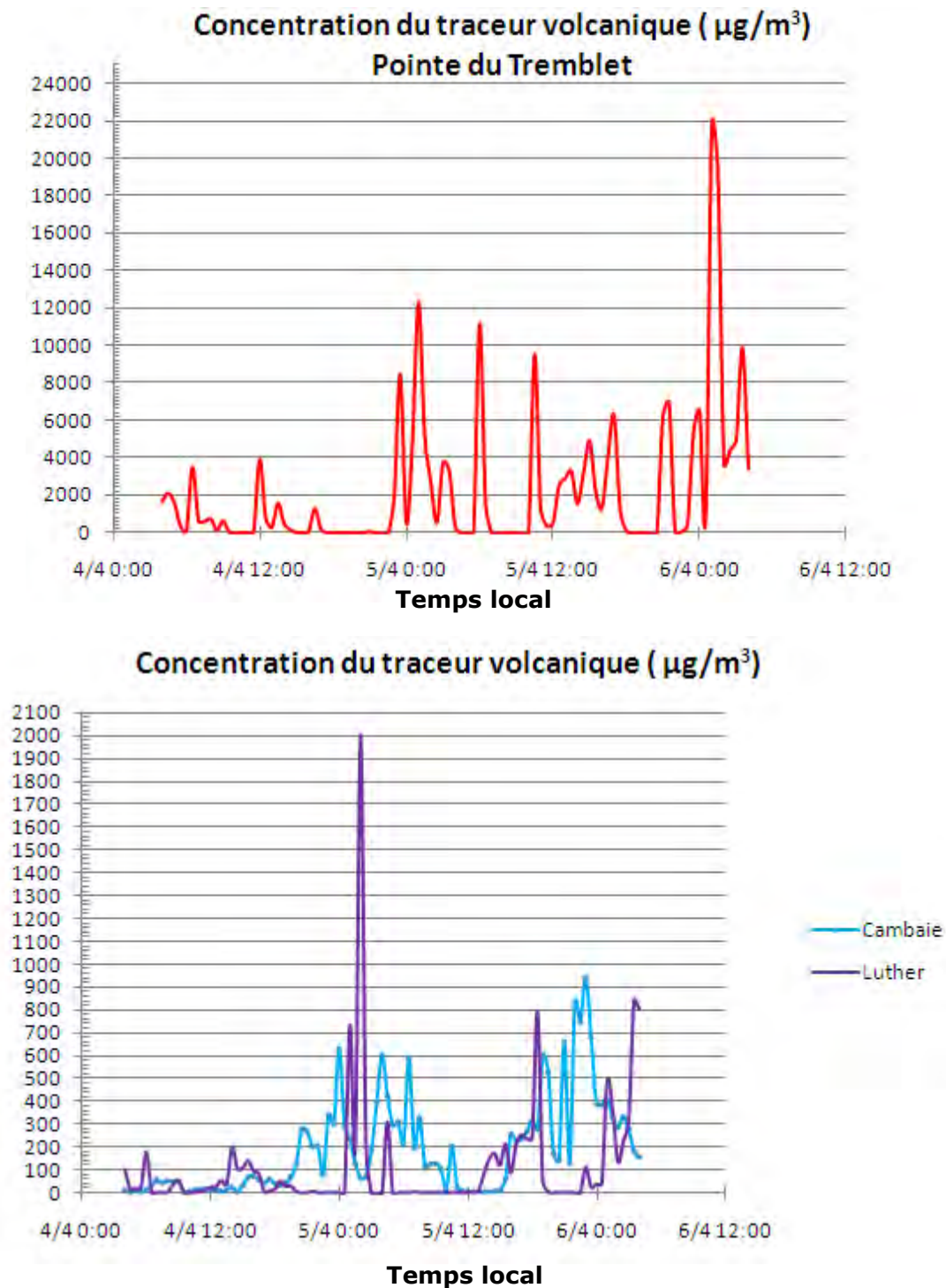
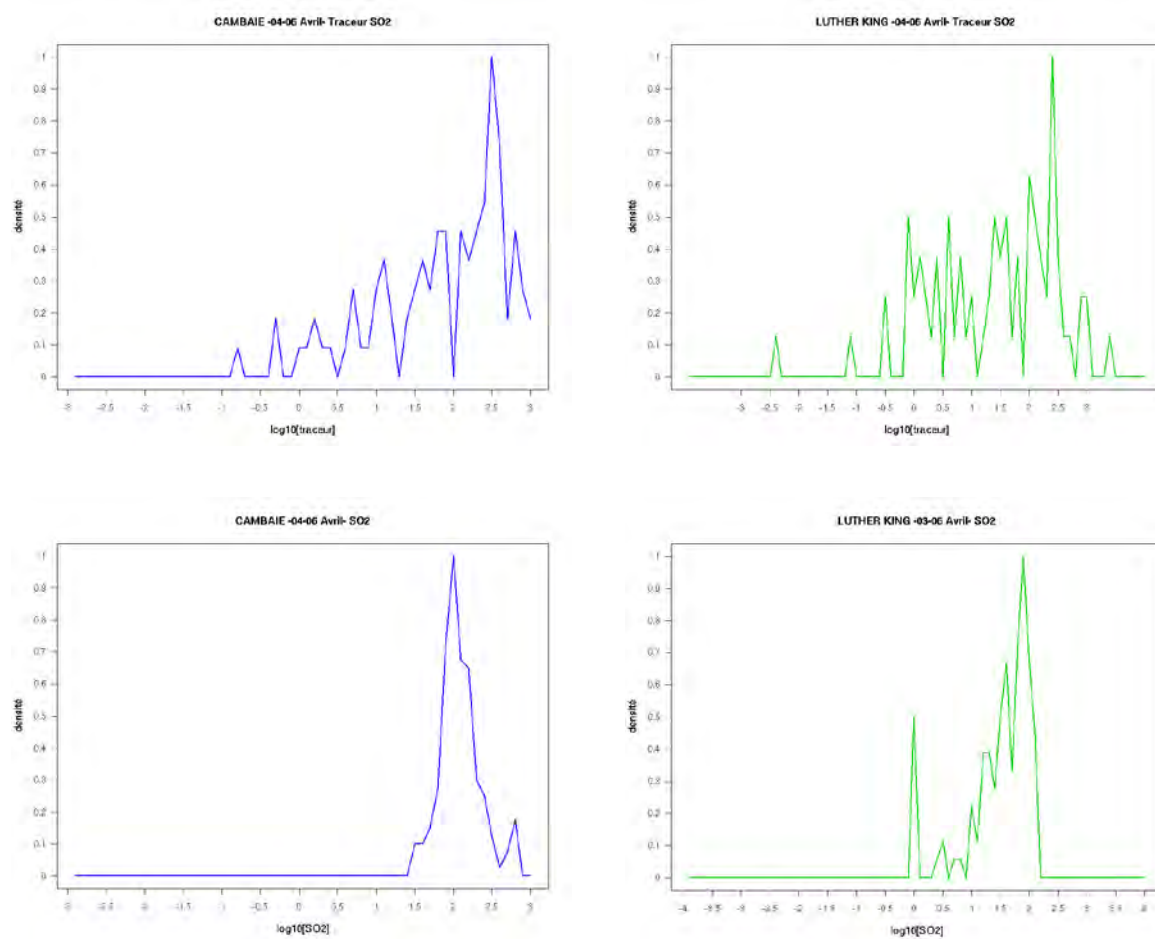


Figure 5-16 : Fonctions de densité de probabilité du logarithme à base 10 des concentrations de traceur volcanique (haut) et de dioxyde de soufre (bas) aux stations de Cambaie (bleu) et Luther (vert).



5.6 CONCLUSION ET PERSPECTIVES – VERS UN SYSTÈME NUMÉRIQUE DE PRÉVISIONS

La modélisation de la phase intense de l'épisode de pollution provoqué par l'éruption volcanique du Piton de la Fournaise débutée le 02/04/2007 a été effectuée comme une étude de cas réel de transport de polluants issus de source locales afin d'identifier les mécanismes de transport à l'origine des contaminations observées dans diverses parties de l'île. Dans la mesure où l'étude a porté sur une éruption volcanique exceptionnelle, elle a de plus ouvert la voie à un projet plus ambitieux spécifiquement axé sur la modélisation de la dispersion des panaches volcaniques dans l'optique d'aller vers le développement d'un outil de prévision. En effet, nous avons vu qu'une éruption du type de celle d'avril 2007 peut générer d'importants problèmes de pollution atmosphérique avec des impacts en termes de santé publique. La première étape conduite dans le cadre de cette thèse a consisté à une simulation classique de 4 jours avec le modèle MésosNH dans lequel un traceur passif a été introduit pour représenter le panache de gaz toxiques émis par le volcan dans le but d'étudier uniquement sa dispersion au niveau de l'île. En dépit de l'absence de schéma numérique réactionnel prenant en compte les transformations relatives à la chimie du soufre dans le modèle, les analyses de la simulation montrent cependant que MésosNH reproduit de façon au moins qualitative les observations effectuées dans les parages du volcan et en différentes régions de l'île, y compris les fortes concentrations observées en différents points. Cette constatation est donc encourageante sur la capacité du modèle à simuler les phénomènes observés.

Cette première étude numérique de la dispersion du panache volcanique vise en réalité à poser les bases scientifiques d'un projet de recherche focalisé sur l'analyse et la prévision numérique du transport et de dispersion des panaches volcaniques issus du Piton de la Fournaise. Le projet a pour ambition de développer ultérieurement un système opérationnel de prévision de dispersion des panaches - voire d'alerte de pollution volcanique - basé sur le modèle AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle) de MétéoFrance. Ce projet auquel je collabore est développé, hors du cadre de cette thèse, par le LACy en collaboration avec le Laboratoire Géoscience Réunion et l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF). C'est un projet soutenu par l'Observatoire des Sciences de l'Univers de La Réunion, nouvellement créé.

Des études de recherche amont vont cependant s'appuyer sur le modèle MésosNH afin d'étudier la nature chimique des gaz rejetés, la formation de pluies acides et les impacts sanitaires et environnementaux associés. Par ailleurs, l'originalité de ce projet réside dans la mise en commun des compétences scientifiques exerçant dans différentes disciplines, des volcanologues aux météorologues en passant par des spécialistes de télédétection, afin d'étudier le cycle atmosphérique des polluants volcaniques et d'évaluer la dangerosité du Piton de la Fournaise pour la population réunionnaise et l'économie locale.

Comme on l'a vu dans le cas récent, et très médiatisé en raison des perturbations générées, de l'éruption du volcan islandais Eyafjall, une difficulté majeure pour une prévision numérique correcte des panaches volcaniques est de connaître l'intensité de la source en temps réel. Dans un premier temps, une estimation globale des quantités émises basée sur des observations spatiales (OMI) du panache de SO₂ a été effectuée sur une période de l'éruption d'avril 2007. Cette estimation va

permettre de contraindre les flux de SO_2 qui seront introduits dans le modèle MésosNH pour des études d'impacts sur l'île de la Réunion. On cherche actuellement à relier l'émission de gaz à l'activité sismique (trémor) qui est mesurée en permanence sur le volcan. Cette approche nécessitera d'autres validations car le lien entre émissions et sismicité semble propre à chaque volcan mais il s'agit là d'une première démarche pour avoir une connaissance de la variabilité de la source en temps réel ; les résultats sont en cours de publication [Tulet et Villeneuve, 2010]. La deuxième étape va consister à effectuer des simulations à haute résolution (500 m ou moins) avec la source estimée et tenter de valider ces simulations avec les observations locales disponibles pendant l'épisode d'avril 2007. Si les résultats s'avèrent satisfaisants, il sera envisagé par la suite de transférer une partie des développements effectués sur le modèle AROME pour aboutir à un outil de prévision numérique qui pourrait être mis en œuvre par Météo-France en cas d'éruption et serait associé à un système de surveillance opéré par l'OVPF (Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise) et l'ORA (Observatoire Réunionnais de l'Air).

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Sommaire

<i>Synthèse des résultats</i>	<i>188</i>
<i>Vers une modélisation plus fine...</i>	<i>190</i>
<i>Quelques pistes d'observation...</i>	<i>190</i>

SYNTHESE DES RESULTATS

L'objectif des travaux réalisés dans le cadre de cette thèse était de contribuer à la compréhension des écoulements d'air au-dessus du relief escarpé de la Réunion afin d'évaluer les causes probables de perturbations des observations qui seront faites au futur observatoire atmosphérique d'altitude de l'OPAR et de déterminer les périodes favorables à la mesure du signal de fond troposphérique. Ces travaux de thèse n'ont pas pour ambition de dresser un inventaire des situations de pollution au Piton Maïdo mais plutôt d'apporter des éclaircissements sur les mécanismes physiques de transport et de mélange qui pourraient avoir un impact sur la contamination des mesures in-situ effectuées au sein du futur observatoire.

Ces processus ont été explorés au moyen de différents cas d'étude reposant sur des simulations à haute résolution de cas idéalisés et de cas réels, couplées avec des observations d'un lidar aérosols qui a permis de sonder la couche limite atmosphérique et complétées par une description des basses couches à l'aide d'un an d'observations avec un radar Doppler profileur de vent dans la gamme UHF.

Le point de départ de cette thèse s'est appuyé sur l'utilisation du modèle numérique méso-météorologique Mésó-NH utilisé pour des simulations de cas idéalisés représentant des situations moyennes simplifiées mais réalistes qui ont permis d'étudier, à l'aide de traceurs passifs, les mécanismes de transfert des polluants des zones à forte activité humaine, essentiellement les zones côtières, vers les hauts de l'île. Cette étude effectuée à une échelle fine (1 km de résolution horizontale) a permis de montrer l'influence des alizés et du relief sur les circulations locales. Elle a illustré les capacités du modèle MésóNH à reproduire à cette résolution kilométrique les principaux détails des écoulements atmosphériques au-dessus de la Réunion. Le modèle a en particulier bien restitué la séparation du flux général des alizés à l'approche de l'île-obstacle, et la modulation de cet écoulement contournant par la convergence et la divergence thermiques liées au forçage radiatif. Il a mis en évidence l'accélération résultante de l'écoulement (effet Venturi) le jour, le long des côtes sud-est et nord. Les simulations ont montré également que le Piton Maïdo pouvait être sous l'influence de la couche limite atmosphérique selon un cycle diurne rythmé par l'alternance des brises montantes le jour et des brises descendantes la nuit. En conditions normales (hors éruption volcanique), le site pourrait être contaminé par des masses d'air de basse couche issues des sources locales de pollution pendant les heures chaudes (de la mi-journée à la tombée de la nuit) : les masses d'air proviennent de sources principalement situées sur la côte occidentale de l'île et sont le résultat d'un transport remontant les pentes montagneuses et de l'effet de canalisation joué par les canyons et les vallées. Par conséquent, durant la seconde partie de nuit, les subsidences nocturnes devraient permettre d'échantillonner la troposphère libre en préservant les échantillons des contaminations par les sources locales de pollution. En revanche, pendant une éruption volcanique, en particulier si elle a lieu au sommet du Piton de la Fournaise, le site pourrait être une position favorable pour étudier le panache volcanique.

La pertinence de ces résultats reposant seulement sur des cas « théoriques » de situations simplifiées devait être confirmée par des analyses de cas réel associés à des moyens de mesures adaptés à la description de la dynamique des basses couches particulièrement complexe sur cette

île au relief tourmenté. L'étude expérimentale de la couche limite atmosphérique à la Réunion (campagne ECLAIR 2008) a permis de sonder les basses couches de l'atmosphère à l'aide d'un lidar aérosols qui s'avère un instrument très pertinent pour l'investigation de la morphologie de la couche limite en terrain complexe. La comparaison des observations avec les résultats des simulations à haute résolution (500 m de résolution horizontale) a permis d'une part de conforter la dynamique de petite échelle obtenue dans les simulations de cas idéalisés et, d'autre part, de fournir une description de la structure de la couche limite liée au développement diurne des régimes de vents locaux. En particulier, l'analyse des résultats a mis en évidence le comportement de la couche limite sur les côtes sud-est et sud-ouest qui se caractérise par un écrasement de la couche limite le jour en réponse à l'accélération du flux général des alizés dans la zone Venturi. De plus, la mise en évidence de la couche limite sur le flanc ouest du Piton Maïdo révèle une structure beaucoup plus complexe et mérite d'être davantage explorée. Pour mieux cerner le développement de la couche limite au Piton Maïdo, il serait utile d'effectuer des observations lidar sur tout le flanc et à toutes les heures du jour et de la nuit, puis de les coupler avec des simulations numériques appropriées ; ceci n'a pu être effectué dans le cadre de cette thèse mais devrait être envisagé lorsque l'infrastructure de l'observatoire du Maïdo sera mise en place.

Les mesures in-situ de pollution de fond de l'atmosphère dans cet observatoire, qui en dépit de son altitude est situé dans la couche d'alizé, seront conditionnées par les échanges verticaux à travers la couche d'inversion des alizés avec les masses d'air venant d'Afrique et transportées par la circulation d'ouest au-dessus de l'inversion. A titre de première approche de l'analyse de la redistribution verticale des composés atmosphériques, le traitement des données du radar profileur de vent de l'OPAR, a permis d'apprécier la variabilité temporelle de la zone d'inversion des alizés. Celle-ci joue le rôle d'interface entre la couche limite et le compartiment troposphérique et devrait donc avoir un impact direct sur le bilan troposphérique d'espèces physico-chimiques, gaz réactifs, gaz à effet de serre et les aérosols, qui sera établi au sein du futur observatoire, au Piton Maïdo. Globalement, la climatologie des observations effectuées sur une année de fonctionnement en continu de l'instrument a montré que cette zone d'inversion des alizés était bien marquée d'avril à octobre 2009 (en particulier pendant l'hiver austral) et située vers 3000 m d'altitude. Pendant l'été austral, les observations ont montré qu'elle était au contraire soumise à des oscillations et variait entre 2000 et 4000 m d'altitude, en raison probablement de la proximité de la zone de convergence intertropicale qui perturbe fortement l'écoulement général de basse couche et apporte beaucoup de précipitations. La climatologie d'une série temporelle d'observations plus longue permettrait de dégager des caractéristiques récurrentes de la variabilité annuelle et saisonnière de cette interface et une analyse spectrale plus fine pourrait en préciser la variabilité diurne.

En complément de ce travail qui, dans le cadre des études amont de l'observatoire Maïdo, était centré sur l'analyse des circulations locales et de la dynamique des basses couches au niveau de la Réunion, les simulations à haute résolution, effectuées aussi bien sous forme de cas réels que de cas idéalisés, ont permis d'aborder un sujet devenu récemment d'actualité : la dispersion des panaches volcaniques. En effet, la Réunion possède l'un des volcans les plus actifs au monde. L'éruption majeure du Piton de la Fournaise en avril 2007, qui a posé des problèmes environnementaux et de santé publique, a motivé la modélisation d'une période de la phase paroxystique de l'épisode volcanique. Dans un premier temps, cet exercice a été réalisé dans le but

d'étudier un cas réel de transport de polluants issus d'une source locale naturelle afin de déterminer les processus de transport à l'origine des contaminations observées dans certaines régions de l'île. Dans un second temps, cette modélisation constitue une méthode originale de validation indirecte du modèle MésoNH. L'introduction d'un traceur passif représentatif du panache de gaz volcaniques dans la simulation a permis d'en étudier, d'un point de vue purement dynamique, la dispersion. Malgré l'absence de schémas numériques réactionnels relatifs aux différentes transformations du soufre dans le modèle, il a été montré que MésoNH reproduisait de façon au moins qualitative les mesures de concentrations en SO₂ en différents points de l'île – ce qui est encourageant pour les capacités du modèle à reproduire les phénomènes observés. Ces résultats ont ouvert la voie à un projet qui ambitionne de développer un système de prévision de panaches volcaniques.

VERS UNE MODELISATION PLUS FINE...

Le relief accusé de la Réunion modifie fortement la structure et l'évolution de la couche limite, les mécanismes de transport et de mélange associés sont complexes et varient en espace et en temps. Bien que les résultats obtenus des simulations effectuées permettent de dégager des conclusions sur le déplacement des masses d'air, des incertitudes demeurent. En premier lieu, il est essentiel d'augmenter la résolution du modèle (au moins 250 m) afin de déclore avec plus de réalisme encore la topographie très montagneuse de l'île. Ensuite, des incertitudes liées aux paramètres du sol et de la végétation, qui définissent la diversité des sols et des couverts végétaux, ont besoin d'être précisées. Il s'avère en effet nécessaire de détailler les paramètres topographiques à l'aide d'une base de données appropriée à très haute résolution. Toujours dans l'optique d'une amélioration de la modélisation de la dynamique atmosphérique de petite échelle à la Réunion, il serait intéressant d'étudier et de représenter correctement la microphysique nuageuse. En effet, il est important de remarquer que le futur observatoire au Piton Maïdo est souvent l'après-midi au sein même d'une couche de nuages. Enfin, même si le travail effectué a permis d'obtenir de nombreux résultats intéressants, il montre cependant les limites d'une étude purement dynamique. Effectivement, des questions subsistent quant à savoir la proportion des polluants issus des sources locales qui atteint le Piton Maïdo. L'introduction d'un modèle de chimie pourrait rendre possible la quantification des contributions de différents polluants significatifs.

QUELQUES PISTES D'OBSERVATION...

La campagne ECLAIR a permis de cartographier avec une bonne résolution verticale la structure de la couche limite atmosphérique. Dans le même esprit, il faudrait en particulier s'intéresser à la morphologie de la couche limite au-dessus du Piton Maïdo. Il faudrait donc envisager de mettre en position fixe le lidar aérosols au Piton Maïdo et observer l'évolution temporelle de la couche limite. Ensuite, l'analyse des données du radar Doppler a permis d'observer la dynamique dans les basses couches à St Denis. Il serait essentiel également de disposer l'instrument sur d'autres sites stratégiques, tels que la côte déventée (e.g. Le Port), au niveau du point d'arrêt des alizés (e.g. St Joseph) et sur la côte au vent (e.g. Ste Rose) afin d'avoir une description globale des basses couches sur toute l'île.

LISTE DES ILLUSTRATIONS

Figure 0-1: Localisation des sites du réseau international d'observation NDACC dans l'hémisphère Sud	18
Figure 0-2: Localisation des sites du réseau international d'observation SHADOZ	18
Figure 0-3: Photo prise au sommet du Maïdo à l'endroit où se trouvera le futur observatoire.	19
Figure 0-4: Vue du projet de bâtiment sélectionné pour la future station atmosphérique d'altitude de l'OPAR.	20
Figure 1-1: Position géographique de la Réunion dans l'Océan Indien	26
Figure 1-2: Les grandes formes de relief de La Réunion.	28
Figure 1-3: Répartition démographique (source : G. Lajoie, 2007).	29
Figure 1-4: Carte du réseau routier. Le trafic automobile est une source importante de pollution locale.	30
Figure 1-5: Localisation des centrales thermiques (CT) et du Piton de la Fournaise, qui sont les principales sources identifiées de SO ₂ sur l'île.	31
Figure 1-6: Coupe verticale de la cellule de Hadley.	33
Figure 1-7: Déplacement saisonnier de la Zone de Convergence Intertropicale dans le Sud-ouest de l'Océan Indien (Source : atlas climatique de Météo-France Réunion).	34
Figure 1-8: Représentation schématique de la circulation atmosphérique dans l'Océan Indien [adaptation de Taupin et al, 1999].	35
Figure 1-9: Données de CO à 700 hPa du capteur MOPITT pour les années 2001 à 2006 (Valeurs moyenne de l'Hémisphère Nord et de l'Hémisphère Sud et moyenne des pixels (200 km x 200 km) au dessus de la Réunion. Cette figure montre l'importante variabilité observée sur le site de la Réunion avec des maximums de CO clairement associés aux périodes de feux de savanes dans le sud de l'Afrique. Les masses d'air s'enrichissent en produits de combustion au sein des circulations anticycloniques qui interviennent sur le sud de l'Afrique avant d'être exportées sur les zones océaniques ainsi que cela a été montré lors des expériences SAFARI 92 et 2000 (Figures J.L. Attié, Laboratoire d'Aérodynamique)).	36
Figure 1-10: Représentation conceptuelle des circulations atmosphériques en Afrique du Sud et les régions voisines. Les flux de basses couches sont représentés en bleu tandis que les flux d'altitude sont représentés en rouge. La double flèche bleue indique la progression des zones affectées par les feux de brousse. [Clain et al, 2009].	37
Figure 1-11: Carte d'isohyètes annuelles. Elle montre une grande dissymétrie entre l'Est et l'Ouest de La Réunion. A l'ouest, les précipitations sont peu abondantes. En revanche, plus on se décale vers l'est, plus la moyenne des pluies augmente, jusqu'à atteindre des valeurs dépassant 10 mètres par an. A l'ouest, c'est sur le littoral qu'il pleut le moins. Les hauts reliefs de l'île, massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise, sont la cause de cette dissymétrie est-ouest. Les précipitations tendent à se concentrer sur les régions directement exposées à l'humidité océane apportée par la circulation générale de secteur est. On parle de région « au vent ». A l'inverse, les régions « sous le vent », qui bénéficient de l'abri du relief, sont beaucoup plus sèches.	38
Figure 1-12: Représentation schématique de la circulation le long des pentes de l'île pendant le jour (Source : Brémaud et Taupin, 1998, adaptation de Garrett, 1980).	40
Figure 1-13: Représentation schématique du soulèvement orographique. En amont de l'obstacle, l'air qui remonte la pente, subit une détente et se refroidit. En se refroidissant, la vapeur d'eau se condense et forme des nuages, qui peuvent donner des précipitations. En aval du relief, l'air redescend et subit une compression. [Whiteman, 2000].	41
Figure 1-14: Représentation schématique du régime de contournement	42
Figure 1-15: Mécanisme de brise de mer et brise de terre (Source: Atmosphère, Océan et Climat, Ed. Belin).	45
Figure 1-16: Différents systèmes de vents se produisant en terrain montagneux. [Whiteman, 2000].	47

Figure 1-17: Evolution typique de la stabilité de la couche limite au cours de la journée (Source : Dominique Lambert, d'après R.B. Stull, 1988).	49
Figure 1-18: Lidar Aérosols UltraViolet de l'OPAR.	51
Figure 1-19: Radar UHF profileur de vent de l'OPAR.	51
Figure 1-20: Profil moyen d'ozone de l'hiver austral (juin-juillet-août) provenant d'une climatologie établie à partir de sondages par ballon effectués à l'aéroport de Gillot entre 1992 et 1997 (réseau SHADOZ).	54
Figure 1-21: Evolution saisonnière de la concentration d'ozone au Piton Textor (2150 m) pendant le jour (courbe verte) et durant la nuit (courbe rouge), d'octobre 1998 à octobre 1999, et de la valeur moyenne de la concentration d'ozone au même niveau à partir des radiosondages (données moyennées mensuellement de 1992 à 2006, et données mensuelles d'octobre 1998 à octobre 1999, courbes bleues). Les moyennes mensuelles ont été calculées en séparant les mesures faites durant la nuit (de 22h à 07h) des mesures faites le jour (de 08h à 21h, heures locales).	54
Figure 2-1: Domaines de simulation et topographie (échelle de couleurs, en m). Sur le domaine fils à plus haute résolution sont indiqués les principaux points sources des émissions locales de polluants (DEN, POR, BRG, GOL, PDF), le Piton Maïdo (MAI) et le Piton Textor (TEX).	59
Figure 2-2: Profils verticaux moyens de température potentielle (°K), d'humidité relative (%) et d'ozone (ppbv) au cours de l'hiver austral (courbes noires), établis à partir des sondages par ballon du réseau SHADOZ [Thompson et al, 2003] entre 1992 et 1997. Idéalisation des profils (courbes rouges) pour l'initialisation des modèles.	60
Figure 2-3: Initialisation du traceur passif de couche limite.	61
Figure 2-4: Séparation du flux d'alizés dans la simulation ALIZ5. Représentation des lignes de courant au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) sous l'effet de la convergence (à gauche, 11 heures locales) et de la divergence (à droite, 03 heures locales) thermiques.	65
Figure 2-5: Vitesse du vent (trait plein, échelle verticale à gauche) et direction du vent (trait pointillé, échelle verticale à droite) à Pierrefonds, obtenues à partir de la moyenne horaire des observations effectuées pendant l'hiver austral 2007 (source : Météo-France).	65
Figure 2-6: Coupe horizontale illustrant une brise de terre à 00 heure locale dans la simulation ALIZ5 au sud de l'île sur la côte pourtant exposée au flux d'alizé. Les flèches représentent le vent (force et direction) au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface).	67
Figure 2-7: Evolution temporelle de la direction du vent au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) à St Joseph dans la simulation ALIZ5 pour illustrer le développement d'une brise thermique.	67
Figure 2-8: Séparation du flux d'alizé de part et d'autre de l'île, dans la simulation ALIZ10, à 11:00 (à gauche) et 03 :00 (à droite), heures locales. Sont représentées sur les coupes horizontales les lignes de courant au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface).	68
Figure 2-9: Direction du vent en surface au Port (trait plein : moyenne horaire des observations de l'hiver austral 2007, trait pointillé : simulation ALIZ10).	69
Figure 2-10: Coupes horizontales de l'altitude de l'isentrope 296K dans l'expérience ALIZ5 à 02:00 (à gauche) et à 14:00 (à droite), heures locales.	71
Figure 2-11: Coupes verticales zonales (ouest-est, indiquées sur la figure 2-10 à gauche) passant par le Piton Maïdo représentant le rapport de dilution du traceur de couche limite, exprimé en millièmes de sa valeur au point d'émission, dans ALIZ5 à 13:00 (à gauche) et à 00:00 (à droite), heures locales.	72
Figure 2-12: Evolution temporelle des traceurs passifs de couche limite (trait pointillé) et pseudo-ozone (trait plein) au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) au Piton Maïdo dans la simulation ALIZ5.	72
Figure 2-13: Evolution temporelle des traceurs de couche limite (courbe bleue) et pseudo- ozone (courbe rouge) au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) au Piton Maïdo, dans la simulation ALIZ10.	73
Figure 2-14: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de la centrale thermique du Port (POR) dans la simulation ALIZ5, exprimé en millièmes de sa concentration au	

point d'émission, au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 12:00 (à gauche, régime de jour) et à 00:00 (à droite, régime de nuit), heures locales.	75
Figure 2-15: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de la zone urbaine de St Denis (DEN) dans la simulation ALIZ5, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 12:00 (à gauche, régime de jour) et à 00:00 (à droite, régime de nuit), heures locales.	75
Figure 2-16: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de l'usine sucrière du Gol (GOL) dans la simulation ALIZ5, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 12:00 (à gauche, régime de jour) et à 00:00 (à droite, régime de nuit), heures locales.	76
Figure 2-17: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de la zone urbaine de St Denis (DEN) dans la simulation ALIZ10, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 07:00 (à gauche, régime de jour) et à 16 :00 (à droite, régime de nuit), heures locales.	77
Figure 2-18: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de l'usine sucrière du Gol (GOL) dans la simulation ALIZ10, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 08:00 (à gauche, régime de jour) et à 00:00 (à droite, régime de nuit), heures locales.	77
Figure 2-19: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de la centrale thermique du Port (POR) dans la simulation ALIZ10, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 12:00 (à gauche, régime de jour) et à 00:00 (à droite, régime de nuit), heures locales.	78
Figure 2-20: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de l'usine sucrière de Bois Rouge (BRG) dans la simulation ALIZ5, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 11:00 (à gauche) et à 15:00 (à droite), heures locales.	79
Figure 2-21: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu de l'usine sucrière de Bois Rouge (BRG) dans la simulation ALIZ10, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission, au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), à 11:00 (à gauche) et à 15:00 (à droite), heures locales.	80
Figure 2-22: Evolution temporelle du rapport de dilution du traceur passif volcanique au Piton Maïdo, au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle, exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission (trait plein : ALIZ10, trait pointillé : ALIZ5).	81
Figure 2-23: Coupe verticale selon l'axe Piton de la Fournaise – Piton Maïdo (sud-est/nord-ouest, indiquée sur Fig. 2-10 à droite) représentant la répartition spatiale du panache volcanique à 17:00 heures locales dans la simulation ALIZ5 (à gauche) et la simulation ALIZ10 (à droite).	81
Figure 2-24: Evolution temporelle des traceurs issus de St Denis (DEN), du volcan (PDF) et du Port (POR) au Piton Maïdo, au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface), dans la simulation ALIZ5. Les concentrations sont exprimées en millièmes de la concentration au point d'émission.	82
Figure 2-25: Coupes horizontales illustrant la répartition spatiale du traceur issu du Piton de la Fournaise (PDF) dans la simulation ALIZ5, au 1 ^{er} niveau atmosphérique du modèle, à 10:00 (à gauche) et à 16:00 (à droite), heures locales.	83
Figure 3-1: Lidar LAUV embarqué dans un ULM (à gauche) et dans un véhicule léger (à droite).	90
Figure 3-2: Lidar Aérosol Ultraviolet (LAUV) embarqué à bord d'un pick-up, déployé au cours de la campagne ECLAIR.	91
Figure 3-3: Lâcher d'un radiosondage à la station météorologique de l'aéroport de Gillot (Saint Denis).	93
Figure 3-4: Domaines de simulation avec une résolution horizontale de 3 km (à gauche) et 500 m (à droite), et hauteur du terrain (échelle de couleurs). Sont indiqués sur le domaine fils les principaux sites mentionnés dans cette étude.	99
Figure 3-5: Comparaison de 2 domaines de résolution horizontale 1km (à gauche) et 500m (à droite). Plus la résolution est forte, meilleure est la définition du relief qui joue une action primordiale sur les écoulements de basses couches.	100

Figure 3-6: Parcours effectués par le lidar mobile lors des séquences d'observation n°1 (à gauche) et n°8 (à droite).	103
Figure 3-7: Intercomparaison des profils verticaux de température potentielle (à gauche) et d'humidité spécifique (à droite) issus de MésoNH (courbes vertes) et des radiosondages (courbes bleues) réalisés le 30/11/2008 à 17:00, le 01/12/2008 à 07:00 et 17:00, le 02/12/2008 à 06:00 (heures TU) à l'aéroport de Gillot.	106
Figure 3-8: Intercomparaison des profils verticaux de l'intensité (à gauche) et de la direction (à droite) du vent issus de MésoNH (courbes vertes) et des radiosondages (courbes bleues) réalisés le 30/11/2008 à 17:00, le 01/12/2008 à 07:00 et 17:00, le 02/12/2008 à 06:00 (heure TU) à l'aéroport de Gillot.	107
Figure 3-9: (a) et (b) Evolution temporelle du profil vertical du signal rétrodiffusé du lidar à St Pierre. (a) : de 05:00 à 12:00 (heures locales) le 01/12/2008, (b) : de 18 :00 le 01/12/2008 à 05 :00 le 02/12/2008, les points roses indiquent les couches détectées en utilisant la méthode WCT. (c) et (d) évolution temporelle du profil vertical de la fréquence de Brunt-Väisälä extraite de Méso-NH, (c) : de 05:00 à 12:00 (heures locales) le 01/12/2008, (d) : de 18 :00 le 01/12/2008 à 05:00 le 02/12/2008 (heures locales), la ligne noire repère le sommet de la couche limite dans le modèle basé sur la détection du maximum du carré de la fréquence de Brunt-Väisälä.	109
Figure 3-10: Vitesse de vent à Pierrefonds du 01/12/2008 à 05 :00 au 02/12/2008 à 04 :00 (heures locales, en noir MésoNH, en rouge les observations). La courbe rouge en pointillé représente la vitesse moyenne du vent à Pierrefonds obtenue à partir de la moyenne horaire des observations de Météo-France du 1 ^{er} novembre 2008 au 31 janvier 2009.	110
Figure 3-11: (a) et (b) Coupes horizontales représentant l'altitude (échelle de couleurs) de l'isentrope 300 K dans la simulation ECLAIR01 à 10:00 le 01/12/2008 (a) et à 03:00 le 02/12/2008 (b). (c) coupe verticale entre St Philippe et St Joseph représentant les isentropes (équipotentiell) superposées au champ en couleur de la vitesse du vent, le 01/12/2008 à 10:00 (heures locales). (Le tracé de la coupe verticale est représenté en (a)).	111
Figure 3-12: (a) Evolution temporelle du profil vertical du signal rétrodiffusé observé par le lidar. Les points roses représentent le sommet de la couche limite détecté selon la méthode décrite au §3.3.1.2. (b) Carré de la fréquence de Brunt-Väisälä (N^2) simulée par Méso-NH au cours de la séquence d'observation n°8 (échelle colorée). Les points roses (sommet de la couche limite détecté par le lidar) sont directement reportés depuis la figure (a). Les autres points sont les hauteurs de la couche limite obtenues à partir des champs MésoNH : maximum de N^2 (points rouges) et point d'inflexion de l'humidité spécifique (points noirs). (c) Evolution temporelle du profil vertical de la vitesse du vent simulé par le modèle au cours de la séquence d'observation n°8. (d) Comme en (c) pour l'humidité spécifique.	113
Figure 3-13: Evolution temporelle du profil vertical du signal lidar au cours du trajet N°1. Identification de 3 structures de la couche limite verticale.	116
Figure 3-14: Evolution temporelle du profil vertical du carré de la fréquence de Brunt-Väisälä modélisée (a), de la composante zonale du vent modélisée (b), de la vitesse verticale modélisée (c), du rapport de mélange en vapeur d'eau (d) et de la concentration du traceur de surface (e), au cours de la séquence d'observation n°1.	117
Figure 3-15: Coupe horizontale du champ de vent à 1000m le 26/11/2008 à 07 :00 (heure locale). L'échelle de couleurs est relative à l'élévation du terrain (m).	118
Figure 4-1: Schéma conceptuel de la technique radar.	124
Figure 4-2: Les différents types de source d'échos radar.	125
Figure 4-3: Volume de résolution caractérisé par l'ouverture du faisceau θ_b , l'extension radiale $\Delta r = c\tau/2$ et τ la durée de l'impulsion. [Puygrenier V., 2005].	126
Figure 4-4: Disposition typique d'une antenne radar à 5 faisceaux: le faisceau vertical tire au zénith et les 4 autres faisceaux obliques tirent avec des angles α d'élévation par rapport au sol et des angles d'azimut β par rapport au Nord météorologique.	128
Figure 4-5: (Gauche) Spectres Doppler mesurés sur différentes portes par le radar UHF dont l'altitude est donnée en ordonnée. Reconnaissance de l'écho météorologique, des pics de bruit, des pics symétriques de l'écho météorologique et des échos de sol. (Droite) Spectre Doppler avec sélection du pic atmosphérique (bleu). En abscisse est représentée la vitesse Doppler ou radiale et en ordonnée la puissance spectrale. La limite maximale du bruit est matérialisée par le trait rouge. Le pic vert constitue un écho de sol qui ne doit pas être pris en considération. [Puygrenier V., 2005].	129

Figure 4-6: Radar UHF PCL 1300 de l'OPAR installé sur le site de l'aéroport de St Denis.	131
Figure 4-7: Climatologie du vent zonal à La Réunion, établie à partir de 111 sondages GPS effectués à l'aéroport de St Denis entre août 2007 et mars 2010, sur laquelle ont été reportés les contours de $\pm 1 \text{ m.s}^{-1}$ localisant la zone d'inversion des alizés. Les vitesses négatives correspondent à des vents de secteur est, tandis que les vitesses positives correspondent à des vents de secteur ouest.	136
Figure 4-8: Climatologie de la température à la Réunion, établie à partir de 111 sondages GPS effectués à l'aéroport de St Denis entre août 2007 et mars 2010 (les cercles rouges repèrent une inversion très marquée de la température, tandis que les cercles verts repèrent une inflexion).	137
Figure 4-9: Comparaison des profils de vent obtenus par radar UHF et calculés selon les filières de Degréane (courbe bleue) et du CRA (courbe rouge) avec les profils de vent déduits des radiosondages GPS (courbe verte), effectués le 4 juin 2009 (haut) et le 16 février 2010 (bas).	140
Figure 4-10: Schéma d'une coupe verticale zonale de l'écoulement atmosphérique dans la troposphère au-dessus de la Reunion. U et V sont respectivement les composantes zonale et méridienne du vent.	142
Figure 4-11: Evolution temporelle de la vitesse (a) et de la direction (b) du vent, des composantes zonale (c) et méridienne (d), durant la période d'observation du radar UHF de l'OPAR (avril 2009 - avril 2010).	145
Figure 4-12: Evolution temporelle de la hauteur estimée de la zone d'inversion des alizés calculée à partir des caractéristiques du vent (a) et de la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air (b), durant la période d'observation du radar UHF de l'OPAR (avril 2009 - avril 2010).	146
Figure 4-13: Evolutions temporelles de la vitesse (à gauche) et de la direction (à droite) du vent pour 6 niveaux atmosphériques du modèle au-dessus de Gillot, issues des simulations ALIZ5 (haut) et ALIZ10 (bas).	147
Figure 4-14: Evolution temporelle du profil vertical de l'intensité du vent et de la hauteur de la zone d'inversion des alizés(calculée à partir de la médiane des 4 estimations basées sur les caractéristiques du vent) sur un jour composite calculé à partir des observations acquises pendant un mois, de mai 2009 à avril 2010.	150
Figure 4-15: Evolution temporelle du profil vertical de la composante zonale sur un jour composite calculé à partir des observations acquises pendant un mois, de mai 2009 à avril 2010.	152
Figure 4-16: Evolution temporelle du profil vertical de la composante méridienne sur un jour composite calculé à partir des observations acquises pendant un mois, de mai 2009 à avril 2010.	154
Figure 4-17: Evolution temporelle du profil vertical de la réflectivité sur un jour composite calculé à partir des observations acquises pendant un mois, de mai 2009 à avril 2010.	156
Figure 4-18: Caractéristiques climatologiques du vent (direction, force et composantes horizontales) établies à partir de la moyenne horaire des observations du vent à 10 m réalisées à la station climatologique de MétéoFrance située à l'aéroport de St Denis et effectuées entre le 01/01/2009 et le 31/03/2009 (à gauche) pour l'été austral et entre le 01/06/2009 et le 31/08/2009 (à droite) pour l'hiver austral.	158
Figure 5-1: Carte du massif volcanique du Piton de la Fournaise représentant les secteurs affectés par l'éruption du 2 avril 2007 (rouge). Source : Observatoire Volcanique du Piton de la Fournaise (OVPF).	165
Figure 5-2: Coupe verticale du massif volcanique du Piton de la Fournaise décrivant l'historique de l'éruption du 2 avril 2007 [Staudacher et al, 2009].	165
Figure 5-3: Vues d'ensemble sur le flanc oriental du Piton de la Fournaise. Fort dégazage au niveau de la fissure éruptive et formation d'un important nuage convectif chargé de vapeurs acides à la rencontre de la lave avec l'eau de mer.	167
Figure 5-4: Vues d'ensemble du Piton de la Fournaise le 7 avril 2007 depuis le Piton des Neiges, montrant à la fois le cumulonimbus généré par le contact de la lave avec l'océan (blanc), le panache d'aérosols émis depuis le cratère (gris) et le panache de SO_2 (orange). [Photos : R. Delmas].	167

Figure 5-5: (à gauche) Formation d'un nuage de cendres volcaniques lors de l'effondrement du cratère Dolomieu. (A droite) Photo aérienne du cratère Dolomieu après son effondrement, le 07 avril 2007.	168
Figure 5-6: Localisation des stations de mesure de l'Observatoire Réunionnais de l'Air (ORA) mentionnées dans l'étude.	170
Figure 5-7: Evolution des maxima horaires en dioxyde de soufre enregistrés par différentes stations de mesure de l'Observatoire Réunionnais de l'Air entre le 02/04/2007 et le 14/04/2007 (source : ORA).	170
Figure 5-8: Fonctions de densité de probabilité (FDP) de la concentration de SO ₂ à Cambaie, Ste Thérèse, Luther et La Marine. Les courbes noires représentent la FDP pendant toute l'année 2007 hors éruption et les courbes rouges représentent la FDP uniquement pendant la période éruptive d'avril 2007. La signature volcanique (courbes bleues), qui est obtenue par la différence entre les courbes rouges et les courbes noires, est bien mise en évidence dans le sud (Luther) et l'ouest (Cambaie et Ste Thérèse).	172
Figure 5-9: Panache volcanique de dioxyde de soufre (matérialisé en bleu clair) le 05/04/2007 à 0900 UTC pris par le capteur MODIS du satellite AQUA de la NASA superposé au champ de vent d'ALADIN-Réunion à 10 m (haut), 500 m (milieu) et 1000 m d'altitude. Les tâches blanches sont des nuages.	174
Figure 5-10: Schéma d'imbrication des 3 domaines de résolution spatiale de 20 km, 4 km et 1 km, utilisés pour la modélisation de l'épisode de pollution volcanique provoqué par l'éruption du Piton de la Fournaise le 02/04/2007.	176
Figure 5-11: Coupes horizontales du champ de traceur volcanique au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) superposé au champ de vent au sol, le 03/04 à 00:30 et 15:30, le 04 /04 à 04:00 et le 05/04 à 18:00, heures locales. L'échelle de couleurs est relative au rapport de dilution du traceur (en millièmes de sa concentration au point d'émission).	179
Figure 5-12: Evolution temporelle du rapport de dilution du traceur volcanique au premier niveau atmosphérique du modèle (i.e. en surface) au cours de la simulation aux stations de Luther (courbe verte) et de Cambaie (courbe bleue). Le rapport de dilution du traceur volcanique est exprimé en millièmes de sa concentration au point d'émission et l'échelle des temps est exprimé avec la date du jour et en heures locales.	180
Figure 5-13: Schéma conceptuel du calcul du flux volumique de dioxyde de soufre.	182
Figure 5-14: Evolution temporelle de la concentration de dioxyde de soufre émise dans la colonne d'émission calculée à partir du flux de dioxyde de soufre estimé par Tulet et Villeneuve, 2010.	182
Figure 5-15: Evolution de la concentration du traceur volcanique calculée à partir de la concentration de SO ₂ dans la colonne d'émission aux stations de la Pointe du Tremblet (haut), de Cambaie et de Luther (bas).	183
Figure 5-16 : Fonctions de densité de probabilité du logarithme à base 10 des concentrations de traceur volcanique (haut) et de dioxyde de soufre (bas) aux stations de Cambaie (bleu) et Luther (vert).	184

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2-1: Configuration numérique des modèles emboîtés. _____	59
Tableau 2-2: Principales caractéristiques des 3 expériences numériques idéalisées. _____	61
Tableau 2-3: Caractéristiques des traceurs passifs utilisés dans les simulations. _____	63
Tableau 3-1: Tableau récapitulatif des radiosondages effectués durant la campagne ECLAIR à la station de MétéoFrance à Gillot. _____	92
Tableau 3-2: Tableau récapitulatif des trajets parcourus du lidar aérosols mobile au cours de la campagne ECLAIR. _____	94
Tableau 3-3: Configuration numérique des modèles. _____	101
Tableau 3-4: Caractéristiques des simulations numériques de la campagne ECLAIR. _____	102
Tableau 3-5: Détails des séquences d'observation effectuées durant ECLAIR et correspondant aux deux simulations. _____	103
Tableau 4-1: Principales caractéristiques du radar UHF de l'OPAR. _____	132
Tableau 5-1: Principales caractéristiques des domaines de la simulation. _____	177

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Albrecht, B. A., 1984: A model study of downstream variations of the thermodynamic structure of the trade winds. *Tellus*, 36A, 187-202.
- Albrecht, B. A., 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, pp 1227-1230.
- Allen, A. G., Baxter, P J., and Ottley, C. J., 2000. Gas and particle emissions from Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies: characterization and health hazard assessment, *Bull. Volcanol.*, 62, pp 8-19.
- Atkinson B. W., 1981. Mesoscale atmospheric circulation, Academic Press, London 1981, 1981.
- Atlas, D., Srivastava, R. C., and Sekon, R. S., 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Review of Geophysics and Space Physics*, 11, pp 1-35.
- Atlas, E.L., Ridley, B.A., 1996. The Mauna Loa Observatory Photochemistry Experiment: Introduction, *Journal of Geophysical Research*, 101, pp 14,531-14,541.
- Augstein, E., Riehl, H., Ostapoff, F. and Wagner, V., 1973: Mass and energy transports in an undisturbed Atlantic trade-wind flow. *Monthly Weather Review.*, 101, pp 101-111.
- Austin, G.R., Rauber, R.M., Ochs, H.T., Miller, L.J., 1996. Trade-wind clouds and Hawaiian rainbands, *Monthly Weather Review*, 124, pp 2126-2151.
- Baars, H. et al., 2008: Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, pp 7281-7296.
- Baldy, S., Ancellet, G., Bessafi, M., Badr, A., Lan San Lunk, D., 1996. Field observations of the vertical distribution of tropospheric ozone at the island of Reunion (southern tropics), *Journal of Geophysical Research*, 101, 23, pp. 835-823, 849.
- Baray, J-L. et al., 2006. An instrumented station for the survey of ozone and climate change in the southern tropics, *J. of Environmental Monitoring*, 8, pp 1020-1028.
- Baxter, P. J., Stoiber R. E. and Williams S. N., 1982. Volcanic gases and health: Masaya Volcano, Nicaragua, *Lancet*, 2, pp 150-151.
- Beffrey, G., 2003. Etude de l'aspect tridimensionnel du Foehn dans la haute vallée du Rhin (expérience MAP), Thèse de doctorat, Université P. Sabatier (Toulouse III).
- Berroir, A., 1991. La Météorologie, Que sais-je?, 89.
- Bhugwant, C., 2001. Etude physico-chimique des aérosols de combustion et de l'ozone troposphérique à la Réunion, Thèse de doctorat, Université de la Réunion.
- Bhugwant, C., Siéja, B., Perron, L., Rivière, E., Staudacher, T., 2002. Impact régional du SO₂ d'origine volcanique induit par l'éruption du Piton de La Fournaise en juin-juillet 2001, *Pollution atmosphérique*, 176, pp 527-539.
- Bhugwant, C., Siéja B., Bessafi M., Staudacher T., and Ecomier J., 2009. Assessment of the in-situ sulphur dioxide measurements into the atmosphere during the 2005 and 2007 eruptions of the Piton de La Fournaise volcano: Implications for human health and environmental changes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 184, 1-2, pp 208-224.
- Bonasoni, P., Stohl, A., Cristofanelli, P., Calzolari, F., Colombo, T., Evangelisti, F., 2000. Background ozone variations at Mt. Cimone Station, *Atmospheric Environment*, 34, pp 5183-5189.

- Bougeault, P., Lacarrère, P., 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model, *Monthly Weather Review*, 117, pp 1872-1890.
- Brémaud, P. J. and Taupin, F. 1998. Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart and E. Richard, 2001. A Mass flux convection scheme for regional and global models. *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, pp 869-886.
- Brighton, P.W., 1978. Strongly stratified flow past three-dimensional obstacles, *Quart. Journal of the Meteorological Society*, 104, pp 289-307.
- Brooks, I., 2003 : Finding Boundary Layer Top : Application of a wavelet covariance transform to lidar backscatter profiles, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 20, pp 1092-1105.
- Campistron, B., Bénech, B., Dessens, J., Jacoby-Koaly, S., Dupont, E. and Carissimo, B., 1997: Performance evaluation of a UHF boundary layer radar in raining conditions based on disdrometer measurements. 8th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar, Bangalore, India, pp 334-337.
- Chazette, P., Sanak, J., Dulac, F., 2007. New Approach for Aerosol Profiling with a Lidar Onboard an Ultralight Aircraft: Application to the African Monsoon Multidisciplinary Analysis, *Environ. Sci. Technol.*, 41, pp. 8335-8341.
- Chazette, P., Raut, J.-C., Dulac, F., Berthier, S., Kim, S.-W., Royer, P., Sanak, J., Loaec, S., Grigaut-Desbrosses, H., 2010. Simultaneous observations of lower tropospheric continental aerosols with a ground-based, an airborne, and the spaceborne CALIOP lidar systems, *J. Geophys. Res.*, Special issue on CALIPSO data, doi:10.1029/2009JD012341, in press.
- Chevalier, A., Gheusi, F., Delmas, R., Ordonez, C., Sarrat, C., Zbinden, R., Thouret, V., Athier, G., Cousin, J.M., 2007. Influence of altitude on ozone levels and variability in the lower troposphere: a ground-based study for western Europe over the period 2001-2004, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, pp 4311-4326.
- Chopra, K.P., Hubert, L.F., 1965. Mesoscale eddies in wake of islands, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 22, pp 652-657.
- Clain, G., Baray, J-L., Delmas, R., Diab, R., Leclair de Bellevue, J., Keckhut, P., Posny, F., Metzger, J-M., and Cammas, J-P., 2009, Tropospheric ozone climatology at two Southern Hemisphere tropical/subtropical sites, (Reunion Island and Irene, South Africa) from ozonesondes, LIDAR, and in situ aircraft measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, pp 1723-1734.
- Cohard, J.-M., and J.-P. Pinty, 2000. A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. I : Description and tests, *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126, pp 1815-1842.
- Cuxart, J., Bougeault, P., Redelsperger, J.L., 2000. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations, *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126, 1-30.
- Defant, F., 1951. Local winds, *Compendium of meteorology*, edited by: Malone, T.F., *Amer. Meteor. Soc.*, pp 655-672.
- Delmelle, P., Stix J., Bourque C. P-A., Baxter P. J., Garcia-Alvarez J. and Barquero J., 2001. Dry deposition and heavy acid loading in the vicinity of Masaya Volcano, a major sulfur and chlorine source in Nicaragua, *Env. Sci. Tech.*, 35, pp 1289-1293.
- Deroussi, S., Diamant, M., Feret, J., Nebut, T., and Staudacher, T., 2009. Localization of cavities in a thick lava flow by microgravimetry, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 184, 193-198, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.10.002.

- Doviak, R. J. and Zrnic, D. S., 1984. Doppler radar and weather observations., Academic Press, 458 pp.
- Durran, D.R., 1990: Mountain waves and downslope winds. Atmospheric process over complex terrain. William Blumen, Ed., American Meteorology Society Monographs, 23 No. 45, pp 59-81.
- Egger, J., 1990. Thermally forced flows theory. Atmospheric Processes over Complex Terrain, Meteor. Monogr., No. 45, Amer. Meteor.Soc., pp 43-57.
- Emon, J., 1949, L'inversion de l'alizé dans l'Océan Indien du Sud-Ouest, La Météorologie, n°11, pp 73-83. Fehsenfeld, F.C., Bollinger, M.J., Liu, S.C., Parrish, D.D., McFarland, M., Trainer, M., Kley D., Murphy, P.C., Albritton, D.L., 1983. A study of Ozone in the Colorado Mountains, Journal of Atmospheric Chemistry, 1, pp 87-105.
- Faure G., Westrelin S., Roy D., 2008: Un nouveau modèle de prévision à MétéoFrance: Aladin-Reunion, La Météorologie, 8ème série, N°60, pp 29-35.
- Fiocco, G., Fua, D., Visconti, G. (Eds), 1996. The mount Pinatubo Eruption – Effects on the Atmosphere and Climate, Springer- Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Flamant, C., Chaboureaud, JP, Parker, DJP, Taylor, CM, Cammas, JP, Bock, O., Timouk, F., Pelon, J, 2007: Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon, Q.J.R Meteorol. Soc, 133, pp 1175-1189.
- Frish, A.S. and Clifford, S.F., 1974: A study of convection by a stable layer using Doppler radar and acoustic radio sounders. J. Atmos. Sci., 31, pp 1622-1628.
- Gal-Chen, T., Sommerville, R.C.J., 1975. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations, Journal of Computational Physics, 17, pp 209-228.
- Garbell, 1947. Tropical and Equatorial Meteorology, Londres.
- Gossard, E.E., Strauch, R., 1983: Radar Observations of Clear Air and Clouds. Elsevier: Amsterdam, 280 pp. AN00876.
- Gossard, E.E., Wolfe, D.E., Moran, K.P., Paulus, R.A., Andersen, K.D., and Rogers, L.T., 1998: Measurement of clear-air gradients and turbulence properties with radar wind profilers. J. Atmos. Oceanic Technol., 15, pp 321-342.
- Grattan, J., Durand, M., and Taylor, S., 2003. Illness and elevated human mortality in Europe coincident with the Laki Fissure eruption, in Volcanic Degassing edited by C. Oppenheimer, D. M. Pyle and J. Barclay, Geol. Soc. Lond. Spec. Pub., 213, pp 401-414.
- Hahn, C.J., Merrill, J.T., Mendonca, B.G., 1992. Meteorological influences during MLOPEX, Journal of Geophysical Research, 97, pp 10,291-10,309.
- Hann J., 1879. Zur lehre von den allgemeinen atmosphärischen Strömungen. Zeit. Meteor., vol XIV.
- Hobbs, P. V., Tuell, J.-P., Hegg D.-A., Radke, L.-F. and Eltgroth, M.-K., 1982. Particles and gases in the emissions from the 1980-1981 volcanic eruptions of Mt. St. Helens, J. Geophys. Res., 87, pp 11,062-11,086.
- Hoffman, D.-J., 1987. Perturbations to the global atmosphere associated with the El Chichon volcanic eruption of 1982, Rev. Geophys., 25, pp 743-759.
- Jacoby-Koaly, S., 2000. Application d'un radar profileur de vent UHF à l'étude de la couche limite atmosphérique. Thèse de doctorat, université Paul Sabatier, Toulouse III.

- Kaufman, Y. J., Tanra, D. and Boucher, O., 2000. A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature*, 419(6903), pp 215-223.
- Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hereil, P. Mascart, J. P. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vila-Guerau de Arellano, 1998. The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, 16, pp 90-109.
- Lipps, F.B., Hemler, R.S., 1982. A scale analysis of deep moist convection and some related numerical calculations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, pp 2192-2210.
- Malkus, J. S., 1956: On the maintenance of the trade winds. *Tellus*, 8, pp 335-350.
- Mannino, D. M., Ruben, S., Holschuh, F. C., Holschuh, T. C., Wilson, M. D and Holschuh, T., 1996. Emergency department visits and hospitalizations for respiratory disease on the island of Hawaii, 1981 to 1991, *Hawaii Med. J.*, 55, 3, pp 48-53.
- Mather, T.A., Pyle D.M. and Oppenheimer C., 2003. Tropospheric Volcanic Aerosol, *Geophys. Monograph*, 139, 10.1029/139GM12.
- Mather, T.A., Pyle, D.M., Tsanev, V.I., McGonigle, A.J.S., Oppenheimer, C., Allen, A.G., 2006. A reassessment of current volcanic emissions from the Central American arc with specific examples from Nicaragua, *Journal of volcanology and geothermal Research*, 149, pp 297-311.
- Masson, V., 2000. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models, *Boundary Layer Meteorology*, 94, pp 357-397.
- McCornick, M.-P., Thomason, L.-W. and Trepte, C.-R., 1995. Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption, *Nature*, 373, pp 399-404.
- Mendonca, B.G., 1969. Local wind circulation on the slopes of Mauna Loa. *Journal of applied Meteorology*, 8, pp 533-541.
- Moll, H. G., 1971. Die atmosphärische Umströmung Madeiras, *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 44, pp 227-244.
- Morcrette, J.J., *Physical parametrization of the ECMWF Model*, ECMWF, Reading.
- Naja, M., Lal, S., Chand, D., 2003. Diurnal and seasonal variabilities in surface ozone at a high altitude site Mt Abu (24.6°N, 72.7°E, 1680m asl) in India, *Atmospheric Environment*, 37, pp 4205-4215.
- Neumann, J. et Mahrer, Y., 1971. A theoretical study of the land and sea breeze circulation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, pp 532-542.
- Nickus, U. and Vergeiner, I., 1984. The thermal structure of the Inn Valley atmosphere. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, A33, pp 199-215.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models, *Monthly Weather Review*, 117, pp 536-549.
- Noppel, H., and Fiedler, F., 2002. Mesoscale heat transport over complex terrain by slope winds—A conceptual model and numerical simulations. *Bound.-Layer Meteor.*, 104, pp 73-97.
- Oppenheimer, C., 2003. Volcanic degassing, *Treatise on geochemistry*, Volume 3, Chapter 6, Elsevier-Pergamon, Oxford, pp 123-166.
- Pédelaborde, P., 1987. Sur les brises, *Met Mar*, 136, pp 11-15

- Pinty, J.-P. et P. Jabouille, 1998: A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations. Proc. Conf. of Cloud Physics, Everett, WA, USA, Amer. Meteor. soc., Aug. 1999, pp 217 - 220.
- Planchon, O., 1997. Les climats maritimes dans le mode, thèse de doctorat, Université de Dijon, Presses universitaires du Septentrion, Villeneuve d'Ascq, 233 pp.
- Pollack, J.-B., Toon, O.-B., Danielsen, E.-F., Hofmann, D.-J. and Rosen, J.-M., 1983. The El Chichon volcanic cloud – an introduction, Geophys.Res.lett, 10, pp 989-992.
- Puygrenier, V. 2005. Etude de la couche limite atmosphérique côtière durant ESCOMPTE 2001. Evaluation et amélioration des performances d'un radar UHF. Thèse de doctorat, université Paul Sabatier, Toulouse III.
- Rasmussen, R., Smolarkiewicz, P.K., Warner, J., 1989. On the dynamics of Hawaiian cloud bands: comparison of model results with observations and island climatology, Journal of the Atmospheric Sciences, 46, pp 1589-1608.
- Raut, J.-C., Chazette, P. 2009. Assessment of vertically-resolved PM10 from mobile lidar observations, Atmospheric Chemistry and Physics, 9, 21, pp 8617-8638.
- Riehl, H., 1979: Climate and Weather in the Tropics. Academic Press, 623 pp.
- Robock, A. , 2000. Volcanic eruptions and climate, Rev. Geophys., 38, pp 191-219.
- Robock, A., 2002 Pinatubo eruption - The climatic aftermath, Science, 295, pp 1242-1244.
- Saint-Ange, S., 2009. La sédimentation volcanoclastique en contexte de point chaud (île de La Réunion, Océan Indien), Thesis, University of La Reunion, France.
- Schumann, U., 1990. Large-eddy simulation of the upslope boundary layer, Q.J.R Meteorol. Soc, 116, pp 637-670.
- Smith, R.B., 1989: Hydrostatic flow over mountains. Advances in Geophysics, Academic Press, 31, pp 1-41.
- Smith, R.B., Grubisic, V., 1993. Aerial observation of Hawaii's wake, Journal of the Atmospheric Sciences, 50, pp 3728-3750.
- Smolarkiewicz, P.K., Rasmussen, R., Clark, T.L., 1988. On the dynamics of Hawaiian cloud bands: Island forcing, Journal of the Atmospheric Sciences, 45, pp 1872-1905.
- Soler, O., 1997. Atlas climatique de la Réunion, MétéoFrance Réunion.
- Solomon, S., 1999. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history, Rev. Geophys., 37, pp 275-316.
- Staudacher Th., Ferrazzini V., Peltier A., Kowalski Ph., Boissier P., Catherine Ph., Lauret F. & Massin F. , 2009. The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean) Journal of volcanology and geothermal Research special issue, 184, pp 126-137.
- Stein, J., Richard, E., Lafore, J.P., Pinty, J.P., Asencio, N., Cosma, S., 2000. High-Resolution Non-Hydrostatic Simulations of Flash-Flood Episodes with Grid-Nesting and Ice-Phase Parameterization, Meteorology and Atmospheric Physics, 72, pp 203-221.
- Stull, R.B., 1988: An introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers.

- Sutton, A., Elias, T., Gerlach, T., and Stokes, J., 2001. Implications for eruptive processes by sulphur dioxide emissions from Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 108, pp 283–302 and pp 423–434.
- Taupin, F.G., Bessafi, M., Baldy, S., Brémaud, P.J., 1999. Tropospheric ozone above the southwestern Indian Ocean is strongly linked to dynamical conditions prevailing in the tropics, *Journal of Geophysical Research*, 104, pp 8057-8066.
- Thompson, A.M., Witte, J.C., McPeters, R.D., Oltmans, S.J., Schmidlin, F.J., Logan, J.A., Fujiwara, M., Kirchhoff, V.W.J.H., Posny, F., Coetzee, G.J.R., Hoegger, B., Kawakami, S., Ogawa, T., Johnson, B.J., Vömel, H. and Labow, G., 2003. Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998-2000 tropical ozone climatology 1. Comparison with Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and ground-based measurements, *J. Geophys. Res.*, Vol. 108 No. D2, 8238, doi: 10.1029/2001JD000967.
- Tsutsumi, Y., Matsueda, H., 2000. Relationship of ozone and CO at the summit of Mt. Fuji (35.35°N, 138.73°E, 3776m above sea level) in summer 1997, *Atmospheric Environment*, 34, pp 553-561.
- Tulet, P. and Villeneuve, N., 2010. Large scale modeling of the transport, the chemical transformation and the mass budget of the sulfur emitted during the eruption of April 2007 by the Piton de la Fournaise, *Atmos. Chem. Phys.*, in submission.
- Vergeiner, I., and Dreiseitl, E., 1987. Valley winds and slope winds - Observations and elementary thoughts. *Meteor. Atmos. Phys.*, 36, pp 264–286.
- Viane, C., Bhugwant, C., Siéja, B., Staudacher, T., Démoly, P., 2009. Etude comparative des émissions de gaz volcanique du Piton de la Fournaise et des hospitalisations pour asthme de la population réunionnaise de 2005 à 2007, *Revue française d'allergologie*, 49, pp 346-351.
- Wagner, A., 1938. Theorie und Beobachtung der periodischen Gebirgswind (theory and Observations of Periodic Mountain Winds), *Gerlands Beitr. Geophys.*, 52, pp 408–449. English translation by Whiteman, C. D., and Dreiseitl, E., 1984: *Alpine meteorology: Translation of classic contribution by Wagner, A., Ekhardt, E., and Defant F.*, PNL-5141 / ASCOT-84-3, Pacific Northwest Laboratory, Richland, WA, 121.
- White, A.B., Latatits, R.J., and Lawrence, R.S., 1999. Space and time filtering of remotely sensed velocity turbulence. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16, pp 1967-1972.
- Whiteman, C. D., 1990: Observations of thermally developed wind systems in mountainous terrain. *Atmospheric Processes over Complex Terrain*, *Meteor. Monogr.*, No. 45, Amer. Meteor. Soc., pp 5–42.
- Zaveri, R.A., Saylor, R.D., Peters, L.K., McNider, R., 1995. A Song, A model investigation of summertime diurnal ozone behavior in rural mountainous locations, *Atmospheric Environment*, 29, pp 1043-1065.
- Zellweger, C., Ammann, M., Buchmann, B., Hofer, P., Lugauer, M., Rüttimann, R., Streit, N., Weingartner, E., Baltensperger, U., 2000. Summertime NO_y speciation at the Jungfraujoch, 3580 m above sea level, Switzerland, *Journal of Geophysical Research*, 105, pp 6655-6667.
- Zimmermann, L.I., 1969. Atmospheric wake phenomena near the Canary Islands, *Journal of Applied Meteorology*, 8, pp 896-907.