HAL
archives-ouvertes.fr

Etude de la couche limite atmosphérique côtière durant ESCOMPTE 2001. Evaluation et amélioration des performances d'un radar UHF.

Vincent Puygrenier

▶ **To cite this version:**

Vincent Puygrenier. Etude de la couche limite atmosphérique côtière durant ESCOMPTE 2001. Evaluation et amélioration des performances d'un radar UHF.. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2005. Français. <tel-00011691>

HAL Id: tel-00011691
https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00011691

Submitted on 27 Feb 2006

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 TOULOUSE III - PAUL SABATIER

THÈSE

en vue de l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PAUL SABATIER

Spécialité:

"PHYSIQUE DE L'ATMOSPHÈRE"

par

Vincent PUYGRENIER

Etude de la couche limite atmosphérique côtière durant ESCOMPTE 2001. Evaluation et amélioration des performances d'un radar UHF.

Soutenue publiquement le 13 décembre 2005 devant le jury composé de:

M. Bernard Cros	Président
M. Jean Luc Caccia	Rapporteur
M. Bertrand Carissimo	Rapporteur
M. Philippe Currier	Examinateur
M. Alexandre Armengaud	Examinateur
M. Eric Dupont	Invité
M. Bernard Campistron	Directeur de Thèse

Centre de Recherches Atmosphériques

Laboratoire d'Aérologie UMR/UPS 5560, Observatoire Midi-Pyrénées,

65300 Campistrous

A André Boyer, mon arrière grand-père paternel, qui est devenu chercheur à l'Institut Pasteur en commençant par nettoyer des cages à lapins.

A Maurice Bayot, mon grand-père maternel, qui une fois devenu ouvrier, n'hésitait pas à changer de patrons et d'usines.

Remerciements

Je remercie tout d'abord mes directeurs de thèse, Bernard CAMPISTRON et Fabienne LOHOU pour leur disponibilité, leur conseils et leur aide, qui m'ont enseignés leurs compétences et leur rigueur scientifique. Merci à Bernard pour ses nombreuses irruptions imprévues dans mon bureau, débouchant sur des discussions passionnées et passionnantes sur la Physique de l'atmosphère. A Fabienne, j'adresse ma profonde reconnaissance pour sa présence toujours précieuse et indispensable, notamment dans les moments les plus importants.

Mes remerciements vont également aux autres et ex-membres de l'équipe, notamment Frederique SAID et Bruno BENECH, avec lesquels j'ai eu l'occasion de travailler avec plaisir, et Marie LOTHON pour mes débuts sur MATLAB, son attention et son soutien.

Merci à EDF R&D (Electricité De France Recherches et Développements), l'ANELFA (Association Nationale de Lutte contre les Fléaux Atmosphériques), Météo France et Degréane Horizon, organismes qui ont financés ces travaux et qui m'ont permis de mettre du beurre dans mes épinards.

Je remercie chaleureusement Jean-Luc CACCIA et Bertrand CARISSIMO pour leur travail de rapporteurs, ainsi que Bernard CROS, Philippe CURRIER et Eric DUPONT pour leur participation à mon jury de thèse. Ces remerciements s'adressent également à Alexandre ARMENGAUD pour avoir accepté d'être membre de ce jury, bien qu'il ne soit pas passé au travers des microbes hivernaux.

Merci à tout le personnel du Centre de Recherches Atmosphériques de Campistrous pour son accueil.

Toute ma reconnaissance aux membres de ma famille et mes amis pour leur soutien précieux en fin de thèse dans les moments difficiles, et en particulier à Fany, Sophie, Nabil, Sandrine et Cécile.

Une pensée affectueuse à Sylvia, pour la place qu'elle a tenu au cours de ces trois années et dans la réalisation de cette thèse...

Résumé

La prévision des phénomènes de pollution atmosphérique est l'objectif central de la campagne ESCOMPTE-2001, qui s'est déroulée durant l'été 2001 dans la région très hétérogène de Marseille/Fos/Berre. Cet objectif nécessite une bonne compréhension et prise en compte, par les modèles numériques de physico-chimie, des processus physiques intervenant dans la Couche Limite Atmosphérique (CLA), au sein de laquelle s'effectuent le transport et la diffusion des polluants émis en surface.

Dans le cadre de la campagne ESCOMPTE-2001, ce travail de thèse est consacré à l'étude de la basse troposphère en période de brise de mer, situation météorologique défavorable à la qualité de l'air des zones côtières. Il a permis notamment de mettre en évidence une oscillation de l'intensité de la brise de mer et des compétitions de brises de mer locales et régionales, qui modifient le temps d'advection de l'air marin sur la surface terrestre et ont donc des répercussions importantes sur le développement de la CLA et sa concentration en polluants. Ces travaux s'appuient principalement sur le réseau de quatre radars profileurs de vent UHF mis en place sur la zone côtière de Marseille/Fos/Berre, permettant une description en trois dimensions et en continu dans le temps des écoulements de brises de mer et de la CLA.

Pour les besoins de cette étude phénoménologique, des développements méthodologiques sont apportés sur la mesure des propriétés turbulentes de la CLA par les radars UHF (termes du bilan de l'énergie cinétique turbulente) et sur leur utilisation en réseau pour l'étude de la trajectographie de panaches de polluants.

Mots-clés: météorologie, radar profileur de vent UHF, brise de mer, couche limite atmosphérique, pollution atmosphérique, ESCOMPTE.

Abstract

Forecasting of pollution events was the main objective of the ESCOMPTE-2001 campaign, which took place in the Marseille/Fos/Berre heterogeneous area (southeastern France) in the early summer 2001. This goal requires good understanding and taking into account, by physico-chemical numerical models, of the physical processes in the Atmospheric Boundary Layer (ABL), in which pollutants are emitted, transported and diffused.

In the ESCOMPTE-2001 campaign context, this work was devoted to study the low troposphere during sea breeze events, related to meteorological conditions responsible for poor air quality of coastal areas. It presents notably an oscillation of the sea breeze intensity and competitions of locals and regional sea breeze, which change the advected time of the marine air above the continental surface and thus influence the ABL development and its pollutants concentration. This study is based principally on the network of four UHF wind profilers radars set up on the coastal area of Marseille/Fos/Berre, allowing a continuous three-dimensional description of the sea breeze flow and the ABL.

For the needs of this phenomenological work, methodological developments was realized to improve the measurement of ABL turbulent properties with UHF radars (terms of turbulent kinetic energy budget) and the use of wind profilers network for the study of pollutants plumes trajectography.

Keywords: meteorology, UHF wind profiler radar, sea breeze, atmospheric boundary layer, atmospheric pollution, ESCOMPTE.

Table des matières

Introduction **1**

I Cadre théorique et expérimental de l'étude 7

1 Rappels bibliographiques: la couche limite atmosphérique en période de brise de mer 9

1.1 Le système de brise de mer 11
1.1.1 Structure du système de brise de mer 11
1.1.2 Facteurs gouvernant le système de brise de mer 16
1.2 La couche limite atmosphérique dans le courant de brise de mer 20
1.2.1 Description 20
1.2.2 Les différentes approches pour la prédiction de l'épaisseur de la CLA 22
1.2.3 La formulation de la CLA par les "modèles en couche" 23

2 Les campagnes de mesures 31

2.1 La campagne TRAC-98 33
2.1.1 Le radar UHF de Viabon 34
2.1.2 L'avion Merlin IV 34
2.2 La campagne ESCOMPTE 2001 36
2.2.1 Les profileurs de vent 36
2.2.2 Les moyens aéroportés 38
2.2.3 Les stations de surface 40
2.2.4 Les ballons plafonnants 41
2.3 Les conditions météorologiques 43

II Les profileurs de vent UHF : des instruments pour l'étude de la couche limite atmosphérique 47

3 Principes généraux de la mesure par radar profileur de vent 49
3.1 Principe de fonctionnement 51
3.2 Acquisition et traitement des données 56
3.2.1 L'acquisition des échantillons 56
3.2.2 Intégrations cohérentes 58
3.2.3 Transformée de Fourier et intégrations incohérentes 61
3.2.4 Calcul des moments spectraux 63
3.3 Processus de rétrodiffusion et paramètres atmosphériques 67
3.3.1 L'équation radar 67
3.3.2 Rétrodiffusion par les inhomogénéités spatiales de l'indice de réfraction de l'air 68
3.3.3 Retrodiffusion par les hydrométéores 69
3.3.4 Paramètres atmosphériques 71

4 Détermination de termes du bilan d'énergie cinétique turbulente avec un radar profileur de vent UHF 77
4.1 Méthodologie 79
4.1.1 Mesures télédétectées 79
4.1.2 Mesures aéroportées 84
4.1.3 Comparaison des mesures aéroportées et télédétectées 86
4.2 Application et résultats 88
4.2.1 Le taux de dissipation 88
4.2.2 Les flux de quantité de mouvement 90
4.2.3 Le bilan de l'énergie cinétique turbulente 95
4.3 Conclusion 98

5 Apport d'un réseau de profileurs de vent à la trajectographie de panaches de polluants 101
5.1 Méthodologie 103
5.1.1 Champs tridimensionnels 103
5.1.2 Trajectographie de particules d'air 106
5.2 Evaluation des performances 108

5.2.1 Comparaison aux mesures in situ de vent de l'avion ARAT 108
5.2.2 Comparaison aux trajectoires de ballons plafonnants 112
5.3 Application à l'étude de la pollution 116
5.3.1 La pollution atmosphérique 116
5.3.2 Les conditions météorologiques 118
5.3.3 Le transport et la diffusion de polluants 122
5.4 Conclusion 127

III La basse troposphère en période de brise de mer durant la campagne ESCOMPTE 2001 129

6 Structure régionale du système de brise de mer et de la couche limite atmosphérique 131
6.1 Systèmes de brises sur la zone côtière marseillaise 132
6.1.1 Des brises locales à la brise régionale 132
6.1.2 Extension verticale de la brise 135
6.1.3 Le passage du front de la brise de mer 137
6.2 La couche limite atmosphérique dans la zone côtière 140
6.2.1 Description 140
6.2.2 Paramètres directeurs 143
6.2.3 Conclusion 152

7 Structure fine de la brise de mer et de la couche limite atmosphérique 155

Conclusion 209

Bibliographie 213

A Etude pour l'amélioration des mesures à bas niveaux du radar UHF Degrewind PCL1300 221
A.1 Le problème des mesures à bas niveaux 223
A.2 Objectifs et bilans des campagnes de mesures 226
A.2.1 Limitation de l'impact de l'émetteur sur le récepteur 226
A.2.2 Effets d'une émission basse puissance 228
A.2.3 Effets d'une enceinte grillagée 229

A.3 Conclusion 233

B Publications et conférences **235**

Introduction

La pollution atmosphérique est actuellement au centre des préoccupations de la recherche météorologique, en raison de son implication à court et long terme sur le climat, la santé humaine et la biosphère. Bien prévoir les épisodes de pollution nécessite des modèles numériques traitant correctement des processus chimiques, mais également des mécanismes dynamiques responsables du transport et de la diffusion des polluants émis à la surface terrestre.

Dans cette optique, une bonne connaissance et prise en compte des processus physiques intervenants dans la couche limite atmosphérique (CLA) sont fondamentales. En effet, c'est en son sein que s'effectuent les échanges d'énergie, de vapeur d'eau et de polluants entre la surface terrestre et l'atmosphère libre, par des processus de transport turbulent d'origine thermique (convection) et dynamique (cisaillements de vent). Ces mouvements turbulents ont pour caractéristiques de brasser et mélanger l'air contenu dans la CLA, et d'homogénéiser l'ensemble de ces constituants physico-chimiques sur toute son épaisseur.

Les régions côtières font l'objet de recherches importantes sur la pollution atmosphérique, car s'y réunissent un ensemble de facteurs défavorables à la qualité de l'air, malgré la présence de la mer. D'une part, s'y sont développés de grands complexes industriels, pour les échanges commerciaux, et de grandes agglomérations, où vivent aujourd'hui la majorité de l'humanité, constituant ainsi des zones importantes d'émission de polluants. D'autre part, elles sont soumises en période anticyclonique à des écoulements locaux de brises de mer et de terre, qui perturbent le transport à grande échelle des polluants, pouvant favoriser leur accumulation sur la zone côtière ou tout aussi bien les transporter loin de leur zone d'émission.

La campagne ESCOMPTE-2001, qui s'est déroulée du 4 juin au 16 juillet 2001 dans la région de Fos/Berre/Marseille, s'inscrit dans cet effort de recherches de la communauté scientifique pour comprendre les phénomènes de pollution atmosphérique dans les zones côtières, et notamment les interactions entre processus physiques et chimiques. Elle s'ajoute à d'autres

campagnes expérimentales qui ont été menées sur ce sujet ces dernières décennies, comme par exemple Nanticoke I et II Shoreline Diffusion Experiment en 1978 (Hoff et al., 1982) et 1982 (Hoff, 1985) sur le lac Erie au Canada, Athiblex (Mélas and Kambezidis, 1992) et MEDCAPHOT-TRACE (Ziomas, 1998) en 1989-90 et 1994 à Athènes en Grèce, NEAQS en 2002 à la Nouvelle Angleterre aux Etats Unis (Angevine et al., 2004).

Parmi les moyens d'investigation de l'atmosphère, les instruments de mesures in situ (avions, ballons captifs, radiosondes, stations météorologiques de surface...) tiennent une place prépondérante. Toutefois, l'utilisation d'instruments de télédétection, et notamment de radars profileurs de vent, sont récemment devenus fréquents, en atteste l'installation de réseaux de 6 radars profileurs de vent au cours des campagnes expérimentales récentes ESCOMPTE-2001 et NEAQS-2002.

L'intérêt croissant porté à ces instruments provient, d'une part, de leur capacité à mesurer avec une bonne résolution temporelle et verticale, de manière directe les trois composantes du vent et de manière indirecte un certain nombre de paramètres atmosphériques caractéristiques de la stabilité et de la turbulence. D'autre part, depuis leur première utilisation au début des années 70, ils ont connu un développement considérable tant sur le plan de la recherche fondamentale (physique de la mesure et physique du milieu) que sur le plan opérationnel, qui en font aujourd'hui des instruments très fiables.

Les radars profileurs de vent MST/ST ("M" pour Mesosphère, "S" pour Stratosphère, "T" pour Troposphère), émettant dans les bandes de fréquences VHF ("Very High Frequency") et UHF ("Ultra High Frequency"), ont été développés pour détecter les échos d'air clair associés aux variations spatiales de l'indice de réfraction de l'air produites par la turbulence atmosphérique. Les radars VHF sont utilisés classiquement pour sonder la troposphère et la basse stratosphère. Toutefois, la hauteur minimale accessible par ces derniers est généralement de 1 à 2 km, ce qui a conduit au développement de radars UHF permettant d'explorer la basse troposphère et plus particulièrement la CLA.

Outre les profils de vent, des études récentes ont montré que les radars UHF sont capables de restituer des paramètres caractéristiques de la CLA comme son épaisseur et la turbulence en son sein (Jacoby-Koaly, 2000). En effet, les gradients de température et d'humidité présents au sommet de la CLA (zone d'inversion) sont décelables par le biais de forts échos d'air clair. D'autre part, ces instruments mesurent également des spectres de vitesses Doppler, qui contiennent une

information sur la turbulence atmosphérique avec laquelle le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente peut être déterminé.

La base de données physico-chimiques très détaillée de la campagne ESCOMPTE-2001 offre un cadre privilégié pour l'étude de la CLA avec ces instruments dans une zone côtière de surface particulièrement hétérogène, affectée par des écoulements locaux complexes tels que la brise de mer. En effet, la présence d'un réseau de quatre radars UHF Degrewind PCL1300, construits par la société Degréane Horizon, permet une analyse spatiale et temporelle des propriétés de la CLA, qui peut être amendée et complétée par les nombreuses données fournies par cette campagne. Ces travaux s'inscrivent dans ce cadre expérimental pour comprendre la dynamique de la CLA et les forts épisodes de pollution atmosphérique en période de brise de mer dans la zone côtière marseillaise.

Toutefois, cette partie phénoménologique a été complétée par des objectifs techniques et méthodologiques sur les radars profileurs de vent, et notamment sur le radar UHF Degrewind PCL1300 qui sert de support instrumental à cette étude. Leur but vise à améliorer, d'une part, les performances de l'instrument en tant que tel, du point de vue de la qualité de la mesure et des moyens d'investigation des propriétés turbulentes de la CLA, et d'autre part, celles des réseaux de profileurs de vent pour l'étude du transport et de la diffusion des panaches de polluants.

Ces objectifs s'inscrivent dans le cadre de la collaboration existante depuis 1996 entre le Centre de Recherches Atmosphériques (CRA) de Lannemezan, Electricité De France Recherches et Développements (EDF R&D) et Degréane Horizon, et répondent également aux attentes techniques plus spécifiques de EDF R&D, qui a financé une part importante de ces travaux. Par ailleurs, il est bien évident que ces objectifs sont intimement liés au cadre général de ce travail sur l'étude de la CLA en période de brise de mer durant la campagne ESCOMPTE-2001 avec le réseau de profileurs de vent UHF.

La présentation de ces travaux est découpée en trois parties. La première présente le cadre théorique et expérimental de cette étude. Dans le premier chapitre, des rappels bibliographiques fournissent une description sur la structure et la dynamique des écoulements de brise de mer et de la CLA qui se développe dans les zones côtières dans ces conditions météorologiques. Dans le second chapitre, sont décrites les campagnes de mesures ESCOMPTE-2001 et TRAC-98 sur

lesquelles s'appuie l'ensemble de ces travaux.

La seconde partie est consacrée aux radars profileurs de vent UHF et à l'ensemble des études méthodologiques menées pour améliorer les performances de ces instruments. Dans le chapitre 3, le principe général de fonctionnement de ces instruments est présenté, ainsi que les caractéristiques techniques du radar UHF Degrewind PCL1300 sur lequel s'appuie toute cette étude. Une meilleure investigation des propriétés turbulentes de la CLA passe par une bonne détermination des termes du bilan de l'énergie cinétique turbulente (ECT) avec ces instruments. Des améliorations ont été apportées à des méthodes existantes de mesure du taux de dissipation de l'ECT et de flux de quantité de mouvement, et une méthode de restitution des flux de chaleur sensible est également proposée à partir d'hypothèses sur le bilan de l'ECT. Le résultat de ces méthodologies, qui ont été testées et comparées à des données aéroportées in situ collectées durant la campagne TRAC-98, est donc ensuite présenté dans le chapitre 4. Enfin, une méthode de restitution de champs tridimensionnels avec un réseau de profileurs de vent développée par Campistron (1997), a été adaptée pour l'étude du transport et de la diffusion de polluants à partir de trajectographies de particule d'air. Cette méthode a été testée et validée sur des données de la campagne ESCOMPTE-2001 et appliquée à un cas d'étude de pollution. Elle est présentée dans le chapitre 5.

La troisième et dernière partie de ce manuscrit est dévolue à l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de la CLA dans la zone côtière marseillaise lors d'écoulements de brise de mer durant la campagne ESCOMPTE-2001. Dans le chapitre 6, le réseau de radars UHF est mis à profit pour décrire la structure régionale du système de brise, ainsi que les caractéristiques de la CLA et les paramètres directeurs de cette dernière. Enfin dans le chapitre 7, le résumé étendu d'un article publié dans une revue internationale présente une caractéristique remarquable de la brise de mer à petite échelle. Des oscillations de son intensité de l'ordre de 2h30 à 3h ont été observées, qui ont des répercussions importantes sur la dynamique de la CLA et sur la pollution atmosphérique.

Par ailleurs, une part importante des travaux menés durant cette thèse a été consacrée à l'amélioration des mesures à bas niveaux du radar UHF Degrewind PCL1300, dégradées par la présence des échos de sol. Cet objectif technique répondait aux besoins de EDF R&D, l'un des commanditaires de ces travaux. Pour cela, trois campagnes de mesures ont été réalisées au CRA afin de tester différentes configurations matérielles sur cet instrument susceptibles de

résoudre ce problème. Plusieurs rapports décrivant l'ensemble des résultats expérimentaux ont été rédigés, et leur synthèse est présentée en annexe A.

Première partie

Cadre théorique et expérimental de l'étude

Chapitre 1

Rappels bibliographiques: la couche limite atmosphérique en période de brise de mer

La partie phénoménologique de ce travail est consacrée à l'étude de la couche limite atmosphérique en période de brise de mer durant la campagne ESCOMPTE-2001. Par conséquent, ce chapitre décrit l'état des connaissances sur ces deux points.

Les circulations de brise se développent sur les zones côtières durant des périodes anticycloniques. Dans ces conditions météorologiques favorisant la clarté du ciel et un forçage synoptique faible, la forte capacité calorifique de l'océan fait que de jour, la surface terrestre se réchauffe plus rapidement que la surface maritime et que de nuit, la surface terrestre se refroidit plus rapidement que la surface maritime. Le contraste thermique de nuit engendre une force de gradient de pression dirigée de la terre vers la mer, qui favorise le développement de circulations de brises de terre. De jour, le contraste thermique est inversé ce qui crée une force de gradient de pression de sens opposée à celle de la nuit, et entraîne le développement d'un système de brise de mer.

Un grand nombre d'études depuis les cinquante dernières années ont permis d'établir la structure générale du système de brise de mer et d'identifier les facteurs qui gouvernent sa dynamique (Simpson, 1994). La première partie de ce chapitre récapitule donc les connaissances acquises au cours de cette période. Tout d'abord, la structure du système de brise de mer et les différents phénomènes le constituant y sont décrits. Puis, les facteurs qui déterminent la formation et le développement du système de brise de mer y sont présentés.

Ces dernières décennies, la compréhension des phénomènes de pollution est devenu un sujet

d'étude central en raison de son impact sur la qualité de l'air. Dans cet optique, l'étude de la couche limite atmosphérique est indispensable puisqu'elle est le lieu d'échange des polluants entre la surface terrestre et l'atmosphère libre. De plus les régions côtières ont la particularité d'être des zones très polluées où vivent aujourd'hui la majorité de la population humaine, suite au développement de grands complexes industriels et de grandes agglomérations afin d'échanges commerciaux. L'intérêt d'étudier la couche limite atmosphérique lors d'épisodes de brises de mer, circulations météorologiques fréquentes de ces régions, est donc évident notamment pour ces conséquences sur la santé humaine.

La couche limite qui se développe dans les zones côtières a été largement étudiée par de nombreuses campagnes expérimentales. Les mécanismes lui donnant naissance et sa structure générale sont donc assez bien compris. Ces résultats ont permis à plusieurs auteurs de formuler des modèles de prédiction de l'évolution spatiale et temporelle de l'épaisseur de la couche limite suivant trois approches distinctes. Parmi celles-ci, l'approche de modèles analytiques ("modèles en couche") est très populaire dans la littérature, en raison de la simplicité et de l'efficacité des modèles qu'elle propose. La deuxième partie de ce chapitre présente tout d'abord une description générale de la couche limite qui se forme dans le courant de brise de mer. Puis, les trois approches fournissant des modèles de prédiction de l'épaisseur de la couche limite, y sont brièvement décrites ainsi que leurs performances réciproques. Enfin, une description détaillée de l'approche des "modèles en couche" est présentée pour mieux comprendre les facteurs gouvernant la dynamique de la couche limite atmosphérique dans les zones côtières.

1.1 Le système de brise de mer

1.1.1 Structure du système de brise de mer

La brise de mer est une circulation atmosphérique très complexe. En effet, elle est constituée de plusieurs phénomènes de différentes échelles, allant de la meso-échelle à l'échelle de la turbulence, imbriqués les uns dans les autres. C'est la raison pour laquelle elle est qualifiée de "système" de brise de mer (SBM) par Miller et al. (2003).

Les différents éléments constituant le SBM sont illustrés par la figure 1.1. Ils sont décrits plus en détails ci-dessous, à l'exception de la couche limite atmosphérique qui fera l'objet de la partie 1.2.

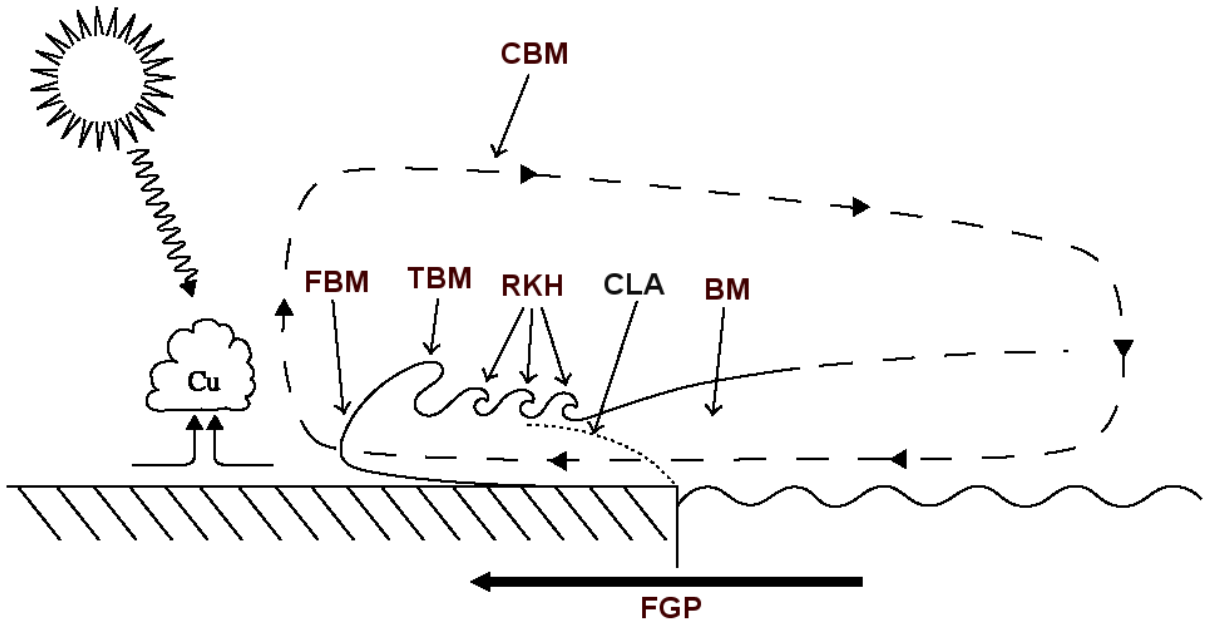


FIG. 1.1: *Le système de brise de mer comprenant la circulation de brise de mer (*CBM*), le front de brise de mer (*FBM*), la tête de la brise de mer (*TBM*), les rotors de Kelvin-Helmholtz (*RKH*), la couche limite atmosphérique (*CLA*), la brise de mer (*BM*) et la force du gradient de pression (*FGP*) (d'après Miller et al. (2003)).*

a. La force du gradient de pression (FGP)

La force de gradient de pression (FGP) est le moteur du SBM. Elle s'instaure en réponse au réchauffement rapide de l'air sur la surface terrestre comparativement à celui au-dessus de la surface maritime. Trois théories répertoriées par Tijm and van Delden (1999) dans la littérature, expliquent différemment la naissance du SBM suite à ce contraste thermique.

La première théorie, dite de "l'expansion verticale", considère que l'air réchauffé par la surface terrestre se détend verticalement et adiabatiquement, compressant ainsi l'air en altitude au-dessus du continent. Un gradient de pression dirigé vers la mer est alors induit en altitude, qui initie le mouvement de l'air vers la mer. Ce courant en altitude accentue alors l'ascension verticale de l'air sur le continent et entraîne un courant dirigé vers la terre dans les basses couches.

La seconde théorie, dite de "l'expansion horizontale", considère que l'air réchauffé par la surface terrestre se détend horizontalement et adiabatiquement, génèrant un gradient de pression dirigé vers la terre dans les basses couches de l'atmosphère. Un courant dirigé vers la terre se développe alors, entraînant une subsidence de l'air au-dessus de la mer qui initie le mouvement de l'air vers la mer en altitude.

Enfin, la troisième théorie, dite "mixte", considère que l'expansion adiabatique verticale et horizontale de l'air chaud sur la terre conduit simultanément à l'instauration d'un courant dirigé vers la terre dans les basses couches et d'un courant dirigé vers la mer en altitude.

b. La circulation de brise de mer (CBM)

La circulation de brise de mer (CBM) est une cellule verticale orientée perpendiculairement à la côte. Dans les basses couches de l'atmosphère, un courant d'air marin pénètre sur la terre (le courant de brise de mer), créant à sa tête une zone de convergence et à sa queue une zone de divergence associant respectivement un courant ascendant et subsident. En altitude, une zone de divergence et de convergence s'établit au-dessus de la terre et de la mer respectivement. La conservation de la masse nécessite alors, que s'instaure en altitude, un courant dirigé vers la mer (courant de retour).

La CBM se développe de manière asymétrique par rapport à la côte et son extension horizontale sur la mer est estimée à deux fois celle sur la terre. Cette caractéristique des CBM initialement prédite par l'étude numérique de Zhong and Takle (1992), a été confirmée par l'étude expérimentale de Finkele et al. (1995). Les dimensions horizontales des CBM observées dans l'atmosphère sont globalement de l'ordre de la centaine de kilomètres (Finkele et al., 1995; Chiba et al., 1999; Bastin et al., 2005a). Cependant, ces cellules doivent très certainement pouvoir atteindre des dimensions horizontales bien plus importantes. Simpson (1994) mentionne quelques cas de brise de mer ayant des extensions sur la mer ou sur la terre bien supérieures à

la centaine de kilomètres. L'étude numérique de Xian and Piekle (1991) montre que l'épaisseur des CBM pourrait atteindre aisément un à deux kilomètres, dimensions verticales de la CBM observées par Finkele et al. (1995).

De nombreux auteurs ont noté l'absence de courants de retour dans leurs études expérimentales. Parmi eux, Banta et al. (1993) appuient l'idée que le courant de retour est une particularité des SBM et que la conservation de la masse n'implique pas nécessairement la connexion des zones de convergence et de divergence en altitude. Pour eux, un courant de retour s'établira essentiellement lorsque de forts courants ascendants précédent la brise de mer (ce qui est généralement la cas en été avec un sol surchauffé), que le forçage synoptique est faible et que la région côtière est homogène (côte rectiligne et relativement plate). Le premier facteur est nécessaire à la présence en altitude d'excès de masse. Les deux autres évitent que ne soit éliminé cet excès de masse par d'autres puits. Finkele et al. (1995) sont les seuls à ma connaissance, à avoir observé une CBM complète. Dans leur étude, les conditions de la présence d'un courant de retour définies par Banta et al. (1993) y sont respectées.

c. Le courant de brise de mer

Le courant de brise de mer qui advecte de l'air frais et humide sur le continent fait parti d'un ensemble de phénomènes appelés courant de gravité (ou de densité). Un courant de gravité se forme dans un fluide en raison de faibles différences de densité en son sein.

L'ensemble des études de Simpson (1969, 1994, 1997) sur les courants de gravité réalisées pour l'essentiel dans des veines hydrauliques, a largement contribué à établir la structure générale du courant de brise de mer (*cf.* Figure 1.2). Cette dernière est analogue à la structure des fronts froids d'échelles synoptiques.

Les travaux réalisés par la suite ont confirmé ces observations dans l'atmosphère tout en affinant les connaissances sur les différents éléments constituants le courant de brise de mer. Ces éléments sont maintenant décrits plus en détail ci-dessous.

- La tête de la brise de mer (TBM)

Les forts courants ascendants associés à la zone de convergence des masses d'air marine et continentale sur la terre, soulèvent l'air et donnent naissance à une tête (TBM) qui précède la brise de mer. L'épaisseur de la TBM a été estimée à deux fois l'épaisseur de la brise de

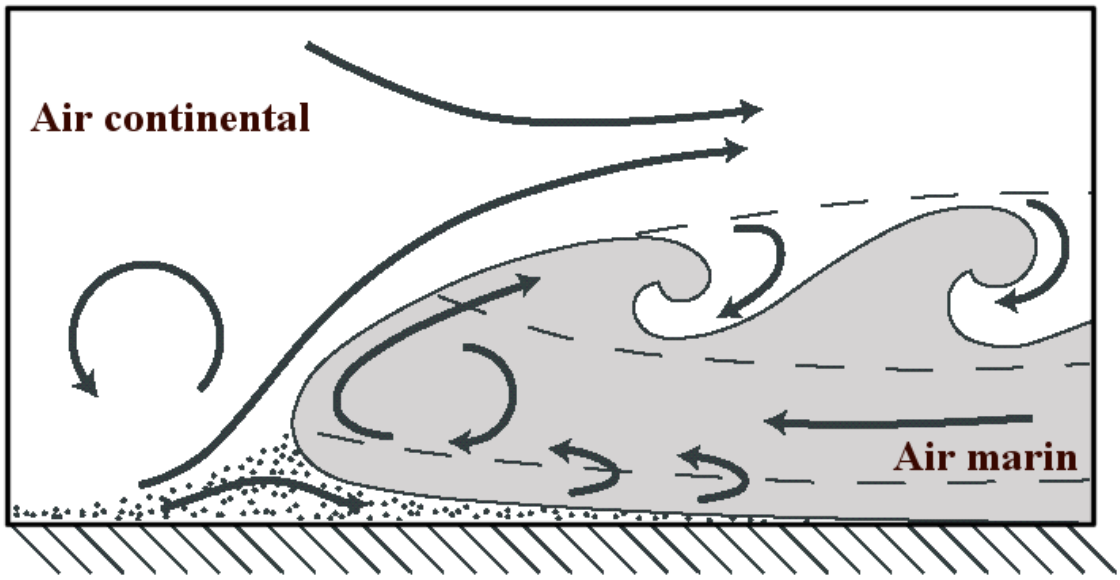


FIG. 1.2: *Schéma du courant de brise de mer d'après Miller et al. (2003).*

mer située à l'arrière par Simpson et al. (1977) d'après une étude en laboratoire, ce qui a été confirmé par les observations dans l'atmosphère de Finkele et al. (1995).

- La brise de mer (BM)

La brise de mer (BM) est l'écoulement qui suit le passage de la TBM. Ces dimensions verticales sont très variables allant de la centaine de mètres à plus d'un kilomètre. Finkele et al. (1995) et Chiba et al. (1999) ont observé des brises de mer de 200 à 300 m d'épaisseur. Yoshikado and Kondo (1989) ont mesuré des épaisseurs de brise de mer qui évoluent de 1,1 à 1,5 km au cours de la journée.

- Les rotors de Kelvin-Helmholtz (RKH)

Une zone de cisaillement vertical de vent se développe à l'interface des écoulements de BM et de retour (ou autre), ce qui peut engendrer de l'instabilité de Kelvin-Helmholtz. Cette instabilité apparaît généralement lorsque la stabilité thermique de l'air continental est faible et le cisaillement vertical de vent important. Si elle a lieu, elle donne alors naissance à des tourbillons verticaux appelés rotors de Kelvin-Helmholtz (RKH) qui mélangent l'air continental à l'air marin. Simpson and Britter (1980) ont suggéré d'après leur étude en laboratoire, que les RKH pourraient atteindre des dimensions horizontales de l'ordre de 0,5 à 2 km.

d. Le front de brise de mer (FBM)

Le front de brise de mer (FBM) qui se trouve à l'avant de la TBM, marque la séparation entre l'air frais et humide marin et l'air chaud et sec continental. Cette zone est donc marquée par de fort gradients horizontaux d'humidité et de température qui permet de suivre la pénétration de la brise de mer sur la zone côtière. La largeur horizontale de la zone frontale (*i.e.* la zone de fort gradient) peut aller de la centaine de mètres à un peu plus d'un kilomètre d'après les observations de Chiba (1993).

Les FBM sont généralement associés à une zone de convergence horizontale du vent qui va dépendre de la vitesse de pénétration de la brise de mer et de celle de l'écoulement ambiant à l'avant du front. Les études expérimentales de Helmis et al. (1987) et de Chiba (1993) ont montré que des fronts très marqués apparaissent lorsque les masses d'air marine et continentale ont un fort contraste thermodynamique associé à une forte zone de convergence de vent.

D'autres études ont portées sur la pente du front avec le sol. Elle dépend de la vitesse du courant de brise ou/et du flux opposé à sa pénétration sur terre. L'angle avec l'horizontal peut varier de 10 à 60° (Wood et al., 1999). Helmis et al. (1987) ont observé des pentes faibles lorsque la vitesse de l'écoulement synoptique était élevée et de direction opposée au courant de brise. Wood et al. (1999) ont relevé des pentes plus faibles en terrain peu rugueux, qui permet une avancée plus rapide du courant de brise de mer sur terre.

De forts courants ascendants et subsidents se développent dans et à proximité de la zone frontale. Un rotor pouvant atteindre des diamètres de l'ordre de 15 km, se forme à l'avant et à l'arrière du FBM (Atkins et al., 1995; Chiba et al., 1999). En conséquence, de fortes ascendances s'observent au niveau du FBM et de fortes subsidences en amont et aval du FBM. Chiba (1993) et Helmis et al. (1987) ont observé des ascendances de 0,5 à 2 ms^{-1} et des subsidences de 0,5 à 1,5 ms^{-1}, qui sont fonction du contraste frontal. Des courants verticaux de plus petites échelles se forment aussi au sommet (instabilité de Kelvin-Helmholtz) et à la base (frottements de surface et instabilité thermique) du FBM (Chiba, 1993; Miller et al., 2003). Les ascendances au niveau du FBM peuvent favoriser la formation de cumulus (*Cu*) en altitude (Simpson, 1994; Atkins et al., 1995).

Une séparation de la TBM et du FBM peut apparaître au coucher du soleil (Simpson, 1994). Cette entité déconnectée de la brise de mer se propage alors comme une onde sur le continent. Ce phénomène peut persister toute la nuit et atteindre une autre région côtière, comme c'est

fréquemment le cas dans le nord de l'Australie, où il engendre au lever du soleil un rouleau nuageux de plusieurs kilomètres de long connu sous le nom de "Morning Glory" (Simpson, 1994).

1.1.2 Facteurs gouvernant le système de brise de mer

Les nombreuses études sur le SBM ont permis d'établir un schéma précis de sa structure. Cependant, les SBM qui ont été observés dans l'atmosphère se forment et se développent de façon très différenciés dans le temps et d'une zone côtière à l'autre. La grande diversité de ce phénomène météorologique a donc motivé un certain nombre d'auteurs à rechercher les facteurs qui gouvernent l'établissement et le mouvement des SBM. En se basant sur ses expériences en laboratoire et de nombreuses données expérimentales, Simpson (1994) est le premier à ma connaissance à avoir défini une liste de ces paramètres, à savoir :

1. La variation diurne de la température des surfaces terrestre et marine
2. La diffusion de la chaleur des surfaces terrestre et marine
3. La stabilité de la masse d'air continentale
4. La diffusion de la quantité de mouvement au niveau de la surface terrestre et au niveau du sommet du courant de brise
5. La force de Coriolis
6. Le vent synoptique (conditions synoptiques)
7. La morphologie et la topographie de la zone côtière
8. Les interactions avec les autres phénomènes météorologiques

a. Les facteurs inhérents

Les 5 premiers facteurs sont inhérents au SBM puisque toujours présents quelque soit le SBM. Ils mettent en jeu des mécanismes physiques qui ne sont pas spécifiques aux phénomènes de brises de mer. Leurs effets sur le SBM sont donc assez bien compris, d'autant plus qu'ils ont fait l'objet de nombreuses études depuis plusieurs décennies.

Les facteurs (1) et (2) sont essentiels à la formation du SBM puisqu'ils engendrent la FGP. Les facteurs (3) et (4) influent sur le mouvement du courant de brise de mer sur le continent. Les mouvements ascendants au niveau du FBM peuvent être accentués en milieu de journée,

lorsque la brise de mer pénètre un air continental instable, ce qui se traduit par une accélération de la brise de mer (Simpson, 1994). De manière inverse, la rugosité de la surface terrestre a pour effet de freiner le courant de brise de mer (Simpson, 1994). La combinaison des instabilités thermiques et dynamiques au sommet du courant de brise peut conduire à de l'instabilité de Kelvin-Helmholtz. Sha et al. (1991) ont observé que la présence de RKH avait pour conséquence de freiner l'avancée de la brise de mer.

Le facteur (5) dont le rôle est négligeable aux échelles locales, impose une rotation de l'ensemble du SBM (Simpson, 1996). Par exemple sur la côte d'Azur, le courant de brise de mer de secteur sud vers midi tourne progressivement au secteur ouest au cours de l'après-midi. Toutefois, dans les zones côtières hétérogènes, son effet peut être masqué par d'autres phénomènes météorologiques comme les vents d'origines orographiques (Simpson, 1994).

b. Les facteurs externes

Les 3 derniers facteurs sont externes au SBM dans le sens où ils ne dépendent pas de la dynamique du SBM. La grande variété des situations météorologiques et les spécificités géographiques des régions côtières ont rendu plus difficile la compréhension de ces facteurs. Cependant, au cours des dernières décennies, le développement des moyens expérimentaux et l'amélioration des modèles numériques ont permis à de nombreux auteurs d'étudier les effets de ces facteurs sur le SBM.

- Le vent synoptique

Le module et la direction du vent synoptique sont des mesures du forçage synoptique sur la zone côtière. Son effet se fait sentir sur l'heure de lever de la CBM, son intensité, son orientation par rapport à la côte et sa pénétration sur le continent (Simpson, 1994; Miller and Keim, 2003).

La composante perpendiculaire à la côte du vent synoptique U_g influe sur l'heure de lever, l'intensité et la pénétration du courant de brise de mer. Plus U_g s'oppose au courant de brise de mer plus son heure de lever est tardive, son intensité et sa pénétration sur terre faible. Inversement, si U_g s'ajoute au courant de brise de mer alors elle est plus précoce, plus forte et pénètre plus dans les terres.

La composante parallèle à la côte du vent synoptique V_g joue un rôle sur l'orientation de la CBM. Lorsque le vent synoptique est dirigé perpendiculairement à la côte, la CBM est elliptique

dans un plan vertical et s'oriente perpendiculairement à la côte. Par contre, l'ajout de V_g oriente la CBM selon la direction de cette composante lui donnant une forme ellipsoïdale verticalement, mais non perpendiculaire à la côte.

- La morphologie et la topographie de la zone côtière

Les côtes relativement rectilignes donnent naissance à un unique SBM. Sur les zones côtières plus découpées, plusieurs SBM peuvent s'y développer et interagir fortement. Ces systèmes indépendants ne sont pas forcément simultanés et n'atteignent pas forcément la même intensité (Mélas et al., 1998, 2000). Des SBM locaux formés durant la matinée peuvent être remplacés plus tard par des SBM de plus grandes échelles (Banta et al., 1993). Les premiers ("shallow breeze"), d'épaisseur quelques centaines de mètres, s'orientent perpendiculairement à la côte locale, et les seconds ("deep breeze"), pouvant atteindre une épaisseur de un à deux kilomètres, s'établissent perpendiculairement à la côte moyenne. Différents SBM peuvent aussi se rencontrer pour en former un seul (Mizuma, 1995).

Les îles et presqu'îles sont favorables à la formation de fortes zones de convergence en leur sein au point de rencontre de plusieurs SBM (Mélas et al., 1998, 2000). Ce phénomène peut également se produire sur les côtes très découpées, comme par exemple celle en angle droit de la ville de Marseille ($cf.$ Chapitre 5). Des nuages peuvent alors matérialiser cette zone (Simpson, 1994).

Les vallées et montagnes conduisent à modifier la pénétration du SBM sur la zone côtière. Les vallées peuvent canaliser le courant de brise de mer en l'accélérant (Mélas et al., 2000; Bastin et al., 2005a). Une colline faisant face à la mer peut bloquer et confiner le SBM à sa base (Banta et al., 1993).

- Les interactions avec les autres phénomènes météorologiques

Le SBM peut interagir avec des rotors horizontaux de convection qui se développent dans la couche limite continentale. Cette interaction peut entraîner des modifications des caractéristiques thermodynamiques de l'air continental avant le passage du FBM. Dans ce cas, le SBM présente un front thermodynamique distinct du front cinématique (Atkins et al., 1995).

Le SBM peut aussi interagir avec un îlot de chaleur urbain (ICU) sur une zone côtière urbanisée. Yoshikado (1994) et Cenedese and Monti (2003) ont montré que cette interaction

dépend de la taille de la zone urbaine et de sa distance à la côte. Plus la zone urbaine est petite et proche de la côte, plus l'ICU aura du mal à se développer avant la formation du SBM. Dans ce cas, la zone urbaine n'aura pas d'effet sur le SBM. Dans le cas où la circulation de l'ICU peut s'organiser, il favorise le développement d'un courant de brise de mer plus rapide (Yoshikado, 1992) et génère un SBM qui dure plus longtemps (Ohashi and Kida, 2002).

Enfin, d'autres phénomènes météorologiques tels que les vents de pentes et brises de vallées (Simpson, 1994; Mélas et al., 2000), les brises de rivière (Zhong and Takle, 1992; Banta et al., 1993) et les fronts synoptiques (Brümmer et al., 1995) ont une influence sur le SBM. Leurs effets jouent essentiellement sur le mouvement du SBM.

1.2 La couche limite atmosphérique dans le courant de brise de mer

La troposphère, couche inférieure de l'atmosphère d'une dizaine de kilomètres d'épaisseur comprise entre la surface terrestre et la tropopause, est généralement divisée en deux parties (Stull, 1988) : (i) la couche limite atmosphérique (CLA) directement au contact de la surface terrestre et qui répond aux forçages de cette surface sur des échelles de temps de moins d'une heure ; (ii) l'atmosphère libre située au dessus de la CLA soumise à des forçages d'échelles synoptiques.

La CLA a pour particularité d'être au centre des transferts de chaleur, de quantité de mouvement, de vapeur d'eau et de polluants entre la surface terrestre et l'atmosphère libre. Ces échanges sont réalisés essentiellement par des processus de transport et de diffusion turbulents, qui brassent et mélangent l'air contenu dans la CLA. L'origine de ces mouvements turbulents peut être dynamique (effets des cisaillements de vent) et thermique (effets convectifs associés aux forces de flottabilité).

Différents types de CLA se développent suivant le cycle diurne et annuel du rayonnement solaire, les propriétés de la surface et les conditions météorologiques synoptiques. Ce travail s'intéresse essentiellement à la CLA qui se développe dans les zones côtières en période de brise de mer. Cette partie décrit donc par la suite l'état des connaissances sur ce sujet.

1.2.1 Description

Le courant de brise de mer transporte de l'air marin stable thermiquement sur une surface terrestre rugueuse et chaude. Cet air, une fois franchi la côte, est donc soumis à une instabilité dynamique et thermique. Les mouvements turbulents qui se développent alors à l'intérieur du courant de brise de mer, mélange l'air pour former une couche limite atmosphérique ($cf.$ Figure 1.1). Elle est souvent qualifiée de couche limite interne dans la littérature, en raison de son développement à partir de la côte, donc suite à une modification des propriétés de la surface terrestre.

Elle est assimilée généralement à une couche limite mélangée, de température potentielle homogène possèdant à son sommet une inversion thermique. L'épaisseur de la CLA et les mouvements turbulents sont donc les deux paramètres qui la caractérisent.

a. L'épaisseur de la CLA

L'épaisseur de la CLA (Z_i) croît à partir de la côte pour atteindre une hauteur d'équilibre plus loin dans les terres, équivalente à l'épaisseur de la couche limite continentale (Raynor et al., 1979). L'épaisseur de la CLA est très faible à la côte car l'air marin advecté sur le continent est stable thermiquement. Cependant, une couche limite marine peut se développer sur la mer, notamment sur les bassins côtiers peu profonds où l'eau peut alors se réchauffer. Dans ces conditions, l'épaisseur de la CLA sur la côte est celle de la couche limite marine.

Les nombreuses études menées sur ce sujet, fournissent des valeurs de Z_i à différentes distances de la côte dans différentes conditions atmosphériques. Un ordre de grandeur de ces valeurs est donné par l'étude de Raynor et al. (1979). Ces auteurs ont analysé 28 cas de CLA avec de nombreux moyens expérimentaux (avions, sondages ballons et mâts instrumentés) dans un grand nombre de situations météorologiques. Ils observent des hauteurs d'équilibre de Z_i allant de 500 à 900 m pour des distances à la côte variant de 5 à 40 km.

b. Les mouvements turbulents dans la CLA

Les mouvements turbulents d'origine convective sont généralement considérés comme prépondérants au sein de la CLA (Venkatram, 1986; Levitin and Kambezidis, 1997; Luhar, 1998). Cependant la part de la turbulence d'origine dynamique (générée par les cisaillements de vent au niveau de la surface) dans le développement de la CLA peut être importante. Luhar (1998) estime que cette composante ne peut être négligée dans la matinée lorsque le chauffage au sol est faible. Chen and Oke (1994) montrent que la turbulence dynamique peut être responsable d'environ 25% de l'épaisseur totale de la CLA, lorsque la rugosité de la surface et le module du vent sont importants. Ils indiquent aussi que la part associée à la turbulence dynamique augmente lorsque la distance à la côte diminue, car l'advection d'air marin stable est plus prononcée à proximité de la côte ce qui limite la formation d'une forte convection.

A ma connaissance, très peu d'études chiffrent l'intensité de la turbulence dans la CLA en fonction de la distance à la côte. L'une des rares sur ce sujet est celle de Gamo et al. (1982). Ces auteurs montrent à partir de 14 vols avions que les valeurs maximales du taux de dissipation dans la CLA augmente de l'ordre de 10^{-4} à 5.10^{-3} $m^2 s^{-3}$ pour des distances à la côte allant de 0 à 10 km environ. Ces valeurs traduisent l'accroissement de la turbulence dans la zone côtière

lorsque les effets d'advection marine diminuent et que ceux de la convection se renforcent.

1.2.2 Les différentes approches pour la prédiction de l'épaisseur de la CLA

Depuis la fin des années 1970, de nombreuses études cherchent à déterminer les paramètres qui dirigent le développement vertical de la CLA. Leur objectif principal est la formulation de lois d'évolution spatiale et temporelle de l'épaisseur de la CLA (Z_i) sur la zone côtière. Deux approches analytiques ont été utilisées pour répondre à cet objectif : les modèles empiriques et les "modèles en couche" (de l'anglais "slab models").

Les modèles analytiques sont des outils très attractifs pour la prédiction de l'évolution temporelle et spatiale de Z_i de part leur simplicité de mise en œuvre et leur efficacité (Gryning and Batchvarova, 1990; Mélas and Kambezidis, 1992).

Plus récemment dans la dernière décennie, l'utilisation de modèles numériques est devenue plus fréquent pour reproduire avec une meilleure résolution spatiale et temporelle l'évolution de Z_i.

a. Les modèles empiriques

L'approche empirique cherche à formuler une loi d'évolution de Z_i, fonction de un ou deux paramètres, qui s'ajustent au mieux à des données expérimentales. De nombreuses lois ont été formulées suivant cette méthode, comme par exemple celle de Hsu (1986):

$$Z_i = ax^b \tag{1.1}$$

où $a = 1{,}91$, $b = 0{,}5$ et x est la distance à la côte.

Le principal défaut de ces modèles est que leur utilisation est limitée à un jeu de données, et donc à une zone côtière et à un instant donné (Mélas and Kambezidis, 1992).

b. Les "modèles en couche"

Les "modèles en couche" supposent que l'évolution de Z_i est essentiellement bidimensionnelle sur la verticale (z) et le long de la perpendiculaire à la côte (x). La distribution verticale de température potentielle dans la CLA y est considérée comme uniforme et surmontée d'une

inversion. Leur formulation est dans la lignée des modèles de couche limite convective continentale de Tennekes (1973).

Les études de Gryning and Batchvarova (1990) et Mélas and Kambezidis (1992) montrent que plusieurs formulations établies par cette approche sont capables de très bien prédire l'évolution spatiale et temporelle de Z_i. Mélas and Kambezidis (1992) ont comparé la hauteur de la CLA déduite de plusieurs de ces modèles à des observations réalisées durant la campagne Athiblex (dans l'agglomération d'Athènes) sur un site localisé à 4 km de la côte. Des écarts inférieurs à la centaine de mètres sont obtenus, soit des erreurs de 5 à 25% de l'épaisseur de la CLA. Gryning and Batchvarova (1990) ont comparé leur modèle à plusieurs jeux de données des campagnes Øresund (Danemark et Suède), Nanticoke (Lac Erie au Canada) et Brookhaven (Long Island à New York). Ils obtiennent des écarts inférieurs à la cinquantaine de mètres (soit 5 à 15% de l'épaisseur de la CLA) pour des distances variant de 0 à 15 km de la côte. Cette approche sera approfondie par la suite.

c. Les modèles numériques

L'utilisation de modèles numériques a pour objectif de prédire l'évolution spatiale tridimensionnel et temporelle de l'épaisseur de la CLA à haute résolution. Les auteurs (Levitin and Kambezidis, 1997; Gryning and Batchvarova, 1996; Luhar et al., 1998; Mélas et al., 2000) qui se sont penchés sur ce type d'études montrent que ces modèles reproduisent plus fidèlement l'épaisseur de Z_i que leurs homologues analytiques. Ceci n'a rien d'étonnant puisqu'ils sont dans leur formulation plus réalistes. Ils tiennent compte d'écoulements tridimensionnels, de côtes plus complexes et d'une physique de l'atmosphère plus complète.

1.2.3 La formulation de la CLA par les "modèles en couche"

Dans cette partie, l'approche des "modèles en couche" est approfondie pour permettre de comprendre les principaux paramètres directeurs de la dynamique de la CLA dans les zones côtières.

a. Le système d'équation

La figure 1.3 schématise l'évolution spatiale de Z_i selon l'approche des "modèles en couche". La brise de mer y est considérée comme un écoulement bidimensionel. Les mouvements turbulents dans la CLA y sont supposés toujours suffisants pour maintenir un mélange homogène. Le profil de température potentielle est donc neutre dans la CLA, surmonté d'une inversion thermique d'épaisseur très fine au-dessus de laquelle la stabilité statique de l'air est identique à celle sur la mer.

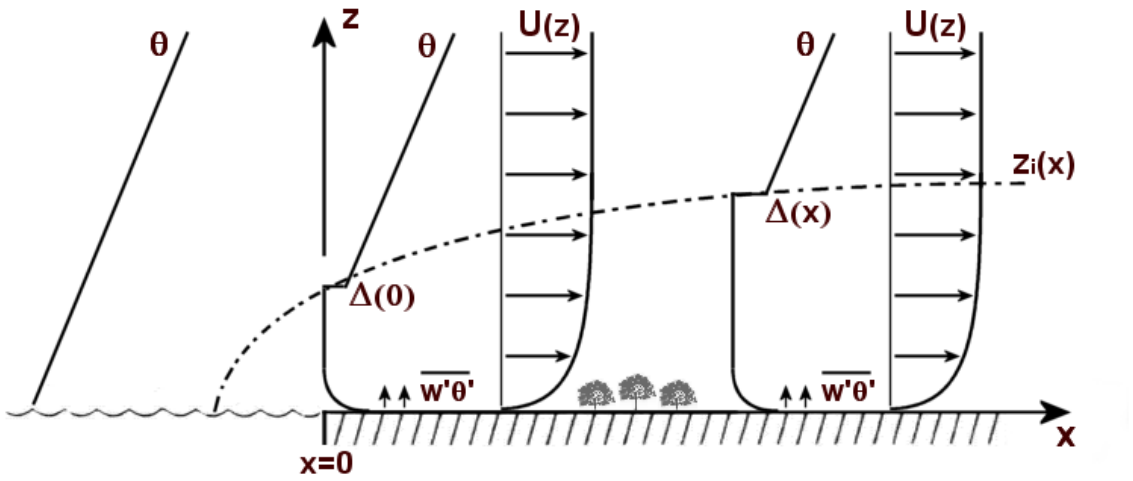


FIG. 1.3: *Schéma de l'évolution spatiale de Z_i pour les "modèles en couche".*

L'équation de conservation de la chaleur pour un écoulement turbulent stationnaire perpendiculaire à la côte s'écrit :

$$u\frac{\partial\theta}{\partial x} + w\frac{\partial\theta}{\partial z} = -\frac{\partial\overline{w'\theta'}}{\partial z} \tag{1.2}$$

où u est la vitesse horizontale moyenne du vent, w est la vitesse verticale moyenne, θ est la température potentielle moyenne de l'air, $\overline{w'\theta'}$ est le flux cinématique vertical de chaleur sensible, z est l'altitude et x est la distance à la côte.

L'équation 1.2 prend en compte dans sa formulation le terme d'advection horizontale de température induit par le contraste thermique entre la mer et la terre. Ce terme, qui est négligé dans le cas d'une CLA convective continentale (Tennekes, 1973), va permettre de limiter l'épaississement de la CLA dans les zones côtières.

L'équation de conservation de la masse pour un fluide incompressible se traduit alors pour

cet écoulement par :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{1.3}$$

Le flux cinématique vertical de chaleur sensible au sommet de la CLA $(\overline{w'\theta'})_{Z_i}$ peut s'écrire en fonction de la vitesse d'entraînement de l'air (Lilly, 1968) :

$$-(\overline{w'\theta'})_{Z_i} = \Delta \frac{dZ_i}{dt} \tag{1.4}$$

où Z_i est l'épaisseur de la CLA, dZ_i/dt est la vitesse d'entraînement lorsque la subsidence de meso-echelle est nulle et $\Delta = (d\theta/dz)_{Z_i}$ est l'inversion de température au sommet de la CLA.

L'inversion de température Δ tend à augmenter en raison de l'entraînement de la CLA dans l'air stable du dessus. Elle tend à diminuer lorsque la CLA se réchauffe par le chauffage au sol et l'entraînement de l'air chaud du dessus. Ceci se traduit par les deux équations suivantes (Tennekes, 1973):

$$\frac{d\Delta}{dt} = \gamma \frac{dZ_i}{dt} - (\frac{\partial \theta}{\partial t})_{CLA} \tag{1.5}$$

$$(\frac{\partial \theta}{\partial t})_{CLA} = \frac{(\overline{w'\theta'})_0 - (\overline{w'\theta'})_{Z_i}}{Z_i} \tag{1.6}$$

où γ est la stabilité statique de l'air au dessus de la mer et au dessus de la CLA, $(\overline{w'\theta'})_0$ et $(\overline{w'\theta'})_{Z_i}$ sont les flux cinématiques verticaux de chaleur sensible de surface et au sommet de la CLA.

D'après la figure 1.3, l'inversion de température Δ au sommet de la CLA peut s'écrire :

$$\Delta = \gamma Z_i - \theta_{Z_i} + \theta_m \tag{1.7}$$

où ,θ_{Z_i} est la température potentielle au sommet de la CLA, θ_m la température de l'air à la surface de la mer considérée comme une constante.

La substitution de l'équation 1.3 dans l'équation 1.2, suivie d'une intégration sur l'épaisseur de la CLA et d'un réarrangement des intégrales conduisent à :

$$\overline{u} Z_i \frac{\partial \theta}{\partial x} = (\overline{w'\theta'})_0 - (\overline{w'\theta'})_{Z_i} \tag{1.8}$$

où la température potentielle au sein de la CLA est supposée homogène *i.e.* l'épaisseur de la couche limite de surface est négligée par rapport à l'épaisseur de la CLA, et $\overline{u}$ est la moyenne

du vent horizontal dans la CLA définit par :

$$\overline{u} = \frac{\int_0^{Z_i} u dz}{Z_i} \tag{1.9}$$

La substitution des équations 1.4 et 1.6 dans l'équation 1.5 donne :

$$\frac{d\Delta}{dZ_i} + \frac{\Delta}{Z_i}(1 - (\frac{\overline{w'\theta'})_0}{(\overline{w'\theta'})_{Z_i}}) = \gamma \tag{1.10}$$

où γ est considéré comme constant par rapport à x, *i.e.* que la stabilité statique de l'air sur la mer est la même qu'au dessus de la CLA.

Enfin, la dérivation par rapport à x de l'équation 1.7 en supposant que la température potentielle dans la CLA est homogène permet d'écrire :

$$\frac{\partial \Delta}{\partial x} = \gamma \frac{\partial Z_i}{\partial x} - \frac{\partial \theta}{\partial x} \tag{1.11}$$

Les équations 1.8, 1.10 et 1.11 constituent le système d'équation permettant d'obtenir une loi analytique d'évolution de Z_i en fonction de x. Ce système possède 4 inconnues Z_i, Δ, θ et $(\overline{w'\theta'})_{Z_i}$. Une équation supplémentaire doit être ajoutée pour fermer ce système. Cette quatrième équation vient de la paramétrisation de $(\overline{w'\theta'})_{Z_i}$ définie par :

$$(\overline{w'\theta'})_{Z_i} = -\beta(\overline{w'\theta'})_0 \tag{1.12}$$

b. Les lois d'évolution de Z_i

Toutes les lois d'évolution de Z_i, qui sont fournies dans la littérature par cette approche, sont établies avec le système d'équation précédent, en paramétrant β par similitude de différentes manières. Cette paramétrisation s'est complexifiée au cours du temps et a abouti à la formulation suivante (Gryning and Batchvarova, 1990; Luhar, 1998):

$$\beta = [A + B(\frac{u_*}{w_*})^3]\frac{1}{1 + C\alpha} \tag{1.13}$$

où $\alpha = T_0({w_*}^3 + \frac{B}{A}{u_*}^3)/g\Delta Z_i$, $w_* = gZ_i(\overline{w'\theta'})_0/{T_0}^{1/3}$ est l'échelle de vitesse convective, $u_* = (\overline{w'u'}^2 + \overline{w'v'}^2)^{(1/4)}$ est la vitesse de friction, T_0 est la température de surface, g est l'accélération

de la pesanteur, et A, B et C sont des constantes.

L'expression précédente de β permet d'établir des lois d'évolution de Z_i qui tiennent compte de l'entraînement dans la CLA de l'air chaud situé à son sommet par la convection (A), du cisaillement de vent en surface générée par la rugosité de la surface terrestre ($B(u_*/w_*)^3$) et d'un terme correcteur ($C\alpha$) introduit par Zilitinkevich (1975), qui évite un accroissement trop important de Z_i lorsque la stabilité de l'air γ au dessus de la CLA tend vers 0. D'après Luhar (1998), ce terme correctif doit être introduit lorsque $\gamma < 0{,}01$.

Dans la littérature, la première loi d'évolution de Z_i formulée par l'approche des "modèles en couche", qui a été proposée à ma connaissance par Venkatram (1986), est celle pour une CLA à dominante convective lorsque $\gamma \geq 0{,}01$. Cette loi est de formulation simple et permet donc de bien comprendre les principaux mécanismes qui influent sur l'épaisseur de la CLA. Sa méthode d'obtention, qui est valable pour toutes les lois formulées par l'approche des "modèles en couche", va être maintenant décrite. Avant cela, notons que le lecteur pourra se référer aux études de Gryning and Batchvarova (1990) et Luhar (1998) pour trouver des lois d'évolution de Z_i pour une CLA convective avec cisaillement de vent en surface lorsque $\gamma \geq 0{,}01$ et quelque soit γ, et celle pour une CLA à dominante convective quelque soit γ.

En posant $B = C = 0$ dans l'équation 1.13, une solution particulière de l'équation différentielle 1.10 s'écrit:

$$\Delta = \frac{A\gamma Z_i}{2A+1} \tag{1.14}$$

L'introduction de l'équation 1.14 dans 1.11 entraîne :

$$\frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial Z_i}{\partial x}\left(\frac{(A+1)\gamma}{2A+1}\right) \tag{1.15}$$

La substitution de l'équation 1.15 dans l'équation 1.8, suivie de son intégration entre 0 et x permet d'écrire :

$$Z_i = \sqrt{Z_i(0)^2 + \frac{2(2A+1)(\overline{w'\theta'})_0 x}{\gamma \overline{u}}} \tag{1.16}$$

où $\overline{u}$ et $(\overline{w'\theta'})_0$ sont supposés constant en fonction de la distance à la côte et $Z_i(0)$ est l'épaisseur de la CLA à la côte.

Notons que dans l'équation 1.16, Z_i est fonction de l'inverse de γ ce qui conduit à une sin-

gularité lorsque $\gamma \rightarrow 0$. C'est pourquoi le terme correcteur de Zilitinkevich (1975) est introduit dans la paramétrisation de β pour limiter la croissance excessive de Z_i lorsque γ tend vers la neutralité (Gryning and Batchvarova, 1990; Luhar, 1998).

Antérieurement à cette loi formulée par Venkatram (1986), d'autres auteurs avaient exprimé des lois particulières de celle-ci. Plate (1971) et Weisman (1976) ont proposé des lois en considérant $Z_i(0) = 0$ avec $A = 0{,}5$ et $A = 0$ respectivement. D'autres auteurs, qui ne disposaient pas de mesures de flux de chaleur sensible en surface, ont paramétré ce dernier de la manière suivante :

$$(\overline{w'\theta'})_0 = \alpha u_* |T_t - T_m| \tag{1.17}$$

où α est une constante, T_t et T_m sont les températures de surface de la terre et de la mer respectivement, et u_* est la vitesse de friction. Venkatram (1977) et Raynor et al. (1979) obtiennent des lois par la substitution de l'équation 1.17 dans l'équation 1.16 en prenant $\alpha = 1$ et $\alpha = 1/(1 + 2A)$ respectivement.

c. Le domaine de validité

Toutes les lois définies par l'approche des "modèles en couche", formulent que $Z_i \rightarrow \infty$ lorsque $x \rightarrow \infty$ alors que Z_i doit atteindre une hauteur d'équilibre dans les terres (Raynor et al., 1979). De plus à proximité de la côte, les mouvements turbulents sont peu vigoureux car les effets de l'advection sont prépondérants. Dans ces conditions le mélange turbulent de l'air n'est pas homogène et le profil de température potentielle n'est pas uniforme dans la CLA (Mélas and Kambezidis, 1992).

Ces deux considérations importantes donnent les limites des lois formulées par l'approche des "modèles en couche". Ces lois sont donc valides lorsque les effets de l'advection sont faibles et lorsque les effets de convection le sont aussi. Mélas and Kambezidis (1992) propose d'utiliser le critère de Wyngaard (1983) qui lie le temps de l'advection ($t_a = x/\overline{u}$) au temps de la convection ($t_c = z_i/w_*$):

$$X_m = \frac{x w_*}{\overline{u} z_i} \tag{1.18}$$

Lorsque X_m est largement supérieur à un alors la CLA est essentiellement contrôlée par la convection ce qui correspond à la couche limite convective continentale. A l'inverse lorsque

X_m est très inférieur à un les effets de l'advection dominent. L'utilisation des lois de Z_i est donc requise entre ces bornes. Mélas and Kambezidis (1992) propose $0{,}2 \leq X_m \leq 5$.

Chapitre 2

Les campagnes de mesures

Les travaux présentés dans ce manuscrit s'appuient essentiellement sur les données acquises durant les campagnes de mesures TRAC-98 et ESCOMPTE-2001. Cependant, trois campagnes de mesures ont été également réalisées au Centre de Recherches Atmosphériques de Lannemezan, pour tester différentes configurations techniques sur le radar UHF PCL1300, construit par la société Degréane Horizon, susceptibles d'améliorer ses mesures à bas niveaux. Le commanditaire de ces essais est la société Electricité De France Recherches et Développements, qui a financé en grande partie ces travaux. L'annexe A présente en détails ces trois campagnes de mesures et les différents résultats obtenus.

La campagne TRAC-98 ou "Turbulence, Radar, Aircraft, Cells" (Campistron et al., 1999), qui s'est déroulée du 15 juin au 05 juillet 1998 dans la plaine de la Beauce dans la région de Chartres, avait pour objectif scientifique principal l'étude des organisations cohérentes dans la couche limite convective (CLC). Dans cette perspective, elle devait permettre de mieux quantifier la part des transferts d'énergie associée aux structures cohérentes dans la CLC. Cette approche expérimentale devait être complétée par des simulations numériques.

Des améliorations apportées à la méthode de détermination du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente développée par Jacoby-Koaly (2000), et une nouvelle méthodologie de restitution des flux de quantité de mouvement avec un radar profileur de vent ont pu être testées grâce à cette campagne de mesures. En effet, la plaine de la Beauce est une région particulièrement plate et homogène, permettant à un avion instrumenté de réaliser des mesures turbulentes dans de bonnes conditions et ainsi de les comparer à celles déduites des méthodologies radar. Cette étude est présentée dans le chapitre 4.

La campagne ESCOMPTE-2001 ou "Expérience sur Site pour COntraindre les Modèles de Pollution atmosphérique et de Transport d'Emissions" (Cros et al., 2004) a pour objectifs scientifiques centraux de (i) étudier les relations entre les processus chimiques (émissions et réactions) et les phénomènes météorologiques (transport et diffusion) qui entraînent les épisodes de pollution ; (ii) d'intégrer ces processus dans des modèles numériques de physico-chimie pour en valider et en améliorer la prévision, en vue de leur utilisation future pour la prévision de la qualité de l'air.

Le programme ESCOMPTE (Cros et al., 2004) s'est déroulé du 4 juin au 16 juillet 2001, sur un domaine de 120 $\times$ 120 km centré sur la ville de Marseille et l'étang de Berre. Le choix de cette région a été motivé par la réunion de facteurs favorables aux épisodes de pollution : (i) des zones d'émission de polluants importantes en raison de la présence de la grande agglomération marseillaise et du complexe pétrochimique de Fos-Berre ; (ii) un fort ensoleillement estival et des épisodes de brises de mer qui favorisent respectivement la pollution photochimique et les recirculations de polluants.

Cette campagne constitue le cadre expérimental de la partie phénoménologique de ce travail. Les moyens expérimentaux importants de cette campagne, dont le réseau de quatre radars UHF, ont permis, d'une part, de tester, valider et appliquer une méthodologie de trajectographie de panaches de polluants à partir d'un réseau de profileurs de vent. Ce point fera l'objet du chapitre 5. D'autre part, ils ont également permis d'étudier les systèmes de brise de mer et la couche limite atmosphérique à l'échelle régionale et locale dans la zone côtière marseillaise. Ces deux points feront l'objet respectivement des chapitres 6 et 7 de ce manuscrit.

Ce chapitre récapitule donc succinctement le dispositif expérimental de chacune des deux campagnes de mesures. Seuls les instruments qui ont servi à ce travail sont présentés, afin d'éviter une description inutilement fastidieuse de tous les appareils de mesures.

2.1 La campagne TRAC-98

Le dispositif expérimental associait une vision tridimensionnelle télédétectée du radar Ronsard, au centre du dispositif ($cf.$ Figure 2.1), à une mesure in situ unidimensionnelle des avions de recherche français Merlin IV et ARAT. Un réseau de trois profileurs de vent, dont un sodar près de Pithiviers et deux radars UHF à Richardville et Viabon, avait été installé en triangle ($cf.$ Figure 2.1). L'atmosphère était ainsi décrite à la fois à l'échelle locale par chaque profileur et à l'échelle régionale par le réseau. Enfin, 5 stations météorologiques de surface (notées SM sur la figure 2.1) avaient également été placées en bordure du domaine exploré par le radar Ronsard, afin de fournir les conditions aux limites.

Les données acquises par le radar UHF de Viabon et par l'avion Merlin IV sont les seules à avoir été utilisées pour ce travail. Ces deux instruments sont donc décrits plus en détail ci-dessous.

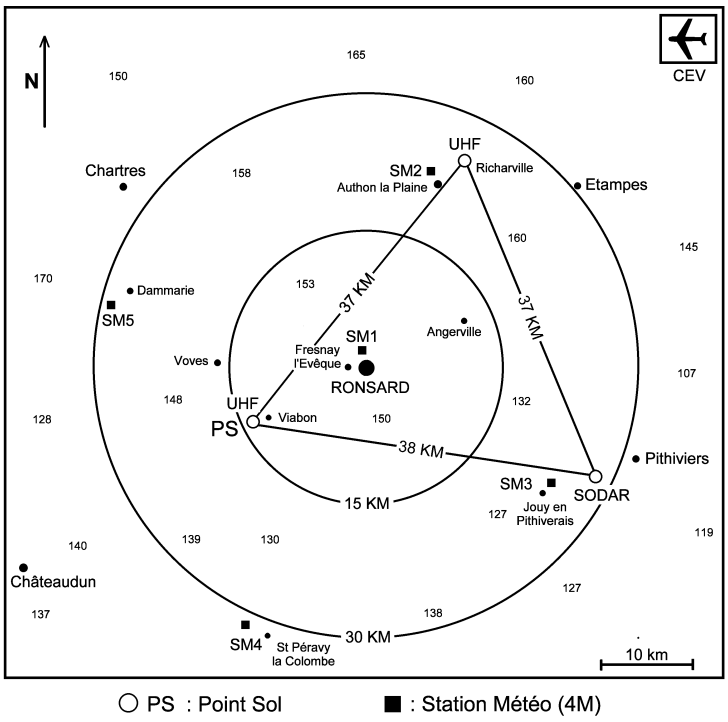


FIG. 2.1: *Carte du dispositif expérimental de la campagne TRAC-98. Il était constitué du radar Ronsard, au centre du domaine, de trois profileurs de vent disposés en triangle (deux radars UHF et un sodar), de 5 stations météorologiques (SM1 à SM5) et de deux avions de recherches (ARAT et Merlin IV).*

2.1.1 Le radar UHF de Viabon

Les radars profileurs de vent mesurent en continu dans le temps des profils verticaux de la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air ${C_n}^2$, du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε et des trois composantes du vent. Dans le cas des radars UHF, qui sont des instruments adaptés au sondage de la basse troposphère, ces paramètres permettent de décrire l'évolution de l'épaisseur de la couche limite atmosphérique (${C_n}^2$) et la turbulence en son sein (ε), ainsi que la dynamique de la basse troposphère (vent horizontal et vitesse verticale). Le principe de la mesure de ces instruments et les méthodes d'obtention de ces différents paramètres sont décrits dans le chapitre 3.

Le radar UHF de Viabon était un profileur UHF PCL1300 construit par la société Degréane Horizon, dont les caractéristiques techniques sont données dans le chapitre 3. Il disposait de cinq antennes qui permettaient de mesurer entre 75 et 2000-3000 m de hauteur (suivant les conditions atmosphériques) avec une résolution verticale de 75 m et une résolution temporelle de 5 min.

2.1.2 L'avion Merlin IV

L'avion Merlin IV, qui appartient à Météo-France, mesure les paramètres dynamiques et thermodynamiques classiques (la pression, la température, l'humidité et les trois composantes du vent) à une fréquence d'échantillonnage de 25 Hz, soit une résolution spatiale d'environ 4 m. Ces séries spatiales permettent alors de calculer les composantes moyennes et turbulentes de ces paramètres, ainsi que les différents moments turbulents et le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε. Les méthodes de calcul de ces moments turbulents et de ε seront présentées au chapitre 4, dans lequel ces paramètres seront largement utilisés.

Chaque vol durait approximativement 3 heures, et était réalisé entre 11:00 et 14:00 TU durant des périodes d'observation intensive. Un vol était constitué d'au maximum 10 paliers horizontaux de longueur 40 à 50 km environ (*c.f.* Figure 2.2) et de deux à trois sondages verticaux. Les paliers horizontaux étaient répartis à différentes hauteurs dans la CLC dans deux plans verticaux perpendiculaires qui se croisaient au-dessus du point sol (*c.f.* Figure 2.2). Le point sol est le lieu où était disposé le radar UHF de Viabon.

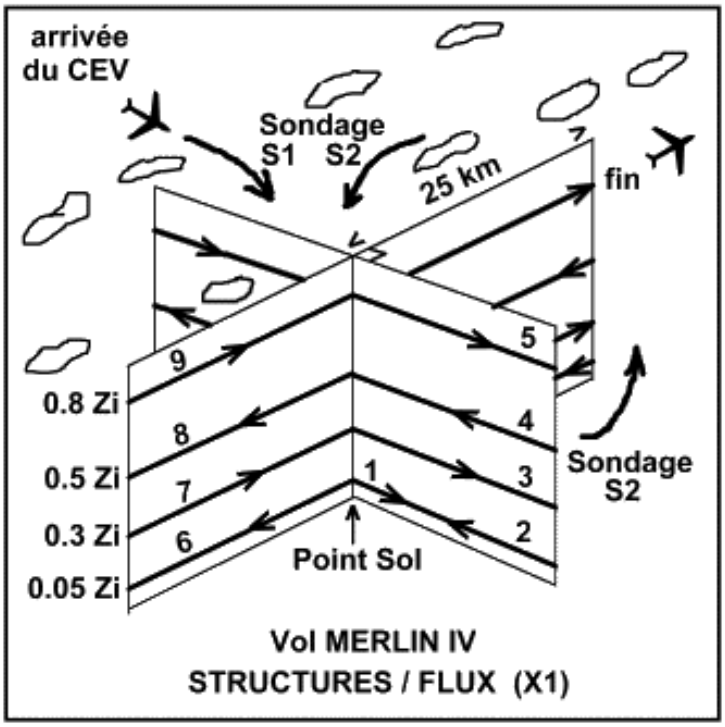


FIG. 2.2: *Plan de vol de l'avion Merlin IV durant la campagne TRAC-98.*

2.2 La campagne ESCOMPTE 2001

Pour répondre aux objectifs du programme ESCOMPTE, un effort expérimental conséquent a été mené pour décrire la dynamique et la chimie de l'atmosphère et constituer une base de données très détaillée. Cinq périodes d'observation intensive (POI) ont eu lieu lors de forts épisodes de pollution. Pendant les POI, le dispositif expérimental existant était complété par la mise en œuvre d'instruments supplémentaires.

Aux moyens expérimentaux spécifiques de la campagne ESCOMPTE se sont ajoutés ceux du programme CLU ou "Couche Limite Urbaine" (Mestayer et al., 2005). Ce programme dévolue à l'étude de la couche limite urbaine sur Marseille a permis d'installer un réseau dense de mesures pour appréhender plus finement la dynamique sur la ville.

Cros et al. (2004) et Mestayer et al. (2005) énumèrent et décrivent en détail l'ensemble du dispositif expérimental de la campagne ESCOMPTE et CLU respectivement. Il comprenait des instruments de mesures in situ (stations de surface, avions, bateaux, ballons plafonnants et radiosondages) et des moyens télédétectés (sodars, lidars et profileurs UHF et VHF).

Seuls les instruments, qui ont été utilisés pour la présente étude, sont décrits par la suite. Ils sont localisables dans la zone côtière du domaine ESCOMPTE et dans l'agglomération marseillaise par des acronymes ($cf.$ Figures 2.3 et 2.4).

2.2.1 Les profileurs de vent

De nombreux profileurs de vent ont été installés durant la campagne ESCOMPTE, dont 1 mini-sodar, 6 sodars, 4 profileurs UHF, 1 radar mini-VHF et 1 profileur VHF. Le principe de fonctionnement de ces instruments est identique excepté que les sodars émettent une onde sonore et les profileurs UHF et VHF une onde électromagnétique.

De manière analogue aux radars profileurs de vent, les sodars mesurent en continu dans le temps des profils verticaux de la constante de structure de la température de l'air (${C_\mathrm{T}}^2$), les trois composantes du vent et un paramètre de turbulence (l'écart type de la vitesse verticale).

Le tableau 2.1 présente la liste des profileurs qui ont servi à ce travail, leurs emplacements (dont l'acronyme permet la localisation sur les figures 2.3 et 2.4) et les laboratoires en charge de ces instruments. La nature de la surface sur lesquelles ils ont été installés, est également indiquée dans ce tableau, suivant le découpage urbain, suburbain et rural. La surface est de type urbain si la zone urbaine est très dense, comme le centre ville de Marseille. Le type suburbain

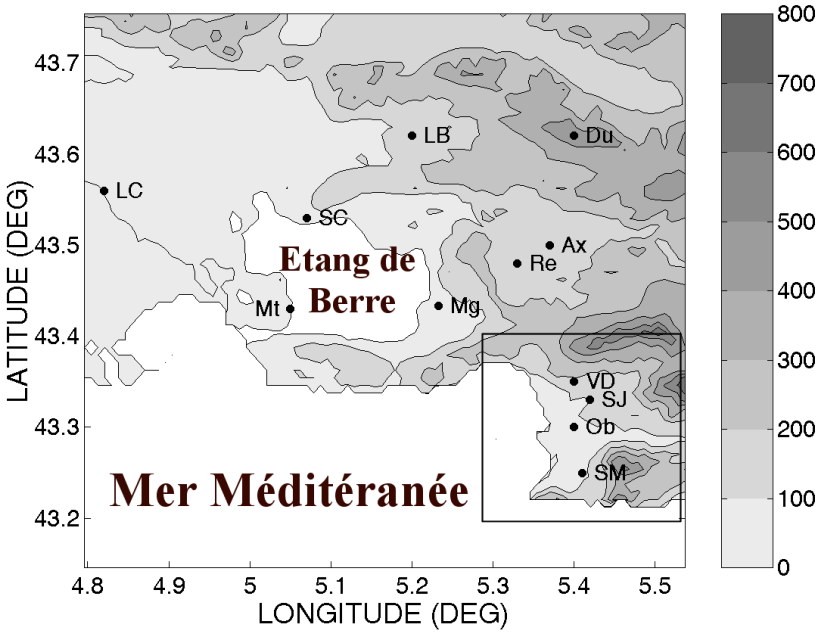


FIG. 2.3: *Carte d'une partie du dispositif expérimental de la campagne ESCOMPTE-2001. Les points noirs indiquent l'emplacement des instruments (dont l'acronyme est annoté à côté), et le carré délimite l'agglomération marseillaise (cf. Figure 2.4 pour le zoom). L'altitude du relief est donnée par l'échelle de gris.*

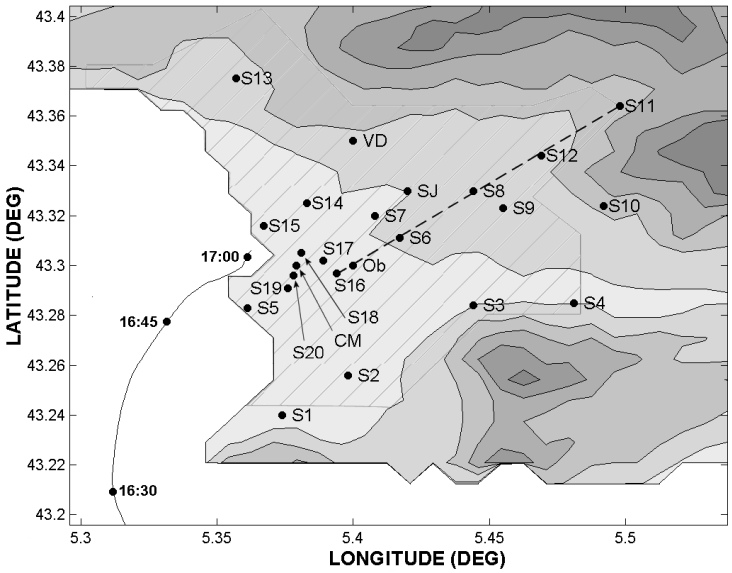


FIG. 2.4: *Carte de l'agglomération marseillaise et d'une partie du dispositif expérimental de la campagne ESCOMPTE-2001 et CLU. Les points noirs indiquent l'emplacement des instruments (dont l'acronyme est annoté à côté). L'altitude du relief est donnée par l'échelle de gris de la figure 2.3.*

Site	Acronyme	Surface	Profileur	Laboratoire
Marignane	Mg	suburbain	UHF	MF[a]
Saint Chamas	SC	rural	UHF + sodar	EDF[b]/LA[c]
Observatoire	Ob	urbain	UHF	CNRM[d]
Vallon Dol	VD	suburbain	sodar + RASS	AT[e]
Saint Jérôme	SJ	urbain	sodar	ECN[f]
Aix les Milles	Ax	rural	UHF	LSEET[g]/DH[h]

TAB. 2.1: *Liste des profileurs de vent de la campagne ESCOMPTE-2001 utilisés dans le cadre de cette étude. L'altitude, le type de surface (urbain, suburbain et rural) et de profileurs (UHF et sodar) sont donnés pour chacun des sites, ainsi que l'acronyme qui sert à les localiser sur les figures 2.3 et 2.4. Les laboratoires en charge des profileurs sont également indiqués: [a] Météo-France, [b] Eléctricité De France, [c] Laboratoire d'Aérologie, [d] Centre National de Recherches Météorologiques, [e] Alliance Technologie, [f] Ecole Centrale de Nantes, [g] Laboratoire des Sondages Electromagnétiques de l'Environnement Terrestre, et [h] Degréane Horizon.*

correspond à une zone urbaine peu dense, comme une zone résidentielle située en périphérie de ville. Enfin le type rural correspond à une zone agricole avec éventuellement des habitations clairsemées. Au total, les données des quatre radars UHF et de trois sodars ont été utilisées.

Les quatre radars UHF de Saint Chamas (SC), Marignane (Mg), Aix-les-Milles (Ax) et l'Observatoire de Marseille (Ob) sont des profileurs UHF PCL1300, donc identiques à celui de Viabon qui a été utilisé durant la campagne TRAC-98. Durant l'expérience ESCOMPTE, ils ont fonctionné alternativement en deux modes avec la même résolution temporelle de 5 min. Le premier mode a permis de couvrir des hauteurs comprises entre 75 et 2000-2500 m avec une résolution verticale de 75 m. Le deuxième mode a permis de réaliser des mesures entre 200-300 à 4000-5000 m de hauteur avec une résolution verticale de 375 m.

Les sodars de Saint Jérôme (SJ), Vallon Dol (VD) et Saint Chamas (SC) réalisent des mesures entre 0 et 500-600 m de hauteur avec une résolution verticale de 50 m. La résolution temporelle de ces instruments varie entre 15 et 20 min. Le sodar de VD était couplé à un système RASS (Radio Acoustic Sounding Systèm) qui permet de mesurer la température virtuelle de l'air. Cette technique est basée sur la réflexion d'une onde électomagnétique sur le front d'onde acoustique (Girard-Ardhuin et al., 2003).

2.2.2 Les moyens aéroportés

Les moyens aéroportés étaient importants durant la campagne ESCOMPTE, puisque cinq avions et un ULM ont volé à plusieurs reprises au cours des POI. Dans ce travail, seules les données des avions de recherches ARAT et Dornier seront utilisées, donc seuls ces deux appareils

sont décrits ci-après.

Le tableau 2.2 présente l'ensemble des paramètres mesurés par chacun de ces deux avions. Ces appareils mesuraient les composantes moyennes des paramètres dynamiques et thermodynamiques classiques (pression p, humidité q, température T et les 3 composantes du vent u, v, w), ainsi que les composantes turbulentes q', T', u', v', w'. Ils réalisaient également des mesures de rayonnement visible (VIS) et infra-rouge (IR) montant et descendant (haut et bas). Enfin, ils étaient équipés pour réaliser des mesures de concentration des mêmes composants chimiques, à l'exception des aérosols et du carbone suie C que seuls l'avion ARAT mesurait, et du dioxyde de carbone CO_2 que seul l'avion Dornier mesurait.

Avions	Mesures	Paramètres
ARAT	Dyn. et Thermodyn.	u,v,w,q,T,p,u',v',w',q',T'
ARAT	Rayonnement	VIS et IR haut et bas
ARAT	Chimie	O_3,NO,NO_2,NO_y,PAN,HNO_3,COV,CO,C,aérosols
Dornier	Dyn. et Thermodyn.	u,v,w,q,T,p,u',v',w',q',T'
Dornier	Rayonnement	VIS et IR haut et bas
Dornier	Chimie	O_3,NO,NO_2,NO_y,PAN,HNO_3,CO,CO_2

TAB. 2.2: *Liste des paramètres mesurés par l'avion ARAT et Dornier au cours de la campagne ESCOMPTE-2001. Les laboratoires en charge de l'avion ARAT et Dormier étaient respectivement l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) et l'Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK).*

Différents plans de vols ont été réalisés par ces avions au cours de la campagne ESCOMPTE-2001. Dans ce travail, seuls les vols "exploration" au cours de la POI2 ont été utilisés pour valider les champs de vent tridimensionnels déduits du réseau de profileurs de vent UHF, qui ont servi à appliquer une méthodologie de trajectographie de particules d'air ($cf.$ chapitre 5).

La figure 2.5 illustre ce type de vols. Ils étaient constitués généralement de 4 paliers (P1 à P4) orientés est-ouest d'environ 100 km de long et de deux sondages verticaux (S1 et S2). Ces vols, qui duraient environ trois heures, étaient réalisés vers 06:00 et 12:00 TU pour l'avion ARAT et vers 14:00 TU pour l'avion Dornier. La fréquence d'échantillonnage des mesures est de 25 Hz (soit une résolution spatiale d'environ 4 m) pour les deux appareils, comme pour l'avion Merlin IV décrit précédemment.

Par ailleurs, notons que les mesures turbulentes réalisées par ces avions n'ont pas été utilisées pour valider la méthodologie de restitution du taux de dissipation et des flux de quantité de mouvement présentée au chapitre 4. En effet, l'hypothèse d'homogénéité de la turbulence le long des paliers, nécessaire au calcul des moments turbulents, n'est pas respectée en raison de

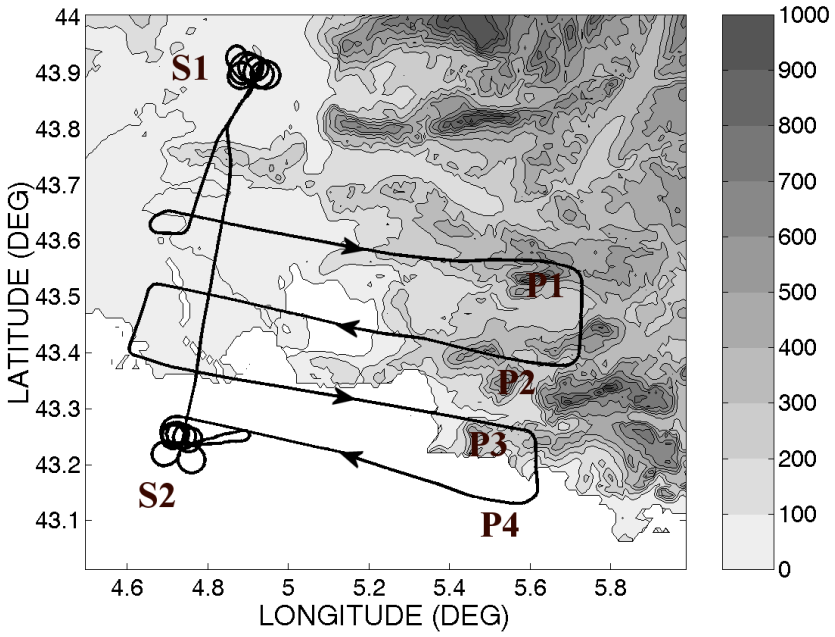


FIG. 2.5: *Exemple de plan de vol exploration de l'avion ARAT durant la campagne ESCOMPTE-2001. Les paliers horizontaux et les sondages verticaux sont notés respectivement P1 à P4 et S1-S2. L'altitude du relief est donnée par l'échelle de gris.*

la forte hétérogénéité du terrain (cf. Figure 2.5).

2.2.3 Les stations de surface

Le tableau 2.3 présente la liste des stations météorologiques de surface qui ont été utilisées dans cette étude. Il indique leurs acronymes utilisés sur les figures 2.3 et 2.4, la nature de la surface (urbain, suburbain et rural comme définis précédemment), le type de mesures effectuées (paramètres moyens et/ou turbulents) et les laboratoires en charge de ces stations.

Toutes ces stations fournissaient les paramètres thermodynamiques et dynamiques moyens classiques (pression, humidité, température et composantes du vent). Les stations de l'Observatoire (Ob), Saint Chamas (SC), Mât Central (MC), La Crau (LC) et Saint Jérôme (SJ) mesuraient aussi des paramètres turbulents, permettant d'en déduire par la méthode des covariances les flux de chaleur sensible, de chaleur latente et de quantité de mouvements. Les termes radiatifs (visible et infra-rouge, montant et descendant) du bilan d'énergie étaient également mesurés par ces stations.

Les stations situées dans les zones rurales et suburbaines réalisaient des mesures à 10 m au

Sites	Acronymes	Surface	Mesures	Laboratoires
Marignane	Mg	suburbain	M	MF[a]
Saint Chamas	SC	rural	M + T	EDF[b]
Réaltor	Re	rural	M	CNRM[c]
La Crau	LC	rural	M + T	CNRM[c]
La Barben	LB	rural	M	CNRM[c]
Dupail	Du	rural	M	CNRM[c]
Observatoire	Ob	urbain	M + T	LA[d]
Sainte Marguerite	SM	urbain	M	ECN[e]
Vallon Dol	VD	suburbain	M	CNRM[c]
Saint Jérôme	SJ	urbain	M + T	ECN[d]
Mât Central	MC	urbain	M + T	IU[f]

TAB. 2.3: *Liste des stations météorologiques de surface de la campagne ESCOMPTE-2001 utilisées dans le cadre de cette étude. Le type de surface (urbain, suburbain et rural) et de mesures (M et T signifient respectivement paramètres moyens et turbulents) sont donnés pour chacune des stations, ainsi que l'acronyme qui sert à les localiser sur les figures 2.3 et 2.4. Les laboratoires en charge des stations sont également indiqués: [a] Météo-France, [b] Eléctricité de France, [c] Centre National de Recherches Météorologiques, [d] Laboratoire d'Aérologie, [e] Ecole Centrale de Nantes, [f] Indiana University.*

dessus du sol. Les mesures des stations en zone urbaine étaient réalisées à 10 m au dessus du toit des immeubles, excepté pour la station de Mât Central (MC) qui mesurait à 26 m au dessus des toits. La période d'échantillonnage des mesures était comprise entre 5 et 15 min, sauf pour les stations de Mât Central (MC) et de Marignane (Mg) où elle était respectivement de 30 et 60 min.

A ces instruments s'ajoutait un réseau de 20 stations de surface (notés S1 à S20 sur la Figure 2.4) qui mesuraient uniquement l'humidité et la température de l'air dans les rues de Marseille à 6 m de haut.

2.2.4 Les ballons plafonnants

Les ballons plafonnants sont des traceurs à densité constante de l'écoulement atmosphérique. Une fois lâchés, ils atteignent une altitude d'équilibre qu'ils conservent durant le reste de leur trajet ($cf.$ Figure 2.6), en raison de leur volume constant. Cette altitude qui varie généralement entre quelques centaines de mètres à 1-2 kilomètres, est fixée par la quantité d'hélium avec laquelle est gonflée le ballon.

Ils mesurent grâce à une sonde embarquée, des paramètres thermodynamiques classiques tels que la pression atmosphérique, l'humidité et la température de l'air. Les paramètres dy-

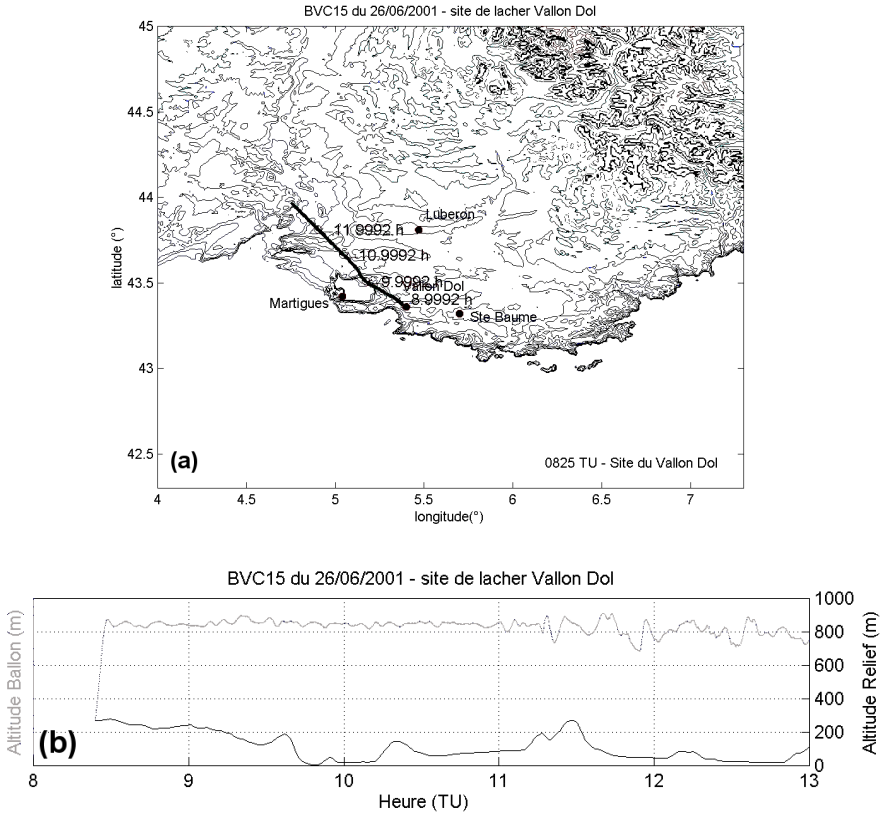


FIG. 2.6: *Exemple de trajectoire de ballon plafonnant. Plan horizontal (a) et vertical (a) de la trajectoire d'un ballon lâché de Vallon Dol.*

namiques (module et direction du vent) sont déduits du déplacement des ballons d'après leurs positions obtenues par GPS.

Les mesures effectuées par ces instruments sont pseudo-Lagrangiennes, ce qui en font des références incontournables pour tester et valider les modèles numériques par des outils de trajectographie. Par la même approche, ils ont servi dans cette étude à évaluer les performances de la méthodologie de trajectographie avec un réseau de profileurs de vent ($cf.$ Chapitre 5).

Les lâchers de ballons plafonnants ont été réalisés durant les POI à Vallon Dol (VD) et à Martigues (Mt) (*cf.* Figure 2.3).

2.3 Les conditions météorologiques

Un aperçu des conditions météorologiques au cours de chacune des deux campagnes est maintenant présenté.

Durant la campagne TRAC-98, des conditions anticycloniques ont essentiellement été observées, garantissant ainsi la présence de beau temps (ou avec peu de nuages) et un fort ensoleillement de la plaine de la Beauce. Un régime de vent faible de nord et de sud-ouest étaient associés à cette situation synoptique. Ces conditions météorologiques étaient alors favorables au développement d'organisations cohérentes dans la couche limite convective.

Durant la campagne ESCOMPTE-2001, deux régimes d'écoulement ont principalement été observés : des écoulements locaux de brise de mer et de terre de faibles intensités dans des conditions anticycloniques (faible forçage synoptique et fort ensoleillement de la surface terrestre), et un écoulement de basse couche de forte intensité de direction nord-ouest (le mistral) lors de régimes synoptiques de secteur nord à ouest, associés à une dépression située sur le nord de l'Europe (Guénard et al., 2005). La figure 2.7 illustre ces deux types d'écoulement avec une série temporelle de la direction du vent mesurée à l'Observatoire de Marseille. Le cycle diurne marqué de la direction du vent, passant de l'est dans la nuit à l'ouest en journée comme pendant la POI2a, POI2b et POI3, indique la présence d'épisodes de brises. La direction du vent de secteur nord-ouest, comme par exemple durant la POI4, correspond au régime de Mistral.

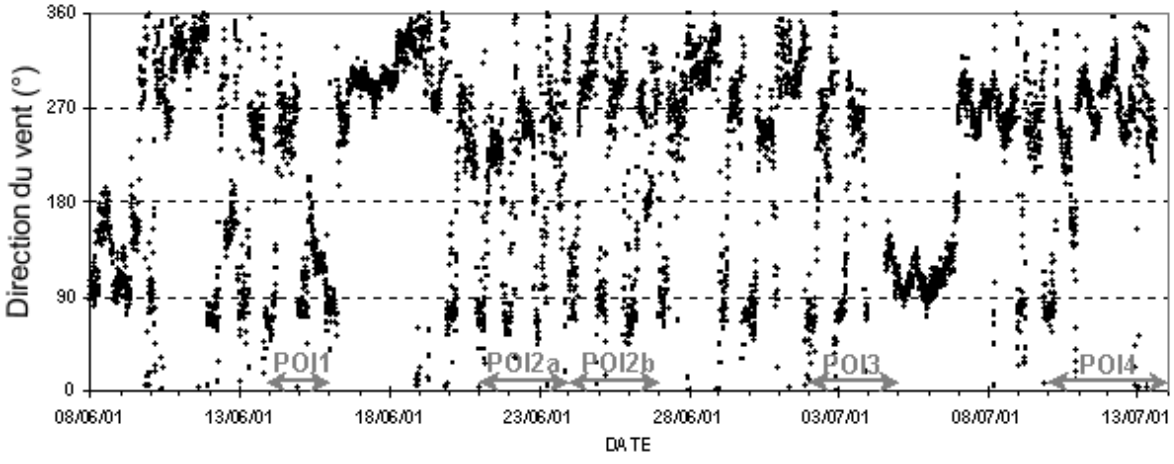


FIG. 2.7: *Les conditions météorologiques au cours de la campagne ESCOMPTE-2001, illustrées par la série temporelle de la direction du vent mesurée par la station de surface de l'Observatoire de Marseille.*

Un aperçu des conditions météorologiques en altitude lors de ces deux écoulements est donné par les mesures du radar UHF de Saint Chamas durant la POI2a (21 au 23 juin 2001)

et la POI2b (24 au 26 juin 2001), que présente la figure 2.8. Cette dernière montre des coupes hauteur-temps du vent horizontal, du ${C_n}^2$ (dont les valeurs maximales permettent de détecter le sommet de la couche limite atmosphérique (CLA)) et du taux de dissipation ε (indicateur de la turbulence dans la CLA).

La POI2a est marquée par la présence en altitude d'un régime de Mistral, caractérisé par des vents de secteur nord-ouest d'intensité 10 à 15 ms^{-1} sur les 2-3 premiers kilomètres d'atmosphère, des couches limites épaisses (>1000 m d'altitude) et turbulentes (ε maximum d'environ 20.10^{-4} m^2s^{-3}). Toutefois, le Mistral faiblit le jour et peut atteindre une intensité inférieure à 10 ms^{-1}, en raison du développement d'une brise de mer qui s'oppose à son écoulement (Bastin et al., 2005b). D'ailleurs, cette brise est observée dans les basses couches en fin d'après-midi au travers des vents de module inférieur à 5 ms^{-1} et de secteur ouest. En période de Mistral, même faible comme durant la POI2a, les CLA sont bien plus épaisses et turbulentes (Caccia et al., 2004) que celles se développant au cours du régime de brises "seules" de la POI2b. En effet, durant cette période marquée par des vents de faible intensité (<5 ms^{-1}) sur les 1-2 premiers kilomètres, les CLA sont peu épaisses (<500 m d'altitude) et peu turbulentes (ε maximum d'environ 5.10^{-4} m^2s^{-3}).

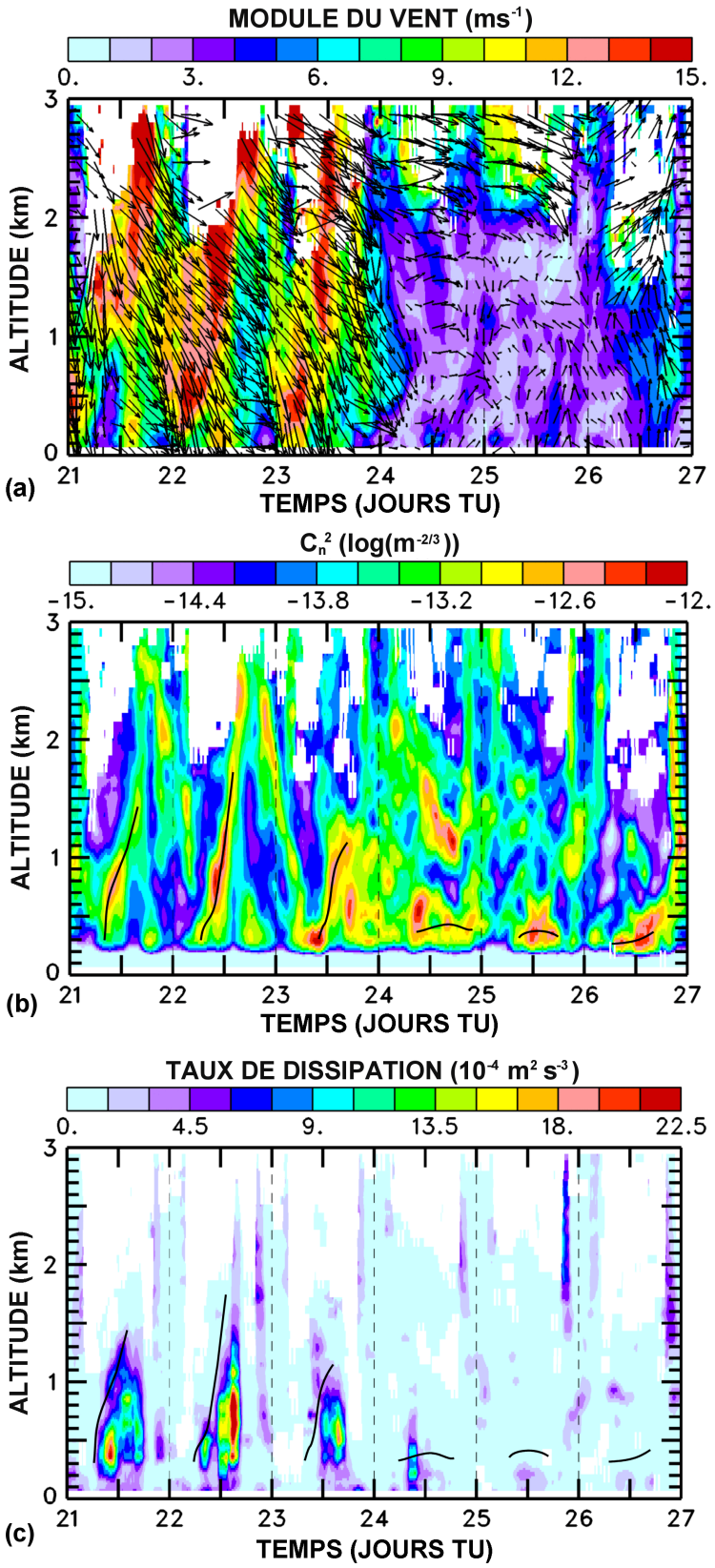


FIG. 2.8: *Les conditions météorologiques en altitude au cours de la campagne ESCOMPTE-2001, illustrées par des coupes hauteur-temps du vent horizontal, de la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air $C_n{}^2$ et du taux de dissipation mesurées par le radar UHF de Saint Chamas durant la la POI2a (21 au 23 juin 2001) et POI2b (24 au 26 juin 2001). Les courbes noires matérialisent les valeurs maximales de $C_n{}^2$, indiquant le sommet de la couche limite atmosphérique (cf. Chapitre suivant).*

Deuxième partie

Les profileurs de vent UHF : des instruments pour l'étude de la couche limite atmosphérique

Chapitre 3

Principes généraux de la mesure par radar profileur de vent

Suite à une trentaine d'années de recherches et de développements consacrés spécifiquement aux radars profileurs de vent, ces instruments sont actuellement fiables et opérationnels pour l'observation et l'étude de la troposphère à la basse stratosphère en air clair ou en présence de nuages et de précipitations. Ils sont d'ailleurs utilisés à des fins de prévisions météorologiques et de sécurité aérienne sur les aéroports.

Les profileurs de vent les plus courants sont les radars Doppler à impulsions. La capacité de ces instruments à échantillonner en distance les signaux rétrodiffusés (grâce aux impulsions émises) et à restituer les trois composantes du vecteur vent (grâce à l'information Doppler conservée), leur permettent de mesurer des profils verticaux de vent, d'où leur qualificatif de "profileur de vent".

Ils font partie des radars ST/MST ("M" pour Mesosphère, "S" pour Stratosphère, "T" pour Troposphère), qui travaillent dans les bandes VHF ("Very High Frequency") et UHF ("Ultra High Frequency"), s'étendant respectivement de 30 à 300 MHz (soit des longueurs d'ondes de 10 à 1 m) et de 300 MHz à 3 GHz (soit des longueurs d'ondes de 1 m à 10 cm). Les radars UHF sont classiquement utilisés pour le sondage de la basse troposphère (0.1 à 2-3 km), tandis que les radars VHF sondent la troposphère et la basse stratosphère (2 à 20 km).

A ces longueurs d'onde, ces instruments sont capables de détecter les inhomogénéités spatiales de l'indice de réfraction de l'air générées par la turbulence atmosphérique (échos d'air clair). Pour ce type d'échos, le phénomène de rétrodiffusion optimal se produit pour des cibles

de dimension la demi-longueur d'onde radar (Diffusion de Bragg). Toutefois, en présence de nuages et de précipitations, ils sont également sensibles aux hydrométéores (gouttes d'eau nuageuse, pluie, grêle, neige), surtout dans la gamme UHF (Diffusion de Mie/Rayleigh).

Dans ce chapitre, le principe de fonctionnement des radars profileurs de vent est tout d'abord succinctement décrit. Les phases successives du traitement des signaux, classiquement utilisées pour ces instruments, y sont ensuite présentées. Enfin, les processus principaux de rétrodiffusion sont abordés afin d'en déduire les paramètres utiles à l'observation et l'étude de l'atmosphère.

L'ensemble des aspects présentés dans ce chapitre est abondamment décrit dans la littérature, et a été puisé pour l'essentiel dans l'ouvrage de référence de Doviak and Zrnić (1984).

3.1 Principe de fonctionnement

Par la suite, la discussion sera illustrée en prenant pour exemple le radar UHF PCL1300 ($cf.$ Figure 3.1), construit par la société Degréane Horizon, qui a servi de support instrumental pour cette étude. Ses principales caractéristiques techniques sont indiquées dans la tableau 3.1.



FIG. 3.1: *Le profileur de vent UHF PCL1300 avec son système RASS (Radio Acoustic Sound System), qui permet de mesurer la température virtuelle de l'air.*

Paramètres caractéristiques	**Valeurs usuelles**
Fréquence d'émission f_0	1238 MHz
Longueur d'onde d'émission λ_0	24 cm
Puissance émise P_e	4000 W
Durée de l'impulsion τ	0,5 μs
Longueur de l'impulsion h	150 m
Fréquence de répétition des impulsions F_r	20 KHz
Période de répétition des impulsions T_r	50 μs
Nombres d'antenne	5
Dimension des antennes D^2	$2 \times 2\ m^2$
Ouverture du faisceau θ_b	8,5°
Angle d'élévation des antennes obliques	73°
Hauteur de la première porte	75 m
Résolution radiale $\Delta r = h/2$	75 m
Nombres de portes échantillonnées N	50

TAB. 3.1: *Caractéristiques techniques du radar profileur de vent UHF PCL1300 qui a été utilisé pour cette étude.*

Un radar profileur de vent est composé d'antennes, de modules d'émission et de réception, et d'un système info-numérique qui assure le pilotage et le contrôle de l'ensemble du système, ainsi que l'acquisition et le traitement des données. Le schéma fonctionnel de ce type de radar est présenté par la figure 3.2.

L'émetteur transmet à l'atmosphère par l'intermédiaire d'une antenne directive, un signal monochromatique de fréquence f_0 modulé par un train d'impulsions de durée τ et de période de répétition T_r. Le radar émet ainsi dans l'atmosphère de brèves impulsions de forte puissance à une fréquence élevée. Par exemple, le radar UHF PCL1300 émet généralement une impulsion de durée $\tau = 0{,}5\ \mu s$ à la fréquence $f_0 = 1238\ MHz$ et de puissance crête $P_e = 4000\ W$ avec une période de répétition $T_r = 50\ \mu s$.

Après chacune des impulsions, le système passe en réception pour acquérir les signaux rétrodiffusés par les cibles atmosphériques. La fréquence des échos reçus est décalée d'une valeur f_d par rapport à la fréquence émise. Ce décalage, connu sous le nom d'effet Doppler, est dû au déplacement des cibles atmosphériques. Il s'exprime par la fréquence Doppler f_d :

$$f_d = -\frac{2v_r}{\lambda_0} \tag{3.1}$$

où v_r est la vitesse radiale d'une cible atmosphérique (choisie négative lorsqu'une cible se rapproche du radar), et $\lambda_0 = c/f_0$ est la longueur d'onde radar (où c est la vitesse de propagation d'une onde électromagnétique dans le vide).

Les radars Doppler (radars cohérents) sont capables de déterminer la fréquence Doppler de l'onde reçue parce qu'ils conservent en mémoire une référence de phase de l'onde émise. Toutefois cette information ne suffit pas à lever l'ambiguïté sur le sens de déplacement des cibles (rapprochement ou éloignement des cibles vis à vis de la direction de tir). Pour remédier à cela, le signal reçu est démodulé, après amplification, afin de disposer des composantes "réelle" (en phase) et "imaginaire" (en quadrature) du signal.

Les signaux issus des voies "réelle" et "imaginaire" sont ensuite filtrés pour réduire l'effet du bruit d'origines instrumentale (bruit thermique par exemple) et atmosphérique (bruit cosmique par exemple). Ces signaux filtrés sont alors échantillonnés et traités par le système info-

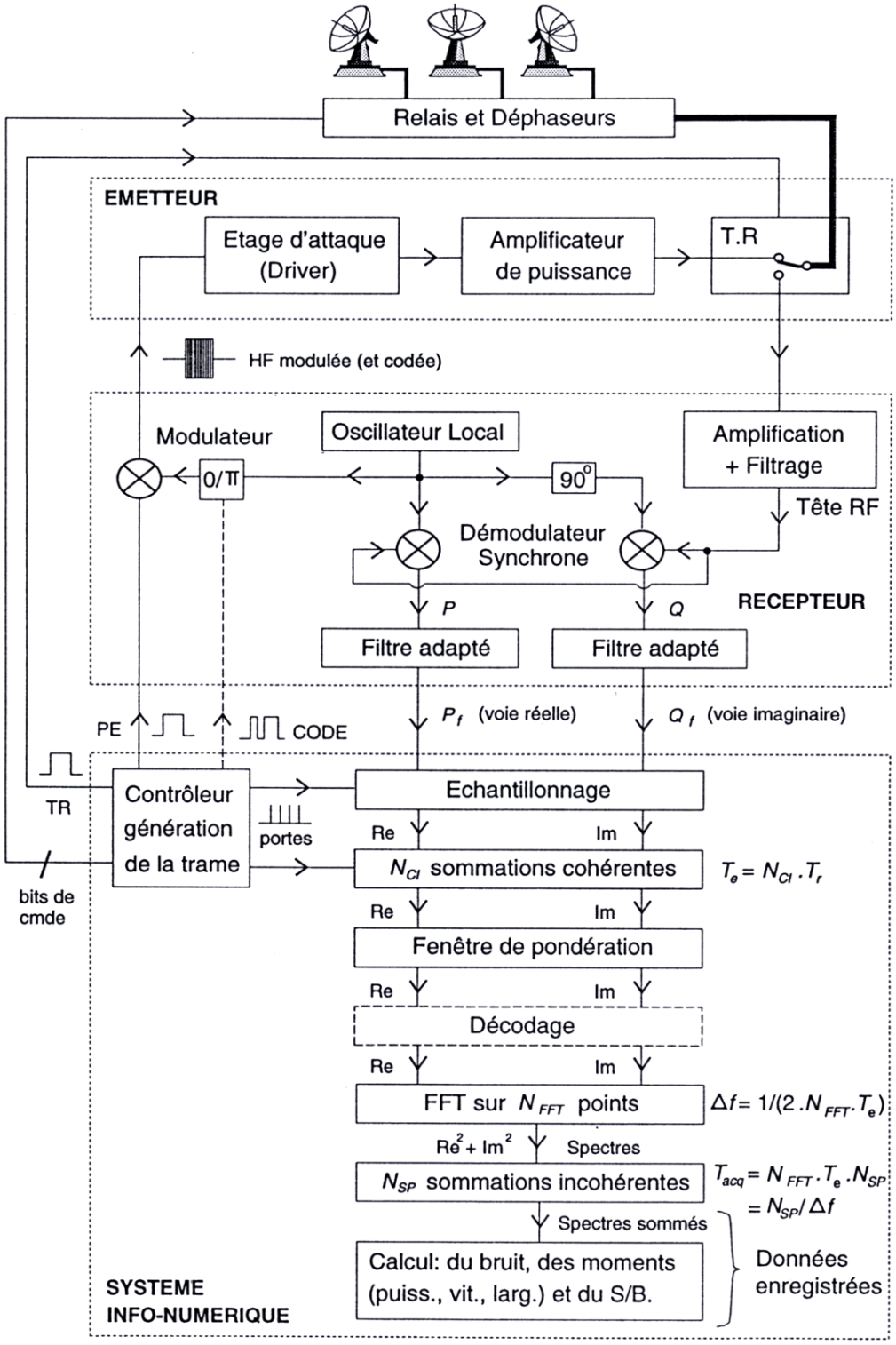


FIG. 3.2: *Schéma fonctionnel d'un radar profileur de vent (d'après Spano (2000)).*

numérique (*cf.* Partie 3.2). Le filtrage réalisé est dit "adapté" parce qu'il est optimisé afin de réduire le plus possible le bruit tout en évitant une atténuation et une dégradation trop importante du signal utile. Ce type de filtre maximise le rapport signal sur bruit pour une bande passante de l'ordre de $1/\tau$.

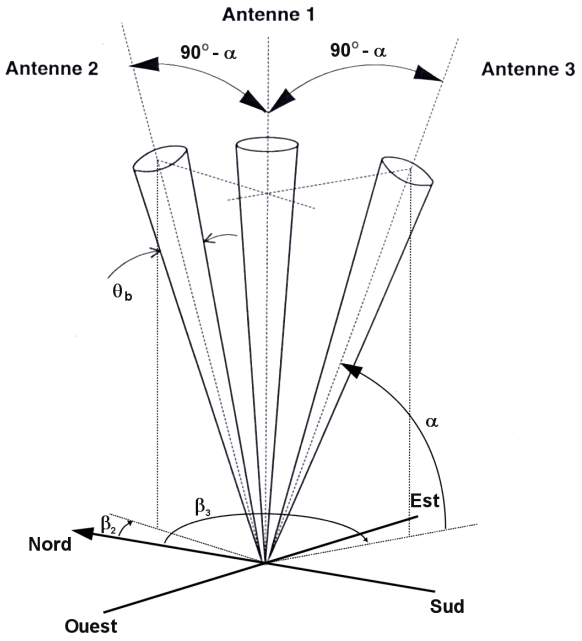


FIG. 3.3: *Disposition typique de trois antennes d'un radar profileur de vent. L'antenne 1 tire au zénith (antenne verticale) et les antennes 2 et 3 tirent avec des angles d'élévation α par rapport au sol et azimut β_2 et β_3 par rapport au nord météorologique (antennes obliques). L'ouverture du faisceau à 3 dB est de $\theta_b = 8{,}5°$ (cf. Partie 3.2.1).*

Les mêmes antennes servent généralement à l'émission et à la réception (radar monostatique), cependant des antennes distinctes peuvent également être utilisées pour l'émission et la réception (radar bistatique). Dans le cas des radars monostatiques, tel que le profileur de vent UHF PCL1300, les antennes sont alternativement connectées à l'émetteur et au récepteur à l'aide d'un commutateur (nommé TR pour "Transmitter-receiver" sur la figure 3.2).

Les tirs se font séquentiellement dans (au moins) trois directions différentes à l'aide de trois antennes directives, afin d'obtenir trois vitesses radiales et en déduire les composantes du vecteur vent. La figure 3.3 illustre le cas général d'un radar profileur de vent à 3 antennes, l'une pointant au zénith (antenne verticale 1) et les deux autres (antennes obliques 2 et 3) visant avec un angle d'élévation par rapport au sol α et un angle azimut par rapport au nord météorologique β_2 et β_3.

Le radar UHF PCL1300 dispose généralement d'une antenne verticale et de 4 antennes obliques disposées tous les $90°$ en azimut. Elles tirent avec un angle d'élévation de $73°$ (soit un angle par rapport au zénith de $17°$). La redondance des informations obtenues par les faisceaux obliques opposés permet d'améliorer la qualité de la mesure dans le traitement a posteriori des données (consensus).

3.2 Acquisition et traitement des données

L'acquisition et le traitement des signaux démodulés et filtrés sont réalisés par le système info-numérique. Le mode opératoire, donné par la figure 3.2, est décrit plus en détail ci-dessous.

3.2.1 L'acquisition des échantillons

La figure 3.4 donne une représentation temps-distance des signaux émis par le radar et retro-diffusés par les cibles atmosphériques. Elle permet d'illustrer la discussion suivante.

Les ondes électromagnétiques se propagent à la célérité de la lumière ($c = 3.10^8\ m.s^{-1}$). Par conséquent, le signal émis met un temps $t = r/c$ pour atteindre une cible se situant à la distance radiale r. Le temps total pour effectuer le trajet aller-retour est donc égal à $2r/c$. L'écho reçu à l'instant t_i après le début de l'impulsion émise, provient d'une cible ponctuelle située à la distance radiale $r_i = ct_i/2$ du radar.

Cependant, l'impulsion ayant une durée τ, le signal reçu à l'instant t_i après le début de l'impulsion est dû à la contribution de l'ensemble des cibles diffusantes contenues dans l'intervalle de distances comprises entre $1/2ct_i$ et $1/2c(t_i - \tau)$. L'extension radiale ou la résolution radiale du "volume diffusant" sondé par le radar est donc théoriquement $\Delta r = c\tau/2 = h/2$ (où $h = c\tau$ est la longueur de l'impulsion), si aucun filtrage "adapté" n'est effectué, ***i.e*** si la bande passante du récepteur est infinie. La réponse impulsionnelle du récepteur (généralement de forme gaussienne) ayant une durée τ, l'extension radiale est plus grande que sa dimension théorique.

Les dimensions transversales du "volume diffusant" sont définies par le diagramme de rayonnement en puissance de l'antenne. Ce dernier peut être approximé par un cône à symétrie circulaire d'ouverture θ_b à $3\ dB$ (*cf.* Figure 3.5).

Le volume "diffusant" est nommé le volume de résolution, car il caractérise l'aptitude du radar à discriminer deux cibles distinctes dans l'atmosphère. Pour exemple, l'ouverture du faisceau à $3\ dB$ du radar UHF PCL1300 est $\theta_b = 8{,}5°$ et l'extension radiale du volume de résolution est de $\Delta r = 75\ m$ (pour $\tau = 0{,}5\ \mu s$ couramment utilisé).

A chaque impulsion l'horloge du récepteur est mise à zéro, afin d'échantillonner en distance les composantes en phase et en quadrature du signal démodulé et filtré. L'acquisition des don-

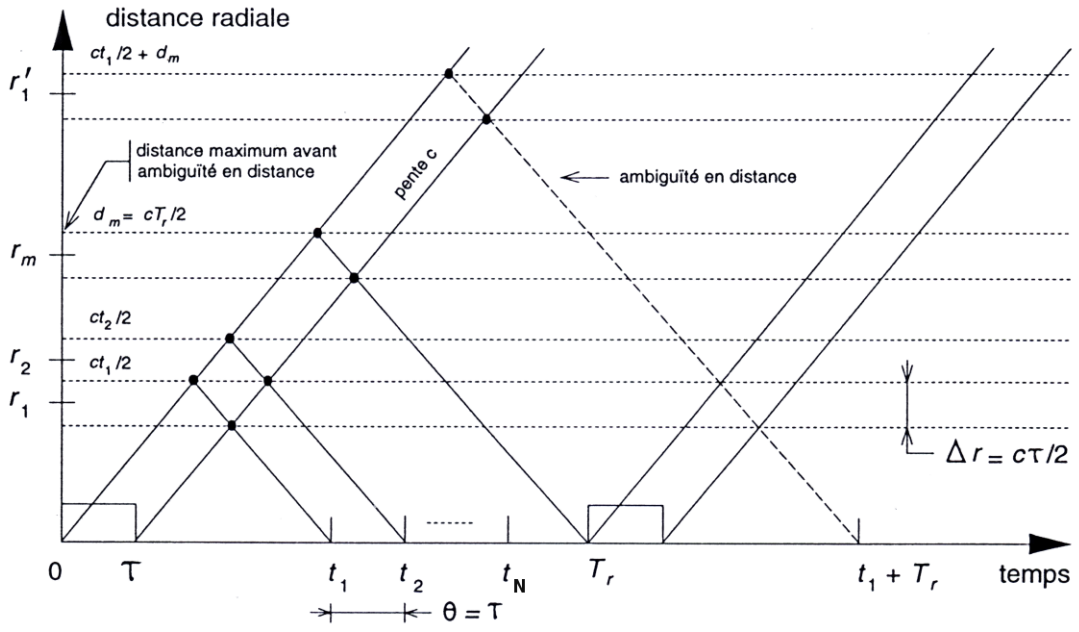


FIG. 3.4: *Représentation temps-distance des signaux émis par le radar et retro-diffusés par les cibles atmosphériques dans le cas d'un récepteur de bande passante infinie.*

nées est réalisée à la cadence θ pour échantillonner N portes aux instants t_1, t_2 ... t_N (*cf.* Figure 3.4), tel que :

$$t_i = t_1 + (i-1)\theta \qquad 1 \leq i \leq N \tag{3.2}$$

où t_1 est le temps entre le début de l'impulsion et la première porte, qui tient compte des retards dus à la propagation des signaux dans les câbles entre l'antenne, le récepteur et l'émetteur et ceux produits lors des étapes d'amplification, de démodulation et de filtrage des signaux.

L'espacement entre deux portes successives θ est généralement choisi égal à la durée de l'impulsion τ. Dans le cas d'un récepteur de bande infinie, cette configuration permet au radar de sonder N cellules adjacentes d'épaisseur $\Delta r = c\tau/2$ centrées sur r_i ne se recouvrant pas (*cf.* Figure 3.5). Dans la réalité cependant, l'effet de filtrage conduit à un recouvrement des cellules, qui peut néanmoins être négligé en première approximation.

La figure 3.4 illustre également le problème de l'ambiguïté en distance qui est inhérent aux radars fonctionnant en impulsions. En effet, la période de répétition des impulsions étant égale

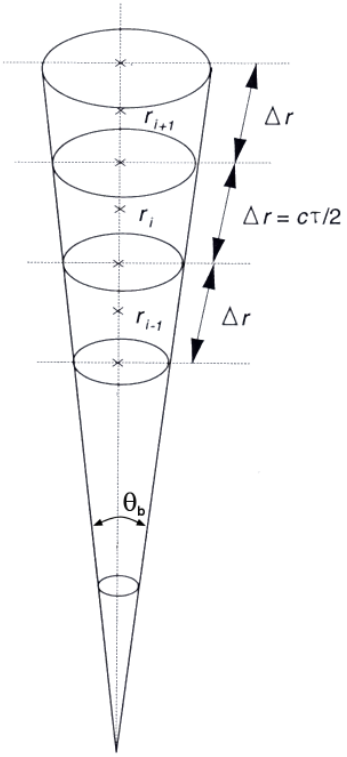


FIG. 3.5: *Le volume de résolution est défini par l'ouverture du faisceau à 3 dB θ_b et l'extension radiale $\Delta r = c\tau/2$. Si les signaux sont échantillonnés en distance à la cadence τ, le radar sonde des cellules adjacentes (de dimensions le volume de résolution) ne se recouvrant pas. Cette figure illustre le cas d'un récepteur de bande passante infinie.*

à T_r, la distance radiale maximale observable par le radar est donnée par :

$$d_{max} = \frac{1}{2} c T_r \tag{3.3}$$

où d_{max} est la distance maximale non ambiguë.

Les échos provenant de cibles situées à des distances supérieures à d_{max} sont reçus après l'impulsion suivante. Le signal échantillonné à l'instant t_i provient alors des distances $ct_i + nd_{max}$ (n entier positif). Par conséquent T_r doit être suffisamment grand pour que les échos obtenus pour $n \neq 0$ soient négligeables.

3.2.2 Intégrations cohérentes

Pour une porte donnée, les signaux "réel" et "imaginaire" sont échantillonnés à la période de répétition des impulsions T_r (*cf.* Figure 3.6). Le théorème de Shannon indique que la fréquence

Doppler maximale mesurable $f_{d_{max}}$ (la fréquence de Nyquist) est:

$$f_{d_{max}} = \frac{1}{2T_r} \tag{3.4}$$

Dans le cas du radar UHF PCL1300 émettant à 1238 MHz, qui fonctionne couramment avec $T_r = 50\ \mu s$, la fréquence Doppler maximale observable est $f_{d_{max}} = 10000\ Hz$, soit une vitesse radiale maximale en module de $1200\ ms^{-1}$ d'après la relation 3.1. Or les vitesses radiales des cibles atmosphériques n'excèdent pas la centaine de ms^{-1} et les signaux atmosphériques sont donc largement sur-échantillonnés (*cf.* Figure 3.6). Par exemple, si le radar acquiert des échantillons durant $0{,}8\ s$, la série temporelle du signal est alors constituée de $N = 0{,}8/(50.10^{-6}) = 16000$ points.

La raison de l'utilisation de fréquences d'échantillonnage aussi élevées est qu'elles permettent de répartir la puissance du bruit sur un large intervalle de Nyquist. Ainsi, le niveau du bruit est cantonné à de faibles valeurs ce qui rend plus aisé la détection du signal atmosphérique.

Toutefois, effectuer des transformées de Fourier (*cf.* Paragraphe suivant) sur des séries temporelles constituées d'un si grand nombre de points n'est pas réalisable, en raison de la place mémoire nécessaire, du temps de calcul et de sa précision. Ainsi, pour réduire le nombre de points, la technique d'intégrations cohérentes a été adoptée. Cette technique consiste à sommer, pour une porte donnée, N_{CI} échantillons successifs (*c.f.* Figure 3.6) pour ne retenir qu'un seul point sur N_{CI}. Pour illustrer cela, reprenons l'exemple précédent. Une intégration cohérente réalisée sur 125 points permettra de réduire le nombre de points de la série temporelle de 16000 à seulement $16000/125 = 128$.

Finalement, comme le montre la figure 3.6, la période d'échantillonnage du signal devient :

$$T_e = N_{CI} T_r \tag{3.5}$$

D'après le théorème de Shannon, la fréquence Doppler maximale mesurable est alors réduite artificiellement :

$$f_{d_{max}} = \frac{1}{2T_e} = \frac{1}{2N_{CI}T_r} \tag{3.6}$$

La relation 3.1 permet d'en déduire la vitesse radiale maximale correspondante :

$$v_{r_{max}} = \frac{c}{4f_0 N_{CI} T_r} \tag{3.7}$$

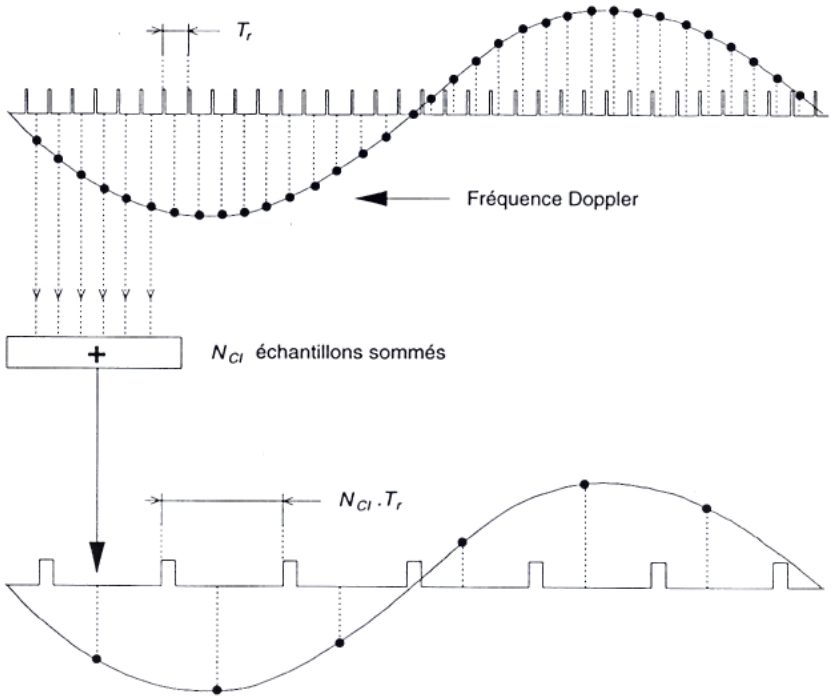


FIG. 3.6: *Echantillonnage du signal pour une porte donnée. La fréquence d'échantillonnage $1/T_r$ est très élevée devant les fréquences Doppler observées. Le signal est donc sur-échantillonné, ce qui permet de sommer N_{CI} échantillons successifs. La période d'échantillonnage résultante de cette opération d'intégration cohérente (ou sommation cohérente) est $T_e = N_{CI}T_r$.*

Pour des vitesses radiales supérieures à v_{rmax}, il y a ambiguïté en vitesse. Cela se traduit, dans l'espace des fréquences, par un repliement spectral consécutif au sous échantillonnage du signal.

Reprenons les exemples précédents, la fréquence Doppler maximale mesurable, initialement de $10000\ Hz$ pour une série temporelle constituée de 16000 points, est alors réduite artificiellement à $80\ Hz$ après une intégration cohérente sur 125 points, soit une vitesse radiale maximale passant d'environ $1200\ ms^{-1}$ à $10\ ms^{-1}$. Ainsi, l'opération des intégrations cohérentes joue le rôle d'un filtre, et permet de ne conserver que l'énergie contenue dans la plage de Nyquist réduite qui contient le signal atmosphérique (soit dans cet exemple la plage $\pm 80\ Hz$ ou $\pm 10\ ms^{-1}$)). Le niveau du bruit ($\overline{S_n}$ sur la figure 3.7) reste donc inchangé après cette opération, mais sa puissance est réduite dans le rapport des bandes passantes (le rapport des puissances du signal et du bruit est donc amélioré).

Toutefois, la réponse de l'intégration cohérente en sinus cardinal n'est pas parfaite et tend

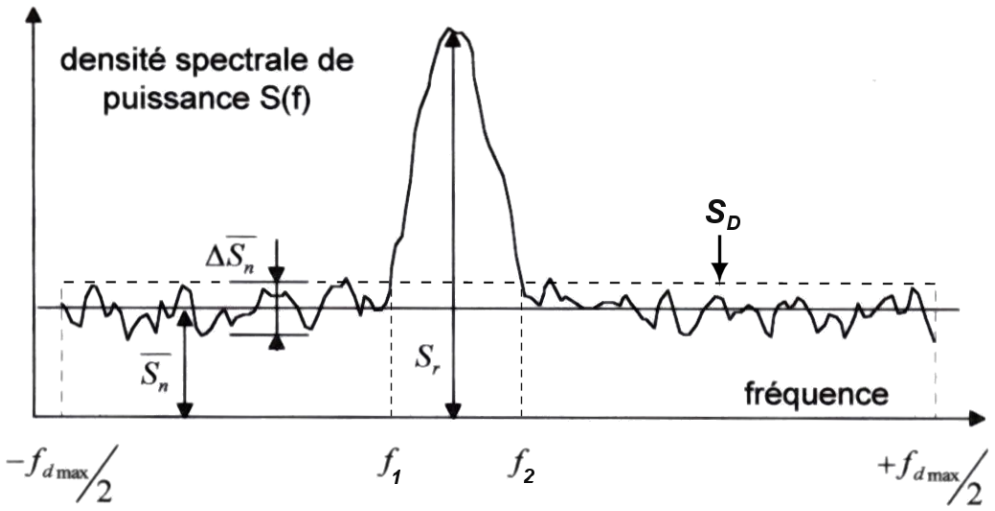


FIG. 3.7: *Exemple de spectre Doppler. Les grandeurs $\overline{S_n}$, $\Delta\overline{S_n}$ et S_D représentent respectivement la valeur moyenne du bruit, l'écart type du bruit et le seuil en détectabilité (dans cet exemple $S_D = \overline{S_n} + \Delta\overline{S_n}$). La quantité S_r représente l'amplitude du pic maximum correspondant au signal atmosphérique, qui est délimité par les fréquences f_1 et f_2. $f_{d_m}ax/2$ est la fréquence Doppler maximale mesurable.*

à atténuer le signal pour les fréquences s'approchant de $f_{d_{max}}$. Cette atténuation est de l'ordre $1\ dB$ pour $f = f_{d_{max}}/2$. En conséquence, N_{CI} est également choisi de manière à ce que la fréquence Doppler du signal utile ne dépasse pas la moitié de la valeur de $f_{d_{max}}$.

3.2.3 Transformée de Fourier et intégrations incohérentes

Après les intégrations cohérentes, une transformée de Fourier rapide (FFT pour "Fast Fourier Transform") complexe (voies réelles et imaginaires) est calculée pour chacune des portes. Un spectre de densité de puissance ou spectre Doppler est alors obtenu pour chacune des portes. Un exemple de spectre Doppler est donné par la figure 3.7.

Toutefois avant d'effectuer la FFT, comme l'indique la figure 3.2, les échantillons temporels sont multipliés par une fenêtre de pondération, afin de diminuer les phénomènes de Gibbs. En effet, la transformée de Fourier d'une fenêtre rectangulaire (celle implicitement utilisée lorsqu'aucune fenêtre de pondération n'est appliquée) possède un grand nombre de lobes secondaires qui décroissent lentement avec la fréquence. La convolution dans l'espace des fréquences de la transformée de Fourier du signal avec celle de cette fenêtre a pour effet d'augmenter la puissance du bruit apparente et ainsi de masquer les faibles signaux atmosphériques. A l'inverse, une fenêtre de type Hanning possède un lobe principal un peu plus large mais pratique-

ment aucun lobe secondaire. Ce type de fenêtre permet ainsi de contenir le bruit et de faciliter la détection du signal atmosphérique.

Pour chacune des portes, la FFT est calculée sur N_{FFT} points avec une période d'échantillonnage de $T_e = N_{CI}T_r$, soit une résolution fréquentielle :

$$\Delta f = \frac{1}{N_{FFT}N_{CI}T_r} \tag{3.8}$$

La résolution en vitesse correspondante est :

$$\Delta v_r = \frac{c}{2f_0}\ \frac{1}{N_{FFT}N_{CI}T_r} \tag{3.9}$$

Une grandeur particulièrement importante, qu'il faut maximiser, est la détectabilité. Elle traduit la capacité à détecter le pic de signal utile dans le bruit et s'exprime par :

$$D = \frac{S_r - \overline{S_n}}{\Delta\overline{S_n}} \tag{3.10}$$

où S_r représente l'amplitude du pic maximum correspondant au signal atmosphérique, $\overline{S_n}$ est le niveau du bruit et, $\Delta\overline{S_n}$ est son écart type par rapport à ce niveau (*cf.* Figure 3.7).

La détectabilité peut être améliorée en effectuant un certain nombre d'intégrations incohérentes, *i.e.* en sommant N_{sp} spectres successifs. Cette opération a pour effet de diminuer la variance du bruit d'un facteur N_{sp}, et par conséquent d'améliorer la détectabilité d'un facteur $\sqrt{N_{sp}}$. Par contre, l'opération d'intégrations incohérentes ne modifie pas le niveau moyen du bruit et le rapport signal sur bruit reste donc inchangé.

Finalement compte tenu des intégrations incohérentes, le temps d'acquisition d'un spectre Doppler est égal à :

$$T_a = N_{sp}N_{FFT}N_{CI}T_r \tag{3.11}$$

Dans le cas du radar UHF PCL1300, la FFT est généralement effectuée sur $N_{FFT} = 128$ points avec une fenêtre de pondération de type Hanning. Le nombre d'intégrations incohérentes est en général de $N_{sp} = 20$. Dans le cas où $T_r = 50\ \mu s$ et $N_{CI} = 125$ (valeurs utilisées dans les exemples précédents) alors le temps d'acquisition du spectre Doppler est $T_a = 16\ s$. Pour ce même radar constitué de 5 antennes, effectuant des tirs séquentiellement, alors la durée d'un cycle de mesures est de $5 \times 16\ s = 80\ s$ soit $1\ min\ 20\ s$.

3.2.4 Calcul des moments spectraux

Sur les spectres Doppler obtenus après intégrations incohérentes, la valeur moyenne du bruit $\overline{S_n}$ est tout d'abord calculée à l'aide de la méthode de Hildebrandt and Sekhon (1974), ainsi que le seuil en détectabilité :

$$S_D = \overline{S_n} + a\Delta\overline{S_n} \tag{3.12}$$

où $\overline{S_n}$ est le niveau moyen du bruit, $\Delta\overline{S_n}$ est l'écart type du bruit et a est une constante ($a = 3$ est optimum pour une distribution gaussienne du bruit).

Lorsque plusieurs raies spectrales successives émergent au dessus du seuil en détectabilité (au nombre de 5 en général), elles sont assimilées à un pic de signal. Cette opération permet de constituer plusieurs pics de signal, dont seuls quelques uns d'amplitude maximale sont retenus (au nombre de 3 en général). Le pic du signal atmosphérique n'étant pas connu a priori, cette opération permet de sélectionner plusieurs pics susceptibles d'être le signal recherché. Pour chacun de ces pics, les trois premiers moments sont ensuite calculés. Ils sont définis par :

$$m_0 = \int_{f_1}^{f_2} (S(f) - \overline{S_n})\ df \tag{3.13}$$

$$m_1 = \int_{f_1}^{f_2} f(S(f) - \overline{S_n})\ df \tag{3.14}$$

$$m_2 = \int_{f_1}^{f_2} f^2(S(f) - \overline{S_n})\ df \tag{3.15}$$

où $S(f)$ est la densité spectrale de puissance à la fréquence f et, f_1 et f_2 sont les fréquences délimitant le pic de signal (*cf.* Figure 3.7).

En réalité, le spectre Doppler est constitué de N_{FFT} valeurs discrètes S_i (avec $1 \leq i \leq N_{FFT}$). En notant n_1 et n_2 les points correspondant respectivement aux fréquences f_1 et f_2, les expressions précédentes s'écrivent :

$$m_0 = \sum_{i=n_1}^{n_2} (S_i - \overline{S_n})\ \Delta f \tag{3.16}$$

$$m_1 = \sum_{i=n_1}^{n_2} (i - m)(S_i - \overline{S_n})\ \Delta f \tag{3.17}$$

$$m_2 = \sum_{i=n_1}^{n_2} (i-m)^2 (S_i - \overline{S_n})\ \Delta f \tag{3.18}$$

où $m = 1 + N_{FFT}/2$ est un terme permettant de recentrer le spectre de $-N_{FFT}/2$ à $N_{FFT}/2$.

La puissance moyenne du signal est alors donnée par le moment d'ordre 0 :

$$\overline{P} = m_0 \tag{3.19}$$

La fréquence Doppler moyenne est donnée par le moment d'ordre 1 :

$$\overline{f_d} = \frac{m_1}{m_0} \tag{3.20}$$

Et la variance est donnée par le moment d'ordre 2 :

$$\sigma^2 = \frac{m_2}{m_0} - \left(\frac{m_1}{m_0}\right)^2 \tag{3.21}$$

où la largeur spectrale du pic de signal est égale à 2σ.

La vitesse radiale moyenne $\overline{v_r}$ et sa variance $\overline{{v_r}'^2}$ sont tirés des équations 3.20 et 3.21 en utilisant la formule 3.1, soit :

$$\overline{v_r} = -\frac{\overline{f_d}\lambda_0}{2} \tag{3.22}$$

$$\overline{{v_r}'^2} = \frac{{\lambda_0}^2}{4}\sigma^2 \tag{3.23}$$

La figure 3.8 montre un exemple de spectres Doppler mesurés sur différentes portes par le radar UHF PCL1300, le type de données résultant de la sélection de trois pics et du calcul de leur moments spectraux respectifs. Les croix indiquent la vitesse radiale (barre verticale) et la largeur spectrale (barre horizontale) du pic retenu. Sur cet exemple, les pics correspondants au signal météorologique sont aisément identifiables par continuité verticale. Des pics de bruit s'observent également à tous les niveaux. Dans les basses portes, des échos de sol et des pics symétriques de l'écho météorologique sont également visibles.

Contrairement à l'exemple précédent, la détermination du pic de signal atmosphérique parmi les pics sélectionnés peut être plus délicate (signal atmosphérique de faible amplitude, présence d'échos parasites ...). Pour cela, on a recours à un consensus qui va retenir parmi les pics sélec-

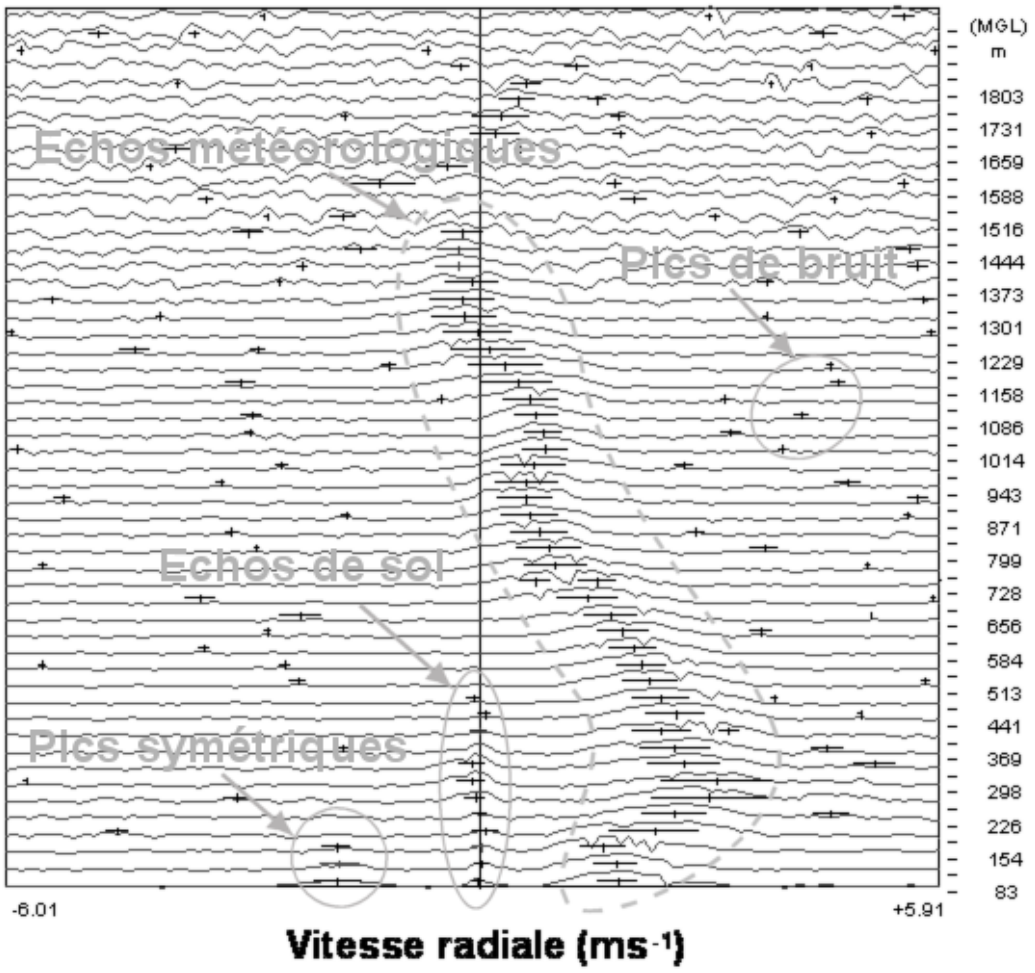


FIG. 3.8: *Exemple de spectres Doppler mesurés sur différentes portes par le radar UHF PCL1300. Pour chacune des portes dont l'altitude est donnée en ordonnée, 3 pics (croix) ont été sélectionnés. Par continuité verticale, la détermination du signal atmosphérique sur chacune des portes est aisée (tirets gris). On observe également des pics de bruit, des pics symétriques de l'écho météorologique ainsi que des échos de sol (courbe grise).*

tionnés celui ayant le plus de probabilité d'être le signal météorologique. Ce tri est réalisé, pour un échantillon de données acquises sur plusieurs dizaines de minutes, à partir de tests d'élimination (seuil de puissance) et des critères de continuités temporelle et verticale (principalement) sur les différents moments. Le consensus a pour effet de réduire la résolution temporelle de la mesure radar. En contrepartie, il permet d'éliminer les pics de signaux parasites et améliore ainsi la qualité de la mesure.

Dans le cas du radar UHF PCL1300, le consensus est effectué généralement sur un échantillon de données acquis sur $30\ min$ et répété toutes les $5\ min$. Ce consensus fournit in fine les moments moyens calculés à partir des moments de tous les pics sélectionnés auxquels ont été attribués préalablement des coefficients de pondération, fonction de leur probabilité d'être l'écho atmosphérique (pour plus de détails *cf.* Jacoby-Koaly (2000)).

3.3 Processus de rétrodiffusion et paramètres atmosphériques

Cette partie présente brièvement les processus principaux de rétrodiffusion du signal des radars profileurs de vent, afin d'appréhender les caractéristiques des mesures de ces instruments et en déduire les paramètres utiles à l'étude de l'atmosphère. Au préalable, l'expression de l'équation radar est donnée pour expliciter la relation entre la mesure effective de ces instruments (la puissance du signal reçu) et le pouvoir de rétrodiffusion de cibles quelconques (la réflectivité).

Toutefois, seules deux types de rétrodiffusion sont abordés ici afin de limiter la présentation aux sources principales d'échos dans la bande UHF. Notons donc que les radars profileurs de vent sont également sensibles à des cibles mouvantes comme les avions, oiseaux et insectes (...), à des cibles fixes (échos de sol) comme les bâtiments, arbres (...) et aux forts gradients verticaux de l'indice de réfraction de l'air concentrés dans des feuillets horizontaux d'épaisseur au moins la demi-longueur d'onde radar (observés uniquement dans la bande VHF).

3.3.1 L'équation radar

Le pouvoir de rétrodiffusion d'une cible ponctuelle est caractérisé par sa section droite de rétrodiffusion σ. Le pouvoir de rétrodiffusion d'un ensemble de i cibles discrètes contenues dans le volume de résolution est caractérisé lui par sa réfléctivité η. Elle est définie comme la somme des sections droites de rétrodiffusion de chacune des cibles σ_i par unité de volume :

$$\eta = \frac{1}{V} \sum_{V} \sigma_i \tag{3.24}$$

La puissance moyenne reçue de la distance radiale r et échantillonnée par le radar $\overline{P_r}$ peut s'écrire à partir d'un calcul analytique, en fonction de la réflectivité η :

$$\overline{P_r} = \frac{P_e {\lambda_0}^2 G_0 \theta_b \phi_b L c \tau}{1024 \pi^2 \ln(2) r^2} \eta \tag{3.25}$$

où P_e est la puissance émise, G_0 est le gain directionnel de l'antenne, θ_b et ϕ_b sont les angles d'ouverture à $3\ dB$ du faisceau et L est un facteur d'atténuation du signal associé aux pertes de signal dans l'atmosphère et dans la chaîne de réception du radar.

3.3.2 Rétrodiffusion par les inhomogénéités spatiales de l'indice de réfraction de l'air

La principale source d'échos en air clair dans les bandes UHF et VHF est la rétrodiffusion par les inhomogénéités spatiales de l'indice de réfraction de l'air, produites par la turbulence atmosphérique (cisaillements verticaux de vent, déferlement d'ondes ou convection). Dans la troposphère et la stratosphère, l'indice de réfraction de l'air n est lié aux paramètres thermodynamiques par la relation suivante (Ottersten, 1969) :

$$n = 1 + \frac{77{,}6.10^{-6}}{T}(p + 4800\frac{e}{T}) \tag{3.26}$$

où T, p et e sont respectivement la température, la pression atmosphérique et la pression partielle de la vapeur d'eau. Dans la basse troposphère, n est fonction principalement de l'humidité et de la température de l'air, tandis que dans la haute troposphère et la stratosphère, n dépend essentiellement de la température de l'air.

L'indice de réfraction de l'air potentiel généralisé peut également être défini par:

$$\phi = 1 + \frac{77{,}6.10^{-6}}{\theta}(p + 4800\frac{q}{\theta}) \tag{3.27}$$

où θ est la température potentielle et q est l'humidité spécifique.

Le déplacement d'une particule d'air par un mouvement turbulent peut être considéré comme conservatif *i.e.* que la particule conserve certaines propriétés comme l'humidité spécifique et la température potentielle. Dans l'atmosphère, les gradients horizontaux de ces deux grandeurs peuvent être négligés par rapport aux verticaux. Par conséquent, à une altitude donnée, des inhomogénéités spatiales de l'indice de réfraction sont créées suite au transport vertical turbulent de particules d'air issues d'autres niveaux d'altitude. Les variations locales de l'indice de réfraction sont alors d'autant plus accentuées que les gradients verticaux de température et d'humidité spécifique sont forts et les déplacements associés à la turbulence sont importants.

Tatarski (1961) montre que la constante de structure de l'indice de réfraction ${C_n}^2$, paramètre qui traduit les inhomogénéités spatiales de n générées par une turbulence homogène et isotrope (dans le domaine inertiel du spectre de la turbulence défini par Kolmogorov), s'écrit :

$${C_n}^2 = a^2 {L_0}^{4/3} M^2 \tag{3.28}$$

où a^2 est une constante, L_0 est une échelle externe du domaine inertiel et M est le gradient vertical de l'indice de réfraction potentiel généralisé qui s'exprime par :

$$M = \frac{\partial \phi}{\partial z} = -77{,}6.10^{-6} \frac{p}{T} \left(1 + 15600 \frac{q}{T}\right) \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma_a - \frac{7800}{1 + 15600 q T^{-1}} \frac{\partial q}{\partial z}\right) \tag{3.29}$$

où $\Gamma_a = -9{,}8.10^{-3}\ ^\circ C m^{-1}$ est le gradient adiabatique.

Selon la théorie de diffusion de Bragg, seules les variations de l'indice de réfraction de l'air d'échelle la demi-longueur d'onde radar rétrodiffusent le signal émis. Si de plus, les inhomogénéités spatiales de l'indice de réfraction sont produites par une turbulence homogène et isotrope (dans le domaine inertiel du spectre de la turbulence défini par Kolmogorov) alors la réflectivité radar s'exprime par (Ottersten, 1969) :

$$\eta = 0{,}38 {C_n}^2 {\lambda_0}^{-1/3} \tag{3.30}$$

où λ_0 est la longueur d'onde radar.

La figure 3.9 présente les échelles typiques du domaine inertiel dans les 90 premiers kilomètres de l'atmosphère. Elle montre que le domaine inertiel tend à se réduire avec l'altitude, en raison de la diminution de la turbulence. Ainsi, un radar VHF émettant à 45 MHz peut détecter des variations spatiales de l'indice de réfraction d'échelles $\lambda_0/2 = 3{,}33\ m$ jusqu'à des altitudes d'environ 50 km. Par contre, le radar UHF PCL1300 ne peut détecter les fluctuations de n d'échelles $\lambda_0/2 = 0{,}12\ m$ que jusqu'à environ une dizaine de kilomètre d'altitude. Ceci explique pourquoi les radars UHF et VHF sont utilisés pour sonder respectivement la basse troposphère et, la troposphère et la basse stratosphère.

3.3.3 Retrodiffusion par les hydrométéores

En présence de nuages et de précipitations, les hydrométéores sont des sources d'échos pour les radars profileurs de vent. Aux longueurs d'ondes des radars profileurs de vent, l'approximation de Rayleigh est valable pour la plupart des hydrométéores, *i.e.* que la longueur d'onde radar est largement supérieure aux dimensions caractéristiques des particules. La réfléctivité radar s'écrit alors pour une distribution homogène de diffuseurs sphériques dans le volume de

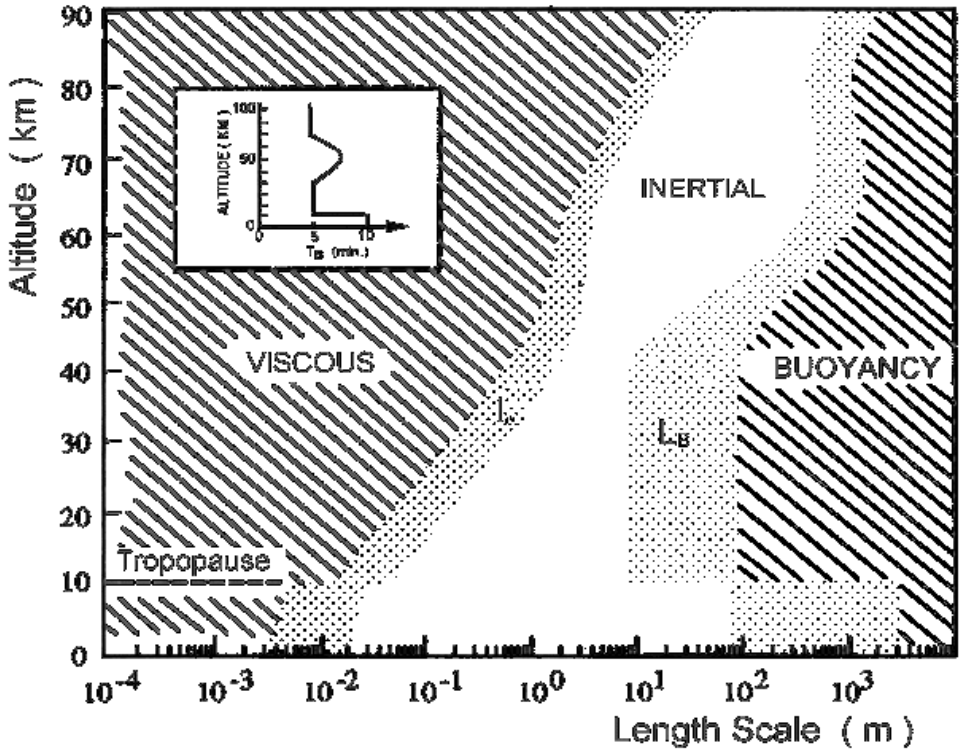


FIG. 3.9: *Echelles typiques du domaine inertiel de la turbulence, délimitées par une échelle interne l_0 et externe L_B, dans les 90 premiers kilomètres de l'atmosphère. Elles sont calculées à partir du profil vertical de la période de Brunt-Väisälä T_B indiqué sur la figure, et de ε tel que : entre la surface et la tropopause ε décroît de 10^{-1} à 10^{-4} m^2s^{-3}, au dessus et jusqu'à 40 km ε est compris entre 10^{-3} et 10^{-5} m^2s^{-3}, entre 60 et 80 km ε est constant, et de 80 à 90 km ε décroît exponentiellement de 10^{-1} à 10^{-2} m^2s^{-3}. Les zones en pointillés correspondent à des variations de ε entre un tiers et trois fois sa valeur moyenne (d'après Smagorinsky (1974)).*

résolution, aux propriétés dielectriques identiques :

$$\eta = |K|^2 \pi^5 {\lambda_0}^{-4} Z \tag{3.31}$$

où λ_0 est la longueur d'onde radar, $|K|^2$ est un facteur diélectrique qui dépend des propriétés diélectriques du diffuseur ($|K|^2 = 0{,}93$ pour une goutte d'eau par exemple), et Z est le facteur de réflectivité qui est définit par :

$$Z = \int_0^\infty N(D) D^6 dD \tag{3.32}$$

où D est le diamètre des particules et $N(D)$ est le nombre de particules de diamètre D.

Le facteur de réflectivité traduit la distribution dimensionnelle des particules par unité de volume. Il s'exprime en mm^6m^{-3} ou en dBZ en échelle logarithmique ($10logZ$). D'après la

définition de Z et la relation 3.31, les diffuseurs de grands diamètres contribuent le plus à la rétrodiffusion en raison de la dépendance de Z à D^6.

L'équation 3.31 indique aussi que la rétrodiffusion par les hydrométéores est plus efficace aux courtes longueurs d'onde en raison du facteur ${\lambda_0}^{-4}$, ce qui traduit la plus grande sensibilité des radars UHF à ce type d'échos que leurs homologues VHF. Ainsi, les radars UHF détectent facilement les faibles précipitations (<1 mmh^{-1}) et les spectres Doppler sont alors caractérisés par deux pics de signal, l'un provenant de l'écho d'air clair associé au mouvement de l'air et l'autre à la vitesse de chute des hydrométéores. Néanmoins, pour des taux de précipitations plus importants, les échos des hydrométéores masquent généralement ceux d'air clair. En VHF, le signal des hydrométéores devient prépondérant sur celui d'air clair pour des taux de précipitations supérieurs à $10\ mmh^{-1}$.

3.3.4 Paramètres atmosphériques

Cette partie présente les paramètres restitués pour l'observation et l'étude de l'atmosphère à partir des trois premiers moments du signal météorologique. Ils seront largement utilisés dans les prochains chapitres de ce manuscrit.

a. La réflectivité

La puissance moyenne du signal (moment d'ordre 0) est reliée mathématiquement à la réflectivité η par l'équation radar (relation 3.25). Selon l'origine des rétrodiffusions, certains paramètres atmosphériques peuvent en être déduits.

Dans le cas d'une rétrodiffusion par les inhomogénéités spatiales de l'indice de réfraction de l'air produits par la turbulence atmosphérique (supposée homogène et isotrope dans le domaine inertiel du spectre de la turbulence), la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air ${C_n}^2$ est déduite de la relation 3.30. Dans la basse troposphère de jour, des variations spatiales importantes de n sont présentes au sommet de la couche limite atmosphérique (CLA). Les radars UHF peuvent alors détecter, au travers des fortes valeurs de ${C_n}^2$, le sommet de la CLA.

Dans le cas d'une rétrodiffusion par les hydrométéores, le facteur de réflectivité Z peut être calculé à partir de la relation 3.31. Ce terme peut alors être relié à des quantités physiques comme par exemple le taux de précipitation.

b. Les trois composantes du vent

La fréquence Doppler moyenne de l'ensemble des diffuseurs contenus dans le volume de résolution est le second moment caractérisant le signal atmosphérique (moment d'ordre 1). Grâce à elle, les 3 composantes du vent (u,v,w) peuvent être déduites des vitesses radiales du vent mesurées par 3 antennes à partir de relations géométriques :

$$v_r{}^i = -u\cos\alpha_i \sin\beta_i - v\cos\alpha_i\cos\beta_i - w\sin\alpha_i \tag{3.33}$$

où $v_r{}^i$ est la vitesse radiale mesuré par l'antenne i, α_i et β_i sont respectivement les angles azimut par rapport au nord météorologique et d'élévation par rapport au sol de l'antenne i.

L'utilisation de la relation précédente nécessite que le champ de vent moyen soit stationnaire durant le cycle de mesures et, homogène horizontalement sur la distance séparant les directions de tir des antennes à une hauteur donnée. Ces hypothèses sont respectées puisque la durée d'un cycle de mesures est généralement de l'ordre de quelques minutes (*cf.* Partie 3.2.3), et que les échelles de variabilité horizontale du vent sont toujours supérieures aux distances séparant les directions de tirs. La nécessité de respecter cette dernière hypothèse est la raison pour laquelle les directions de tirs sont toujours très proches de la verticale. Pour exemple, cette distance est au maximum de $850\ m$ à 2 km d'altitude pour le radar UHF PCL1300 disposant de 3 antennes.

c. Le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente

La variance σ^2 est le troisième moment caractérisant le pic de signal atmosphérique (moment d'ordre 2). De l'écart type σ, la largeur spectrale est déduite par $L_s = 2\sigma$.

Plusieurs phénomènes influent sur la distribution des vitesses radiales dans le volume de résolution et contribuent donc à plus ou moins élargir le pic de signal météorologique. Les principales causes atmosphériques sont les variations moyennes (cisaillements verticaux moyens) et de petites échelles du vent (turbulence). A cela s'ajoute également des effets indirects d'élargissement du pic atmosphérique associés à la nature volumique de la mesure télédétectée (ouverture du faisceau et longueur de l'impulsion). Comme nous le verrons par la suite, ces derniers peuvent être regroupés avec ceux associés aux variations moyennes du vent sous le qualificatif d'effets d'élargissement spectral dû au vent moyen.

L'acquisition et le traitement des données influencent également la largeur spectral du pic

de signal météorologique. Sous ce terme générique est regroupé un ensemble de causes d'élargissement ou de rétrécissement spectrale, plus ou moins combinées entre elles, et qui ne sont d'ailleurs pas toutes identifiées. Parmi elles, donnons par exemple des sources d'agrandissement de L_s comme, la durée d'acquisition d'une série temporelle de signal (variation temporelle de l'ordre de la dizaine de secondes), la fenêtre de pondération de type Hanning (élargissement du lobe principal), la concaténation du signal météorologique avec des échos de sol (*cf.* Annexe A), la faiblesse du rapport signal sur bruit qui entraîne un ajustement approximatif du seuil en détectabilité ...

La détermination du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε, à partir de la largeur spectrale du pic de signal atmosphérique, a été établie et affinée dans le cadre d'une série de travaux (Frish and Clifford, 1974; Doviak and Zrnić, 1984; Gossard et al., 1998; White et al., 1999). Dans la continuité de ces études, Jacoby-Koaly (2000) a développé et validé une méthode de restitution de ε pour le radar UHF PCL1300, qui est décrite maintenant.

La largeur spectrale du pic de signal atmosphérique y est considérée comme la résultante de la variation moyenne et turbulente du vent dans le volume de résolution, du bruit de la mesure et de l'acquisition et du traitement des échantillons. Les trois premières causes d'élargissement spectral étant indépendantes les unes des autres, la variance mesurée ${\sigma_m}^2$ peut s'écrire sous la forme (Doviak and Zrnić, 1984) :

$$ {\sigma_m}^2 = {\sigma_c}^2 + {\sigma_T}^2 + {\sigma_n}^2 \tag{3.34} $$

où ${\sigma_c}^2$, ${\sigma_T}^2$ et ${\sigma_n}^2$ sont respectivement les variances associées au vent moyen, à la turbulence de petite échelle et au bruit de mesures.

Les diverses contributions associées au traitement des échantillons sont prises en compte dans cette méthode, par l'introduction d'un coefficient correctif k^2 sur la variance mesurée :

$$ {\sigma_r}^2 = k^2 {\sigma_m}^2 = k^2({\sigma_c}^2 + {\sigma_T}^2 + {\sigma_n}^2) \tag{3.35} $$

où ${\sigma_r}^2$ est la variance réelle corrigée de l'élargissement dû au traitement des données.

En s'appuyant sur les travaux de Frish and Clifford (1974) et Gossard et al. (1998), White et al. (1999) proposent une relation entre σ_T et le taux de dissipation de l'énergie cinétique

turbulente ε, dans l'hypothèse d'une turbulence homogène et isotrope dans le domaine inertiel du spectre de la turbulence (modèle de Kolmogorov) :

$$\begin{aligned}\varepsilon &= {\sigma_T}^3 \, (\frac{4\pi}{A})^{\frac{3}{2}} \, [12 \, \Gamma(\frac{2}{3}) \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sin^3\theta \, (b^2 \cos^2\theta + a^2 \sin^2\theta \\ &\quad + \frac{(vt_d)^2}{12} \sin^2\theta \cos^2\varphi)^{\frac{1}{3}} \, d\theta \, d\varphi]^{-\frac{3}{2}}\end{aligned} \tag{3.36}$$

où v est la vitesse du vent, t_d est la durée d'acquisition d'une série temporelle de signal (de l'ordre de la dizaine de secondes), $A = 1{,}6$ est la constante de Kolmogorov, $\Gamma(\frac{2}{3}) = 1{,}354$ est un constante. a et b sont des constantes qui définissent le volume de résolution. Pour un faisceau conique à section circulaire à $3 \; dB$ et une réponse gaussienne du filtre "adapté" du récepteur, elles s'expriment de la manière suivante :

$$a = r\sigma_a = \frac{r\theta_b}{4\sqrt{\ln 2}} \;\; et \;\; b = \sigma_b = \frac{h}{8\sqrt{\ln 2}} \tag{3.37}$$

où θ_b est l'ouverture du faisceau, $h = c\tau$ est la longueur de l'impulsion et, σ_a et σ_b sont respectivement les écarts types associés à l'ouverture du faisceau et à la longueur de l'impulsion.

L'équation 3.36 prend en compte dans sa formulation l'élargissement associé à la durée d'acquisition de la série temporelle (t_d). De plus, notons la dépendance de ε au cube de σ_T, ce qui implique une très grande sensibilité de ε aux erreurs sur σ_T.

La méthode de restitution du ε de Jacoby-Koaly (2000) se base sur la formule de White et al. (1999), en y intégrant la variance ${\sigma_T}^2$ corrigée des variances ${\sigma_c}^2$ et ${\sigma_n}^2$. Le facteur k^2, qui tient compte de l'élargissement associé au traitement des échantillons, est déterminé ensuite par tâtonnement.

D'après Doviak and Zrnić (1984) et en négligeant les cisaillement horizontaux de vent, le terme ${\sigma_c}^2$ s'écrit en fonction des variances associées à l'ouverture du faisceau ${\sigma_a}^2$ et à la longueur de l'impulsion ${\sigma_b}^2$ de la manière suivante:

$${\sigma_c}^2 = A{\sigma_a}^2 + B{\sigma_a}^2 + C{\sigma_b}^2 \tag{3.38}$$

avec A, B et C tels que:

$$A = (u\cos\alpha - v\sin\alpha)^2 \tag{3.39}$$

$$\begin{aligned} B \ = & [(\frac{\partial u}{\partial z}\sin\alpha + \frac{\partial v}{\partial z}\cos\alpha) r\cos^2\beta - u\sin\alpha\sin\beta \\ & - v\cos\alpha\sin\beta + \frac{\partial w}{\partial z} r\cos\beta\sin\beta + w\cos\beta]^2 \end{aligned} \tag{3.40}$$

$$C \ = \ [(\frac{\partial u}{\partial z}\sin\alpha + \frac{\partial v}{\partial z}\cos\alpha)\cos\beta\sin\beta + \frac{\partial w}{\partial z}\sin^2\beta]^2 \tag{3.41}$$

où u,v et w sont les trois composantes du vent dans le repère météorologique.

Pour un faisceau émis à la verticale ($\alpha = 0$ et $\beta = 90°$) et en négligeant $\partial w/\partial z$, ${\sigma_c}^2$ se réduit à uniquement l'élargissement spectral lié à l'ouverture du faisceau:

$${\sigma_c}^2 = {\sigma_a}^2(u^2 + v^2) \tag{3.42}$$

où $u^2 + v^2$ est le carré du module du vent horizontal.

La variance ${\sigma_n}^2$ est calculée par une approche empirique. En absence de turbulence, la largeur spectrale ${\sigma_r}^2$ est la résultante de seulement ${\sigma_c}^2$ et ${\sigma_n}^2$. Cette dernière peut donc être déterminée à partir des valeurs de ${\sigma_r}^2 - {\sigma_c}^2$ au dessus de la couche limite atmosphérique. Jacoby-Koaly (2000) obtient des valeurs moyennes de ${\sigma_n}^2$ de $0{,}06 - 0{,}07 m^2 s^{-2}$.

Enfin pour déduire le coefficient de correction k^2, Jacoby-Koaly (2000) procède par tâtonnement de façon à ce que la différence entre des mesures aéroportées de ε et celles déterminées par le radar soit la plus faible possible. Son étude montre qu'en moyenne le facteur k^2 est d'environ 0,96 (soit une correction de 4% de ${\sigma_r}^2$). Cette méthode a été reprise et améliorée dans ce travail pour déduire ce coefficient de correction de manière plus satisfaisante ($cf.$ Chapitre 4).

Chapitre 4

Détermination de termes du bilan d'énergie cinétique turbulente avec un radar profileur de vent UHF

Depuis plusieurs décennies, les avions de recherches ont effectué des mesures in situ moyennes et turbulentes de paramètres dynamiques et thermodynamiques dans tous types de couche limite atmosphérique (CLA). Ils ont ainsi permis de caractériser ces dernières par des profils verticaux universels adimensionés de moments turbulents et des termes du bilan d'énergie cinétique turbulente (Druilhet et al., 1983).

Ainsi, dans le bilan de l'énergie cinétique turbulente (ECT) pour les écoulements turbulents homogènes horizontalement (Equation 4.1), tous les termes sont théoriquement accessibles par la mesure aéroportée, à l'exception des termes de transport vertical par corrélation de pression.

$$\frac{\partial \overline{e}}{\partial t} = [\ -\overline{w'u'}\frac{\partial \overline{u}}{\partial z} - \overline{w'v'}\frac{\partial \overline{v}}{\partial z}\ ] + \frac{g}{\theta_v}\overline{w'{\theta_v}'} - \frac{\partial \overline{w'e}}{\partial z} - \frac{1}{\overline{\rho}}\frac{\partial \overline{w'p'}}{\partial z} - \varepsilon \tag{4.1}$$

où u', v', w', p' et ${\theta_v}'$ sont les fluctuations des trois composantes du vent, de la pression atmosphérique et de la température potentielle virtuelle de l'air. L'énergie cinétique turbulente est donnée par la formule $\overline{e} = 0{,}5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$. L'équation 4.1 est constituée des termes, de gauche à droite, de la tendance de l'ECT, de production dynamique de l'ECT, de production thermique de l'ECT, du transport vertical turbulent de l'ECT, du transport vertical par corrélation de pression de l'ECT et du taux de dissipation de l'ECT.

Toutefois, les mesures aéroportées sont contraintes par une durée de vol de quelques heures

qui ne permet pas une description en continu dans le temps des processus turbulents dans la CLA, et d'autre part, par une exploration verticale de la CLA de faible résolution limitée à 3 ou 4 niveaux. Au contraire, les radars profileurs de vent UHF apportent une vision en continu dans le temps avec une bonne résolution verticale de certaines caractéristiques de la CLA, telles que les conditions dynamiques de la basse atmosphère, la hauteur de la CLA et un indicateur de la turbulence en son sein ($cf.$ Chapitre 3). Ainsi, ces deux types d'instruments sont complémentaires, l'un fournissant des mesures in situ de références, et l'autre des mesures en continu dans le temps avec une bonne résolution verticale.

Ce chapitre présente une évaluation, par des mesures aéroportées, de méthodes de restitution de termes du bilan de l'ECT avec les radars profileurs de vent, à savoir, le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, les termes de production dynamique et de production thermique. Les deux premiers termes sont obtenus directement par la mesure télédétectée, à partir respectivement d'améliorations apportées à la méthode développée par Jacoby-Koaly (2000) et d'une méthode originale de détermination des flux de quantité de mouvement. Le terme de production thermique est déduit des mesures des deux autres termes à partir d'hypothèses sur la bilan de l'ECT, valides dans une couche limite convective.

Les performances de ces méthodes ont été évaluées par une comparaison des mesures in situ de l'avion Merlin IV et télédétectées du radar UHF PCL1300 de Viabon durant la campagne TRAC-98. Cette campagne, dévolue à l'étude des structures cohérentes dans la couche limite convective au dessus de la plaine de la Beauce, s'est déroulée dans des conditions favorables à la mesure aéroportée de moments turbulents ($cf.$ Chapitre 2).

La première partie de ce chapitre est consacrée à la présentation des méthodes appliquées au radar UHF pour la restitution du taux de dissipation et des flux de quantité de mouvement, à celles utilisées pour la mesure aéroportée des moments d'ordre deux et trois et du taux de dissipation, et à la méthode employée dans cette étude pour la comparaison des mesures télédétectées et aéroportées. La deuxième partie de ce chapitre décrit les résultats de cette comparaison.

4.1 Méthodologie

4.1.1 Mesures télédétectées

a. Le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente

La méthode de détermination du taux de dissipation (ε) à partir de la largeur spectrale de l'écho météorologique, qui a été développée par Jacoby-Koaly (2000), est décrite en détails dans le chapitre 3. Cette dernière consiste à calculer ε à partir de l'élargissement spectral produit par la turbulence atmosphérique dans le volume de résolution (σ_T) avec la formule de White et al. (1999). σ_T est obtenu après correction de la largeur spectrale mesurée (σ_m) des élargissements dus au vent moyen (σ_c), du bruit des mesures (σ_n), et au traitement des données à l'aide d'un coefficient (k^2) qui est estimé de façon à minimiser les écarts entre ε déterminé par le radar et des mesures in situ aéroportées. Une méthode plus satisfaisante de calcul du terme k^2 a été introduite au cours de ce travail, qui est maintenant présentée.

En négligeant les effets d'élargissements associés au traitement des données, la largeur spectrale mesurée par deux antennes obliques quelconques (σ_{m1}, σ_{m2}) et une verticale (σ_{mv}) s'exprime de la manière suivante:

$$\sigma_{m1}{}^2 = \sigma_T{}^2 + \sigma_n{}^2 + \sigma_{c1}{}^2 \tag{4.2}$$

$$\sigma_{m2}{}^2 = \sigma_T{}^2 + \sigma_n{}^2 + \sigma_{c2}{}^2 \tag{4.3}$$

$$\sigma_{mv}{}^2 = \sigma_T{}^2 + \sigma_n{}^2 + \sigma_{cv}{}^2 \tag{4.4}$$

où σ_{c1}, σ_{c2}, σ_{cv} sont respectivement les élargissements spectraux associés au vent moyen pour les antennes obliques 1 et 2, et l'antenne verticale. Dans ces équations, σ_n et σ_T sont considérés constants quelque soit l'antenne, puisque le bruit des mesures est identique quelque soit la direction de visée et, si la turbulence est supposée homogène et isotrope.

En décomposant σ_{c1}, σ_{c2}, σ_{cv} en fonction des élargissements spectraux dus à l'ouverture du faisceau σ_a et à la longueur de l'impulsion σ_b (Formules 3.38 et 3.42), les équations 4.2, 4.3 et 4.4 s'écrivent:

$$\sigma_{m1}{}^2 = \sigma_T{}^2 + \sigma_n{}^2 + (A_1 + B_1)\sigma_a{}^2 + C_1\sigma_b{}^2 \tag{4.5}$$

$$\sigma_{m2}{}^2 = \sigma_T{}^2 + \sigma_n{}^2 + (A_2 + B_2)\sigma_a{}^2 + C_2\sigma_b{}^2 \tag{4.6}$$

$$\sigma_{mv}{}^2 = \sigma_T{}^2 + \sigma_n{}^2 + V^2\sigma_a{}^2 \tag{4.7}$$

où V est le module du vent et A_i, B_i et C_i sont des termes fonctions des trois composantes du vent, de leurs gradients verticaux et de la direction de visée de l'antenne oblique i $(i = 1{,}2)$. Dans ces équations, σ_a et σ_b sont identiques quelque soit l'antenne, puisque l'ouverture des faisceaux, la réponse du récepteur, la longueur et la forme de l'impulsion sont les mêmes.

D'autre part, les élargissements spectraux dus à l'ouverture du faisceau θ_b (σ_a) et à la longueur de l'impulsion h (σ_b) peuvent être définis de la manière suivante:

$$\sigma_a = \alpha_a \theta_b \tag{4.8}$$

$$\sigma_b = \alpha_b h \tag{4.9}$$

où α_a et α_b sont des coefficients qui permettent de tenir compte respectivement de la forme du faisceau émis à 3 dB, et de la réponse du récepteur et de la forme de l'impulsion. Dans le cas où la forme du faisceau, la réponse du récepteur et l'impulsion sont gaussiennes alors $\alpha_a = \alpha_b = 0{,}3$.

La soustraction de l'équation 4.6 à 4.5 et de 4.7 à la somme des équations 4.5 et 4.6, permet d'écrire:

$$\sigma_a{}^2 = \frac{\sigma_{m1}{}^2 - \sigma_{m2}{}^2 - (C_1 - C_2)\sigma_b{}^2}{A_1 + B_1 - A_2 - B_2} \tag{4.10}$$

$$\sigma_a{}^2 = \frac{\sigma_{m1}{}^2 + \sigma_{m2}{}^2 - 2\sigma_{mv}{}^2 - (C_1 + C_2)\sigma_b{}^2}{A_1 + B_1 + A_2 + B_2 - 2V^2} \tag{4.11}$$

Dans les deux équations précédentes, l'ordre de grandeur du terme de droite (contenant σ_b) est de $10^{-4} - 10^{-5}\ m^2 s^{-2}$, tandis que les autres termes sont de l'ordre de $10^{-2} - 10^{-3}\ m^2 s^{-2}$. Ceci en raison de la dépendance de C_1 et C_2 aux gradients verticaux des composantes du vent, alors que A_1, A_2, B_1, et B_2 sont fonction principalement des composantes du vent. Dans ces conditions, il est possible de négliger ce terme ce qui conduit aux expressions du facteur d'ouverture du faisceau α_a suivantes:

$$\alpha_a{}^2 = \frac{1}{\theta_b{}^2}\ \frac{\sigma_{m1}{}^2 - \sigma_{m2}{}^2}{A_1 + B_1 - A_2 - B_2} \tag{4.12}$$

$$\alpha_a{}^2 = \frac{1}{\theta_b{}^2}\ \frac{\sigma_{m1}{}^2 + \sigma_{m2}{}^2 - 2\sigma_{mv}{}^2}{A_1 + B_1 + A_2 + B_2 - 2V^2} \tag{4.13}$$

Les équations 4.12 et 4.13 permettent de calculer α_a à partir des mesures de variances de deux antennes obliques et d'une verticale. L'ouverture du faisceau à 3 dB étant connue et de forme gaussienne, la valeur attendue de α_a doit être proche de $0{,}3$. De façon à obtenir cette valeur, des coefficients k^2 et ${k_v}^2$ sont introduits dans les formules précédentes tels que:

$$ {\sigma_{i\,r}}^2 = k^2 {\sigma_{mi}}^2 \tag{4.14} $$

$$ {\sigma_{v\,r}}^2 = {k_v}^2 {\sigma_v}^2 \tag{4.15} $$

où ${\sigma_{i\,r}}^2$ et ${\sigma_{v\,r}}^2$ sont respectivement les variances de l'antenne oblique i (i=1,2) et verticale corrigées des effets d'élargissement associés au traitement des données.

L'utilisation des formules 4.10 et 4.11 est préférable lors d'épisode de vent fort afin de maximiser les constantes A_i, B_i et V^2. Pour cela, les données du radar UHF de Saint Chamas, durant l'épisode de Mistral du 11 et 12 juillet 2001 entre 1000 et 3000 m d'altitude, ont été utilisée. Les vents étaient compris globalement entre 10 et 25 ms^{-1}.

La figure 4.1 présente les distributions des valeurs de α_a obtenues respectivement par les deux formules 4.12 et 4.13. De manière à obtenir sur chacune de ces distributions le maximum de probabilité sur la valeur connue du facteur d'ouverture du faisceau ($\alpha_a \sim 0{,}3$), un coefficient $k = 0{,}87$ et $k_v = 0{,}95$ a été introduit dans la première et la deuxième formule à l'aide des équations 4.14 et 4.15. Jacoby-Koaly (2000) avait estimé un même coefficient de 0,96 pour les antennes obliques et verticale. Ses résultats sont en accord avec ceux obtenus ici pour le faisceau vertical, mais sont sous-estimés pour les faisceaux obliques.

Notons que Jacoby-Koaly (2000) avait remarqué que le taux de dissipation était généralement plus fort lorsqu'il était mesuré par les faisceaux obliques que par le faisceau vertical. Ces différences pourraient être atténuées avec les valeurs de correction obtenues ici, car le terme correcteur sur les antennes obliques est plus important que celui sur l'antenne verticale.

Par la suite, ces termes correcteurs ont donc été utilisés pour le calcul de l'élargissement spectral associé à la turbulence.

A partir des équations 4.5, 4.6 et 4.7, le facteur de réponse du récepteur α_b peut également

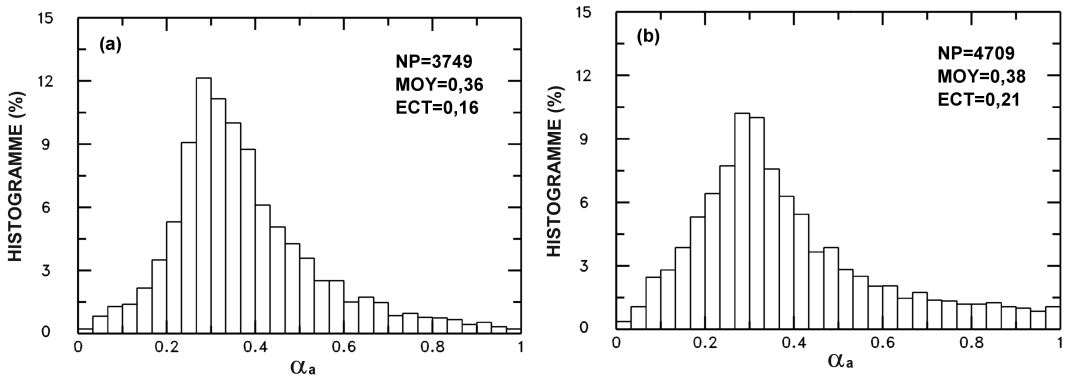


FIG. 4.1: *Distributions des valeurs de α_a obtenues par les formules 4.12 (a) et 4.13 (b), avec les données mesurées par le radar UHF de Saint Chamas entre 1000 et 3000 m d'altitude lors de l'épisode de Mistral du 11 et 12 juillet 2001 durant la campagne ESCOMPTE-2001. De manière à obtenir sur ces diagrammes le maximum de probabilité sur la valeur attendue $\alpha_a \sim 0{,}3$ un coefficient $k = 0{,}87$ et $k_v = 0{,}95$ ont été introduits à l'aide respectivement des équations 4.14 et 4.15.*

être calculé de la manière suivante :

$$\alpha_b{}^2 = \frac{1}{h^2} \frac{\sigma_{m1}{}^2 - \sigma_{m2}{}^2 - (A_1 + B_1 - A_2 - B_2)\sigma_a{}^2}{C_1 - C_2} \tag{4.16}$$

$$\alpha_b{}^2 = \frac{1}{h^2} \frac{\sigma_{m1}{}^2 + \sigma_{m2}{}^2 - 2\sigma_{mv}{}^2 - (A_1 + B_1 + A_2 + B_2 - 2V^2)\sigma_a{}^2}{C_1 + C_2} \tag{4.17}$$

La figure 4.2 présente les distributions de α_b obtenues par les deux formules précédentes à partir des données du radar UHF de Saint Chamas de l'épisode de Mistral du 11 et 12 juillet 2001 entre 1000 et 3000 m d'altitude. Les facteurs correctifs $k = 0{,}87$ et $k_v = 0{,}95$, déterminés précédemment à partir des valeurs de α_a, ont été utilisées pour le calcul de α_b. D'autre part, la présence au dénominateur des formules 4.16 et 4.17 de termes relativement faibles ($C_1 - C_2$ et $C_1 + C_2$), en raison de leur dépendance aux cisaillements de vent, peut conduire rapidement à des erreurs importantes sur α_b. Afin de limiter au maximum cela, les valeurs de $C_1 - C_2$ et $C_1 + C_2$ inférieures à 10^{-5} ont été éliminées lors du calcul de α_b.

Sur chacune des deux distributions de la figure 4.2, le maximum de probabilité est obtenu pour $\alpha_b \sim 0{,}3$. Cette valeur est celle attendue pour une impulsion et une réponse gaussienne du récepteur. Cette méthode permet ainsi de déterminer empiriquement le facteur de réponse du récepteur, terme qui n'était pas réellement connu jusqu'à présent. Ce facteur a également été utilisé par la suite pour le calcul du taux de dissipation.

b. Les flux de quantité de mouvement

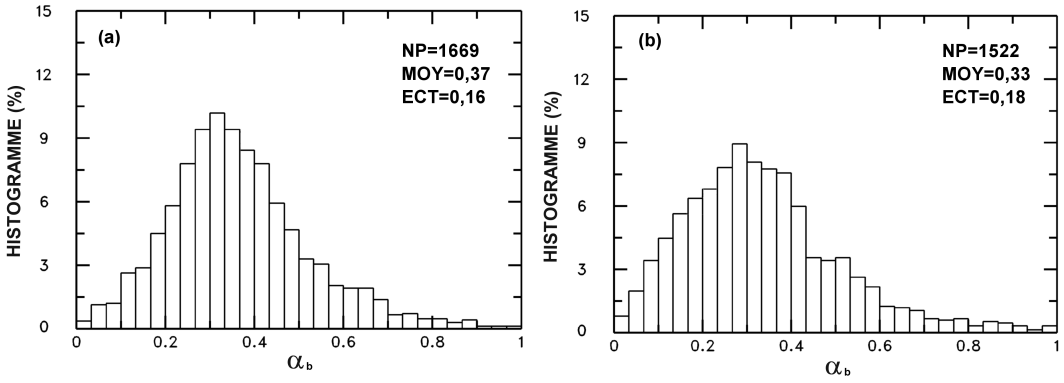


FIG. 4.2: *Distributions des valeurs de α_b obtenues par les formules 4.16 (a) et 4.17 (b), avec les données mesurées par le radar UHF de Saint Chamas entre 1000 et 3000 m d'altitude lors de l'épisode de Mistral du 11 et 12 juillet 2001 durant la campagne ESCOMPTE-2001. Les coefficients $k = 0{,}87$ et $k_v = 0{,}95$ obtenus précédemment à partir des distributions de α_a ont été introduits à l'aide respectivement des équations 4.14 et 4.15.*

Le spectre de vitesses radiales de l'écho météorologique est caractérisé par sa vitesse radiale moyenne, associée au déplacement moyen des cibles dans le volume de résolution, et son écart type, dont une partie représente les fluctuations turbulentes de petites échelles de dimensions inférieures au volume de résolution σ_T. Dans ce volume, la vitesse radiale v_r d'une cible peut alors s'écrire:

$$v_r = \overline{v_r} + {v_r}' \tag{4.18}$$

où $\overline{v_r}$ et ${v_r}'$ sont respectivement la vitesse radiale moyenne des cibles et une perturbation de vitesse radiale de petite échelle.

Cette perturbation s'écrit dans le repère météorologique en fonction des perturbations des trois composantes du vent (u',v',w'):

$${v_r}' = -\cos\alpha \sin\beta \; u' - \cos\alpha \cos\beta \; v' - \sin\alpha \; w' \tag{4.19}$$

où α et β sont les angles d'élévation et azimut de l'antenne.

En posant $A = -\cos\alpha \sin\beta$, $B = -\cos\alpha \cos\beta$ et $C = -\sin\alpha$, l'équation 4.19 permet d'exprimer la variance $\overline{{v_r}'^2}$ en fonction des moments d'ordre deux des perturbations du vent $\overline{u'^2}$, $\overline{v'^2}$, $\overline{w'^2}$, $\overline{u'v'}$, $\overline{u'w'}$ et $\overline{v'w'}$:

$$\begin{aligned}
\overline{{v_r}'^2} &= \overline{(Au' + Bv' + Cw')^2} \\
&= \overline{A^2u'^2 + B^2v'^2 + C^2w'^2 + 2ABu'v' + 2ACu'w' + 2BCv'w'} \\
&= A^2\overline{u'^2} + B^2\overline{v'^2} + C^2\overline{w'^2} + 2AB\overline{u'v'} + 2AC\overline{u'w'} + 2BC\overline{v'w'}
\end{aligned} \tag{4.20}$$

Comme nous l'avons déjà mentionné plus haut, la variance de l'écho météorologique associée à la turbulence, obtenue après correction des divers effets d'élargissement sur la variance mesurée, est une mesure de l'énergie turbulente des échelles inférieures à la dimension du volume de résolution. Ainsi, en considérant $\overline{}$ comme un opérateur de moyenne sur les échelles turbulentes contenues dans le volume de résolution, il est possible d'écrire:

$$\overline{{v_r}'^2} = {\sigma_T}^2 \tag{4.21}$$

Pour quatre antennes obliques disposées tous les 90° en azimut (antennes opposées deux à deux comme pour le radar UHF PCL1300), les formules 4.20 et 4.21 permettent d'écrire quatre équations de ${\sigma_{Ti}}^2$ pour chacune des antennes i ($i = 1$ à 4), auxquelles s'ajoutent deux relations géométriques supplémentaires sur les angles azimut des antennes. Ce système fermé d'équations permet alors d'exprimer les flux de quantité de mouvement par :

$$\overline{u'w'} = \frac{({\sigma_{T1}}^2 - {\sigma_{T3}}^2)\sin\beta_1 + ({\sigma_{T2}}^2 - {\sigma_{T4}}^2)\sin\beta_3}{2\sin 2\alpha} \tag{4.22}$$

$$\overline{v'w'} = \frac{({\sigma_{T1}}^2 - {\sigma_{T3}}^2)\cos\beta_1 + ({\sigma_{T2}}^2 - {\sigma_{T4}}^2)\cos\beta_3}{2\sin 2\alpha} \tag{4.23}$$

où l'indice $i = 1$ à 4 se réfère dans ces formules à une antenne oblique d'angles d'élévation α et azimut $\beta_{i+1} = \beta_i + 90°$. Donc, ces formules sont fonctions de différences de variances d'antennes obliques opposées deux à deux.

Cette méthode a été proposée initialement pour calculer les flux de quantité de mouvement à partir des variances de vitesses radiales déduites de séries temporelles de mesures (Vincent and Reid, 1983), en utilisant des termes n'incorporant pas les échelles de la turbulence. Dans la présente étude, les variances ${\sigma_T}^2$ introduites dans les formules 4.22 et 4.23 sont par contre représentatives des échelles turbulentes inférieures aux dimensions du volume de résolution.

4.1.2 Mesures aéroportées

Les avions de recherches réalisent des mesures in situ des paramètres dynamiques (trois composantes du vent) et thermodynamiques (pression, température et humidité) sur des paliers de plusieurs dizaines de kilomètres à haute fréquence (25 Hz pour l'avion Merlin IV par exemple). Afin de décrire statistiquement les processus turbulents dans l'atmosphère, c'est à

dire de passer de séries temporelles à des séries spatiales de mesures, il est nécessaire que la turbulence vérifie les hypothèses de stationnarité et d'homogénéité. C'est la raison pour laquelle les mesures aéroportées doivent être réalisées en milieu de journée au dessus de terrains plats de surface relativement homogène, comme c'était le cas de l'avion Merlin IV durant la campagne TRAC-98.

Ainsi, la vitesse de vol de ces avions étant en moyenne de l'ordre de 100 ms^{-1}, la résolution spatiale des mesures aéroportées est de quelques mètres (4 m pour l'avion Merlin IV par exemple). Ainsi ces instruments sont capables de mesurer un éventail d'échelles très large de phénomènes physiques, allant de la meso-échelle jusqu'aux échelles de la turbulence.

Les séries mesurées brutes sont alors décomposées en une valeur moyenne et un résidu qui rendent compte respectivement des grandes échelles et des fluctuations turbulentes. Elles peuvent aussi être préalablement filtrées pour éliminer les échelles non-turbulentes supérieures à plusieurs kilomètres (5 km pour l'avion Merlin IV par exemple).

A partir des fluctuations des différentes variables mesurées, les variances et les flux sont déterminés directement par la méthode des covariances. Ainsi les mesures aéroportées donnent accès à de nombreux moments d'ordre deux et trois, comme les flux de quantité de mouvement, les flux de chaleur sensible et latente, le flux vertical de l'énergie cinétique turbulente et l'énergie cinétique turbulente.

Des spectres et cospectres des différentes variables peuvent également être calculés à partir des séries spatiales de mesures. Les cospectres permettent de caractériser la bande de fréquences dans laquelle s'effectue les transferts turbulents. Les spectres eux permettent de déduire les variables dissipatives de chacun des paramètres mesurés. Généralement, le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε est déduit du spectre d'énergie de la composante verticale du vent par la formule suivante (valable pour une turbulence homogène et isotrope dans le domaine inertiel):

$$S(k) = \frac{4}{3} A \, \varepsilon^{\frac{2}{3}} \, k^{-\frac{5}{3}} \tag{4.24}$$

où k est le nombre d'onde dans le domaine inertiel de la turbulence, $S(k)$ est l'énergie au nombre d'onde k et $A \sim 0{,}5$ est la constante de Kolmogorov (Panofsky and Dutton, 1983).

4.1.3 Comparaison des mesures aéroportées et télédétectées

Cinq profils verticaux moyens de mesures télédétectées du radar UHF PCL1300 de Viabon seront comparées aux mesures in situ de l'avion Merlin IV réalisées durant le 18, 19 et 23 juin 1998 de la campagne TRAC-98. Comme nous l'avons vu au chapitre 2, cet avion a volé en milieu de journée au dessus du radar sur des paliers de 40 à 50 km de long situés à 4 niveaux dans la CLA, à environ 0,1Z_i, 0,3Z_i, 0,5Z_i et 0,8Z_i. Ainsi, l'exploration verticale de la CLA par l'avion Merlin IV est de faible résolution verticale contrairement aux profils verticaux mesurés par le radar, qui ont une résolution verticale de 75 m.

Chacun des profils verticaux mesurés par le radar est obtenu par une moyenne temporelle des données sur la durée de l'exploration verticale de la CLA par l'avion (entre 30 et 60 min suivant le vol). Comme nous l'avons mentionné précédemment, le radar mesure des flux de quantité de mouvement caractéristiques des échelles turbulentes inférieures aux dimensions du volume de résolution, qui augmentent avec l'altitude. Ainsi en considérant les dimensions maximales de ce volume, les échelles prises en compte dans ces flux sont celles inférieures à 75 m en bas de la CLA et celles inférieures à 200 m au sommet de la CLA.

Contrairement au radar, l'avion Merlin IV peut mesurer des moments d'ordre deux et trois représentatifs de l'ensemble des échelles de la turbulence. Les séries spatiales des fluctuations filtrées à 5 km ont été utilisées pour le calcul des flux. Ainsi, ils sont caractéristiques des échelles allant de quelques mètres à 5 km.

Par ailleurs, les flux de quantité de mouvement $\overline{u'w'}$ et $\overline{v'w'}$ ont été mesurés dans des repères distincts par chacun des deux instruments. Par conséquent, les comparaisons portent sur le flux $m = \sqrt{\overline{u'w'}^2 + \overline{v'w'}^2}$ indépendant du repère dans lequel $\overline{u'w'}$ et $\overline{v'w'}$ sont mesurés.

Des comparaisons portent également sur la moyenne des cinq profils verticaux mesurés durant ces trois journées distinctes. Avant de réaliser cette opération, chacun de ces profils est alors adimensioné par une combinaison des échelles caractéristiques de la couche limite convective suivantes:

- L'épaisseur de la CLA: Z_i
- L'échelle de vitesse verticale: $w_* = \left(gZ_i\overline{w'\theta'_s}/T\right)^{-1/3}$
- L'échelle de vitesse de friction: $u_* = \left(\overline{u'w_s}^2 + \overline{v'w_s}^2\right)^{1/4}$

où g est l'accélération de la pesanteur, T est la température dans la CLA, $\overline{w'\theta'}_s$ est le flux de chaleur sensible dans la couche limite de surface (CLS), $\overline{u'w'}_s$ et $\overline{v'w'}_s$ sont les flux de quantité de mouvement dans la CLS. Ces trois flux correspondent à ceux mesurés par l'avion Merlin IV dans la CLS, c'est à dire sur le palier le plus bas à environ $0{,}1Z_i$.

La hauteur et le flux de quantité de mouvement m sont alors normalisés respectivement par Z_i et ${u_*}^2$. Les termes du bilan l'énergie cinétique turbulente (ECT) sont eux adimensionés par $Z_i/{w_*}^3$, qui correspond au terme de production thermique en surface de l'ECT.

D'autre part, le terme de production dynamique de l'ECT contient des gradients verticaux des composantes du vent. L'avion Merlin IV ne mesurant que 4 niveaux dans la CLA, ce terme ne peut alors être calculé que sur 3 niveaux.

4.2 Application et résultats

Une comparaison des mesures aéroportées et télédétectées du taux de dissipation (ε) est tout d'abord présentée, suivie de celle du flux de quantité de mouvement (m) et du terme de production dynamique de l'ECT. Enfin, des considérations sur le bilan de l'ECT mesuré par l'avion permet de proposer une méthode pour restituer le terme de production thermique de l'ECT (les flux de chaleur sensible) dans une couche limite convective avec le radar UHF.

4.2.1 Le taux de dissipation

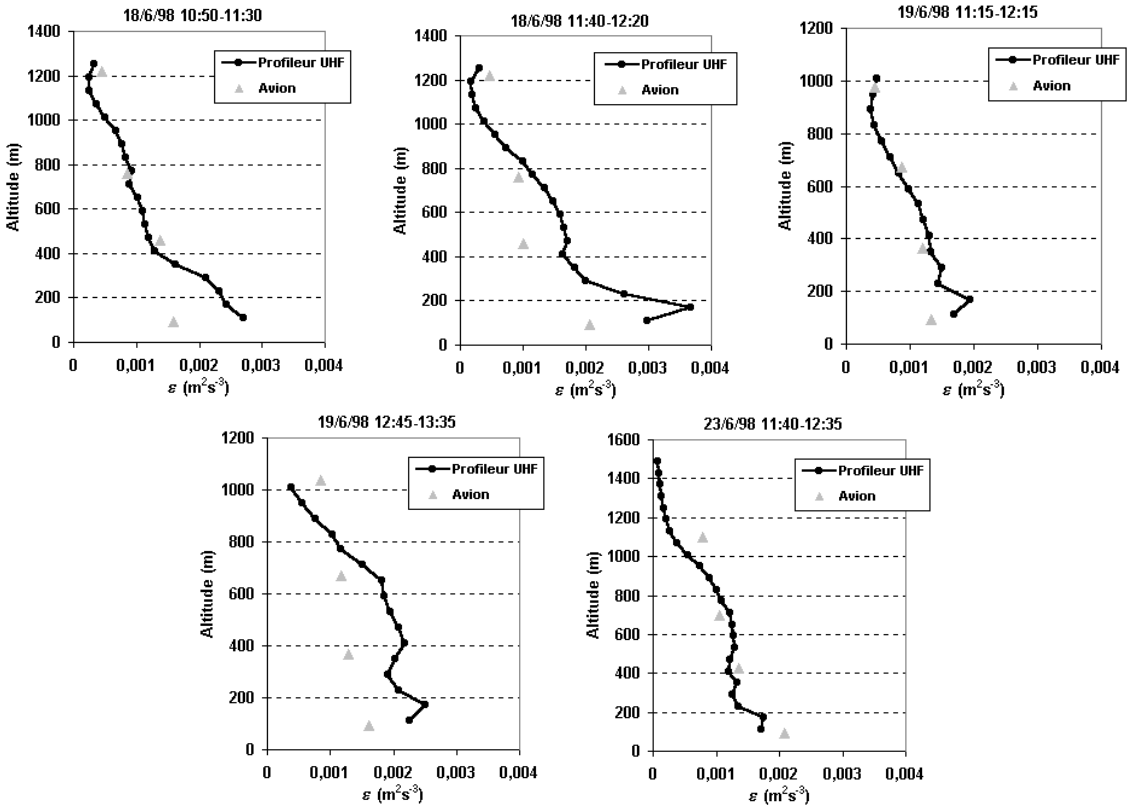


FIG. 4.3: *Comparaison des profils verticaux du taux de dissipation ε mesurés par l'avion et le radar UHF PCL1300. Le titre de chaque diagramme indique la date et les heures de début et de fin de l'exploration verticale de la CLA par l'avion Merlin IV. Ces dernières représentent donc la plage temporelle sur laquelle les données télédétectées ont été moyennées.*

La figure 4.3 présente la comparaison des profils verticaux du taux de dissipation mesurés par l'avion Merlin IV et le radar UHF de Viabon. A l'exception des bas niveaux, l'accord entre les deux instruments est très satisfaisant puisque les écarts moyens sont inférieurs à 5.10^{-4} $m^2 s^{-3}$. A bas niveaux, les valeurs de ε ont tendance à être surestimées jusqu'à des valeurs

importantes de 10 à 15.10^{-4} m^2s^{-3} comme par exemple le 18 juin 1998. La raison de cette surestimation est liée à la concaténation des échos de sol aux échos météorologiques, qui ont tendance à élargir la largeur spectrale avec laquelle est calculée ε (pour plus de détails *cf.* Annexe A).

Cette figure montre également qu'à l'exception des basses portes, seuls deux profils présentent une surestimation nette de ε par le radar. D'après les coupes hauteurs-temps de ε mesurées par le radar UHF, comme celle du 19 juin 1998 présentée dans la partie 5.3, chacune de ces surestimations est consécutive à des bouffées de ε. Ces dernières sont vraisemblablement des structures turbulentes de petites dimensions qui ne sont pas restituées par les mesures aéroportées. En effet, le taux de dissipation mesuré par l'avion est déduit de séries spatiales effectuées sur des paliers de longueur de 40 à 50 km, donc caractéristique d'une masse d'air de grande dimension. Or, pour un module du vent dans la CLA de 5 ms^{-1} (maximum observé au cours des explorations verticales de la CLA par l'avion) et pour une moyenne temporelle sur les données radar d'au maximum 1 h, le taux de dissipation mesuré par le radar est caractéristique d'une masse d'air de dimension d'au mieux 18 km.

Ainsi, ces surestimations de ε seraient vraisemblablement atténuées si la moyenne temporelle sur les données télédétectées était effectuée, non pas sur la durée de l'exploration verticale, mais sur le temps d'advection de la masse d'air échantillonnée par l'avion au dessus du radar UHF (2 à 3 h). Toutefois, dans ces conditions, les hypothèses d'homogénéité et de stationnarité de la turbulence peuvent être non vérifiées.

La figure 4.4 présente le profil vertical moyen de ε des cinq profils présentés précédemment de chaque instrument avec leurs écarts types. Comme nous l'avons déjà mentionné précédemment, la hauteur et ε ont été normalisés respectivement par Z_i et $Z_i/{w_*}^3$ afin de moyenner ces profils.

Elle montre que ε est surestimé pour l'avion en moyenne d'environ 25% en dessous de $0{,}3Z_i$ et de moins de 15% entre $0{,}3$ et $0{,}7Z_i$. Le radar sous-estime aussi ε de moins de 15% au dessus de $0{,}7Z_i$. De plus les écarts types de 25 à 30% des mesures du radar et d'environ 15 à 20% de l'avion recoupent les courbes moyennes de chaque instrument.

Ces valeurs illustrent également la cohérence des résultats obtenus avec le radar. Elles montrent que les échos de sol dégradent les mesures de ε dans les bas niveaux. La surestimation moyenne observée au milieu de la CLA est due essentiellement aux mesures de ε de

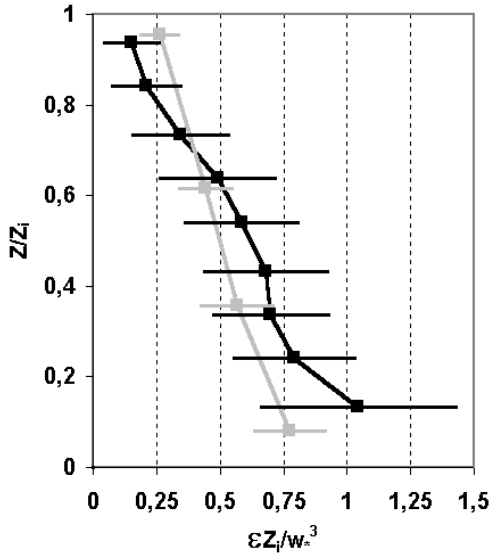


FIG. 4.4: *Le taux de dissipation ε moyen, normalisé par ${Z_i/w_*}^3$, en fonction de l'altitude, adimensionée par Z_i pour l'avion Merlin IV (courbe grise) et le radar UHF PCL1300 (courbe noire). Les barres indiquent les écarts types des valeurs moyennées.*

deux profils seulement, dont il a été question précédemment. Enfin la légère sous-estimation moyenne au dessus de $0{,}7Z_i$ provient des profils bombés de ε observés par le profileur. Il est probable que la faible résolution verticale des mesures aéroportées ne permette pas de décrire cette évolution de ε dans la partie haute de la CLA.

La méthode de comparaison employée dans cette étude n'est pas identique à celle utilisée par Jacoby-Koaly (2000). Néanmoins, la comparaison des cinq profils verticaux de ε présentés sur la figure 4.3 à ceux obtenus par Jacoby-Koaly (2000) de manière analogue, montre que les écarts aux mesures aéroportées sont plus faibles dans cette étude.

4.2.2 Les flux de quantité de mouvement

Comme nous l'avons déjà mentionné précédemment ($cf.$ paragraphe 4.1.3), les flux de quantité de mouvement mesurés par l'avion contiennent des échelles turbulentes allant de quelques mètres à 5 km. Par contre, ceux mesurées par le radar sont caractéristiques de petites échelles inférieures aux dimensions du volume de résolution.

Les mesures aéroportées ont été utilisées pour évaluer la quantité d'énergie contenue dans la variance de vitesses radiales mesurées par le radar UHF. La méthode employée pour cela consiste à reconstituer dans un repère associé à une direction de visée d'une antenne du radar,

des séries spatiales de fluctuations de vitesses radiales du vent à partir des mesures aéroportées (avec la formule 4.19 inverse). Des spectres d'énergie sont ensuite calculés pour quantifier l'énergie contenue dans le volume de résolution, le domaine inertiel et la totalité du spectre.

La borne supérieure d'intégration du volume de résolution est obtenue en prenant à chaque altitude la valeur maximale entre l'extension radiale et transversale de ce volume. La borne supérieure du domaine inertiel est donnée par l'échelle de longueur dissipative, qui représente la dimension du plus gros tourbillon contenu dans la CLA:

$$L_\varepsilon = 0{,}4\,\frac{{\sigma_w}^3}{\varepsilon} \tag{4.25}$$

où σ_w est l'écart type des fluctuations spatiales de vitesse verticale et ε est le taux de dissipation.

Un exemple d'application de cette méthode est présenté par la figure 4.5 pour tous les paliers de l'avion. Il présente le pourcentage d'énergie contenue dans le volume de résolution et dans le domaine inertiel en fonction de l'altitude normalisée par rapport respectivement à celle contenue dans le domaine inertiel et dans le spectre total. Elle indique également la dimension du volume de résolution et l'échelle de longueur dissipative qui ont été utilisées comme bornes supérieures d'intégration.

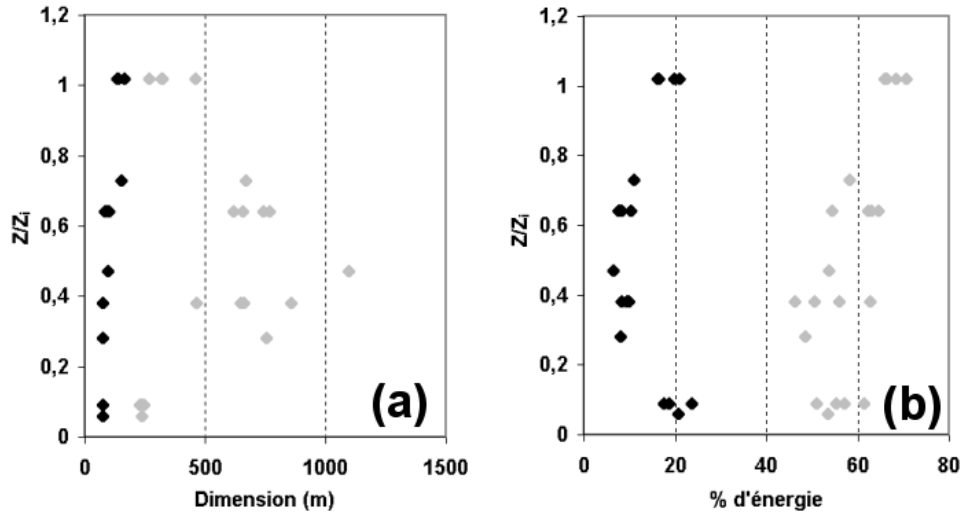


FIG. 4.5: *(a) Dimensions maximales du volume de résolution du radar UHF (points noirs) et échelles de longueur dissipative (points gris) pour tous les paliers de l'avion. (b) Pourcentage d'énergie contenue dans le volume de résolution (points noirs) et dans le domaine inertiel (points gris) par rapport respectivement à la quantité d'énergie du domaine inertiel et totale du spectre de vitesse radiale (c.f. texte pour plus de détails).*

Cette figure montre donc que les échelles de longueur dissipative sont globalement com-

prises entre 250 et 1000 m dans la CLA et que le domaine inertiel contient 50 à 70% de l'énergie totale du spectre. La dimension maximale du volume de résolution ne dépasse pas 200 m dans la CLA et 10 à 25% de l'énergie du domaine inertiel est contenue dans le volume de résolution. Ces observations indiquent que les variances de vitesses radiales mesurées par le radar UHF, qui sont utilisées pour le calcul des flux de quantité de mouvement, contiennent environ 5 à 20% de l'énergie totale du spectre mesurées par l'avion. Malgré cela, comme nous allons le voir maintenant, les flux de quantité de mouvement mesurés par le radar ne sont pas 5 à 20 fois plus faibles que ceux mesurés par l'avion.

La figure 4.6 présente, pour chacun des deux instruments, le flux moyen $m = \sqrt{\overline{w'u'}^2 + \overline{w'v'}^2}$ normalisé par ${u_*}^2$ en fonction de la hauteur adimensionée par Z_i. Elle montre, qu'en dessous de $0{,}3Z_i$, le radar surestime m de 60% très certainement en raison des échos de sol, et entre $0{,}3Z_i$ et $0{,}9Z_i$, le radar sous-estime en moyenne le flux de quantité de mouvement m de 50% à 100%. Ainsi, les écarts observés ici ne sont pas aussi importants que ceux attendus.

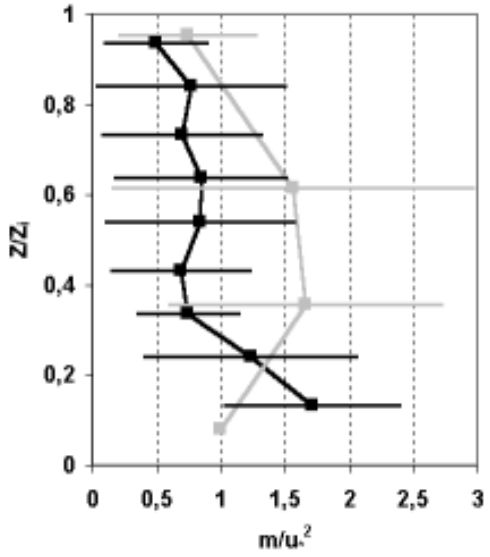


FIG. 4.6: *Le flux de quantité de mouvement m moyen normalisé par ${u_*}^2$, en fonction de l'altitude adimensionée par Z_i pour l'avion Merlin IV (courbe grise) et le radar UHF PCL1300 (courbe noire). Les barres indiquent les écarts types des valeurs moyennées.*

La figure 4.7 présente chacun des profils verticaux de m mesurés par les deux instruments. Elle montre que les valeurs de m mesurées par le radar peuvent être très proches de celles observées par l'avion, comme par exemple pour le vol du 18 juin 1998 entre 11:40-12:20 TU

et le 23 juin 1998, où les écarts sont globalement bien inférieurs à 0,025 m^2s^{-2}, soit 25% de la valeur aéroportée. Par contre, certaines valeurs de m, comme par exemple pour le vol du 19 juin 1998 entre 11:15 et 12:15 TU, peuvent être sous-estimées de 0,2 à 0,3 m^2s^{-2}, soit 500% à 600% de la valeur aéroportée. La valeur de m peut également être surestimée d'autant par le radar, comme sur le profil du 19 juin 1998 entre 12:45 et 13:25 TU.

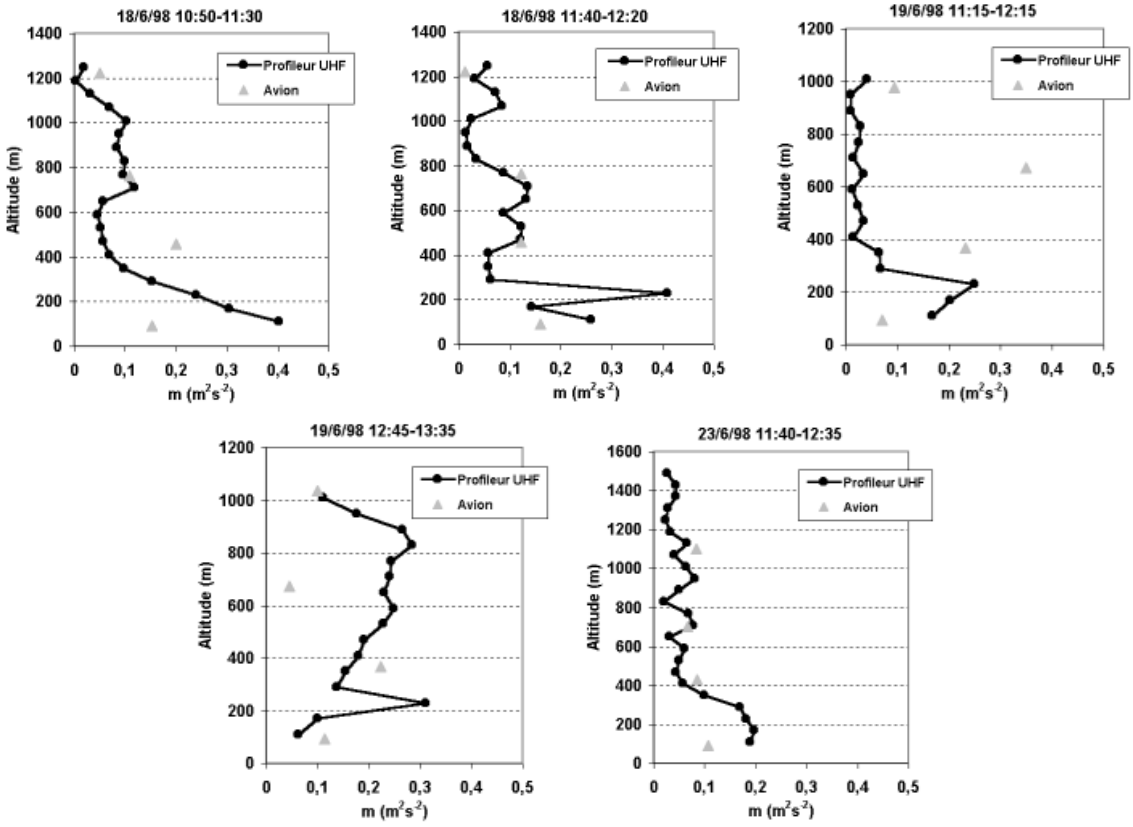


FIG. 4.7: *Comparaison des profils verticaux du flux de quantité de mouvement m mesurés par l'avion et le radar UHF PCL1300. Le titre de chaque diagramme indique la date et les heures de début et de fin de l'exploration verticale de la CLA par l'avion Merlin IV. Ces dernières représentent donc la plage temporelle sur laquelle les données télédétectées ont été moyennées.*

D'autre part, la figure 4.6 indique également que les écarts types des données moyennées de m sont importants, et plus particulièrement ceux de l'avion, puisqu'ils sont de 30% à 80% pour le radar contre 50% à 100% pour l'avion. D'après la figure 4.7, cela provient de profils verticaux de m de formes distinctes dans la CLA suivant les vols. Ainsi ces profils n'obéissent pas à une loi universelle, contrairement aux profils de ε présentés précédemment.

Pourquoi les flux de quantité de mouvement obtenus avec le radar ne sont-ils pas beaucoup

plus faibles que ceux mesurés avec l'avion ? Les cospectres de $u'w'$ et de $v'w'$ fournissent une réponse à cette question. En effet, leur analyse montre que des fluctuations négatives sont observées sur tout le cospectre, aussi bien dans les basses fréquences que dans le volume de résolution (fréquences supérieures à 0,5 Hz), comme le montre le cospectre présenté sur la figure 4.8. Cette caractéristique a pour conséquence de retrancher de l'énergie au flux de quantité de mouvement lorsqu'il est intégré sur toutes les fréquences.

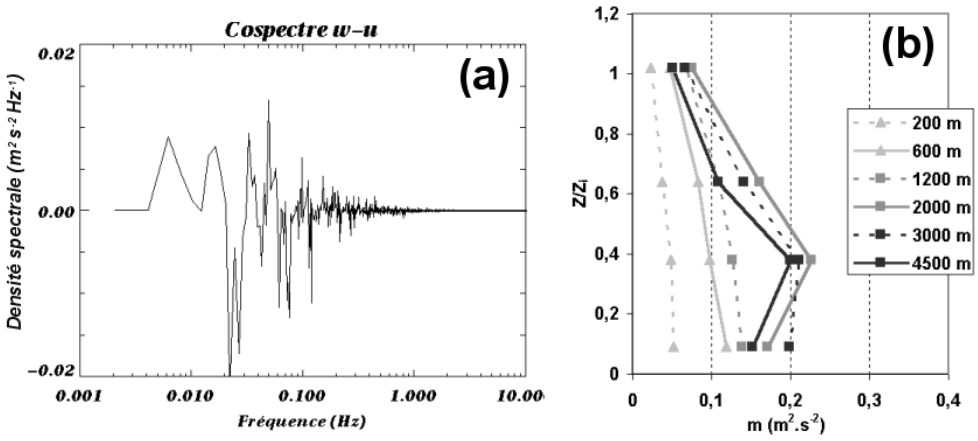


FIG. 4.8: *(a) Exemple de cospectre de $u'w'$ mesuré par l'avion. (b) Profils verticaux du flux de quantité de mouvement m sur différentes longueurs de sous-paliers (cf. texte pour plus de détails).*

Pour illustrer cela, la figure 4.8 présente, pour le vol du 18 juin 1998 entre 10:50 et 11:30 TU, des profils verticaux de flux de quantité de mouvement m contenant des échelles turbulentes de plus en plus grandes. Ils sont obtenus en découpant le palier en sous-paliers de longueurs identiques, sur chacun desquels est calculé un flux. Tous ces flux sont ensuite moyennés. Ainsi le flux m est calculé avec toutes les échelles turbulentes comprises entre quelques mètres et la longueur du sous-palier sur la totalité du palier. Pour incorporer au flux m l'énergie d'échelles turbulentes de plus en plus grandes, il suffit alors d'augmenter petit à petit la longueur du sous-palier.

Cette figure montre que lorsque la longueur des sous-paliers augmentent de 200 à 2000 m, les valeurs de m s'accroissent progressivement, ce qui indique que les échelles turbulentes comprises entre 200 et 2000 m contribuent toutes en moyenne à ajouter de l'énergie au flux m. Puis, lorsque les échelles supérieures à 2000 m sont intégrées dans le calcul du flux, sa valeur diminue.

A l'origine, un des objectifs de cette étude était d'apporter une correction sur la mesure télédétectée des flux de quantité de mouvement afin d'obtenir ceux mesurés par l'avion. Or, suivant les échelles turbulentes intégrées dans le calcul de ces flux, leur valeur peut énormément varier et de façon aléatoire. Cette caractéristique des flux de quantité de mouvement mesurés par l'avion durant la campagne TRAC-98, explique vraisemblablement que leurs profils verticaux n'obéissent pas à une loi universelle dans la CLA.

D'ailleurs, ces constatations sont à mettre en relation avec les conditions météorologiques dans lesquelles ont été effectués les vols de l'avion Merlin IV. En effet, comme nous l'avons vu au chapitre 2, elles étaient favorables à l'étude des structures cohérentes dans la couche limite convective, et donc peu propices à la présence de forts cisaillements verticaux de vent dans la CLA.

Ainsi, il serait intéressant d'appliquer cette méthodologie radar de restitution des flux de quantité de mouvement à des cas de vent forts avec d'importants cisaillements verticaux de vent, comme par exemple lors d'épisodes de Mistral durant la campagne ESCOMPTE-2001. Une étude pourrait alors être entreprise pour vérifier la relation de proportionnalité entre ces flux et les gradients des composantes du vent.

4.2.3 Le bilan de l'énergie cinétique turbulente

La figure 4.9 présente des termes moyens du bilan de l'énergie cinétique turbulente (ECT) obtenus à partir des cinq profils verticaux de mesures aéroportées et télédétectées, normalisés par la production thermique en surface P_{Ts} mesuré par l'avion, en fonction de la hauteur adimensionée par Z_i. Pour l'avion, les termes du taux de dissipation ε, de la production dynamique P_d et thermique P_T et du résidu des autres termes sont indiqués. Pour le radar, les mêmes termes sont présentés à l'exception du terme de production thermique.

Cette figure indique tout d'abord que le terme de production dynamique mesuré par l'avion est négligeable dans la CLA en comparaison du taux de dissipation et de la production thermique. Cela n'a rien d'étonnant puisque, comme nous l'avons mentionné précédemment, les conditions météorologiques n'étaient pas favorables à l'instabilité dynamique (faibles cisaillements verticaux de vent). Par ailleurs, la comparaison de ce terme à celui obtenu par le radar ($cf.$ Figure 4.10, diagramme a), montre que les deux instruments mesurent une production dynamique semblable dans la CLA, avec des valeurs moyennes comprises entre -10 et 15% de la

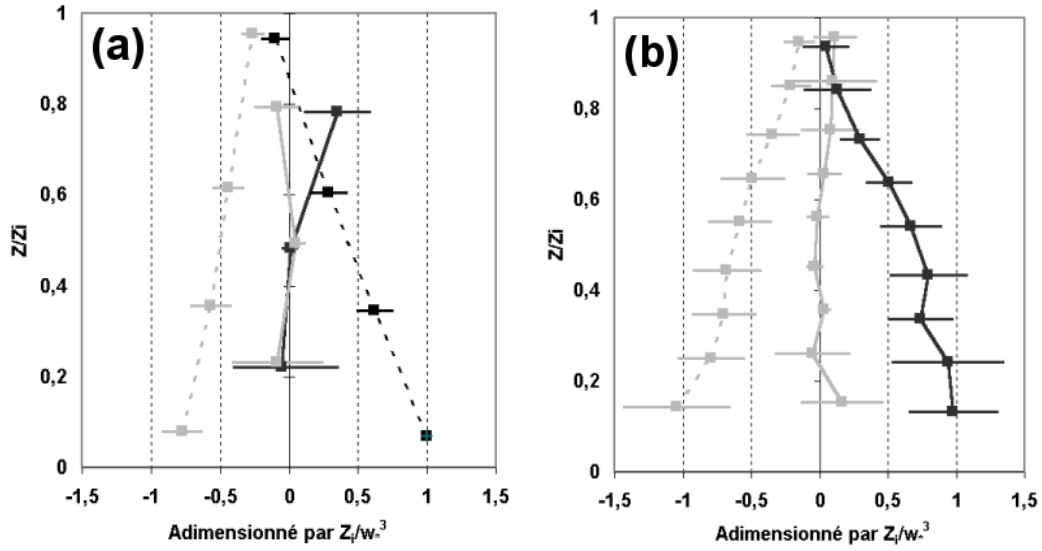


FIG. 4.9: *Le bilan de l'ECT dans la CLA déduits des mesures de l'avion Merlin IV (a) du radar UHF PCL1300 (b). Les termes du bilan de l'ECT sont normalisés par la production thermique en surface P_{Ts} mesuré par l'avion, et la hauteur est adimensionée par Z_i. Les données télédétectées permettent d'obtenir le taux de dissipation (courbe tiretée grise) et la production dynamique (courbe grise), les données aéroportées permettent également de calculer la production thermique (courbe tiretée noire). Sur chacun des diagrammes, le résidu des termes du bilan de l'ECT mesuré par ces instruments est indiqué (courbe noire). Les barres indiquent les écarts types des valeurs moyennées.*

valeur de P_{Ts}, et cela malgré les écarts moyens observés sur les flux de quantité de mouvement. Cette similitude s'explique par la faiblesse des cisaillements verticaux de vent, qui sont utilisés pour le calcul du terme de production dynamique.

La figure 4.9 indique également que le radar est capable de restituer les flux de chaleur sensible (contenus dans P_T) par le calcul du résidu des termes ε et P_d. En effet, la comparaison de ce terme à celui de la production thermique mesurée par l'avion est satisfaisante ($cf.$ Figure 4.10, diagramme b). Les deux profils ont des pentes identiques, avec une légère tendance à la surestimation du radar. Elle atteint environ 10% au dessous de $0{,}3Z_i$ et au dessus de $0{,}7Z_i$, et 25% au milieu de la CLA. De plus, les écarts types des mesures télédétectées, compris entre 15% et 30%, chevauchent globalement la courbe moyenne des mesures aéroportées. Notons que le profil légèrement bombé de ε dans la partie supérieure de la CLA se retrouve ici.

Ainsi, le radar peut restituer le terme de production thermique dans les conditions météorologiques de la campagne TRAC-98, c'est à dire dans le cas de couche limite convective. Dans ces conditions, la turbulence essentiellement d'origine thermique produite par la surface terrestre est dissipée instantanément et localement sous forme de chaleur.

Cependant, le terme résiduel du bilan de l'ECT mesuré par l'avion est proche de zéro au

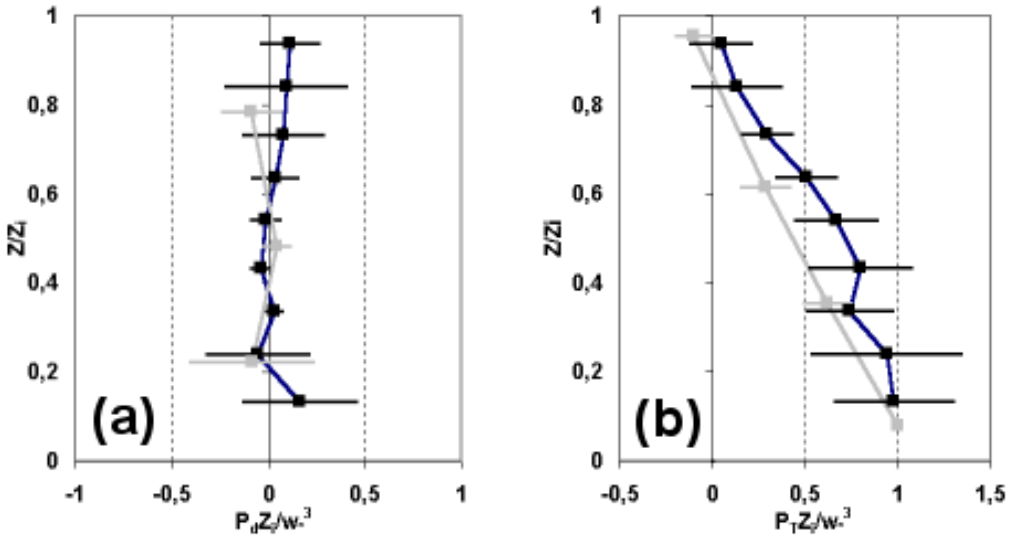


FIG. 4.10: *(a) Le terme moyen de production dynamique mesuré par l'avion Merlin IV (courbe grise) et le radar UHF PCL1300 (courbe noire) dans la CLA. (b) Le terme moyen de production thermique mesuré par l'avion Merlin IV (courbe grise) et le terme moyen résiduel du bilan de l'ECT obtenu pour le radar UHF PCL1300 (courbe noire) dans la CLA. Chacun de ces termes est normalisé par la production thermique mesurée en surface par l'avion et la hauteur est adimensionée par Z_i. Les barres indiquent les écarts types des valeurs moyennées.*

milieu de la CLA et de l'ordre 35% de P_{Ts} à $0{,}8Z_i$ ($cf.$ Figure 4.9, diagramme a). La forme de son profil et ses valeurs semblent correspondre au terme de transport vertical turbulent (Stull, 1988). Si tel était le cas, ce terme pourrait alors expliquer pourquoi le radar ne restitue pas les valeurs négatives des flux de chaleur sensible dans la partie haute de la CLA. En effet, sa prise en compte dans le bilan de l'ECT permettrait de diminuer la production thermique dans cette partie de la CLA. Le terme de transport vertical turbulent a été calculé à partir des données aéroportées, mais son imprécision n'a pas permis de confirmer cette hypothèse.

4.3 Conclusion

Dans ce chapitre une évaluation de méthodes de restitution de termes du bilan de l'énergie cinétique turbulente avec un radar UHF a été menée par comparaison à des mesures in situ aéroportées durant trois journées de la campagne TRAC-98.

Une amélioration de la méthode de restitution du taux de dissipation développée par Jacoby-Koaly (2000) a été introduite. Elle consiste en une meilleure estimation des effets d'élargissements spectraux associés au traitement des données et du facteur de réponse du récepteur. La comparaison des résultats de cette méthode aux mesures aéroportées montre une amélioration du calcul du taux de dissipation par rapport à celui de Jacoby-Koaly (2000).

Une méthode originale de détermination des flux de quantité de mouvement a été testée en y intégrant des mesures télédétectées caractéristiques d'échelles turbulentes de dimensions inférieures au volume de résolution du radar. Les résultats de cette méthode sont difficiles à évaluer. En effet, les conditions météorologiques au cours des journées étudiées n'étaient pas idéales pour mener cette étude, en raison de la faiblesse de l'instabilité dynamique. D'ailleurs, une analyse spectrale des mesures aéroportées a montré que suivant les échelles turbulentes intégrées dans le calcul des flux de quantité de mouvement leurs valeurs peuvent énormément varier et de façon aléatoire. Une autre étude serait donc préférable pour évaluer les performances de cette méthode. Par exemple, il serait intéressant de vérifier la relation de proportionnalité entre les flux de quantité de mouvement et les gradients des composantes du vent lors d'épisodes de vent violent avec de forts cisaillements verticaux de vent (comme le Mistral durant ESCOMPTE-2001).

Enfin, les flux de chaleur sensible peuvent être restitués par le radar à partir du bilan de l'ECT dans le cas d'une couche limite convective. Les écarts obtenus entre les mesures aéroportées et les résultats de cette méthode appliquée aux mesures télédétectées sont inférieurs à 25%.

Pour conclure ce chapitre, la figure 4.11 présente des coupes hauteurs-temps du vent horizontal, de la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air, du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, de la production dynamique et du flux de chaleur sensible mesurés durant la journée du 19 juin 1998 durant TRAC-98. Elle illustre par cet exemple l'intérêt des radars UHF pour l'étude de la CLA.

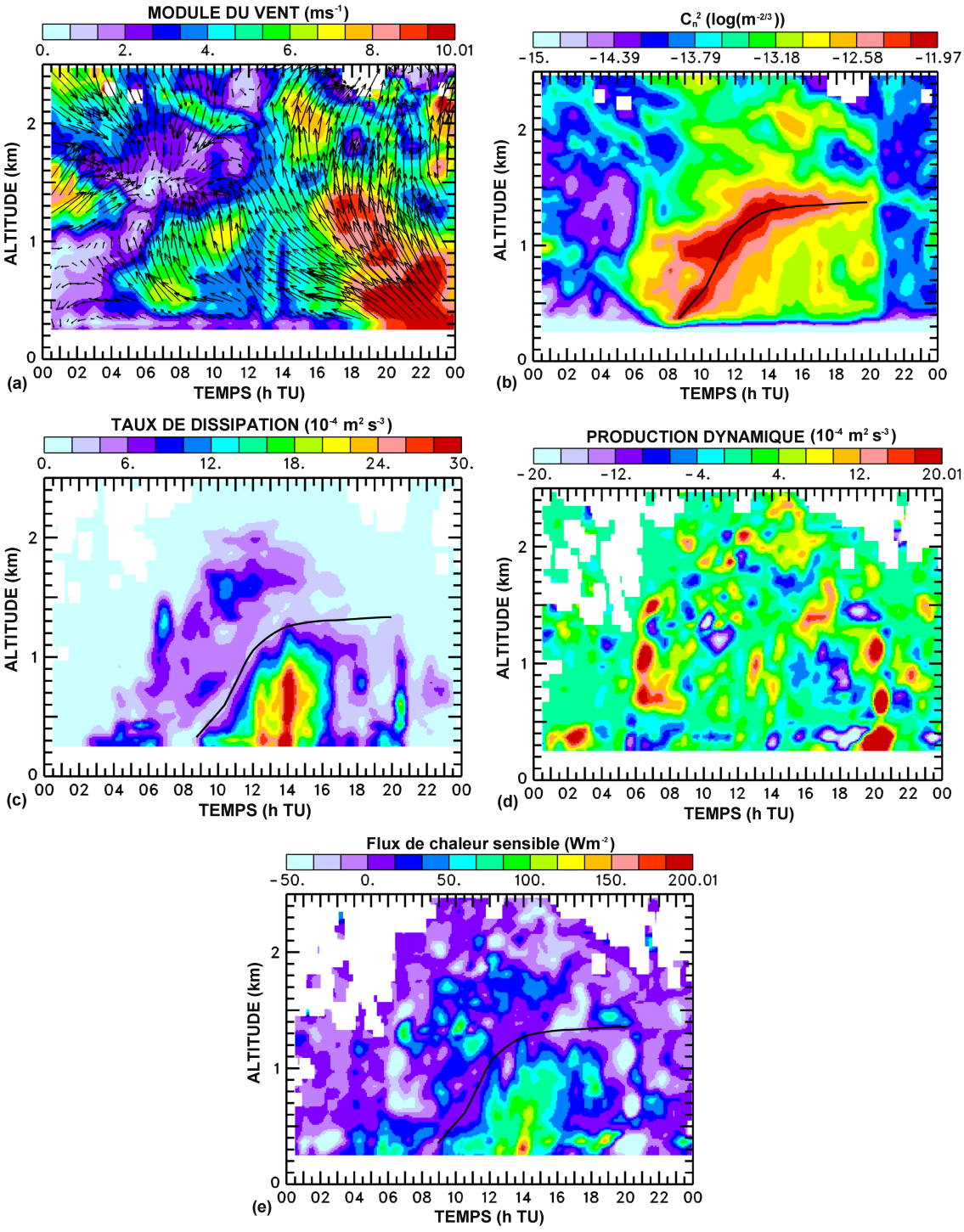


FIG. 4.11: *Coupes hauteur-temps du vent horizontal (a), de la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air C_n^2 (b), du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente (c), de la production dynamique (d) et du flux de chaleur sensible (e) mesurés le 19 juin 1998 durant la campagne TRAC-98. La courbe noire indique le sommet de la CLA sur les diagrammes (b), (c) et (e). (Les données ont été lissées sur 30 min).*

La basse atmosphère était stratifiée durant la matinée par un écoulement de secteur sud d'intensité 3 à 7 ms^{-1} sur le premier kilomètre d'atmosphère, surmontée d'un flux de secteur nord de 2 à 6 ms^{-1} (cf Figure 4.11, diagramme a). Ces deux écoulements sont marqués à leur interface par une zone de cisaillement vertical de vent. Dans l'après-midi, l'écoulement sur les 2,5 premiers kilomètres est de secteur sud à sud-est avec une intensité atteignant 10 ms^{-1} dans la soirée.

La CLA se développe dans la matinée pour atteindre 1300-1400 m d'altitude en milieu de journée, épaisseur qu'elle conserve dans l'après-midi ($cf.$ la courbe noire reliant les maxima de ${C_n}^2$ sur la figure 4.11, diagramme b). Les valeurs maximales du taux de dissipation (10 à $20.10^{-4}m^2s^{-3}$) sont bien contenues dans la CLA, dont le sommet a été déterminé avec le ${C_n}^2$ (cf Figure 4.11, diagramme c). Au cours de la matinée, de faibles taux de dissipation (5 à $10.10^{-4}m^2s^{-3}$) sont également observés au dessus de la CLA.

Les valeurs maximales du flux de chaleur sensible (100 à 130 Wm^{-2}) sont également observées dans la CLA (cf Figure 4.11, diagramme d). Les valeurs négatives et maximales de ce paramètre qui sont habituellement observées sur les mesures aéroportées respectivement dans la partie supérieure et inférieure de la CLA ne sont pas restituées par la mesure du profileur. Par contre, une diminution progressive du flux de chaleur sensible est observé au milieu de la CLA.

Enfin, la coupe hauteur-temps de la production dynamique (cf Figure 4.11, diagramme e) présente des noyaux de fortes valeurs positives et négatives sur un fond de valeurs nulles. Ces noyaux sont vraisemblablement associés pour la plupart à des erreurs de mesures, comme par exemple les noyaux de fortes valeurs négatives observés à bas niveaux, qui sont sûrement la conséquence de la concaténation des échos de sol aux échos météorologiques ($cf.$ Annexe A pour plus de détails). En effet, les flux de quantité de mouvement sont calculés à partir des largeurs spectrales de quatre antennes obliques. Ainsi, une erreur importante de mesure sur l'une des quatre largeurs spectrales entraîne nécessairement des erreurs sur le calcul des flux. Des tests sur la mesure de largeur spectrale devraient donc être introduits pour éliminer le cas échéant les mauvaises mesures.

Malgré cela, certains noyaux du terme de production dynamique sont effectivement associés à des cisaillements verticaux de vent. Par exemple, les fortes valeurs de production dynamique de 10 à $20.10^{-4}m^2s^{-3}$ observées de 06:00 à 07:00 TU entre 500 et 1500 m d'altitude sont associées à un maximum de ε et à une forte zone de cisaillement verticale de vent.

Chapitre 5

Apport d'un réseau de profileurs de vent à la trajectographie de panaches de polluants

Au cours de la campagne ESCOMPTE-2001, deux radars UHF ont été installés dans la zone côtière de Fos/Berre/Marseille, s'ajoutant ainsi aux deux autres radars UHF opérationnels, pour constituer un réseau de quatre radars UHF. Il était destiné initialement à l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de la couche limite atmosphérique dans cette région côtière, et devait permettre également d'accéder aux termes de divergence horizontale et de rotationnel vertical de meso-échelle, grâce notamment à la méthode développée par Campistron (1997) de restitution de champs linéaires tridimensionnels avec un réseau de (au moins) trois profileurs de vent.

Comme nous l'avons vu au chapitre 2, l'un des objectifs de la campagne ESCOMPTE-2001 est de comprendre le transport et la diffusion des polluants dans la région de Fos/Berre/Marseille, où les épisodes de pollution atmosphériques sont particulièrement fréquents. Dans ce but, une méthodologie de calcul de trajectographie de particules d'air, à partir des champs linéaires tridimensionnels de vents et du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente (paramètre indicateur de la turbulence atmosphérique) déduits d'un réseau de profileurs de vent, a été développée pour être appliquée à la campagne ESCOMPTE-2001.

Cette campagne offre un cadre privilégié pour l'application de cette méthodologie à l'étude du transport et de la diffusion de la pollution atmosphérique. En effet, elle permet d'une part, de

tester et d'évaluer les performances de cette méthode par une comparaison de ses résultats aux mesures d'autres instruments, et d'autre part, de mener cette étude dans de bonnes conditions grâce à sa base de données physico-chimiques détaillée.

La première partie de ce chapitre décrit la méthodologie de restitution de champs linéaires tridimensionnels avec un réseau de profileurs développée par Campistron (1997), ainsi que les schémas pouvant être utilisés pour en déduire les trajectoires diffusantes ou non, et également des rétro-trajectoires de particules d'air.

Dans la deuxième partie, les performances de la méthode appliquée au réseau de quatre radars UHF de la campagne ESCOMPTE-2001 sont évaluées par une comparaison avec des mesures in situ de vent de 15 paliers de l'avion ARAT et de 5 trajectoires de ballons plafonnants. Cette partie illustre les bonnes capacités de cette méthode à reproduire fidèlement les champs de vent complexes de la région Fos/Berre/Marseille particulièrement hétérogène.

Enfin, une étude du transport et de la diffusion de polluants, s'appuyant en grande partie sur la méthodologie appliquée au réseau de radars UHF de la campagne ESCOMPTE-2001, est présentée durant l'épisode de brise de mer du 26 juin 2001. Elle montre que des polluants émis sur Marseille dans la matinée sont transportés verticalement au dessus de la couche limite atmosphérique (CLA) par de fortes ascendances, associées à la zone de convergence des deux brises de mer soufflant sur cette ville. Le panache de polluants ainsi formé au dessus de Marseille, est ensuite transporté horizontalement en milieu de journée vers la région d'Aix pour fumiguer et se disperser dans la CLA particulièrement bien développée de cette région.

5.1 Méthodologie

La méthode de restitution de champs linéaires tridimensionnels avec un réseau de profileurs est décrite en détail dans la première partie. Dans la seconde partie, des schémas de trajectographies de particules d'air, utilisables avec les champs de vents et du taux de dissipation déduits de cette méthode, sont présentés.

5.1.1 Champs tridimensionnels

La méthode de restitution de champs tridimensionnels des paramètres mesurés par profileur de vent a été développée par Campistron (1997). L'hypothèse principale de cette méthode est la linéarité du champ d'une variable dans un intervalle de temps et sur une tranche d'altitude. D'après cette hypothèse, le paramètre atmosphérique ϕ à la longitude λ, la latitude θ, l'altitude z et au temps t se décompose en série de Taylor au voisinage du point de référence (λ_0,θ_0, z_0,t_0) de la façon suivante :

$$\phi(\lambda,\theta,z,t) = \phi(\lambda_0,\theta_0,z_0,t_0) + \Delta\lambda\frac{\partial\phi}{\partial\lambda} + \Delta\theta\frac{\partial\phi}{\partial\theta} + \Delta z\frac{\partial\phi}{\partial z} + \Delta t\frac{\partial\phi}{\partial t} + \xi \tag{5.1}$$

où $\lambda = \lambda_0 + \Delta\lambda$, $\theta = \theta_0 + \Delta\theta$, $z = z_0 + \Delta z$ et $t = t_0 + \Delta t$. ξ représente l'écart du champ linéaire au champ réel et tient compte des termes d'ordre supérieur ou égal à deux. Le point de référence est généralement le barycentre du réseau de profileurs.

A un instant t_0 et une altitude z_0, toutes les dérivées partielles sont déterminées par la méthode des moindres carrés à partir des données des profileurs contenues dans le domaine d'ajustement élémentaire, défini par l'intervalle de temps ΔT et la tranche d'altitude ΔH tel que:

$$t_0 - \frac{\Delta T}{2} < t < t_0 + \frac{\Delta T}{2}\ et\ z_0 - \frac{\Delta H}{2} < z < z_0 + \frac{\Delta H}{2} \tag{5.2}$$

Pour obtenir des termes (ϕ_0, $\partial\phi/\partial\lambda$, $\partial\phi/\partial\theta$, $\partial\phi/\partial z$, $\partial\phi_0/\partial t$) fonction du temps et de l'altitude, il suffit alors de faire varier t_0 et z_0. Le choix de ΔT et ΔH est important car il détermine la manière dont le modèle va atténuer le bruit des mesures et filtrer les échelles atmosphériques non résolues par la méthode, qui sont fonction de la dimension du réseau.

Campistron (1997) a déterminé les échelles atmosphériques résolues par la méthode en étudiant la réponse du modèle sur un signal sinusoïdal stationnaire du module du vent pour différentes longueurs d'onde. La figure 5.1 présente ses résultats, obtenus à partir d'un réseau de radars de dimension d'environ 400 km. La réponse de la méthode est définie comme le rapport de l'amplitude du signal généré par la méthode sur celle du signal réel. Cette figure montre que la réponse est inférieure à 0,8 pour les longueurs d'onde inférieures à 1600 km, soit 4 fois la dimension du réseau. L'ordre de grandeur des échelles d'un phénomène atmosphérique étant égal à la moitié de la longueur d'onde, celles résolues par la méthode sont donc supérieures à environ deux fois la dimension du réseau de profileurs.

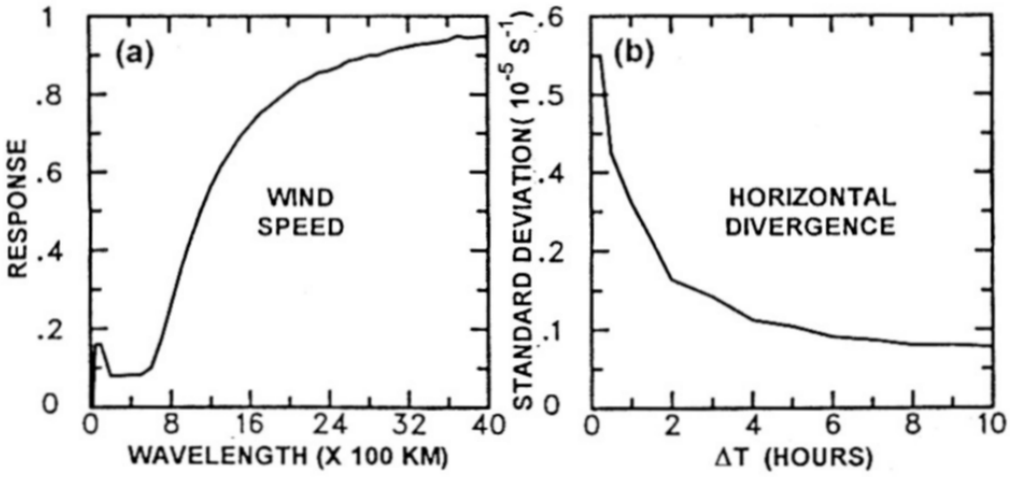


FIG. 5.1: *(a) Réponse simulée de la méthode pour le module du vent en fonction des longueurs d'onde. (b) Ecart type des erreurs commises par la méthode sur le calcul du terme de divergence horizontale en fonction de l'intervalle de temps ΔT (d'après Campistron (1997)).*

Les effets de filtrage et d'atténuation du bruit des mesures du domaine d'ajustement élémentaire a également été étudié par Campistron (1997). Il a calculé pour différentes valeurs de ΔT, les erreurs commises sur le terme de divergence horizontale pour un champ de vent linéaire, soumis à un bruit gaussien d'écart type 2 ms^{-1} (valeur typique maximale du bruit des mesures des radars profileurs de vent) et pour une valeur de ΔH égale à deux portes de mesures d'un profileur. Ses résultats, présentés également dans la figure 5.1, montrent que l'écart type des erreurs commises sur le terme de divergence est inférieur à $3.10^{-6}s^{-1}$ pour les valeurs de ΔT supérieures à une heure. La valeur de ces erreurs, lorsque ΔT est supérieure à une heure, est donc acceptable pour les phénomènes atmosphériques de meso-échelles.

En fait, le filtrage et l'atténuation du bruit des mesures de cette méthode dépend du nombre

de données contenues dans le domaine d'ajustement élémentaire (plus exactement de sa racine carrée). Ainsi, toujours d'après l'étude de Campistron (1997), la valeur de ΔT supérieure à une heure, considérée comme acceptable pour minimiser les erreurs sur le terme de divergence de meso-échelle, correspond à une cinquantaine de données radar.

La figure 5.2 illustre ces effets de filtrage et d'atténuation de la méthode par un exemple de coupes hauteur-temps de vent, l'une mesurée par le radar UHF de Marignane au cours de la campagne ESCOMPTE-2001 (données brutes) et l'autre restituée au même endroit par le réseau de quatre radars UHF de cette campagne avec $\Delta T = 1\ h$ et $\Delta H = 100\ m$ (soit environ 90 données radar).

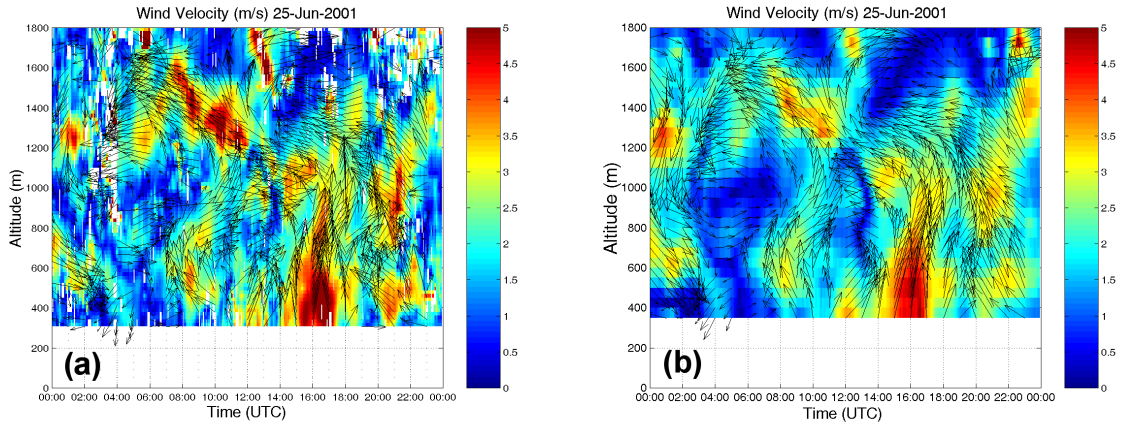


FIG. 5.2: *Illustration des effets de filtrage et d'atténuation du bruit des mesures par la méthode de restitution de champs tridimensionnels : la coupe hauteur-temps de vent horizontal du 25 juin 2001 (a) mesurée par le radar UHF de Marignane au cours de la campagne ESCOMPTE-2001 (données brutes) et (b) restituée au même endroit par le réseau de quatre radars UHF de cette campagne avec $\Delta T = 1\ h$ et $\Delta H = 100\ m$ (environ 90 données radar). Sur chacune des coupes, les vecteurs indiquent la direction du vent horizontal.*

L'équation 5.1 est résolue en deux temps. Tout d'abord, les données trop éloignées du modèle linéaire sont éliminées. Cette opération permet de supprimer les erreurs importantes éventuelles de mesures pour en atténuer leur impact sur la méthode. La quantité de données éliminées est généralement bien inférieure à 5%. Puis, les données restantes sont utilisées pour recalculer le champ linéaire.

La présente méthode permet de restituer un champ du paramètre ϕ qui varie dans le temps et dans les trois dimensions de l'espace. Elle s'applique en principe quelque soit le paramètre ϕ, comme à l'une des composantes du vent, à la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air C_n^2 ou au taux de dissipation ε. Les dérivées spatiales des composantes du vent horizontal

déterminées par cette méthode, permettent également d'en déduire les termes de divergence horizontale et du rotationel vertical de meso-échelles. Ces termes sont par contre seulement fonction du temps et de l'altitude (cf. Figure 5.3).

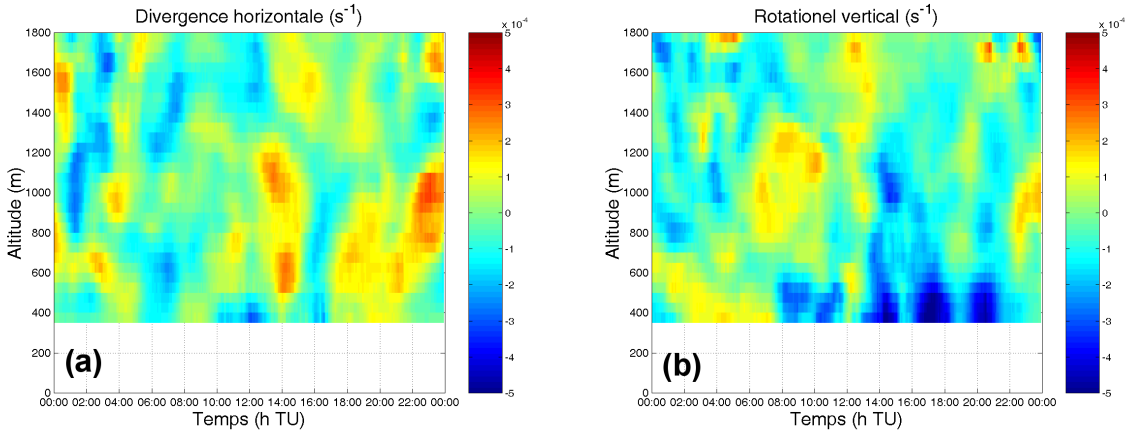


FIG. 5.3: *Coupes hauteur-temps, pour le 25 juin 2001, (a) de la divergence horizontale et (b) du rotationnel vertical, déduits de la méthode appliquée au réseau de radars UHF de la campagne ESCOMPTE-2001, avec* $\Delta T = 1\ h$ *et* $\Delta H = 100\ m$ *(environ 90 données radar). Elles sont représentatives de ces termes au-dessus du réseau.*

5.1.2 Trajectographie de particules d'air

La restitution de champs tridimensionnels de vent permet de calculer des trajectoires ou rétro-trajectoires Lagrangiennes de particules d'air. Soit $X(t)$ la position d'une particule d'air au temps t. Pour des incréments de temps Δt suffisamment petits, la position $X(t + \Delta t)$ de la particule est déterminée à partir de sa position $X(t)$ à l'aide de l'équation 5.3 appelée "solution à accélération constante" (Stohl, 1998).

$$X(t + \Delta t) = X(t) + \frac{1}{2}\Delta t(\frac{d}{dt}X(t) + \frac{d}{dt}X(t + \Delta t)) \tag{5.3}$$

où $dX(t)/dt$ et $dX(t + \Delta t)/dt$ sont les vitesses d'une particule respectivement au temps t et $t + \Delta t$ déduits du champ linéaire tridimensionnel de vent.

Le trajet d'une particule d'air est totalement déterminé par le calcul itératif en temps de l'équation 5.3. Des trajectoires ou rétro-trajectoires de particules d'air sont alors obtenues suivant le signe positif ou négatif affecté au pas de temps Δt.

Dans la couche limite atmosphérique (CLA), le transport de particules d'air ne se réduit

pas au calcul d'une seule trajectoire en raison de la diffusion turbulente à laquelle elles sont soumises. Les modèles Lagrangiens de diffusion de particules qui sont utilisés pour simuler le transport et la diffusion des particules dans la CLA, calculent un ensemble de trajectoires de plusieurs dizaines ou centaines de particules d'air (Stohl, 1998) par :

$$X(t+\Delta t) = X(t) + \Delta t(\frac{d}{dt}\overline{X(t)} + \frac{d}{dt}X'(t)) \tag{5.4}$$

où $d\overline{X(t)}/dt$ et $dX'(t)/dt$ sont respectivement la vitesse moyenne des particules et leurs fluctuations de vitesse générée par la diffusion turbulente.

La méthode appliquée au réseau de profileurs est capable de restituer un champ tridimensionnel du taux de dissipation. Cette variable qui est un indicateur de la turbulence au sein de l'atmosphère peut donc servir à la paramétrisation de $dX'(t)/dt$ pour le calcul de panaches de particules d'air. La manière la plus simple pour le faire est de supposer que les fluctuations de la vitesse des particules $dX'(t)/dt$ sont proportionnelles au taux de dissipation à la position $X(t)$ ($\varepsilon(X,t)$) tel que :

$$\frac{d}{dt}X'(t) = kC(t)\ \varepsilon(X,t) \tag{5.5}$$

où $C(t) \in [-0{,}5; 0{,}5]$ est une variable aléatoire (bruit blanc) qui permet, à chaque pas de temps, d'affecter un signe positif ou négatif à la perturbation de vitesse et de générer un panache de particules lorsqu'un grand nombre de trajectoires est calculé. k est une constante donnée (indépendante du temps) à ajuster de manière à ce que le panache de particules diffuse de manière réaliste ($cf.$ Partie 5.3.3).

La substitution de l'équation 5.5 dans l'équation 5.4 permet d'écrire un schéma de transport et de diffusion pour un ensemble de particules, utilisable avec les champs tridimensionnels restitués par le réseau de profileurs. La position d'une particule $X(t+\Delta t)$ est donnée par sa position antécédente $X(t)$ selon la formule suivante :

$$X(t+\Delta t) = X(t) + \Delta t(\ \frac{d}{dt}\overline{X(t)} + kC(t)\ \varepsilon(X,t)\ ) \tag{5.6}$$

où $d\overline{X(t)}/dt$ et $\varepsilon(X(t))$ sont respectivement la vitesse et le taux de dissipation de la particule à la position $X(t)$ déduits des champs linéaires tridimensionnels.

5.2 Evaluation des performances

La méthode de restitution de champs tridimensionnels a été appliquée au réseau de quatre profileurs UHF installé pour la campagne ESCOMPTE-2001. Il est constitué des profileurs de Saint Chamas (SC), de Marignane (Mg), d'Aix-les-Milles (Ax) et de l'Observatoire de Marseille (Ob) qui forment approximativement un triangle isocèle de base 35 km et de hauteur 15 km (*cf.* Figure 5.4).

Une évaluation des performances de la méthode pour la restitution de champs de vent est maintenant présentée. Tout d'abord des mesures de vent réalisées par l'avion ARAT sont comparées à celles déduites par le réseau de radars. Dans un deuxième temps, des trajectoires déduites du réseau de profileurs sont comparées à celles de ballons plafonnants.

5.2.1 Comparaison aux mesures in situ de vent de l'avion ARAT

Au cours de la campagne ESCOMPTE, l'avion ARAT a volé au dessus et à proximité du réseau de profileurs le 23, 24, 25 et 26 juin 2001. Ces journées étaient toutes soumises à des circulations de brise de mer, sauf le 23 juin 2001 où le mistral soufflait. Durant chaque journée, deux vols étaient effectués aux alentours de 06:00 et 12:00 TU sur trois paliers situés à 750-800 mètres d'altitude (*cf.* Figure 5.4). Le palier P3 n'a pas eu lieu pour quelques vols.

Les vols du 24 juin 2001 à 12:00 TU et du 25 juin 2001 à 06:00 TU n'ont pas été utilisés pour cette comparaison. La raison est que durant ces deux vols les champs de vent observés ont été marqués par la présence d'écoulements locaux variés au dessus du réseau de profileurs. Dans ces conditions, l'application de la méthode de restitution de champs tridimensionnels de vent est délicate puisque l'hypothèse de linéarité n'est pas respectée.

Au final, cette comparaison a été réalisée sur les mesures de module et de direction du vent le long de 15 paliers. Les mesures de l'avion, qui sont effectuées à haute cadence (25 Hz soit une résolution de 4-5 m), ont été lissées sur 3 km afin de supprimer les échelles turbulentes et de conserver les plus grands paliers possibles pour en déduire la zone géographique de validité de la méthode, ce que nous verrons par la suite.

Les champs de vents déduits de la méthode appliquée au réseau de profileurs UHF ont été calculés en utilisant un intervalle de temps ΔT et de hauteur ΔH du domaine d'ajustement élémentaire égaux respectivement à 1 h et 100 m (soit 90 données radar environ). Cette méthode

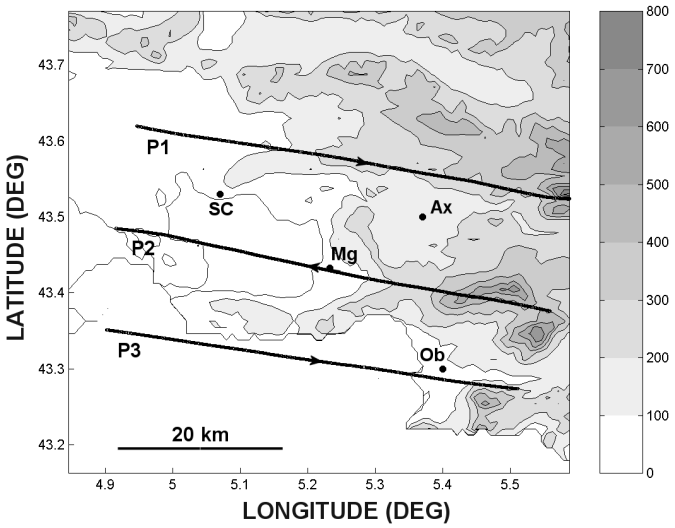


FIG. 5.4: *Illustration des paliers effectués à chaque vol par l'avion ARAT. Le sens de parcours de l'avion est indiqué par les flèches le long de chaque paliers (P1, P2 et P3). Les points permettent de situer le réseau, constitué des radars UHF de Saint Chamas (SC), Marignane (Mg), Aix-les-Milles (Ax) et l'Observatoire de Marseille (Ob).*

filtre les échelles globalement inférieures à 2 fois la dimension du réseau, comme nous l'avons vu précédemment. La définition de cette grandeur est délicate pour le réseau installé durant la campagne ESCOMPTE en raison de sa forme. Cependant, son domaine de validité, qui sera déterminé par la suite, permet d'estimer que les échelles atmosphériques résolues par ce réseau sont supérieures à 25 km environ.

La figure 5.5 illustre par un exemple les bons résultats de ces comparaisons. Elle présente le module et la direction du vent mesurés par l'avion ARAT et déduits par le réseau de profileurs le long du palier P1 pour le vol du 26 juin 2001 à 11:50 TU. Elle montre que la méthode appliquée au réseau est capable de restituer la tendance du module et de la direction du vent de grande échelle observée par l'avion. Des écarts inférieurs à 1,5 ms^{-1} sont observés pour le module du vent et ceux sur la direction du vent sont globalement inférieurs à 50°, sauf en fin de palier lorsque l'avion vole au dessus de montagnes. Cette figure montre également que les écarts observés sont dus à des phénomènes de petites échelles qui s'ajoutent à la tendance linéaire de grande échelle.

Ces comparaisons permettent également d'estimer correctement le domaine de validité de la méthode appliquée au réseau de profileurs UHF installés durant la campagne ESCOMPTE-2001, en regardant la répartition géographique des écarts du champ linéaire de vent déduit

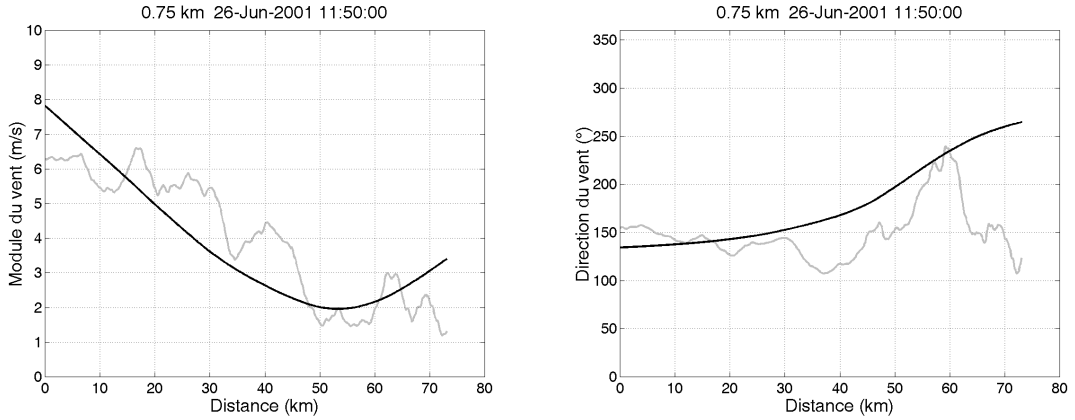


FIG. 5.5: *(A gauche) Module et (à droite) direction du vent mesurés par l'avion ARAT (courbe grise) et déduits par la méthode appliquée au réseau profileurs UHF (courbe noire) pour le palier P1 du vol du 26 juin 2001 à 11:50 TU.*

du réseau au champ réel observé par l'avion. La figure 5.6 présente les champs horizontaux des écarts de direction et de module du vent et des écarts relatifs du module du vent. Ils sont obtenus en moyennant les écarts le long de chacune des trajectoires parcourues par l'avion dans une maille de 2,5 km de côté. Une interpolation réitérée 5 fois a ensuite été réalisée pour remplir l'ensemble des mailles et obtenir un champ continu.

Cette figure montre que dans la partie centrale du champ le long d'un axe nord-ouest/sud-est les écarts de direction et de module sont minima et ont des valeurs en absolu inférieures respectivement à 20° et 1 ms^{-1} (soit 20% de l'intensité du vent mesuré par l'avion). Au dessus des montagnes au nord-est et de la mer au sud-ouest, ces écarts atteignent des valeurs plus importantes de 30-40° pour la direction et de 2-3 ms^{-1} pour le module (soit plus de 40% de l'intensité du vent mesuré par l'avion).

En théorie cette méthode est valable au voisinage du barycentre des radars dans un périmètre à peu près égal à 2 fois la dimension caractéristique du réseau (la plus petite échelle résolue par la méthode). Comme nous l'avons déjà mentionné précédemment, cette grandeur est délicate à déterminer pour ce réseau. Les champs horizontaux des écarts présentés précédemment permettent de pallier cette difficulté. En effet, au vu des valeurs minimales des écarts obtenus, le domaine de validité de la méthode peut être défini comme la zone s'étendant le long d'un couloir de 25 km de large, centré sur le droite passant par le barycentre du réseau de profileurs suivant l'axe SC/Ob (*cf.* Figure 5.6). Ainsi, pour ce réseau, les plus petites échelles résolues par la méthode peuvent être estimées à 25 km.

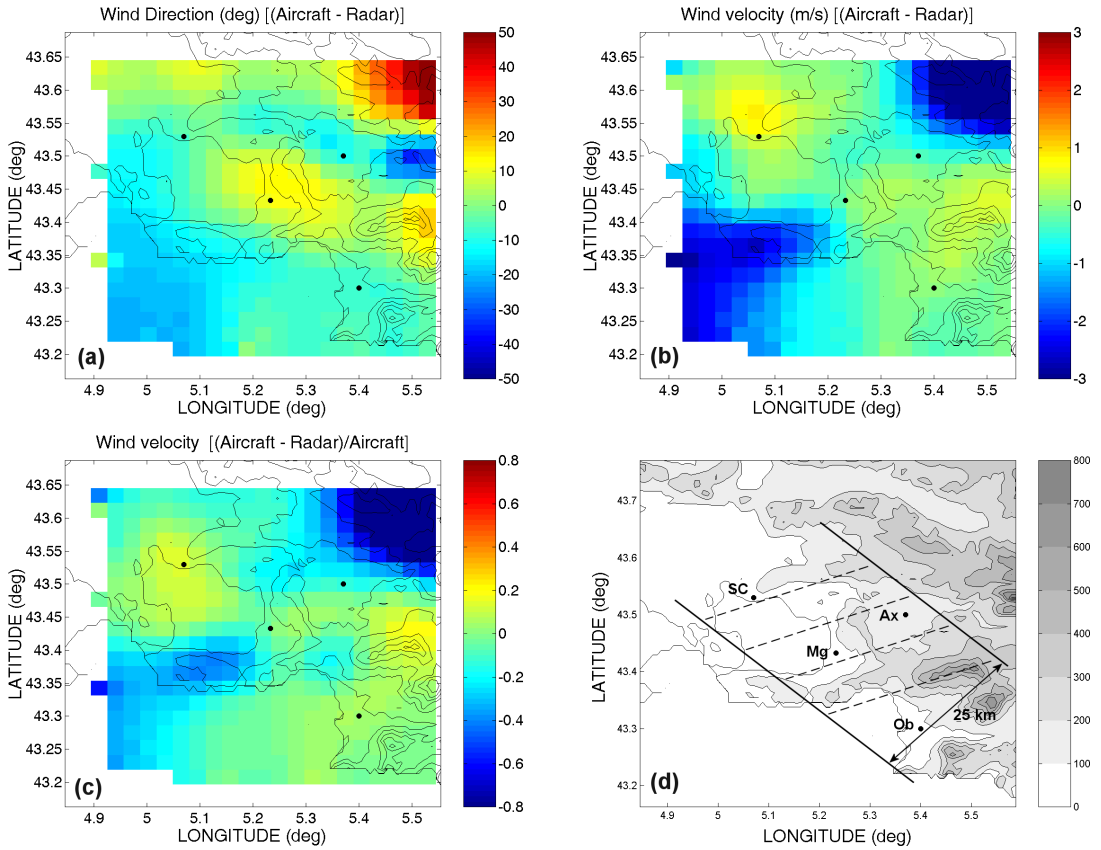


FIG. 5.6: *Champs horizontaux à 750 m des écarts de direction (a) et de module (b) du vent, et des écarts relatifs du module du vent (c) entre les mesures in situ de l'avion ARAT et le champ de vent restitué par la méthode appliquée au réseau de profileurs. Le domaine de validité de cette méthode déduit des champs précédents est indiqué par la zone hachurée (d).*

Afin d'illustrer les bonnes capacités de cette méthode à reproduire les champs de vents observés par l'avion, une étude statistique des écarts obtenus le long de tous les paliers de l'avion a été menée. Le tableau 5.1 présente pour le module et la direction du vent, la moyenne et l'écart type des écarts de toutes les données et de celles contenues dans la zone de validité définie précédemment.

Pour toutes les données des paliers, la moyenne des écarts de vent et de direction sont respectivement de -0,5 ms^{-1} (soit une sous-estimation de 14% du module du vent mesuré par l'avion) et de 2°, et leurs écarts types sont respectivement de 1,9 ms^{-1} (soit 56% de l'intensité du vent de l'avion) et de 27°. Dans le domaine de validité, la moyenne des écarts de vent et de direction sont respectivement de 0,1 ms^{-1} (soit 2% du module du vent mesuré par l'avion) et 2°, et leurs écarts types sont respectivement de 1,1 ms^{-1} (soit 39% de l'intensité du vent de l'avion) et de 19°.

Ecart (avion - réseau)	**Nombre de points**	**Moyenne**	**Ecart type**
Direction du vent	8893	-1°	27°
Module du vent	8893	-0,5 ms^{-1}	1,9 ms^{-1}
Module du vent (relatif)	8893	-14%	56%
Direction du vent	5550	2°	19°
Module du vent	5550	0,1 ms^{-1}	1,1 ms^{-1}
Module du vent (relatif)	5550	-2%	39%

TAB. 5.1: *Paramètres statistiques des écarts obtenus entre le champ de vent déduit du réseau de profileurs et les mesures in situ de l'avion. Les valeurs indiquées dans la partie haute du tableau ont été calculées pour toutes les données de chaque palier et celles de la partie basse ont été calculés pour les données contenues uniquement dans le domaine de validité de la méthode appliquée au réseau.*

La zone géographique de validité de la méthode est bien évidemment variable en fonction de l'altitude et des conditions météorologiques. Plus l'altitude sera élevée, moins l'impact du relief se fera sentir et plus le domaine de validité sera étendu. Ce domaine a été établi précédemment en s'appuyant sur une comparaison de données à 750-800 m acquises principalement en période de brise de mer ou de terre. Une comparaison des mesures des quatre profileurs a été réalisée sur la campagne ESCOMPTE par l'association de qualité de l'air AIRMARAIX (Guyon, 2002). Elle montre que ces instruments observent des conditions météorologiques bien corrélés au dessus de 400-500 m. Par conséquent le domaine de validité de la méthode précédemment déterminé, peut être considéré comme à peu près l'aire minimale de validité.

5.2.2 Comparaison aux trajectoires de ballons plafonnants

Un grand nombre de ballons plafonnants a été lâché durant la campagne ESCOMPTE-2001. Seules les trajectoires de 5 ballons plafonnants (trajectoires "réelles") ont été comparées à celles déduites de la méthode appliquée au réseau de profileurs (trajectoires "simulées"). Elles ont été sélectionnées en fonction des horaires de fonctionnement des radars et de façon à ce que l'emplacement du lâcher des ballons et leurs trajectoires se trouvent dans le domaine de validité de la méthode.

Les ballons ayant volé au dessus de la CLA, l'équation 5.3 a été utilisée pour le calcul des trajectoires dans le champ de vent déduit du réseau. Pour maintenir les trajectoires "simulées" à altitude constante dans les champs de vent (comme c'est la cas des ballons plafonnants), une vitesse verticale nulle leur a été imposée. Les intervalles de temps ΔT et de hauteur ΔH du domaine d'ajustement élémentaire ont été déterminés de manière à ce que les trajectoires

"simulées" coïncident aux mieux avec les trajectoires "réelles". Le tableau 5.2 indique les paramètres ΔT et ΔH utilisés pour le calcul des trajectoires, ainsi que les lieux de lâchers, les heures et les altitudes de vols des 5 ballons plafonnants.

Date et heure (TU) du vol	**Acronyme**	**Lieu du lâché**	**Altitude(m)**	ΔH**(m)**	ΔT**(h)**
14 juin 2001 13:25-15:30	B1	Martigues (Mt)	1000	50	1
22 juin 2001 09:25-10:15	B2	Martigues (Mt)	600	100	1
25 juin 2001 08:55-12:00	B3	Martigues (Mt)	650	100	1
26 juin 2001 08:25-11:00	B4	Vallon Dol (VD)	850	100	1
26 juin 2001 14:05-16:30	B5	Vallon Dol (VD)	1200	100	1

TAB. 5.2: *Descriptif des cinq ballons plafonnants qui ont servis aux calculs des trajectoires "simulées".*

La figure 5.7 présente les trajectoires "simulées" (définies dans le tableau 5.2) obtenues pour chacun des vols de ballons plafonnants. Elle montre que les trois trajectoires B1, B2 et B4 sont bien reproduites et que les deux autres trajectoires B3 et B5 le sont moins bien. Cette observation est illustrée par les écarts absolus et relatifs de transport horizontal (EATH et ERTH) présentés dans le tableau 5.3, qui ont été calculés par les formules suivantes (Stohl, 1998) :

$$EATH(t) = \overline{\sqrt{(X(t) - x(t))^2 + (Y(t) - y(t))^2}} \tag{5.7}$$

$$ERTH(t) = \frac{EATH(t)}{\sqrt{X(t)^2 + Y(t)^2}} \tag{5.8}$$

où $X(t)$ et $Y(t)$ sont les positions du ballon "simulé" à l'instant t et $x(t)$ et $y(t)$ sont celles du ballon "réel" au même instant.

Pour les trajectoires B1, B2 et B4, la distance entre le ballon "réel" et "simulé" est inférieur à 5 km au bout de respectivement 1h55, 0h35 et 2h05 de vol, ce qui représente 11%, 17% et 16% de la longueur totale parcourue par le ballon "fictif". Pour les trajectoires $B3$ et $B5$, la distance séparant le ballon "réel" du "simulé" est de 7 et 10,8 km au bout de 2h35 et 1h55 de vol respectivement. Ceci représente 30% et 49% de la longueur totale parcourue par le ballon "simulé".

La divergence observée pour les trajectoires B3 et B5 est vraisemblablement la conséquence de deux sources : les circulations d'échelles non résolues par la méthode appliquée au réseau et les erreurs éventuelles de mesures des profileurs UHF. L'intensité du vent moyen sur les trajectoires "réelles" est de 6,0 ms^{-1}, 10,6 ms^{-1}, 2,0 ms^{-1}, 4,8 ms^{-1}, et 3,6 ms^{-1} pour respectivement B1, B2, B3, B4 et B5. Le module du vent moyen des trajectoires B3 et B5 est

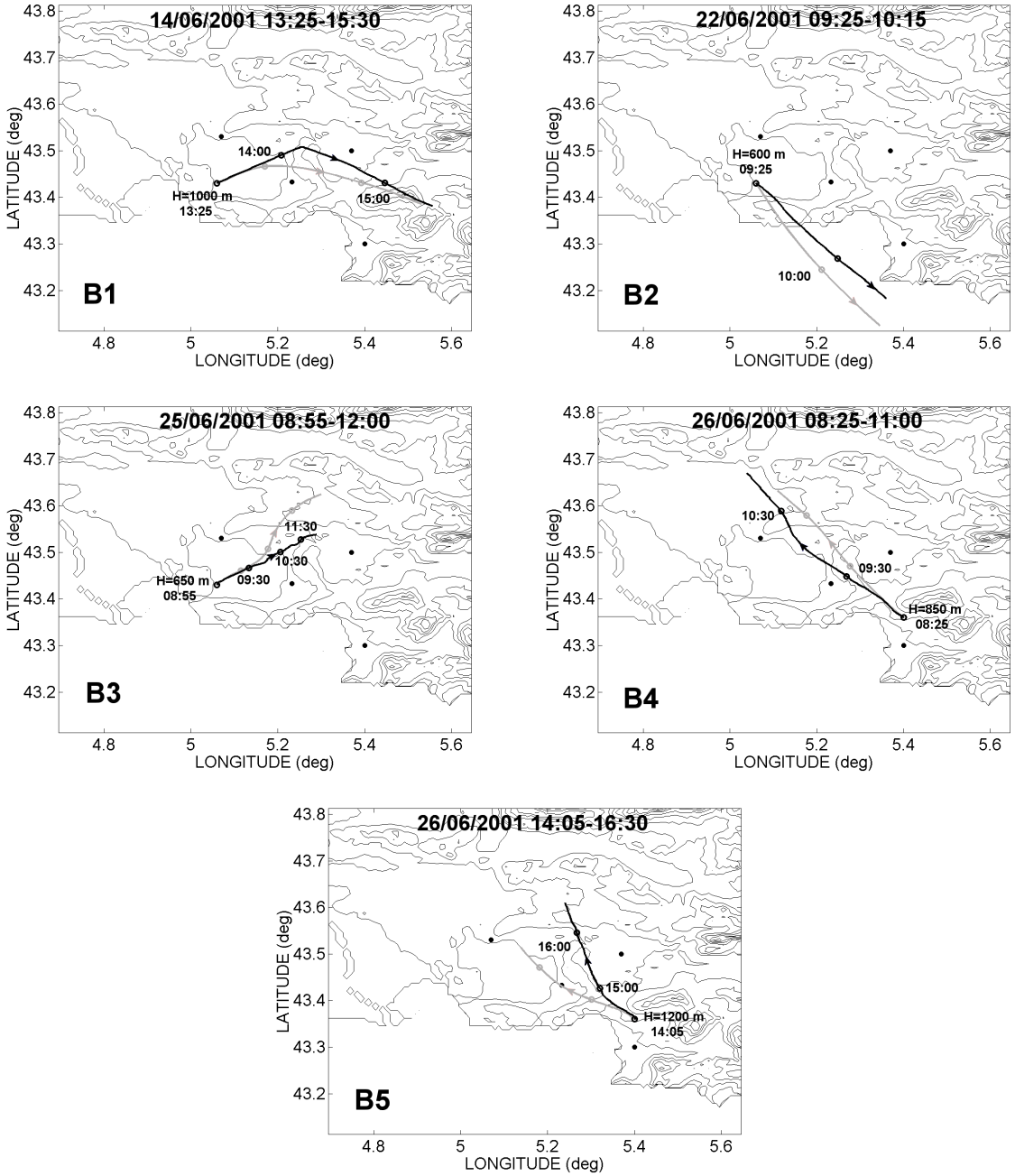


FIG. 5.7: *Trajectoires "réelles" (en noire) et "simulées" (en gris) des 5 ballons plafonnants. La date et la durée du vol des ballons sont indiquées sur chaque diagramme. L'heure du lâcher du ballon et l'altitude à laquelle il a volé est annotée au départ de la trajectoire. Les points sur chaque trajectoire indiquent l'emplacement du ballon à l'heure annotée à côté.*

plus faible comparé à celui des trois autres trajectoires. Par conséquent, des écoulements locaux peuvent influencer plus fortement la circulation meso-échelle, et l'impact de légères erreurs de mesures d'un profileur est plus important en relatif par vents faibles.

Acronymes)	**Durée**	**Distance (km)**	**EATH (km)**	**ERTH** (%)
B1	1h50	33,4	3,8	11
B2	0h35	24,1	4,0	17
B3	2h35	23,3	7,0	30
B4	2h05	30,4	4,8	16
B5	1h55	21,9	10,8	49

TAB. 5.3: *Durée des trajectoires "simulées" au bout de laquelle est calculée la distance parcourue par chaque ballon "simulé", ainsi que les EATH et ERTH (définis dans le texte).*

5.3 Application à l'étude de la pollution

Les bons résultats des comparaisons précédentes permettent d'envisager une application de la méthode de restitution de champs tridimensionnels à l'étude de transport et de diffusion de polluants. La campagne ESCOMPTE-2001 et sa base de données physico-chimiques détaillée offrent un cadre privilégié pour mener cette étude.

Le cas du 26 juin 2001 est analysé dans cette partie. Au cours de cette journée, les conditions synoptiques imposaient un forçage de secteur sud, qui favorisait le développement d'une brise de mer de forte intensité dans cette direction. Le but de cette étude est de comprendre le transport et la diffusion d'un nuage de polluants observé vers 12:00 TU au nord de Marseille à 800 m d'altitude.

Dans cette optique, une analyse de la pollution atmosphérique dans la zone côtière est réalisée dans un premier temps. Puis les conditions météorologiques observées dans la basse troposphère sont décrites, afin d'étudier au final le transport et la diffusion de ce nuage de polluants.

5.3.1 La pollution atmosphérique

La pollution atmosphérique est analysée au travers de la concentration du monoxyde de carbone (CO), espèce chimique qui n'interagit pas avec les autres composants chimiques. Cette caractéristique en fait un traceur de l'écoulement atmosphérique particulièrement adapté pour l'étude du transport de la pollution.

La figure 5.8 présente les séries temporelles de concentration de CO mesurées en surface à Marseille et Aix. Les trois sites Marseille Plombières, Marseille Paradis et Marseille Rabatau sont respectivement localisés au nord, au centre et au sud de la ville. Cette figure montre que durant la journée du 26 juin 2001, la concentration de CO est maximale vers 06:00-07:00 TU sur la ville de Marseille avec des valeurs de l'ordre de 2200-2300 ppb, tandis que le maximum de concentration est de 1300 ppb vers 08:00 TU sur Aix. A Marseille Paradis et Marseille Rabatau et au centre d'Aix, la concentration de CO diminue ensuite de manière importante et s'établie entre 700 et 1200 ppb sur Marseille et entre 500 et 1000 ppb sur Aix pour le reste de la journée. A Marseille Plombières, la concentration de CO diminue lentement de 2000 à 1500 ppb, puis chute brutalement vers 18:00 TU.

Les fortes concentrations de CO observées sur la figure 5.8, sont des valeurs attendues sur une ville, puisque ce composant chimique est émis essentiellement par la combustion liée aux

activités humaines. Les pics matinaux de CO au centre et au sud de la ville de Marseille et au centre d'Aix sont directement associés aux émissions du trafic routier. Les plus fortes concentrations du nord de la ville de Marseille (Marseille Plombières) et leurs relatives stabilités sont vraisemblablement dues à la présence de zones industrielles dans ce secteur.

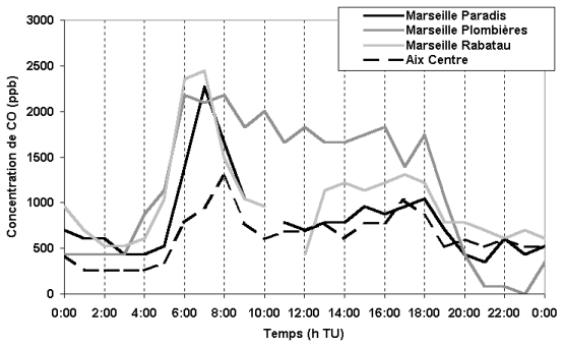


FIG. 5.8: *Séries temporelles de la concentration du monoxyde de carbone (CO) mesurées le 26 juin 2001 par les stations de surface de Marseille Plombières, Marseille Paradis, Marseille Rabatau (respectivement localisées au nord, au centre et au sud de la ville) et à Aix Centre.*

La figure 5.9 présente des champs de CO mesurés à 800 m d'altitude par les avions ARAT et Dornier vers respectivement 12:00 et 14:30 TU. Vers 12:00 TU, la concentration de CO mesurée au nord de la ville de Marseille atteint 260 à 280 ppb. Des concentrations du même ordre de grandeur sont également observées au nord-est de Saint Chamas et d'Aix-les-Milles. Vers 14:30 TU, les concentrations de CO au nord de Marseille ont diminué puisque des valeurs de 150 à 180 ppb sont mesurées. Par contre, des concentrations de CO d'environ 200 à 220 ppb persistent au nord-est de Saint Chamas et d'Aix-les-Milles.

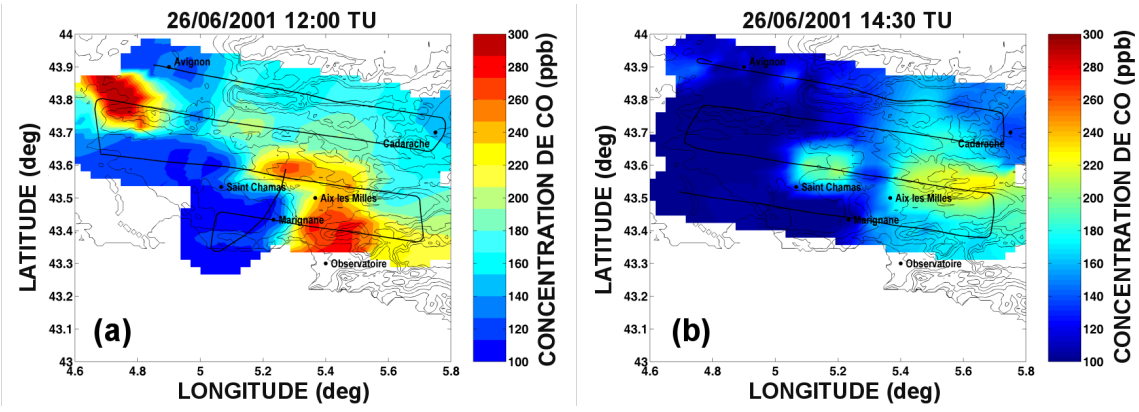


FIG. 5.9: *Champs de monoxyde de carbone (CO) obtenus par la méthode de Krigg à partir des mesures du 26 juin 2001 de l'avion ARAT vers 12:00 TU (a) et Dornier vers 14:30 TU (b).*

D'après les figures 5.8 et 5.9, les rapports de concentration de CO en milieu de journée entre

la surface et 800 m d'altitude sont d'environ 7 et 3 respectivement pour le nord de Marseille et Aix. Comme nous le verrons par la suite, ces valeurs s'expliquent par l'altitude du palier de l'avion, qui a volé au dessus et dans la couche limite atmosphérique respectivement au nord de Marseille et à Aix.

5.3.2 Les conditions météorologiques

Avant d'étudier le transport et la diffusion des polluants à l'aide du réseau de profileurs, une description des conditions météorologiques de la basse atmosphère est nécessaire. La figure 5.10 présente les conditions dynamiques observées dans la zone côtière en milieu de journée.

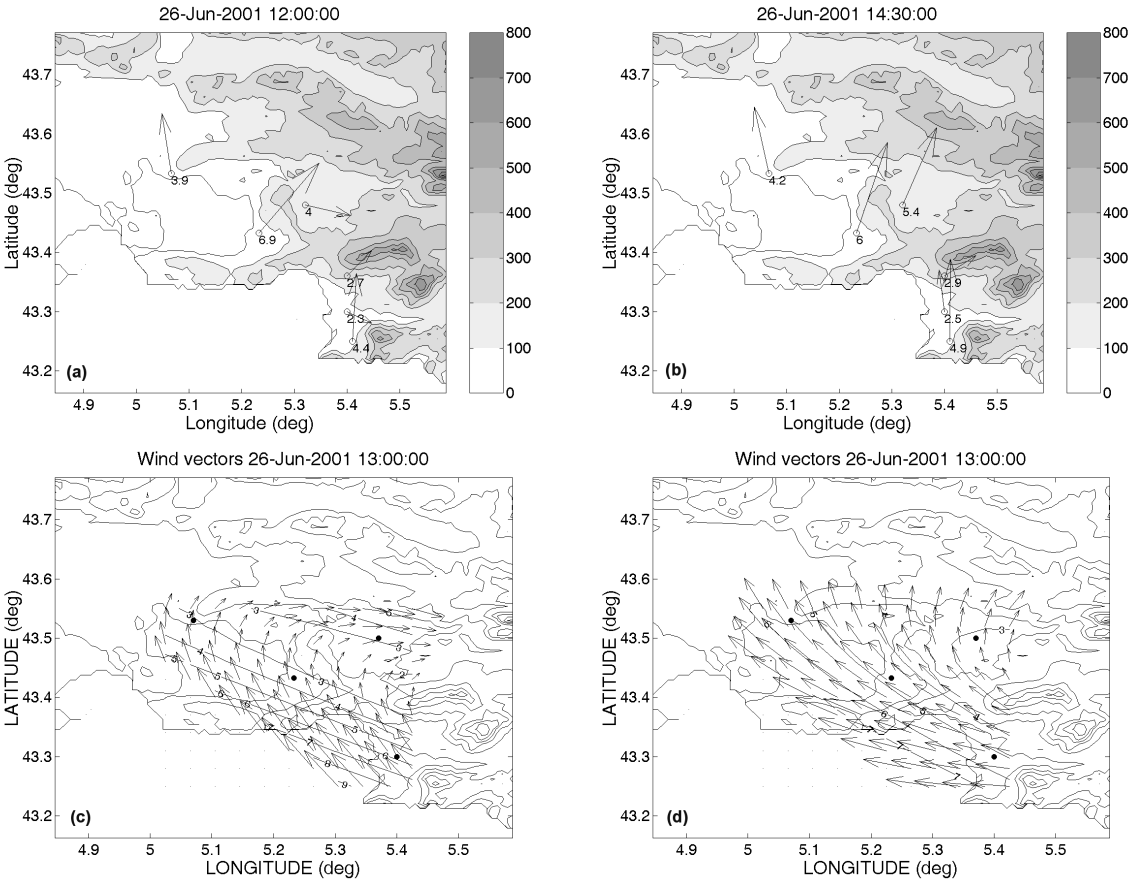


FIG. 5.10: *Champs de vents en surface à 12:00 TU (a) et 14:30 TU (b) d'après les stations météorologiques au sol. Champs de vents déduits de la méthode appliquée au réseau de profileurs aux altitudes de 500 (c) et 1000 m (d) à 13:00 TU.*

Les champs de vent de surface montrent que la zone côtière est soumise à une situation de brise de mer. Les directions du vent relevées sur l'ensemble des stations météorologiques sont typiques des épisodes de brises de mer de cette région (cf. Chapitre 6). La zone côtière

est globalement sous l'influence d'une brise régionale de forte intensité (4-7 ms^{-1}) de secteur sud sur l'étang de Berre, qui tourne au secteur sud-ouest à ouest à l'est de l'étang de Berre. Sur Marseille, la situation est plus complexe puisque le nord de la ville est soumis à une légère brise locale de secteur ouest (2-3 ms^{-1}), tandis que le sud de la ville est sous l'influence de la brise régionale de secteur sud. Par ailleurs, la brise de secteur ouest, qui souffle au centre de la ville de Marseille à 12:00 TU, est remplacée par la brise de sud à 14:30 TU (Delbarre et al., 2005).

Les champs de vent en altitude vers 13:00 TU montrent que globalement les caractéristiques de surface se retrouvent à 500 m d'altitude, tandis qu'à 1000 m d'altitude l'écoulement diffère légèrement. En effet, à 500 m d'altitude, le vent est de secteur sud-est sur Marseille et l'étang de Berre, et s'oriente au secteur ouest à l'est de l'étang de Berre. A 1000 m d'altitude, le champ de vent est de secteur est sur Marseille, et tourne au secteur sud-est et sud respectivement au dessus et à l'est de l'étang de Berre. Dans les deux cas, le vent s'intensifie de 3-4 à 6-7 ms^{-1} en direction de la mer.

La nature de l'écoulement à 500 et 1000 m d'altitude est difficile à estimer sur les seuls paramètres dynamiques, pour une situation météorologique tel que le 26 juin 2001, durant laquelle le forçage synoptique est de direction identique à la celle de la brise de mer. Néanmoins, la bonne correspondance des directions du vent entre la surface et le niveau 500 m indiquerait que la brise de mer régionale est établie au moins jusqu'à 500 m d'altitude. Ceci est confirmé par l'étude de Delbarre et al. (2005) qui montre, à partir de nombreux instruments (Lidar, radar UHF et radiosondages), que la limite entre l'écoulement synoptique et la brise de mer sur Marseille se situe aux alentours de 800 m en début d'après-midi du 26 juin 2001.

Pour compléter la dynamique de la basse troposphère, une analyse de la structure de la couche limite atmosphérique (CLA) dans la zone côtière doit être menée. Comme l'étude sur la pollution atmosphérique portera essentiellement sur l'est de la zone côtière, seules les mesures des radars UHF de l'Observatoire de Marseille (Ob) et d'Aix-les-Milles (Ax) sont utilisées ici. La figure 5.11 présente les coupes hauteurs-temps de la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air ${C_n}^2$ et du taux de dissipation ε de ces deux instruments.

La CLA se développe bien à Ax au cours de cette journée. Elle atteint une altitude de 1000 m et 1200 m vers respectivement 12:00 et 14:30 TU. Les mouvements turbulents y sont très importants avec un taux de dissipation de l'ordre de $10^{-2}\ m^2 s^{-3}$.

La situation est plus complexe à Ob. La coupe hauteur-temps du ${C_n}^2$ montre que deux

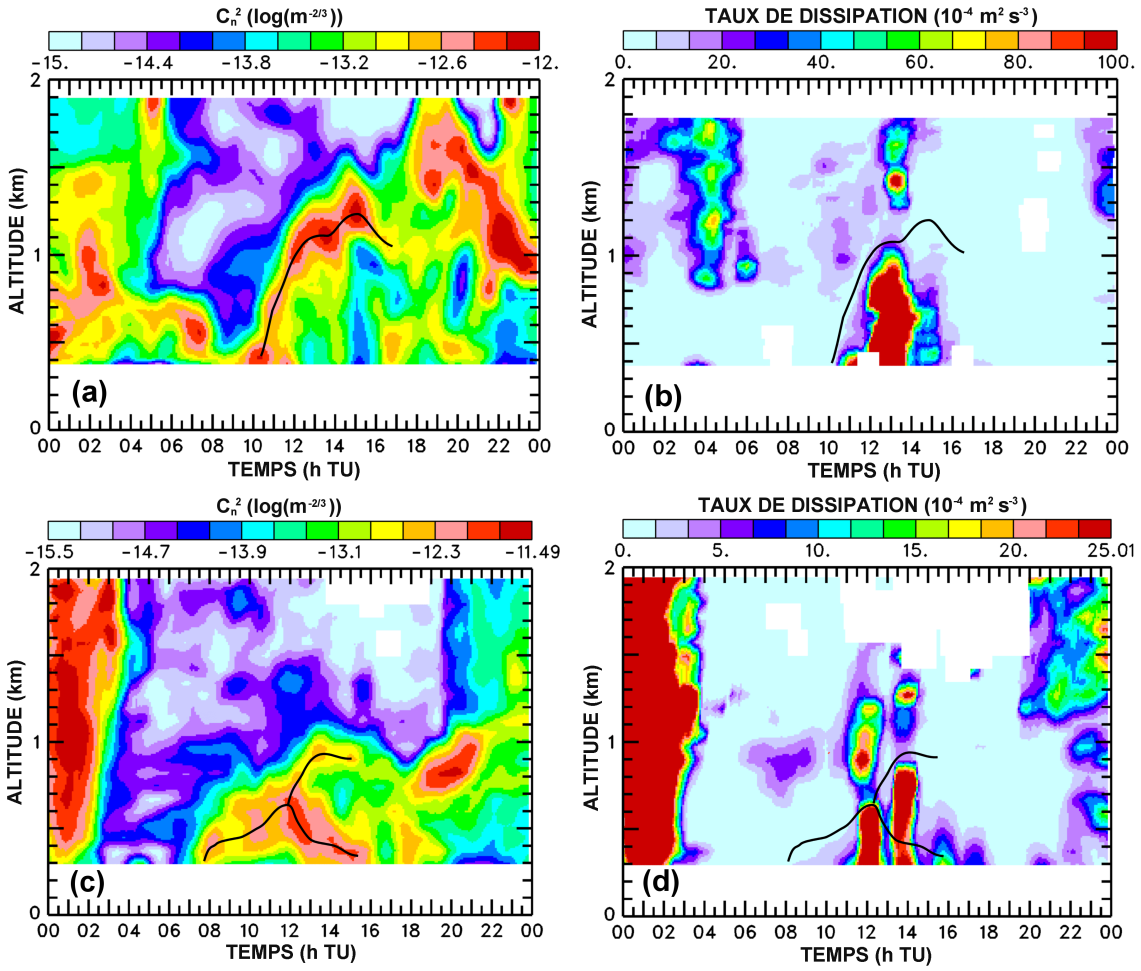


FIG. 5.11: *Coupes hauteur-temps de la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air $C_n{}^2$ et du taux de dissipation ε mesurées respectivement à Aix-les-Milles (a,b) et à l'Observatoire de Marseille (c,d). La courbe noire indique les maxima de $C_n{}^2$.*

zones de maxima sont présentes à deux niveaux distincts dans l'après-midi. La coupe hauteur-temps de ε indique le passage de deux "bouffées" vers 12:00 TU et 14:00 TU de forte intensité, supérieure à $25.10^{-4}\ m^2 s^{-3}$, surmontées d'un maxima de $C_n{}^2$.

Une analyse plus poussée des mesures du radar UHF de Ob est nécessaire pour comprendre ces observations. La figure 5.12 présente des coupes hauteurs-temps de la vitesse verticale et du taux de dissipation auxquelles ont été ajoutés les vecteurs de composantes zonale et verticale du vent. Les basses couches (200 à 400 m d'altitude) sont soumises à un écoulement de secteur ouest avant 12:00 TU, qui bascule sur un écoulement de composante est vers 14:00 TU. Ils correspondent aux brises de mer de secteur ouest et sud-est qui soufflent à Ob respectivement à 12:00 et 14:30 TU et qui ont été mesurées au sol (*cf.* Figure 5.10). Au dessus de ces niveaux, un

flux d'est est observé en milieu de journée. Il représente la brise de secteur sud-est surmontée de l'écoulement synoptique qui souffle sur Marseille en altitude (*cf.* Figure 5.10).

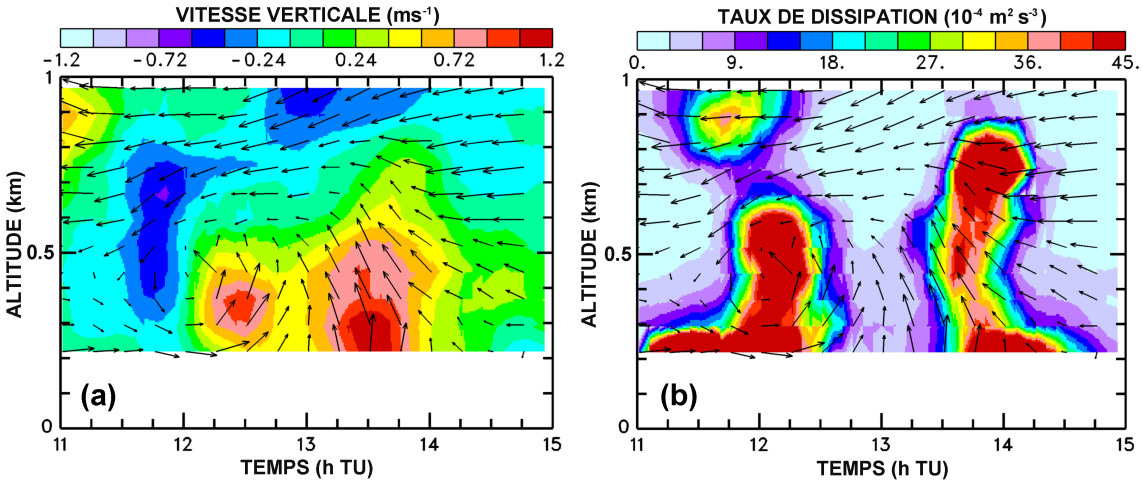


FIG. 5.12: *Coupes hauteurs-temps de la vitesse verticale et du taux de dissipation mesurés entre 11:00 et 15:00 TU par le profileur UHF de Ob (l'échelle de couleur indique l'intensité de ces deux paramètres). Sur chacune de ces coupes, les vecteurs représentent les composantes zonale et verticale du vent (un facteur 3 est appliqué à la composante verticale pour permettre de visualiser par ces vecteurs les ascendances et subsidences).*

Le profileur UHF de Ob voit donc passer la brise de secteur sud-est, qui remplace la brise de secteur ouest préalablement établie. Comme nous l'avons déjà mentionné dans le chapitre 1, deux systèmes de brises de mer peuvent s'établir sur les côtes découpées, comme celle de Marseille, et donner naissance lorsqu'ils se rencontrent à une zone de convergence, caractérisée par une forte ascendance et un mélange turbulent important (Mélas et al., 1998, 2000).

La figure 5.12 montre qu'entre 11:30 et 12:45 TU, un rotor se forme au sommet du courant de brise de mer d'ouest d'épaisseur 300 m. Dans un premier temps, une subsidence de 0,5 à 0,7 ms^{-1} est observée, suivie par une ascendance de 0,5 à 1 ms^{-1}. Au même instant, un fort taux de dissipation de 20 à 50.10^{-4} m^2s^{-3} est mesuré par le radar, indiquant la présence sur les 600-700 premiers mètres de l'atmosphère d'un fort mélange turbulent. Entre 13:00 et 14:00 TU, une seconde ascendance de 0,5 à 1,2 ms^{-1} est observée à Ob, avec également un fort taux de dissipation entre 200 et 800-900 m d'altitude, d'intensité identique à la "bouffée" précédente.

Ces observations indiqueraient que la zone de convergence des deux brises passe à Ob une première fois vers 12:00 TU, puis une seconde fois vers 14:00 TU. Ceci peut s'expliquer par l'opposition plus importante de la brise d'ouest à l'avancée de celle de sud-est après 12:00 TU, entraînant le retour de la zone de convergence sur Ob, avant que la brise de sud-est ne reprenne le dessus vers 14:00 TU pour continuer sa progression vers le nord.

Suite à cette analyse détaillée de la dynamique au dessus de Ob, la détermination de la hauteur de la CLA est plus aisée maintenant. D'après la figure 5.11, la CLA qui se développe dans le courant de brise de mer de secteur ouest, atteint une altitude maximale de 500 m en fin de matinée et possède en son sein un taux de dissipation de 5 à $15.10^{-4}\ m^2s^{-3}$. Après l'établissement de la brise de secteur sud-est, le sommet de la CLA (maxima de C_n^2 du premier niveau) décroît de 500 à 300 m d'altitude et le taux de dissipation est de 10 à $15.10^{-4}\ m^2s^{-3}$. Les maxima de C_n^2 du second niveau ($\sim$900 m) peuvent alors être associés à la limite thermodynamique entre la brise de mer de sud-est et l'écoulement synoptique.

Cette étude de la dynamique de la basse atmosphère montre deux points importants pour l'étude de la pollution qui va suivre. Tout d'abord, la CLA ne dépasse pas 500 m d'altitude sur Marseille alors qu'elle atteint plus de 1000 m vers Aix, caractéristique spatiale de la CLA sur la zone côtière qui sera abordée plus en détail au chapitre 6. Cette constatation indique que les mesures de concentration de CO des avions ARAT et Dornier ont été effectuées au dessus de la CLA sur le nord de Marseille et en son sein vers Aix. Ceci explique le rapport de facteur 7 et 3 obtenu précédemment entre les concentrations de CO en surface et 800 m d'altitude respectivement dans le nord de Marseille et au dessus d'Aix.

Par ailleurs, une convergence des deux systèmes de brises de mer se produit en milieu de journée au centre de Marseille. Cette zone de convergence peut atteindre presque 1 km d'altitude. Ces observations confirment les résultats des simulations numériques de Lemonsu et al. (2005). La présence de ce phénomène sur Marseille indique que des transferts verticaux de polluants peuvent avoir lieu sur des altitudes importantes. Par conséquent, le nuage de CO observé à 800 m d'altitude au nord de Marseille, est probablement dû à ce phénomène. Les fortes concentrations de CO émises dans la matinée sur le sud de la ville peuvent avoir été transférées des basses couches jusqu'à 800 m d'altitude, puis transportées vers le nord par le flux de secteur sud présent à ce niveau.

5.3.3 Le transport et la diffusion de polluants

Cette étude de la pollution a pour objectif d'analyser le transport et la diffusion du nuage de polluants observé à 800 m d'altitude au nord de Marseille par l'avion ARAT, à l'aide des champs tridimensionnels déduits du réseau de radars.

La formule 5.6 qui a été utilisée pour calculer des trajectoires diffusantes de particules d'air, nécessite pour être appliquée, que soit déterminée la constante k. Cette dernière a été estimée empiriquement. Pour cela, des trajectoires de deux cents particules ayant pour position initiale un point situé au milieu du nuage de CO observé par l'avion ARAT vers 12:00 TU, ont été calculées entre 11:45 et 14:30 TU pour différentes valeurs de k.

La méthode de restitution des champs tridimensionnels a été précédemment estimée valide au dessus de 400-500 m d'altitude. En conséquence le calcul des trajectoires des particules en dessous de 450 m d'altitude a été arrêté. Afin d'éviter une perte de particules, chaque particule passant sous ce niveau a été réintroduite à l'altitude de 450 m. Au bout de deux heures de calcul, le nombre de particules contenues dans la maille de 1,5 km de côté centré sur le point de longitude 43,47 deg et de latitude 5,35 deg (point situé à proximité d'Aix-les-Milles) et sur un intervalle de hauteur de 100 m a été compté. Cette opération a été réitérée 15 fois afin de tracer un profil vertical moyen de la concentration des particules.

La CLA à Aix-les-Milles, qui atteint environ 1100 m vers 14:00 TU, est une couche limite convective (cf. Chapitre 6). Dans ces conditions, les mouvements turbulents doivent mélanger les particules sur toute l'épaisseur de la CLA, créant ainsi un profil vertical de concentration homogène.

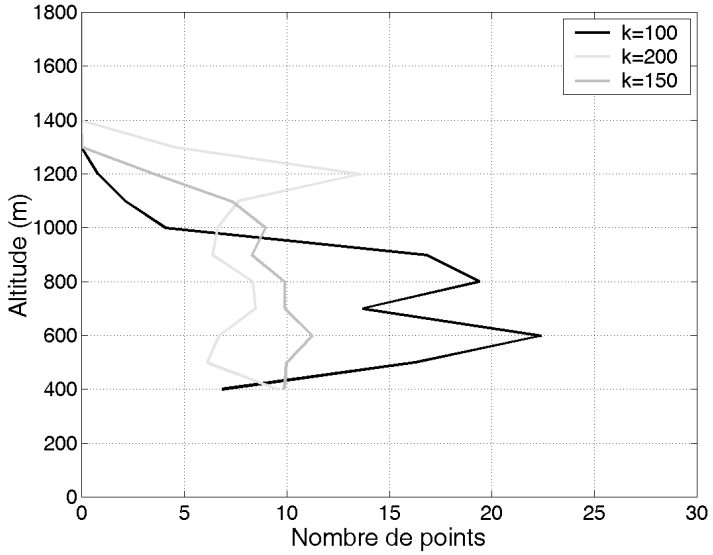


FIG. 5.13: *Profil vertical moyen du nombre de particules contenues sur 100 m et dans une maille de 1,5 km centré sur le point (5,35 deg; 43.47 deg).*

La figure 5.13 montre les profils moyens obtenus pour trois valeurs de k. Elle montre que

pour $k = 100$, la majorité des particules est contenue entre 500 et 900 m d'altitude. Le profil vertical n'étant pas homogène et donc caractéristique d'une couche limite convective, la valeur de k est insuffisante pour permettre un bon mélange des particules. Dans le cas où $k = 200$, le profil vertical est bien homogène en dessous de 1000 m, mais un grand nombre de particules est observé vers 1200 m d'altitude, juste au dessus de la CLA. Par conséquent le mélange turbulent est dans ce cas trop important et conduit à transporter de nombreuses particules à des niveaux supérieurs. Enfin lorsque $k = 150$, le profil vertical est bien homogène sur 1000 m d'altitude. Cette valeur de k semble donc adéquate pour paramétrer correctement la diffusion turbulente dans la formule 5.6.

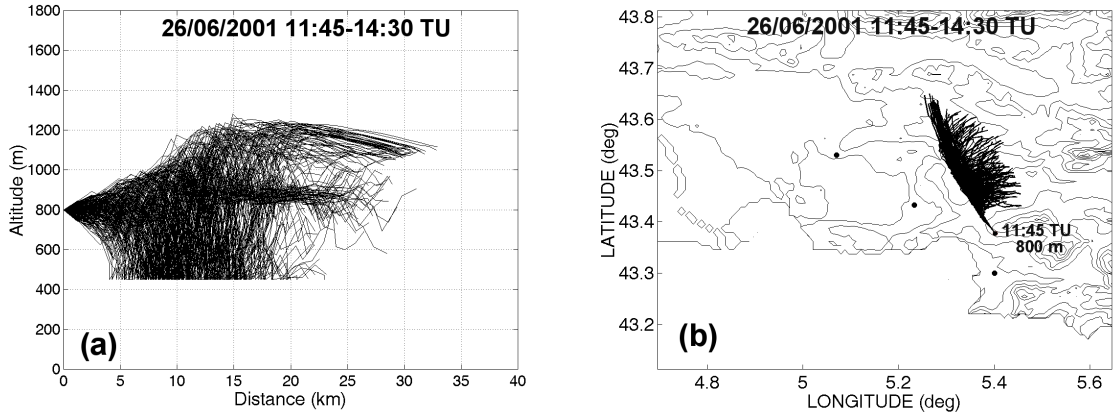


FIG. 5.14: *Structure verticale (a) et horizontale (b) d'un panache de 200 particules calculé avec k=150. Les trajectoires sont initialement lâchées à 800 m d'altitude au nord de Marseille à 11:45 TU et leur calcul est arrêté à 14:30 TU.*

La structure verticale du panache de particules présentée sur la figure 5.14, qui a été générée en utilisant $k = 150$, montre qu'au début de leurs trajectoires les particules diffusent peu et qu'elles sont essentiellement transportées autour de 800 m d'altitude, ce qui est normal puisqu'elles sont situées au dessus de la CLA. Au bout de quelques kilomètres (soit environ 30 min), elles intègrent la CLA et sont diffusées très vite sur toute son épaisseur (jusqu'à environ 1200 m d'altitude). Un phénomène de fumigation est donc illustré ici.

Par ailleurs, la structure horizontale de ce panache de particules, également présentée sur la figure 5.14, montre que les particules situées au nord de Marseille sont transportées et diffusées sur une zone comprise entre le nord-est et le nord-ouest. Les champs de vent à 500 m et 1000 m indiquent que ce panache suit l'écoulement moyen à ces deux niveaux ($cf.$ Figure 5.10). Le vent moyen à 500 m tend à transporter les particules vers le nord-ouest tandis que celui à 1000 m tend à diriger les particules vers le nord-est. Ainsi, le cisaillement de vent présent dans

la CLA contribue à disperser horizontalement le panache de particules, suite aux changements d'altitudes de ces dernières induits par le transport vertical turbulent.

La figure 5.15 décrit l'évolution temporelle du panache à 800 m d'altitude. Les particules commencent à diffuser 30 minutes après leur lâcher. Puis le nuage se déplace progressivement vers le nord-ouest le long d'un axe nord-ouest/sud-est en diffusant de plus en plus. Au bout de 2h30 de trajet, le panache s'est déplacé au nord-ouest de Ax et est donc localisé approximativement au même endroit que le nuage de CO observé par l'avion Dornier à 14:30 TU ($cf.$ Figure 5.9).

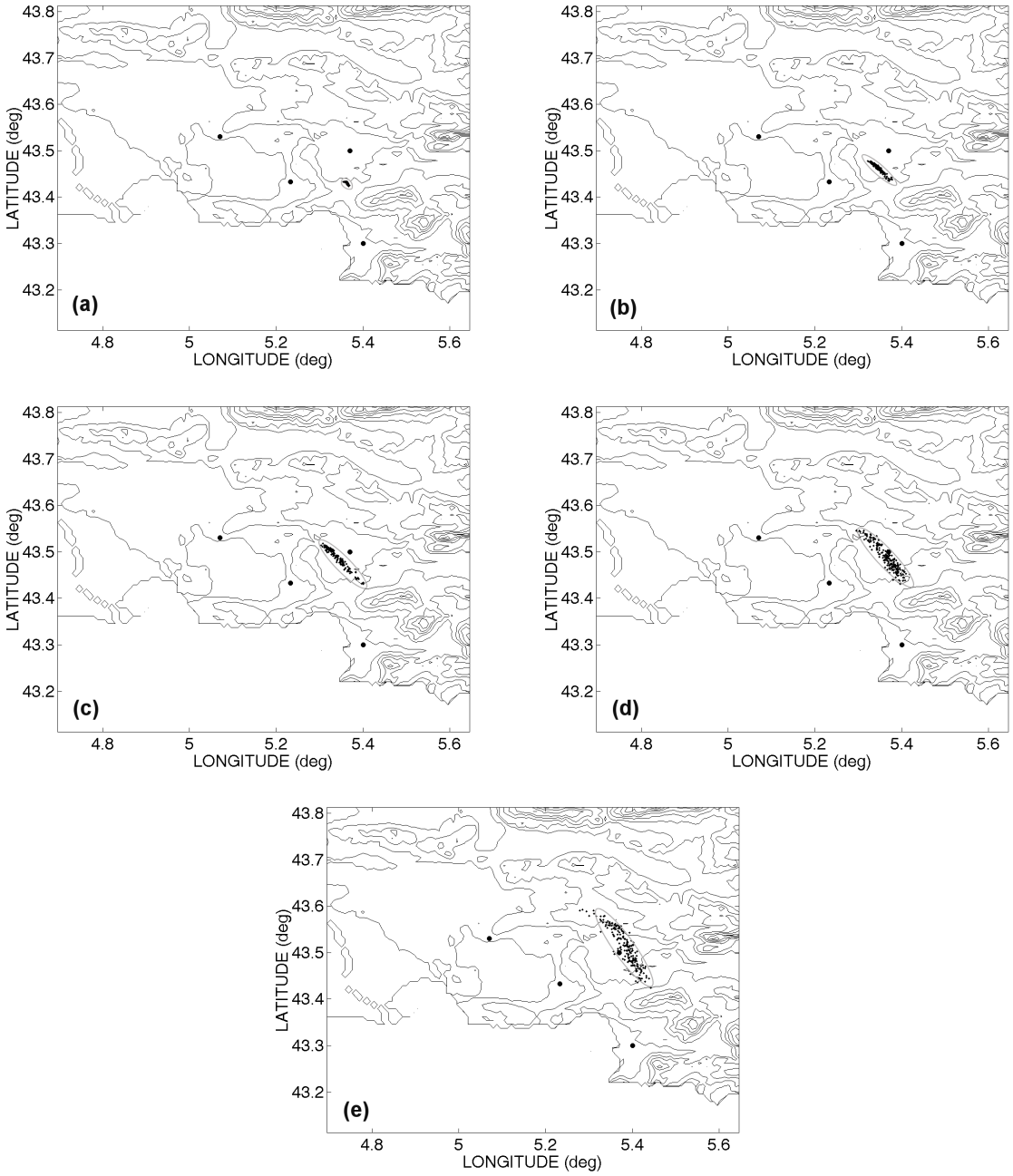


FIG. 5.15: *Evolution temporelle du panache de particules à 800 m d'altitude à 12:15 TU (a), 12:45 TU (b), 13:15 TU (c), 13:45 TU (d) et 14:15 TU (e) (obtenue à partir de 2000 particules diffusantes avec* $k = 150$*).*

5.4 Conclusion

Ce chapitre a présenté une méthodologie de calcul de trajectographie de particules d'air, avec les champs tridimensionnels de vents et du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente restitués par un réseau de profileurs de vent. Cette méthodologie, appliquée au réseau de quatre radars UHF de la campagne ESCOMPTE-2001, a été validée par une étude comparative à des mesures aéroportées de vent et des trajectoires de ballons plafonnants. Ces comparaisons ont également permis d'estimer correctement le domaine de validité minimale de la méthode pour ce réseau de radars.

Les bonnes performances de cette méthode et la base de données physico-chimiques de la campagne ESCOMPTE-2001 ont permis de mener une étude du transport et de la diffusion de polluants durant l'épisode de brise de mer du 26 juin 2001 dans la zone côtière de Fos/Berre/Marseille. Cette étude montre que la forte variabilité spatiale de l'épaisseur de la couche limite atmosphérique et les écoulements complexes de la zone côtière ont un impact important sur la circulation de polluants.

En effet, des émissions importantes de monoxyde de carbone (CO) sont observées en surface sur la ville de Marseille, notamment au cours de la matinée en raison du trafic routier. Une partie de ces polluants est ensuite vraisemblablement transportée verticalement au dessus de la couche limite atmosphérique (CLA), qui n'excède pas environ 500 m d'altitude dans la journée, par de fortes ascendances associées à la zone de convergence des deux brises de mer soufflant sur la ville de Marseille. En effet, le radar UHF de l'Observatoire de Marseille observe en milieu de journée le passage d'une zone de convergence pouvant atteindre presque 1 km d'altitude. Dans l'après-midi, les trajectoires diffusantes déduites du réseau de radars UHF montrent alors que le panache de CO, qui s'est constitué vers 800 m d'altitude au dessus de la CLA de Marseille d'après les mesures aéroportées, est transporté horizontalement vers la région d'Aix pour fumiguer dans la CLA particulièrement développée ($\sim$1100-1200 m) et turbulente de cette région. Ces trajectoires montrent également que la dispersion horizontale de ce panache de CO est accentuée par le changement de direction du vent dans la CLA de la région d'Aix, qui transporte les particules dans des directions différentes suivant l'altitude où elles se trouvent dans la CLA.

L'application de cette méthodologie à la campagne ESCOMPTE-2001 illustre l'apport d'un

réseau de profileurs de vent pour l'étude du transport et de la diffusion de panaches de polluants, dans une région hétérogène soumise à une dynamique complexe de la basse troposphère. Le développement de réseaux de profileurs de vent dans le futur pourrait donc être un support intéressant pour aider à la compréhension des épisodes de pollution.

D'autre part, le schéma de trajectoires diffusantes, qui a été présenté dans ce chapitre, peut être amélioré. Il serait plus cohérent avec la littérature par exemple d'y intégrer un terme de diffusion gaussien (Stohl, 1998). Ou encore, d'y introduire un terme de diffusion fonction de l'énergie cinétique turbulente par l'intégration dans le temps du taux de dissipation.

Troisième partie

La basse troposphère en période de brise de mer durant la campagne ESCOMPTE 2001

Chapitre 6

Structure régionale du système de brise de mer et de la couche limite atmosphérique

Le système de brise de mer et la couche limite atmosphérique (CLA) qui se développe dans les zones côtières sont des sujets d'études qui ont fait l'objet d'importantes recherches. Les rappels bibliographiques présentés au premier chapitre ont montré que ces nombreux travaux ont permis d'établir la structure générale et les facteurs gouvernant la dynamique de ces deux phénomènes.

Dans le cadre de ces travaux portant sur cette thématique, l'attention s'est portée sur l'analyse des caractéristiques des écoulements de brises et de la dynamique de la CLA à l'échelle régionale dans la zone côtière marseillaise au cours de la période d'observation intensive POI2b (24, 25 et 26 juin 2001) de la campagne ESCOMPTE-2001. Pour cela, les mesures télédétectées quasi-continues dans le temps et de bonne résolution verticale des quatre radars UHF, disposés en différents points de la région côtière, ont été utilisées pour analyser l'évolution temporelle et spatiale des propriétés dynamiques et turbulentes de la CLA. D'autre part, cette vision discrète horizontalement peut être complétée par des champs continus tridimensionnels déduits de la méthode appliquée au réseau de profileurs ($cf.$ Chapitre 5), notamment pour mieux décrire les écoulements de brises qui ont un profond impact sur la dynamique de la CLA dans les zones côtières.

Ce chapitre présente une description des systèmes de brises de mer observés au cours de la POI2b, avant de s'intéresser à la dynamique et aux caractéristiques régionales de la CLA dans la zone côtière marseillaise.

6.1 Systèmes de brises sur la zone côtière marseillaise

De part une morphologie complexe de la côte et la présence de reliefs et de l'étang de Berre, la région marseillaise est soumise, non pas à "un" système de brise de mer, mais à "des" systèmes de brise de mer de différentes échelles. Au travers du cas d'étude du 24 juin 2001, la compétition entre les systèmes de brises de mer local et régional va être mise en évidence. Le passage du front de brise ainsi que l'épaisseur de l'atmosphère sous l'influence de l'advection de l'air marin vont aussi être étudiés.

6.1.1 Des brises locales à la brise régionale

L'établissement de ces systèmes de brises le 24 juin 2001 est présenté sur la figure 6.2 au travers de trois étapes qui peuvent être qualifiés de "brises de terre" à 03:30 TU, "brises de mer locales" à 09:00 TU et "brise de mer régionale" à 14:30 TU. L'association des mesures de vent en surface (cf. Figure 6.2, diagrammes a, c, et e) et des champs horizontaux de vent déduits du réseau de profileurs (cf. Figure 6.2, diagrammes b, d, et f) permet d'étudier aussi bien la structure locale en surface que régionale à 450 m d'altitude. Ces champs horizontaux sont complétés par une vision temporelle de la direction et du module du vent au sol à Marignane (cf. Figure 6.1).

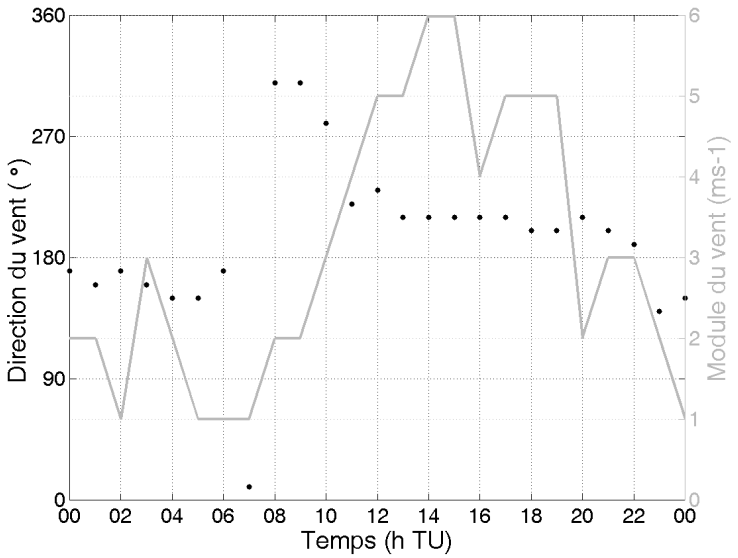


FIG. 6.1: *Séries temporelles du module (courbe grise) et de la direction (courbe en pointillés noirs) du vent observées par la station météorologique de surface de Marignane le 24 juin 2001.*

A 03:30 TU, le champ de vent à 450 m d'altitude ($cf.$ Figure 6.2, diagramme b) montre qu'un flux de nord d'intensité maximale $5\ ms^{-1}$ souffle sur l'ensemble de la zone côtière. Cet écoulement peut être associé à une brise de terre couplée à un résidu de Mistral de la veille. Les mesures de vent en surface mettent en évidence des écoulements faibles de brises de terre de directions variables sur la zone côtière ($cf.$ Figure 6.2, diagramme a). Alors que la brise de terre est de secteur est et d'intensité inférieur à $1\ ms^{-1}$ sur la ville de Marseille, sa direction est de secteur nord-est et sud-est respectivement à Saint Chamas et Marignane avec une intensité d'environ $2{,}5\ ms^{-1}$. La figure 6.1 montre bien que l'écoulement de brise de terre à Marignane est perturbé par la présence de l'étang de Berre, puisque sa direction persiste au secteur sud-est toute la matinée jusqu'à 06:00 TU, heure à laquelle s'amorce l'installation de la brise de mer.

A 09:00 TU en surface ($cf.$ Figure 6.2, diagramme c), les directions de l'écoulement de brise de mer possède la même complexité que celui de brise de terre durant la nuit. L'intensité de la brise de mer varie entre environ 2 et $4\ ms^{-1}$, et sa direction est globalement orientée perpendiculairement à la côte la plus proche. Elle varie du secteur sud (sud de Marseille) au secteur nord-ouest (Marignane) en passant par l'ouest (nord de Marseille) et le sud-ouest (Saint Chamas et Aix). La méthode appliquée au réseau de radars UHF filtre les échelles inférieures à 25 km ($cf.$ Chapitre 6) et lisse donc les particularités locales. Ainsi, la brise de mer à 450 m apparaît homogène avec une intensité plus faible qu'en surface ($1-2\ ms^{-1}$) et une direction de secteur sud et ouest respectivement sur Marseille et dans le nord de la zone côtière ($cf.$ Figure 6.2, diagramme d).

A 14:30 TU, la brise de mer est à son apogée (4 à $6\ ms^{-1}$ en surface) et il est intéressant de noter que sa structure régionale restituée par le réseau de radars à 450 m d'altitude se retrouve en surface, à l'exception du nord de Marseille où une brise d'ouest subsiste ($cf.$ Figure 6.2, diagramme e et f). La brise de mer régionale a donc remplacé les brises locales au cours de la matinée, comme l'illustre le changement de direction du vent à Marignane entre 10:00 et 11:00 TU sur la figure 6.1. Son intensité demeure plus faible en altitude qu'en surface, et une rotation du vent du secteur sud (Marseille et étang de Berre) au secteur ouest (Aix) est observée. Cette dernière est certainement une conséquence du contournement du massif de l'Etoile par de la brise de mer, puis de sa canalisation par la vallée de l'Arc. Cette brise persiste jusqu'à environ 19:00-20:00 TU en surface à Marignane ($cf.$ Figure 6.1).

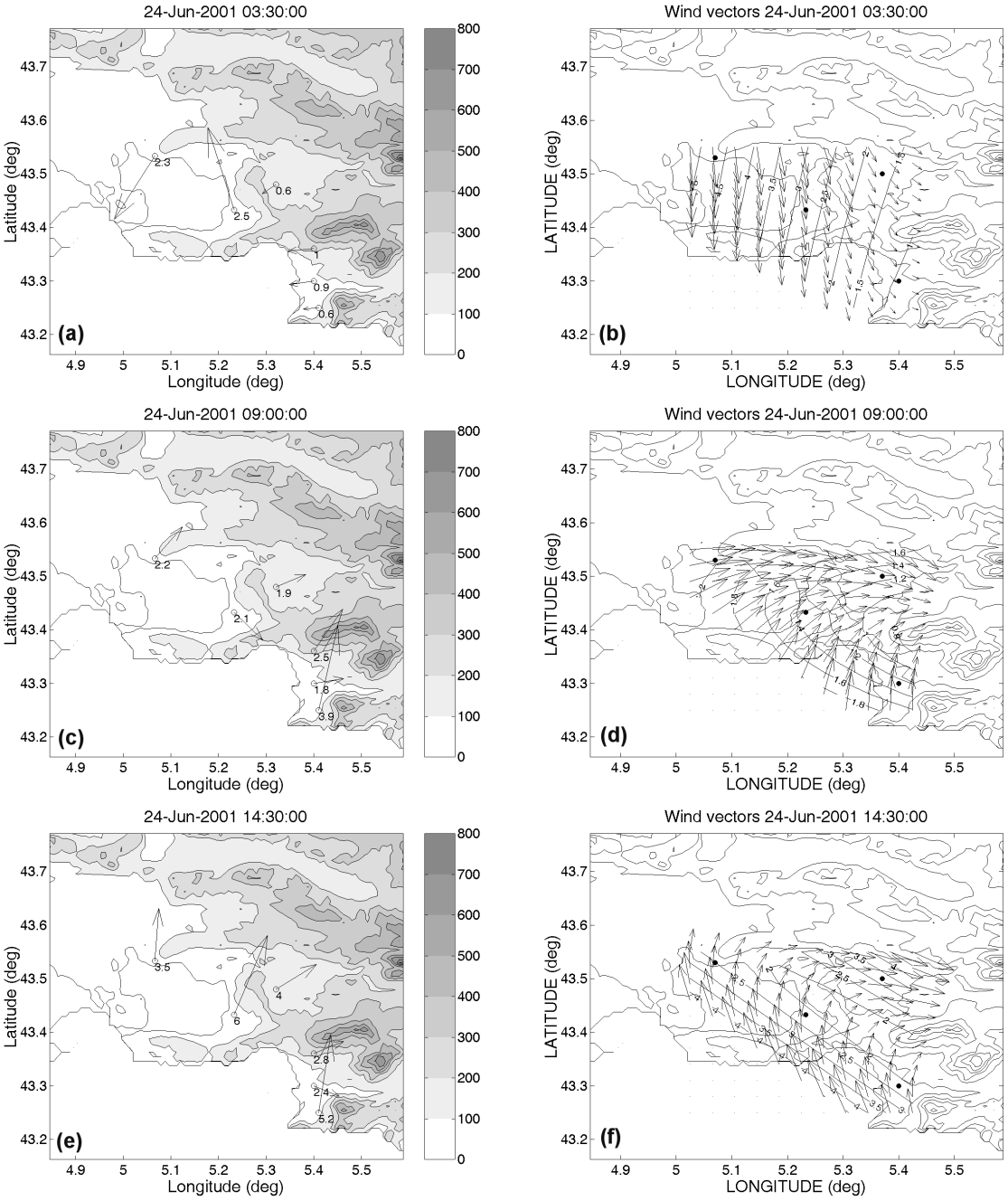


FIG. 6.2: *Champs de vent en surface (a, c, e) et à 450 m d'altitude (b, d, f) respectivement observés par les stations météorologiques (lissage des données sur 30 min) et déduits de la méthode appliquée au réseau de profileurs (avec* $\Delta T = 1\ h$ *et* $\Delta h = 100\ m$*). Les horaires auxquels se rapportent ces champs sont indiqués sur chaque diagramme.*

6.1.2 Extension verticale de la brise

L'étude de l'épaisseur de la brise de mer peut aussi bien s'appuyer sur l'analyse de paramètres thermodynamique (tels que l'humidité ou la température) que sur des paramètres dynamiques. Nous verrons par la suite que le cas du 24 juin se prête bien à l'utilisation des seuls critères dynamiques car les conditions synoptiques sont différentes de celles de la brise de mer.

Ainsi, les champs tridimensionnels de vent déduits du réseau de radars permettent d'analyser l'extension verticale de la brise de mer à l'échelle régionale. Des coupes verticales dans ces champs ont été réalisées à 10:00 et 12:00 TU, le long des deux principaux axes de développement de la brise de mer, à savoir Saint Chamas/Observatoire de Marseille (axe nord-ouest/sud-est) et Marignane/Aix-les-Milles (axe sud-ouest/nord-est). Elles sont présentés sur la figure 6.3.

A 10:00 TU, peu après l'installation de l'écoulement de brise de mer sur toute la région, un flux d'ouest à sud-ouest d'intensité 1 à 3 ms^{-1} s'étend verticalement jusqu'à 600-650 m d'altitude sur toute la région ($cf.$ Figure 6.3, diagrammes a et b). Ces caractéristiques sont typiques de la structure régionale de l'écoulement de brise de mer dans sa phase "brises de mer locales" ($cf.$ Figure 6.2, diagramme d), et peuvent donc être associées à l'extension verticale de l'écoulement de brise de mer (soulignée par la courbe en tirets). Au dessus, les conditions dynamiques de l'écoulement sont distinctes sur l'ensemble de la région avec un flux de secteur nord-ouest d'intensité plus forte de 2 à $4ms^{-1}$ associé au résidu de Mistral. Toutefois, au nord-est de la zone côtière (Ax), un flux de secteur sud-est est observé entre 650 et 800 m d'altitude.

A 12:00 TU, les basses couches de l'atmosphère sont soumises à un flux de secteur sud (au dessus de SC, Mg, Ob) à sud-ouest (Ax) d'intensité plus importante que précédemment entre $1{,}5$ et $3{,}5$ ms^{-1} ($cf.$ Figure 6.3, diagrammes c et d). Ces caractéristiques sont cette fois typiques de la brise de mer régionale ($cf.$ Figure 6.2, diagramme f). D'autre part, contrairement à 10:00 TU, sa structure verticale présente une variabilité spatiale, puisqu'elle atteint 800-850 m d'altitude au dessus de Ax et Ob, et reste confinée en dessous de 600 m au dessus de SC. Ces caractéristiques se maintiennent alors le reste de la journée.

L'évolution progressive de la structure verticale de l'écoulement de brise de mer entre 10:00 et 12:00 TU est à relier au changement de sa direction et à l'orientation des massifs montagneux, axés principalement dans le sens est/ouest. Comme nous l'avons vu précédemment, en début de matinée, les brises locales sont orientées perpendiculairement à la côte la plus proche en surface et la structure régionale de la brise à 450 m d'altitude est de direction principalement

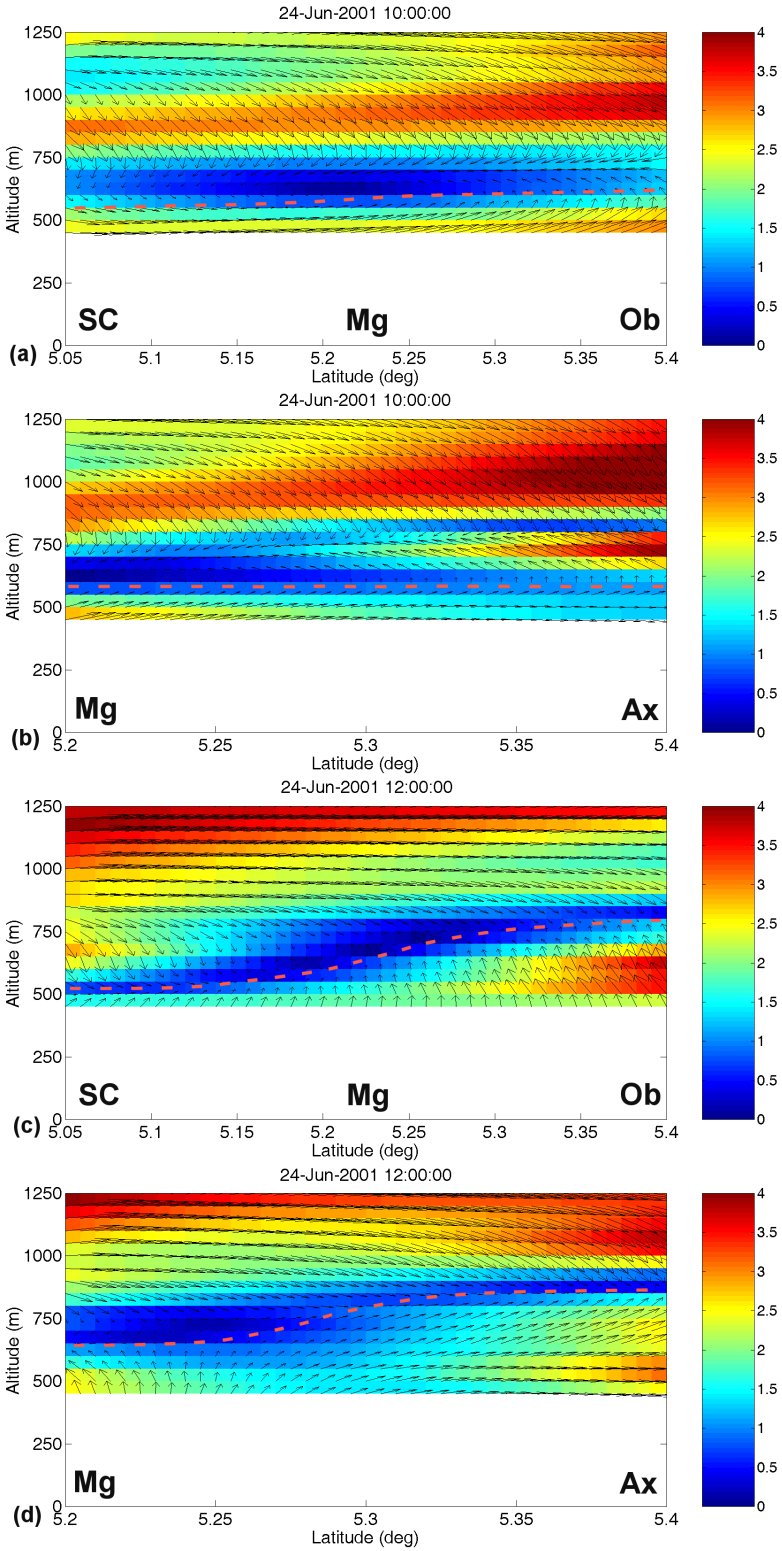


FIG. 6.3: *Coupes transversales du vent horizontal (dont la direction et l'intensité sont données respectivement par les vecteurs et l'échelle de couleur) déduit de la méthode appliquée au réseau de profileurs, le long des axes Saint Chamas (SC)/Observatoire de Marseille (Ob) et Marignane (Mg)/Aix-les-Milles (Ax) à 10:00 TU (diagrammes a et b) et 12:00 TU (diagrammes c et d). L'emplacement des sites SC, Mg, Ax et Ob est annoté en abscisse pour les localiser. La courbe rouge en tirets indique l'épaisseur de la brise estimée à partir de la direction du vent.*

ouest. Ainsi, l'axe de l'écoulement sur la terre n'intercepte pas celui des massifs montagneux, et la structure verticale de la brise est relativement homogène sur la zone côtière. Par contre, lors de la propagation sur terre en direction du nord, la brise régionale croise des massifs montagneux de 100 à 200 m de hauteur, pouvant contribuer à la soulever (comme à Mg, Ob et Ax). Ainsi, sa structure verticale varie spatialement dans la zone côtière.

6.1.3 Le passage du front de la brise de mer

Grâce aux bonnes résolutions verticale et temporelle des mesures des radar UHF, la structure verticale du front de brise de mer au dessus de Saint Chamas a pu être étudiée en détail. Les quatre coupes hauteur-temps de la figure 6.4 présentent la composante méridienne du vent V (a), la vitesse verticale W (b) et le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente (c) entre 07:00 et 11:00 TU à Saint Chamas, sur lesquelles sont superposés les vecteurs de composantes (V,$3W$). Afin de compléter cette description dans les bas niveaux, le mât instrumenté de Saint Chamas a été utilisé. La figure 6.5 présente les séries temporelles du module et de la direction du vent, de la vitesse verticale et de l'énergie cinétique turbulente mesurés durant la même période à 20 et 40 m d'altitude.

La composante méridienne du vent montre bien la pénétration d'une brise de mer dans les 350-450 premiers mètres de l'atmosphère (valeurs positives) à partir de 08:45 TU dans le flux de Mistral (valeurs négatives) qui souffle sur le premier kilomètre de la basse troposphère. A 20 et 40 m d'altitude, une rotation et une intensification du vent s'observe également vers 08:45 TU. Dans le chapitre 1, nous avons vu qu'au niveau du front de brise de mer une zone de convergence entre les masse d'air continentale et marine conduit à la formation d'une tête de brise de mer (TBM) caractérisée par une ascendance et de forts mouvements turbulents. Cette caractéristique se retrouve ici puisque le radar observe entre 08:15 et 09:15 TU une forte vitesse verticale de $0{,}5$ à $1\ ms^{-1}$ et un fort taux de dissipation de 10 à $40\ m^2s^{-4}$ sur les 500-600 premiers mètres d'altitude. A 20 et 40 m d'altitude, l'énergie cinétique turbulente s'accroît également durant cette période pour passer de environ 1 à $2{,}5 - 3\ m^2s^{-2}$, alors que la vitesse verticale reste inchangée. Le rapport entre l'épaisseur de la TBM et l'épaisseur de la brise de mer qui la suit est approximativement de deux, rapport en cohérence avec celui fournit dans la littérature.

Le passage de la tête et du front de brise de mer qui est observé par le radar UHF de Saint Chamas est cohérent avec les observations de Chiba (1993), qui constitue une étude de réfé-

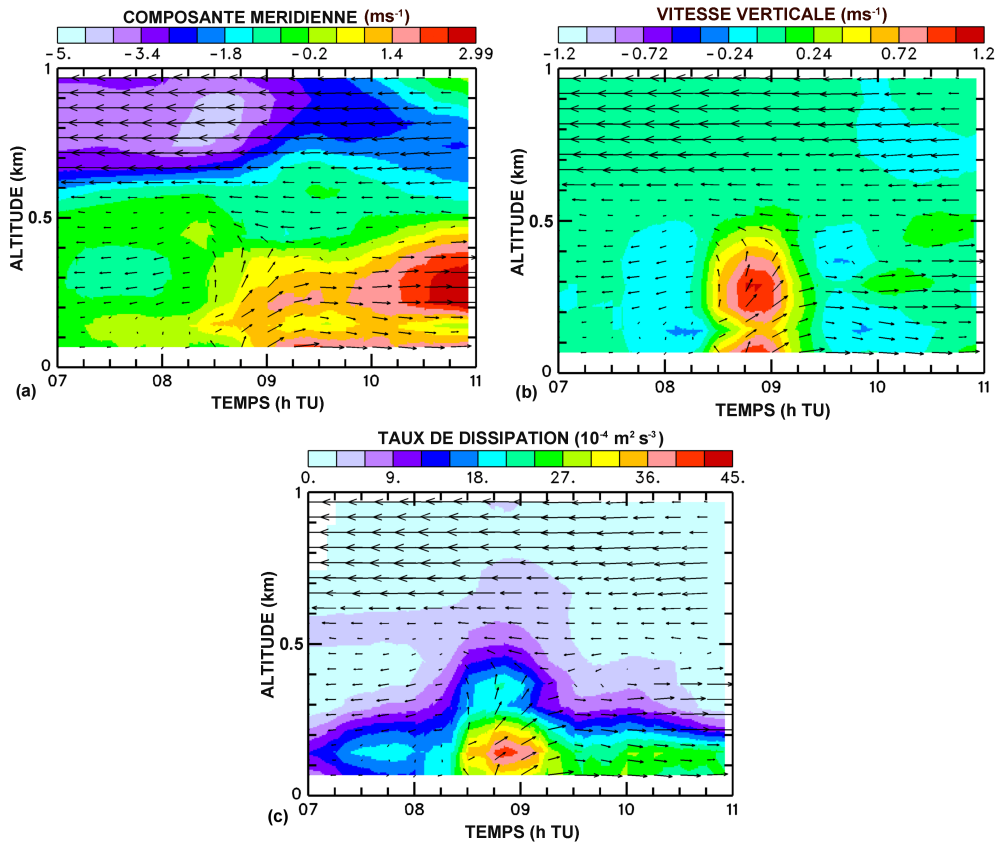


FIG. 6.4: *Coupes hauteur-temps mesurées par le profileur UHF de SC de la composante méridienne du vent V (a), de la vitesse verticale W (b) et du taux de dissipation ε (c), sur lesquelles ont été surimposés des vecteurs de composantes (V,3W) du vent (Lissage des données sur 45 min).*

rence sur le sujet. Toutefois, ils avaient observé une subsidence en surface, simultanément à l'ascendance en altitude, qu'ils associaient au plongeon de l'air continental sous le nez du front, représentant le point d'arrêt des écoulements continental et marin ($cf.$ Figure 1.2). Dans cette étude, le nez du front est vraisemblablement très proche de la surface terrestre, ce qui expliquerait l'absence de courants ascendants aux niveaux 20 et 40 m d'altitude. D'autre part, d'autres études expérimentales avaient mentionné l'existence de rotors verticaux en amont et aval du front de brise de mer (Chiba et al., 1999). Les faibles subsidences observées par le radar UHF de Saint Chamas, avant et après le passage de la tête du front de brise de mer, pourraient être associées à ces rotors.

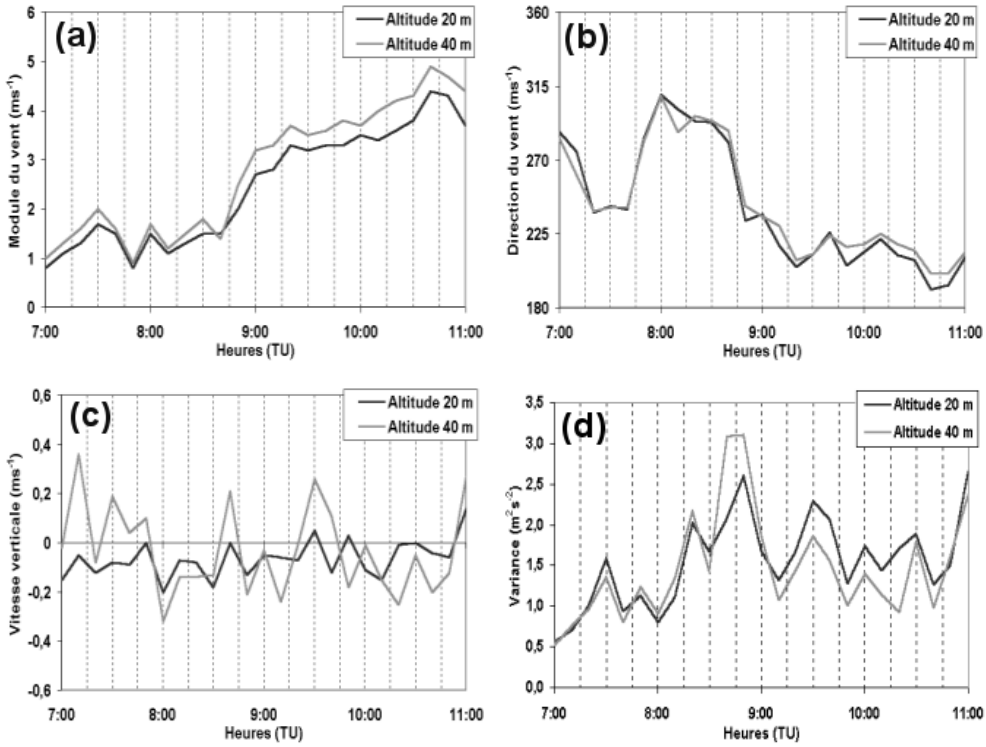


FIG. 6.5: *Séries temporelles du module (a) et de la direction (b) du vent, de la vitesse verticale (c) et du double de l'énergie cinétique turbulente (d) mesurées à Saint Chamas à 20 et 40 m d'altitude.*

6.2 La couche limite atmosphérique dans la zone côtière

La structure de la brise de mer régionale, qui s'établit dans la zone côtière marseillaise au cours de la POI2b de la campagne ESCOMPTE-2001, a été décrite précédemment. Cette analyse dynamique de la basse troposphère est maintenant complétée par une étude à l'échelle régionale de la variabilité spatiale et temporelle de la couche limite atmosphérique (CLA) dans ces conditions météorologiques. Cette dernière s'appuie sur les mesures de la constante de l'indice de réfraction de l'air (${C_n}^2$) et du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente (ε) du réseau de quatre radars UHF. Ces deux paramètres, comme nous l'avons déjà mentionné à plusieurs reprises, permettent d'estimer le sommet de la CLA ainsi que la turbulence en son sein.

Dans un premier temps, les caractéristiques principales de la CLA dans la zone côtière marseillaise en période de brise de mer sont décrites au travers d'une comparaison aux propriétés de la CLA qui se développe par Mistral et à celles observées durant TRAC-98. Cette comparaison permet d'illustrer l'une des particularités de la CLA lors d'écoulement de brise de mer, à savoir sa grande variabilité spatiale.

Dans un second temps, une étude a été entreprise afin de déterminer les facteurs prépondérants pour la dynamique à l'échelle régionale de la CLA. Pour cela, les caractéristiques de la CLA, en terme de turbulence et d'épaisseur, déduites des mesures collectées par le réseau de radars UHF ont été analysées en fonction de trois paramètres : le temps de parcours de l'air marin sur le continent, le flux de chaleur sensible et la stabilité de l'air au dessus de la mer.

6.2.1 Description

Les caractéristiques régionales de la CLA en période de brise de mer dans la zone côtière marseillaise, en terme d'épaisseur et de turbulence, sont comparées à celles observées dans d'autres conditions météorologiques afin de décrire ses particularités. L'analyse des données de ${C_n}^2$ et du taux de dissipation (ε) mesurées par le réseau de quatre radars UHF a été menée sur les trois journées de brises de mer de la POI2b (24, 25 et 26 juin 2001) et sur deux journées de Mistral (21 et 22 juin 2001) de la campagne ESCOMPTE-2001, ainsi que sur celles mesurées par le radar UHF de Viabon durant le 18 et 19 juin 2001 de la campagne TRAC-98.

La figure 6.6 présente pour chacune des journées citées précédemment, l'épaisseur moyenne de la CLA entre 10:00 et 16:00 TU en fonction du taux de dissipation moyen dans la moitié

supérieure de la CLA durant cette même plage horaire, obtenu à partir des mesures des radars UHF. Le tableau 6.1 indique les valeurs de ces deux paramètres pour chacun des radars UHF et chacune des journées de la POI2b de la campagne ESCOMPTE-2001.

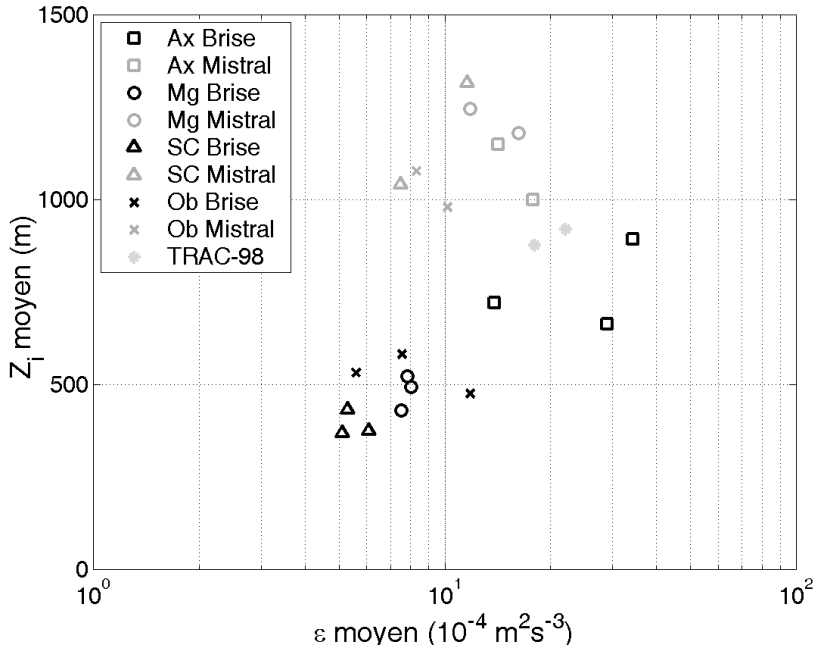


FIG. 6.6: *Taux de dissipation moyen dans la moitié supérieure de la CLA entre 10:00 et 16:00 TU (ε moyen) en fonction de l'épaisseur moyenne de la CLA entre 10:00 et 16:00 TU (Z_i moyen), déduits des mesures de ${C_n}^2$ et de ε des radars UHF de Saint Chamas (SC), Marignane (Mg), l'Observatoire de Marseille (Ob) et Aix-les-Milles (Ax), pour trois journées de brise de mer (24, 25 et 26 juin 2001) et deux journées de Mistral (21 et 22 juin 2001), ainsi que pour deux cas de CLA convectives durant la campagne TRAC-98 (18 et 19 juin 1998) obtenus à partir des mesures du radar UHF de Viabon.*

Cette figure montre que la CLA qui se développe pour les deux cas de Mistral étudiés ici, est relativement homogène sur la zone côtière en terme d'épaisseur et de turbulence. En effet, l'épaisseur moyenne de la CLA et le taux de dissipation moyen sont du même ordre de grandeur quelque soit le radar, respectivement de 1000 à 1350 m et de 7 à 20.10^{-4} m^2s^{-3}. Un exemple de de ce type de CLA est présenté sur la figure 6.7, par deux coupes hauteur-temps de ${C_n}^2$ et de ε mesurées par le radar de l'Observatoire de Marseille le 22 juin 2001. La CLA s'épaissit considérablement au cours de la journée (de 700 à 1900 m d'altitude), et de forts mouvements turbulents sont observés avec des valeurs maximales de ε supérieures à 50.10^{-4} m^2s^{-3}.

A l'inverse, en période de brise de mer, la figure 6.6 montre que la CLA qui se développe dans la zone côtière marseillaise est très hétérogène aussi bien en terme d'épaisseur que de turbulence. Deux types de CLA y sont observés ; le premier type est caractérisé par une faible

Date	Lieu	Z_i $moyen$ (m)	ε $moyen$ $(10^{-4}$ $m^2 s^{-3})$
24 juin 2001	Saint Chamas	376	6,1
	Marignane	494	8,0
	Observatoire	583	7,6
	Aix-les-Milles	664	29,0
25 juin 2001	Saint Chamas	433	5,3
	Marignane	523	7,8
	Observatoire	533	5,6
	Aix-les-Milles	721	13,8
26 juin 2001	Saint Chamas	369	5,1
	Marignane	430	7,5
	Observatoire	476	11,8
	Aix-les-Milles	893	34,2

TAB. 6.1: Valeurs du taux de dissipation moyen dans la moitié supérieure de la CLA entre 10:00 et 16:00 TU (ε moyen) et de l'épaisseur moyenne de la CLA entre 10:00 et 16:00 TU (Z_i moyen) obtenus avec le réseau de radars UHF au cours de la POI2b de la campagne ESCOMPTE-2001. Elles correspondent aux valeurs utilisées dans la figure 6.6.

épaisseur moyenne (de 350 à 600 m) et une turbulence peu vigoureuse ($\varepsilon_{moy} < 10^{-3}$ $m^2 s^{-3}$) à Saint Chamas, Marignane et l'Observatoire de Marseille, et le second type correspond à une CLA d'épaisseur moyenne plus importante (entre 650 et 900 m) possédant de forts mouvements turbulents en son sein ($\varepsilon_{moy} > 10^{-3}$ $m^2 s^{-3}$) à Aix-les-Milles.

Un exemple caractéristique de chacun de ces deux types de CLA est présenté sur la figure 6.8, par des coupes hauteur-temps de ${C_n}^2$ et de ε mesurées par les radars de Marignane et d'Aix-les-Milles le 24 juin 2001. A Marignane, l'épaisseur de la CLA croît dans la matinée pour atteindre une altitude maximale de 650 m d'altitude vers 11:00 TU, puis diminue dans l'après-midi lorsque l'intensité de la brise de mer se renforce ($cf.$ Paragraphe 6.1.1). Le taux de dissipation est globalement faible dans la CLA, avec des valeurs n'excédant pas 15.10^{-4} $m^2 s^{-3}$. A Aix-les-Milles, la CLA s'épaissit dans la matinée, atteint une altitude maximale de 800 m vers 13:00 TU, qu'elle conserve à peu près dans l'après-midi. Le taux de dissipation y est bien plus important au cours de la journée avec des valeurs atteignant 50.10^{-4} $m^2 s^{-3}$.

L'exemple de Marignane est caractéristique d'une CLA soumise aux effets d'advection d'air stable de la mer, qui limite le développement d'une forte convection sur la zone côtière et induit une CLA de faible épaisseur. Au cours de l'avancée de l'air marin sur le continent, les effets de convection se renforce progressivement jusqu'à devenir prépondérants face aux phénomènes d'advection. La CLA possède alors les propriétés de la CLA continentale convective d'Aix-les-

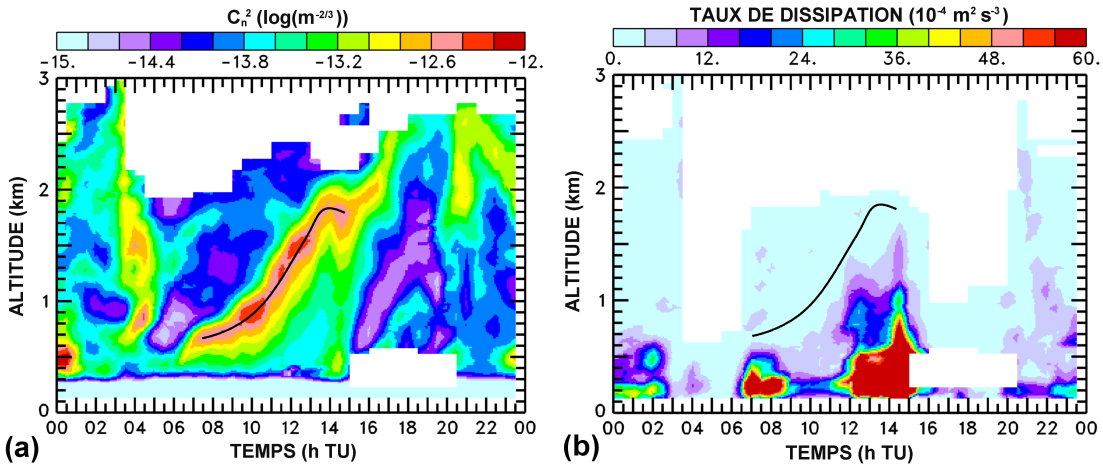


FIG. 6.7: *Coupes hauteur-temps (a) du $C_n{}^2$ et (b) du taux de dissipation mesurées le 22 juin 2001 lors d'un épisode de Mistral par le radar UHF de l'Observatoire de Marseille (données lissées sur 1 heure).*

Milles. Par ailleurs, dans la figure 6.6, les épaisseurs et les taux de dissipation moyen obtenus pour les deux cas de CLA convective de la campagne TRAC-98, respectivement de 800-900 m et de l'ordre de $2.10^{-3}\ m^2s^{-3}$, se rapprochent de ceux observés à Aix-les-Milles en période de brise de mer.

A cela s'ajoute également des caractéristiques distinctes entre la CLA qui se développe à Saint Chamas et celle observée à Marignane et à l'Observatoire de Marseille ($cf.$ Figure 6.6). En effet, sur ces deux sites, les épaisseurs moyennes de CLA et les taux de dissipation moyens sont du même ordre de grandeur (respectivement de 450 à 600 m et 6 à $12.10^{-4}\ m^2s^{-3}$), tandis qu'à Saint Chamas, la CLA est moins épaisse (350-450 m) et moins turbulente ($\varepsilon \sim 5 - 6.10^{-4}\ m^2s^{-3}$).

En période de brise de mer, cette variabilité spatiale des propriétés de la CLA se traduit par une tendance linéaire entre le logarithme du taux de dissipation moyen et l'épaisseur moyenne de la CLA. D'ailleurs, bien que l'épaisseur moyenne de la CLA soit observée ici toujours inférieure en période de brise de mer que par Mistral sur la zone côtière, le taux de dissipation moyen dans la moitié supérieure de la CLA peut être plus fort par brise de mer.

6.2.2 Paramètres directeurs

Une analyse plus approfondie des données des radars UHF mesurées durant la POI2b est maintenant présentée. Elle a pour objectif d'étudier l'impact de trois facteurs susceptibles d'influencer la dynamique de la CLA en terme d'épaisseur et de turbulence : le temps de parcours

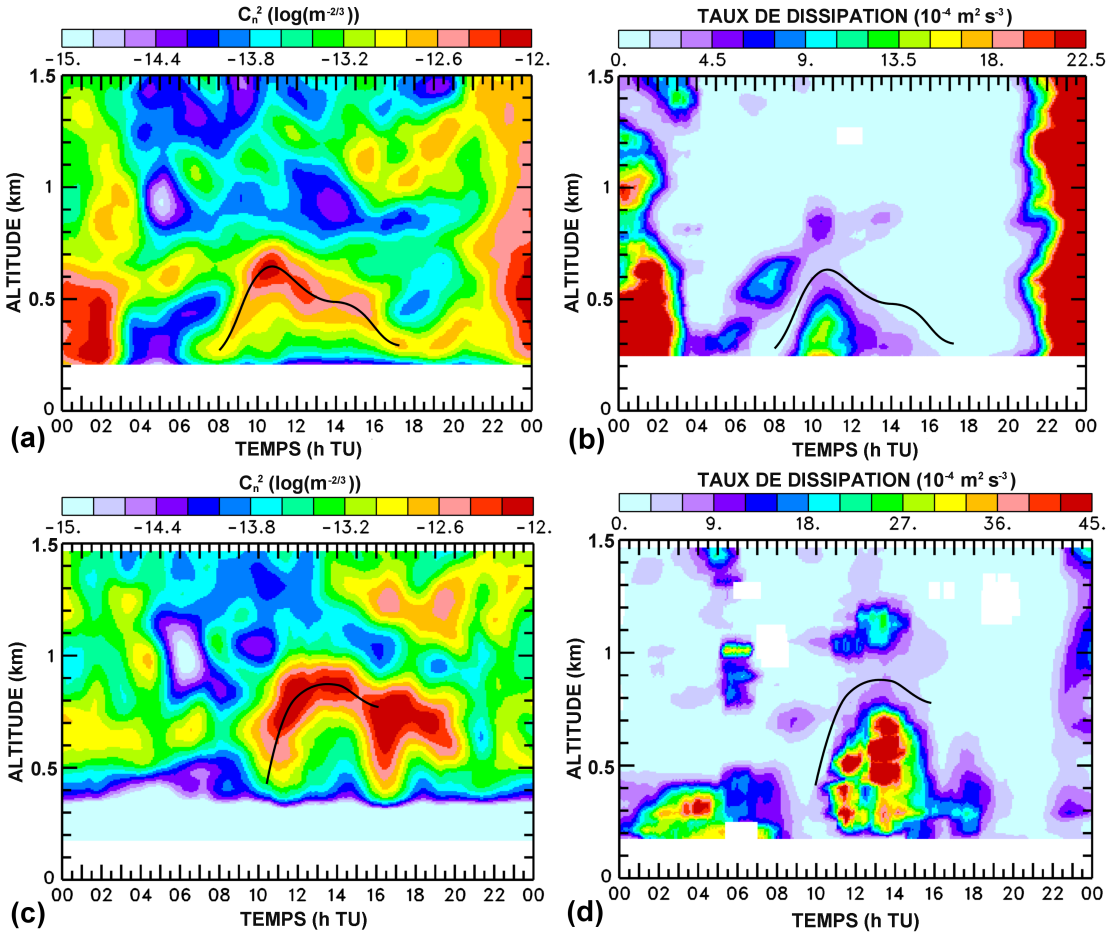


FIG. 6.8: *Coupes hauteur-temps du C_n^2 et du taux de dissipation mesurées le 24 juin 2001 par le radar UHF de (respectivement a et b) Marignane et (respectivement c et d) d'Aix-les-Milles (données lissées sur 1 heure).*

de l'air marin sur le continent, le flux de chaleur sensible et la stabilité de l'air au dessus de la mer.

a. Impact du temps de parcours de l'air marin sur le continent

Comme nous l'avons déjà constaté, les effets d'advection d'air stable de la mer sur le développement de la CLA diminuent lorsque la distance parcourue par l'air marin sur le continent augmente. Cette dernière avait été estimée précédemment suivant la direction principale de la brise de mer régionale. Or, suivant l'orientation et l'intensité de la brise dans la zone côtière au cours de la journée, le temps de transport de l'air marin sur le continent peut varier. Ainsi, pour une direction de la brise et une distance à la côte données, plus l'intensité de la brise est forte plus l'air marin est transporté rapidement sur le continent et plus les effets d'advection sur la

CLA se font sentir.

L'épaisseur de la CLA et de la turbulence en son sein, déduites des données de ${C_n}^2$ et de ε de tous les radars UHF mesurées chaque heure entre 10:00 et 16:00 TU au cours de la POI2b, ont été analysées en fonction du temps de parcours de l'air marin sur le continent (le temps d'advection). Dans cette étude, le taux de dissipation a été déterminé à partir des mesures télédétectées préalablement lissées sur une heure et moyennées sur la moitié supérieure de la CLA.

Dans de nombreuses études, le temps d'advection est généralement estimé à partir des mesures locales de direction et de module du vent. Toutefois, la détermination de ce paramètre n'est pas aisé dans une zone hétérogène comme la région marseillaise, notamment pour les sites localisés assez loin de la mer Méditerranée comme Saint Chamas et Aix-les-Milles. En effet, les mesures locales de vent sur ces sites ne rendent pas compte des variations temporelles et spatiales de la brise de mer sur la zone côtière.

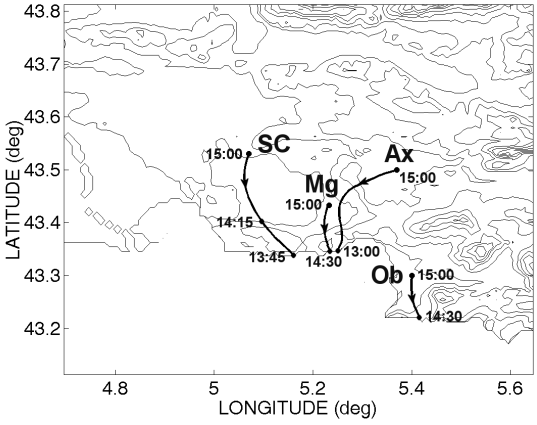


FIG. 6.9: *Méthode employée pour la détermination du temps de parcours de l'air marin sur le continent (temps d'advection). Des rétro-trajectoires à altitude constante (450 m) sont calculées à partir des champs de vents déduits du réseau de radars UHF (domaine d'ajustement élémentaire Δh=100 m et ΔT=1 h (cf. Chapitre 5)). Les particules sont initialement lâchées à l'emplacement des radars UHF de Saint Chamas (SC), Marignane (Mg), Aix-les-Milles (Ax) et l'Observatoire de Marseille (Ob) et leur rétro-trajectoires sont arrêtées au niveau de la côte méditerranéenne. Ainsi, le temps d'advection est estimé à partir du temps passé par une particule au-dessus le continent. Cette figure présente l'exemple du 25 juin 2001 à 15:00 TU.*

La méthodologie de restitution de rétro-trajectoires à partir du réseau de radars UHF ($cf.$ Chapitre 5) peut pallier à cette difficulté, comme le montre la figure 6.9. Cet exemple présente la méthode employée dans cette étude pour la détermination du temps d'advection de l'air marin. Il montre que le 25 juin 2001 à 15:00 TU, le transport de l'air marin sur le continent est de 30 min pour Marignane et l'Observatoire de Marseille, et de 2 h pour Aix-les-Milles. L'air marin

a mis 1 h 15 pour arriver à Saint Chamas, mais a passé seulement 30 min sur la langue de terre entre la mer Méditerranée et l'étang de Berre. En conséquence, le temps d'advection de l'air marin sur le continent pour Saint Chamas est de 30 min. Notons que ce paramètre à 10:00 et 11:00 TU à Aix-les-Milles ne peut être généralement déterminé par cette méthode, car la particule n'arrive pas au niveau de la côte.

La figure 6.10 présente les épaisseurs de la CLA (Z_i) et le taux de dissipation moyen dans la moitié supérieure de la CLA (ε moyen) en fonction du temps d'advection de l'air marin (t_a) obtenus à chaque heure entre 10:00 et 16:00 TU pour les trois journées de brise de mer de la POI2b et chacun des radars UHF. Une courbe a été ajustée par la méthode des moindres carrés sur chaque jeu de données, de type $y = ax^b$ (a et b constantes à déterminer) sur le diagramme a, et de type linéaire sur le diagramme b. Pour ε moyen, seules les données des sites de Saint Chamas, Marignane et l'Observatoire de Marseille ont servi pour l'ajustement, afin de permettre une meilleure visualisation de l'évolution de ce paramètre dans la zone où les points de données se chevauchent énormément.

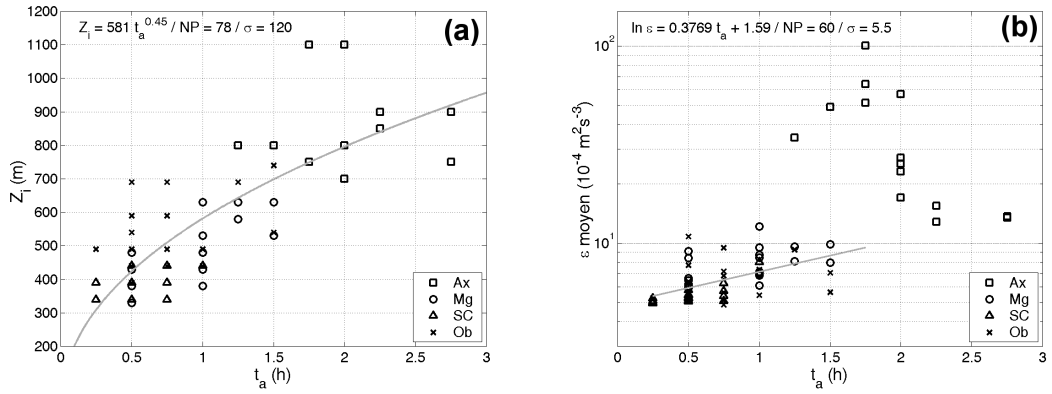


FIG. 6.10: *(a) Epaisseurs de la CLA (Z_i) et (b) du taux de dissipation moyen dans la moitié supérieure de la CLA (ε moyen) en fonction du temps d'advection de l'air marin (t_a), obtenus à chaque heure entre 10:00 et 16:00 TU pour les trois journées de brise de mer de la POI2b pour chacun des radars UHF ($cf.$ texte pour la méthode de calcul de t_a). Sur le diagramme (a), la courbe représente l'ajustement par la méthode des moindres carrés sur toutes les données d'une loi de type $y = ax^b$ (a et b constantes à déterminer). Sur le diagramme (b), une droite a été également ajustée mais seulement sur les données de Saint Chamas, Marignane et l'Observatoire de Marseille. Sur chaque diagramme, l'équation, le nombre de points (NP) et l'écart moyen des points à la courbe ajustée (σ) sont annotés en haut à gauche.*

Tout d'abord, comme nous nous y attendions, cette figure montre que plus le temps d'advection de l'air marin est grand, plus la CLA est épaisse. D'après la courbe ajustée sur la figure 6.10 (a), Z_i croit de 400 à 900 m pour des temps d'advection de 30 min à 2h30. Toutefois, la dispersion des données est relativement importante quelque soit le temps d'advection, corres-

pondant à un écart moyen des mesures à la courbe ajustée de 120 m. Il est également intéressant de noter que la CLA à l'Observatoire de Marseille est souvent plus épaisse que celles observées à Saint Chamas et Marignane pour un temps d'advection similaire.

D'autre part, la figure 6.10 (b) indique que la turbulence reste très modérée tant que le temps d'advection est inférieur à 1h30. D'après l'ajustement linéaire, le taux de dissipation moyen croît de 5 à $10.10^{-4}\ m^2s^{-3}$ lorsque le temps d'advection augmente de 15 min à 1h30. Puis, la turbulence s'intensifie brusquement au dessus de $t_a = 1h30$, pour atteindre des fortes valeurs de taux de dissipation de 10 à $100.10^{-4}\ m^2s^{-3}$. Les données du taux de dissipation sont là encore assez dispersées: l'écart moyen à la tendance linéaire est de $5{,}5.10^{-4}\ m^2s^{-3}$ soit 50 à 100% des valeurs de ε pour $t_a < 1h30$, et atteint des facteurs de presque 10 pour $t_a > 1h30$.

La figure 6.10 montre également que la valeur critique de $t_a = 1h30$ représente le temps à partir duquel les effets d'advection marine ne se font plus sentir sur la dynamique de la CLA dans la zone côtière. En effet, de part et d'autre de cette valeur de t_a, on retrouve les données de Saint Chamas, l'Observatoire de Marseille et de Marignane (CLA soumise aux effets d'advection d'air stable de la mer), et celles d'Aix-les-Milles (CLA dominée par la convection).

Dans cette figure, la dispersion des données peut être une conséquence de la non prise en compte d'autre facteurs impliqués dans la dynamique de la CLA. En effet, comme nous venons de le voir, le temps de parcours de l'air marin sur le continent caractérise l'importance des effets d'advection sur le développement de la CLA dans la zone côtière. Or, pour un temps d'advection donné, il paraît évident que plus la surface terrestre sur laquelle voyage l'air marin est chaude plus la CLA sera épaisse et turbulente. En ce sens, le flux de chaleur sensible pourrait a priori expliquer en partie la variabilité des données observée ici.

b. Impact du flux de chaleur sensible

L'impact du flux de chaleur sensible sur la CLA est analysé au travers de celui de l'énergie fournie à l'air marin durant son transport sur le continent par la surface terrestre (E_a). Ce terme a été calculé par la formule suivante $E_a = \int_{t-t_a}^{t} \overline{w'\theta'} dt$, à partir des temps d'advection t_a obtenus précédemment et des flux de chaleur sensible mesurés à Saint Chamas et au Mât Central à Marseille, qui sont représentatifs respectivement d'un site rural et urbain. Pour Saint Chamas, Marignane et Aix-les-Milles, l'air marin voyage la plupart du temps sur une surface rurale, donc E_a a été calculée avec le flux observé à Saint Chamas caractéristique d'une surface rurale. Pour

l'Observatoire de Marseille, le flux mesuré au Mât Central a été utilisé. Notons également que ces flux ont été lissés sur 2 h préalablement à ce calcul pour ne conserver que la tendance diurne et éliminer les fluctuations de petites échelles.

La figure 6.11 présente les flux de chaleur sensible moyens au cours de la POI2b pour ces deux sites. Elle montre que le flux sur la ville de Marseille est plus fort que celui de Saint Chamas (d'environ 50% en moyenne), qu'il est positif la nuit et que son cycle est plus long en particulier dans l'après midi. Ces différences sont la conséquence de la présence d'un terme important de stockage dans le bilan d'énergie des surfaces urbaines. Suivant la conductivité thermique et la capacité calorifique des matériaux de construction, l'énergie accumulée en début de journée est restituée plus ou moins rapidement à l'atmosphère au cours du reste de la journée et durant la nuit (Oke, 1988).

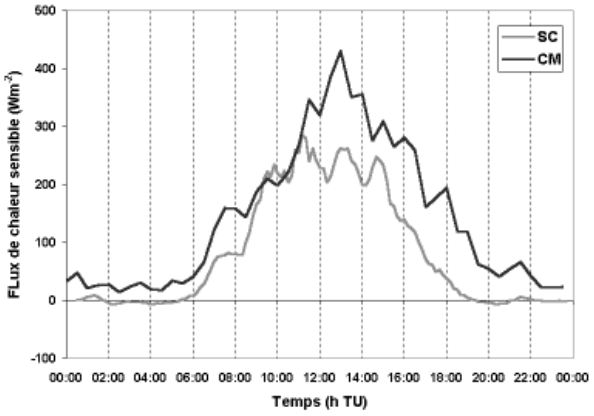


FIG. 6.11: *Séries temporelles du flux de chaleur sensible moyen durant la POI2b mesurées aux stations de surface Mat Central (MC) et Saint Chamas (SC).*

La figure 6.12 présente les épaisseurs de la CLA (Z_i) et le taux de dissipation moyen dans la moitié supérieure de la CLA (ε moyen) en fonction de l'énergie fournie à l'air marin par la surface terrestre au cours de son transport sur le continent (E_a), obtenus à chaque heure entre 10:00 et 16:00 TU pour les trois journées de brise de mer de la POI2b d'après les mesures de ${C_n}^2$ et ε de chacun des radars UHF.

Tout d'abord, cette figure montre que plus l'énergie apportée à l'air marin est important, plus la CLA est épaisse et turbulente. L'épaisseur de la CLA croît de 350-400 m à 900-1000 m lorsque l'énergie augmentent de 100-200 à 800-900 Jm^{-2} (a). Le taux de dissipation augmente également de 5 à 10.10^{-4} m^2s^{-3} pour E_a variant de 100-200 à 400-500 Jm^{-2}, puis s'accroît brusquement de 10 à 100.10^{-4} m^2s^{-3} lorsque E_a continue d'augmenter (b).

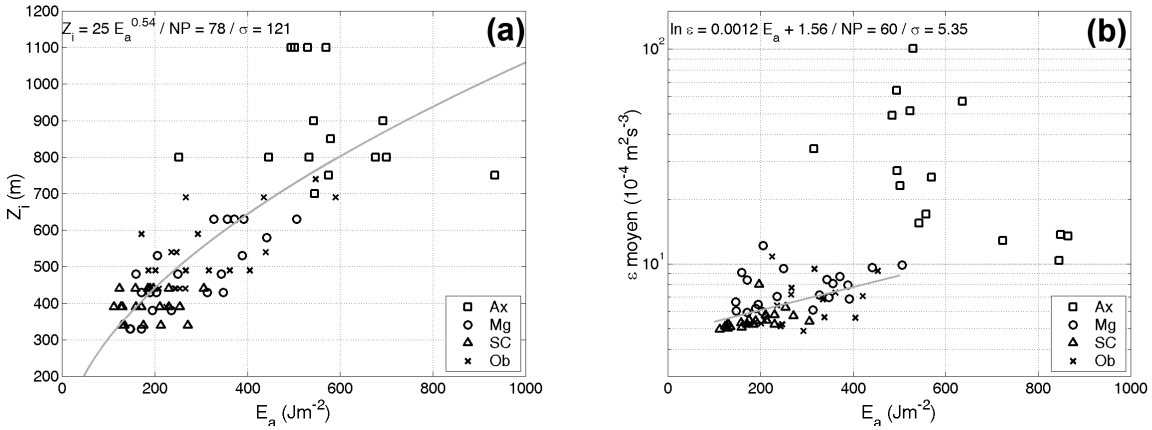


FIG. 6.12: *(a) Epaisseurs de la CLA (Z_i) et (b) du taux de dissipation moyen dans la moitié supérieure de la CLA (ε moyen) en fonction de l'énergie fournie à l'air marin durant son transport sur le continent par la surface terrestre (E_a), obtenus à chaque heure entre 10:00 et 16:00 TU pour les trois journées de brise de mer de la POI2b pour chacun des radars UHF. Sur le diagramme (a), la courbe représente l'ajustement par les moindres carrés sur toutes les données d'une loi de type $y = ax^b$ (a et b constantes à déterminer). Sur le diagramme (b), une droite a été également ajustée mais seulement sur les données de Saint Chamas, Marignane et l'Observatoire de Marseille. Sur chaque diagramme, l'équation, le nombre de points (NP) et l'écart moyen des points à la courbe ajustée (σ) sont annotés en haut à gauche.*

D'autre part, la dispersion des données par rapport aux courbes ajustées est également très similaire à celle observée pour t_a. Les écarts moyens sont de 121 m et de $5{,}4.10^{-4}\ m^2s^{-3}$ ici, contre 120 m et $5{,}5.10^{-4}\ m^2s^{-3}$ pour respectivement l'épaisseur de la CLA et le taux de dissipation. Ainsi, les variations temporelles du flux de chaleur sensible au cours du transport de l'air marin sur le continent a moins d'impact sur la valeur de E_a que le temps d'advection de cette masse d'air. En d'autre terme, le temps d'advection t_a est un bon indicateur de l'énergie fournie par la surface terrestre à la masse d'air marine au cours de son transport sur le continent.

Toutefois, nous avons constaté précédemment lors de l'étude du paramètre t_a, que l'épaisseur de la CLA à l'Observatoire de Marseille était souvent supérieure à celle de Saint Chamas et Marignane pour un même temps de parcours. Or, cela n'est plus le cas sur la figure 6.12 (a). Ces observations indiquent donc que la CLA est légèrement plus épaisse sur Marseille, comparativement à celle des deux autres sites pour un même temps d'advection, en raison du flux de chaleur sensible plus important sur cette ville qui fournit plus d'énergie à l'atmosphère au cours du transport de l'air marin sur le continent.

Enfin, notons que cette étude a été menée à partir de deux types de flux de chaleur sensible. Or ces derniers ne sont pas forcement représentatifs de la variabilité spatiale et temporelle de ces flux dans la zone côtière. Cette imprécision pourrait expliquer que la prise en compte de ce

terme n'ait pas conduit à une diminution de la dispersion des données.

c. Impact de la stabilité de l'air marin

Cette étude se termine par une analyse de l'impact de la stabilité de l'air marin sur le développement de la CLA. Les sondages de température potentielle réalisés par l'avion ARAT au dessus de la mer vers 07:00 TU (*cf.* Chapitre 2) au cours de la POI2b indiquent que la stabilité de l'air marin ($\gamma = \partial\theta\ \partial z$) était de 0,024, 0,013 et 0,009 $^{\circ}Cm^{-1}$ dans le premier kilomètre de l'atmosphère pour respectivement le 24, 25 et 26 juin 2001.

La figure 6.13 présente les épaisseurs de la CLA (Z_i) et le taux de dissipation moyen dans la moitié supérieure de la CLA (ε moyen) en fonction de l'énergie fournie à l'air marin par la surface terrestre au cours de son transport sur le continent (E_a) pour les 3 journées de la POI2b. Cette figure, identique à la figure 6.12, permet de mettre en évidence les effets de la stabilité de l'air marin sur la CLA lorsque les données de chacune des journées de la POI2b sont comparées. Afin de mieux visualiser les évolutions de Z_i et de ε moyen, des courbes ont été ajustées comme précédemment sur les données de chaque journée.

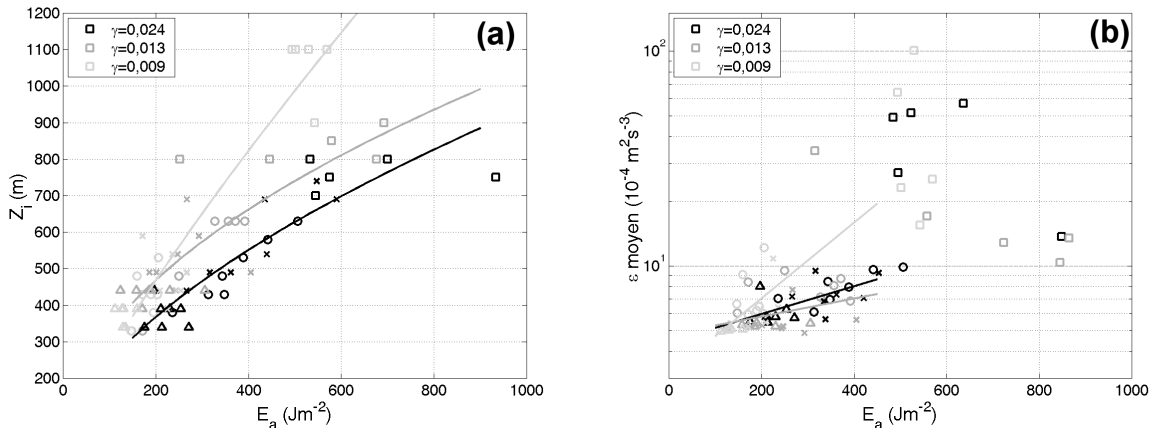


FIG. 6.13: *(a) Epaisseurs de la CLA (Z_i) et (b) du taux de dissipation moyen dans la moitié supérieure de la CLA (ε moyen) en fonction de l'énergie fournie à l'air marin durant son transport sur le continent par la surface terrestre (E_a), obtenus à chaque heure entre 10:00 et 16:00 TU pour chacun des radars UHF pour les trois journées de brise de mer de la POI2b caractérisée par une stabilité de l'air marin différente. Sur le diagramme (a), la courbe représente l'ajustement par les moindres carrées sur toutes les données d'une loi de type $y = ax^b$ (a et b constantes à déterminer). Sur le diagramme (b), une droite a été également ajustée mais seulement sur les données de Saint Chamas, Marignane et l'Observatoire de Marseille. Sur chaque diagramme, l'équation, le nombre de points (NP) et l'écart moyen des points à la courbe ajustée (σ) sont annotés en haut à gauche.*

Tout d'abord, cette figure montre que globalement plus la stabilité de l'air est faible plus la CLA est épaisse. L'épaisseur de la CLA varie de 500 à 1100 m, de 500 à 900 m et de 400 à

800 m pour γ égal respectivement à 0,024, 0,013 et 0,009 $°Cm^{-1}$. D'après les courbes ajustées, l'épaisseur moyenne de la CLA pour E_a variant de 150 à 500 Jm^{-2} est de 482 m, 589 et 690 m pour le 24, 25 et 26 juin 2001. Ceci correspond à un accroissement de la CLA de 22% pour γ passant de 0,024 à 0,013 $°Cm^{-1}$ (soit une diminution de 42%), et de 17% pour γ variant de 0,013 à 0,009 $°Cm^{-1}$ (soit une diminution de 36%). Ainsi, l'épaississement de la CLA est de l'ordre de la moitié de la diminution de la stabilité de l'air sur la mer.

D'autre part, en terme de taux de dissipation, la stabilité de l'air marin semble peu affecter l'intensité de la turbulence. D'après les tendances linéaires, le taux de dissipation est très similaire (d'environ 5 à 10.10^{-4} m^2s^{-3}) pour les sites soumis aux effets d'advection marin lorsque γ égale à 0,024 et 0,013 $°Cm^{-1}$. Par contre, lorsque $\gamma = 0{,}009$ $°Cm^{-1}$, le taux de dissipation atteint des valeurs supérieures à 10.10^{-4} m^2s^{-3} pour ces mêmes sites. A Aix-les-Milles, par contre, le taux de dissipation atteint des valeurs proches de 20 à 100.10^{-4} m^2s^{-3} pour γ égale à 0,024 et 0,009 $°Cm^{-1}$, tandis qu'il reste confiné entre 10 et 35.10^{-4} m^2s^{-3} lorsque $\gamma = 0{,}013$ $°Cm^{-1}$.

Pour conclure ce paragraphe, la figure 6.14 présente les épaisseurs de la CLA observées en fonction de E_a/γ, ainsi que la courbe ajustée par la méthode des moindres carrés. Elle montre bien que la prise en compte de la stabilité de la mer γ a pour effet de diminuer la dispersion des données. Elle était caractérisée précédemment par des écarts moyens à la courbe ajustée de 120 et 121 m pour t_a et E_a, alors qu'ici cet écart est de 90 m.

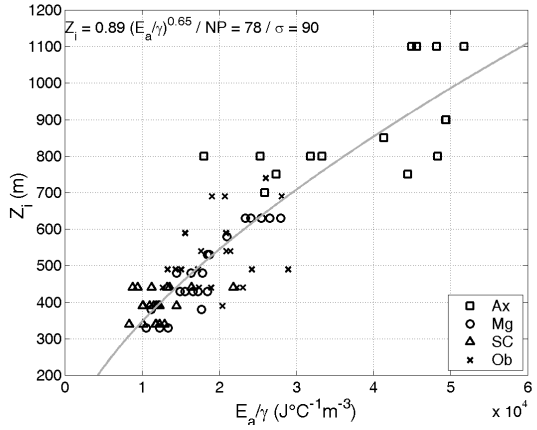


FIG. 6.14: *Epaisseurs de la CLA (Z_i) en fonction de E_a/γ, obtenues à chaque heure entre 10:00 et 16:00 TU pour chacun des radars UHF pour les trois journées de brise de mer de la POI2b. La courbe représente l'ajustement par les moindres carrées sur toutes les données d'une loi de type $y = ax^b$ (a et b constantes à déterminer), dont l'équation, le nombre de points (NP) et l'écart moyen des points à la courbe ajustée (σ) sont annotés en haut à gauche.*

Il est bien évident que d'autres facteurs doivent être impliqués dans la dynamique de la CLA. Citons par exemple l'instabilité dynamique générée sur les surfaces rugueuses (comme la ville de Marseille) ou les subsidences de meso-échelle. Par ailleurs, un autre facteur, qui n'a jamais été étudié à ma connaissance, pourrait avoir une influence sur la dynamique de la CLA. Au sommet du courant de brise de mer peut se former des rotors de Kelvin-Helmholtz. Que se passe-t-il alors lorsque la CLA atteint des hauteurs comparables à celles du courant de brise de mer et que cette instabilité est présente ? En effet, il peut arriver au cours de la POI2b que les sommets de la CLA et du courant de brise de mer soit proches. Par exemple, les figures 6.3 et 6.8 montrent, qu'à Marignane, cela peut se produire vers 10:00 TU lorsque l'altitude atteinte par la brise de mer et la CLA est de 600-650 m.

6.2.3 Conclusion

Dans un premier temps, ce chapitre décrit la structure de l'écoulement de brise de mer sur la région marseillaise et celle du front de brise de mer au travers du cas d'étude du 24 juin 2001. Il montre que des brises de mer locales se développent en début de matinée et sont remplacées en milieu de matinée par une brise de mer régionale, à l'exception de celle soufflant sur le nord de Marseille qui se maintient toute la journée.

Les premières sont caractérisées par des directions en surface très variables dans la région côtière, orientées perpendiculairement à la côte la plus proche très certainement en raison des gradients locaux de température terre/mer. L'analyse des champs de vent tridimensionnels déduits du réseau de radars montre que l'extension verticale de ces brises est relativement homogène et ne dépasse pas environ 500-600 m sur l'ensemble de la zone côtière.

Au contraire, la structure de la brise régionale est plus homogène horizontalement mais plus variable verticalement sur la côte marseillaise. Cette brise est caractérisée par une rotation anticyclonique de sa direction du secteur sud/sud-est au secteur sud-ouest/ouest, correspondant vraisemblablement au contournement et à la canalisation de ce flux par respectivement le massif de l'Etoile et la vallée de l'Arc. Du point de vue de son extension verticale, elle atteint des altitudes de 800-850 m vers Aix-les-Milles et sur la ville de Marseille alors qu'elle reste confiné en dessous de 600 m vers l'étang de Berre.

Enfin, le radar UHF de Saint Chamas observe le passage du front et de la tête de brise de mer, auxquels sont associés de fortes vitesses verticales et de forts mouvements turbulents.

L'une de ces caractéristiques est d'avoir un nez très proche de la surface terrestre contrairement à celui observé par Chiba (1993).

Dans un second temps, la structure régionale de la couche limite atmosphérique, se développant dans la zone côtière marseillaise en période de brise de mer, est caractérisée par une grande variabilité spatiale et temporelle en terme d'épaisseur et de turbulence. Au cours de la POI2b, les radars UHF de Saint Chamas, de Marignane, et de l'Observatoire de Marseille observent des CLA peu épaisses (de 350 à 600 m en moyenne sur la journée) et peu turbulente ($\varepsilon < 10^{-3}\ m^2 s^{-3}$ dans la moitié supérieure de la CLA), tandis que celui d'Aix-les-Milles observe des CLA épaisses (de 650 à 900 m en moyenne sur la journée) et très turbulentes ($\varepsilon > 10^{-3}\ m^2 s^{-3}$ dans la moitié supérieure de la CLA).

Cette variabilité spatiale et temporelle est une conséquence des processus d'advection d'air stable marin et de la convection qui contrôlent la dynamique de la CLA dans la zone côtière. L'advection d'air stable marin a pour effet de réduire la convection à proximité de la côte, et de limiter ainsi le développement de CLA épaisses et turbulentes. Toutefois, au cours de l'avancée sur le continent de l'air marin, ces effets se réduisent petit à petit et la convection se renforcent jusqu'à devenir prépondérante dans la dynamique de la CLA.

Le facteur qui traduit le mieux la diminution des effets d'advection et le renforcement de ceux de la convection est le temps de parcours de l'air marin sur le continent. Dans la zone côtière marseillaise, le temps nécessaire à l'air marin pour s'équilibrer avec les conditions thermodynamiques de l'air continental a pu être chiffrée dans cette étude (de l'ordre de 1h30). D'autre part, la stabilité de l'air marin a également un impact sur la structure régionale de la CLA en étant inversement proportionnelle à l'épaisseur de la CLA. Enfin, le flux de chaleur sensible a peu d'influence sur les caractéristiques régionales de la CLA. En effet, son impact est directement lié au temps d'advection de l'air marin, dont va dépendre la quantité d'énergie fournie par la surface terrestre à l'atmosphère. Toutefois, les flux de chaleur sensible plus importants sur Marseille conduisent à accroître légèrement l'épaisseur de la CLA sur cette ville, en comparaison de celle des autres sites pour un même temps de parcours de l'air marin sur le continent.

Chapitre 7

Structure fine de la brise de mer et de la couche limite atmosphérique

Le chapitre précédent décrit la structure régionale de la brise de mer et de la couche limite atmosphérique (CLA) dans la zone côtière durant la campagne ESCOMPTE-2001. La brise de mer qui s'établit dans cette région côtière présente une caractéristique à petite échelle remarquable, qui n'a été observée que très récemment (Puygrenier et al., 2003). En effet, son intensité oscille avec une périodicité de 2 à 3h durant certaines journées de la campagne ESCOMPTE-2001. Cette caractéristique a d'importantes conséquences sur le développement vertical de la CLA et la qualité de l'air, puisque cette "brise de mer pulsée" entraîne une oscillation du temps de chauffage de l'air marin sur le continent et du temps de chargement de cet air en composés chimiques émis par les activités humaines.

Le phénomène de petite échelle de "brise de mer pulsée" sur la zone côtière de Marseille/Fos/Berre et ses impacts sur la CLA en terme de structure verticale et de pollution atmosphérique, sont décrits en détail dans un article publié dans une revue scientifique internationale (Puygrenier et al., 2005). Une synthèse de cet article est donc proposé ci-dessous pour en récapituler les principaux résultats. Citons que Bastin (2004) et Bastin and Drobinski (2005) ont également étudié ce phénomène en s'intéressant essentiellement à ses aspects thermiques sur une partie de la zone côtière.

La description de la "brise de mer pulsée" et de ses conséquences sur la CLA présentée dans cet article, s'est focalisée essentiellement sur la journée du 25 juin 2001. La particularité

de ce cas d'étude est d'illustrer clairement le phénomène et ses impacts, car l'oscillation de l'intensité de la brise de mer est très marquée au cours de cette journée. Néanmoins, une analyse des données de 6 journées de brise de mer (20, 24, 25, 26, 27 et 29 juin 2001) a été réalisée afin d'étudier l'occurrence de ce phénomène au cours de la campagne ESCOMPTE-2001. Il a été observé au cours du 20, 25 et 26 juin 2001, *i.e.* sur 50% des cas étudiés.

L'analyse des mesures de vent du 25 juin 2001 des stations météorologiques de surface à Ob, SJ et VD situé dans la ville de Marseille (*cf.* Chapitre 2) a révélé la présence d'une oscillation de l'intensité de la brise de mer d'amplitude crête à crête de 2 à 3 ms^{-1} et de période de l'ordre de 2h45 ($cf.$ Figure 7.1). Les mesures des profileurs de vent installés au même endroit (soit le profileur de vent UHF de Ob, le sodar de SJ et le sodar-RASS de VD) montre qu'une oscillation semblable en période et en amplitude est visible aussi en altitude jusqu'à 800 m d'altitude au maximum.

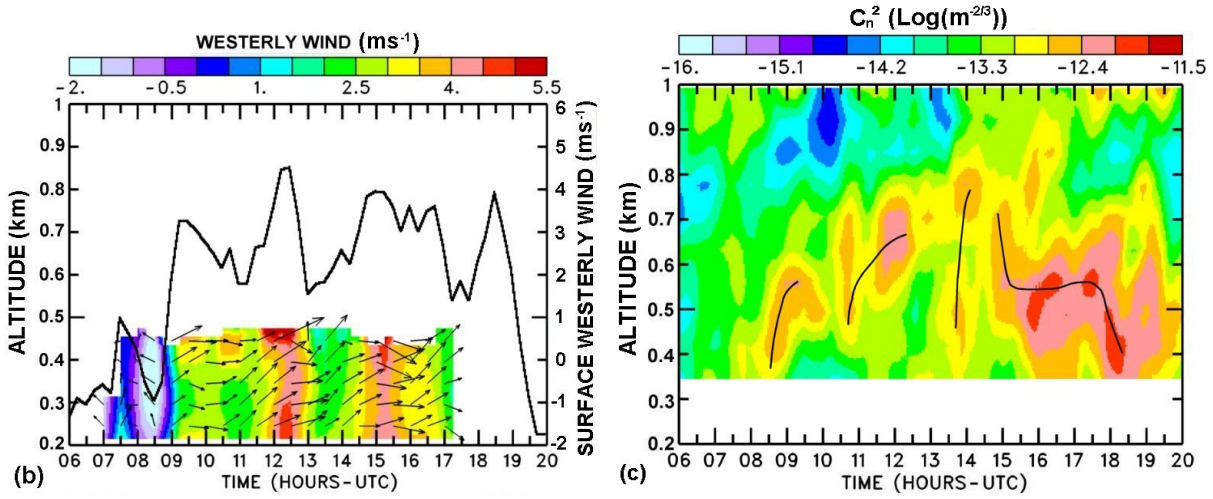


FIG. 7.1: *(A gauche) Illustration du phénomène d'oscillation de l'intensité de la brise de mer le 25 juin 2001 à Vallon Dol (VD): coupe hauteur-temps de la composante zonale du vent (échelle de couleur) et de la direction du vent (vecteurs) mesurée par le sodar, sur laquelle est tracée la série temporelle de la composante zonale du vent mesurée en surface. (A droite) Illustration de l'impact de la "brise de mer pulsée" sur l'épaisseur de la CLA le 25 juin 2001 à l'Observatoire de Marseille (Ob): coupe hauteur-temps du $C_n{}^2$ mesurée par le radar UHF, sur laquelle le sommet de la CLA est indiqué par des courbes noires représentant les valeurs maximales de ce paramètre.*

Parallèlement, une oscillation anti-corrélée de la température de l'air de période identique est observée également en surface sur toute la ville de Marseille et jusqu'à environ 500 m d'altitude d'après le sodar-RASS de VD. Cette oscillation de la température de l'air sur la ville est une signature de la "brise de mer pulsée", et est une conséquence de l'oscillation du temps de chauffage de l'air marin sur le continent. L'air marin frais a plus de temps de se réchauffer

lorsque la brise souffle avec un faible module que lorsqu'elle a une forte intensité.

L'amplitude crête à crête de ces oscillations de température est fonction de la distance à la côte *i.e* du temps d'advection de l'air marin sur le continent, comme le montre l'étude de leurs amplitudes à partir des mesures de température des stations S1 à S20 installés dans la ville de Marseille (*cf.* Chapitre 2). L'amplitude des oscillations de température croît de 1,5-2 à 3-3,5 °C lorsque la distance à la côte augmente de 1-2 à 8-9 km, puis diminue ensuite quand cette distance continue d'augmenter. Cette diminution marque le début de la perte des caractéristiques thermiques de l'air marin suite à un long réchauffement de cet air sur la surface terrestre. Les caractéristiques majeures de la "brise de mer pulsée" ont été établies à partir des données expérimentales acquises sur la ville de Marseille.

Une étude basée sur l'analyse de Fourier des séries temporelles de vent mesurées sur diverses stations de surface de la zone côtière (SC, Re, Du, LB et LC) a été menée pour évaluer l'étendue horizontale de ce phénomène hors de la ville de Marseille. Le résultat montre que la brise de mer pulsée est détectée avec différentes intensités au nord et à l'est de l'étang de Berre.

L'air marin est caractérisé le 25 juin 2001 par un profil stable de température potentielle. La hauteur sur laquelle sera homogénéisé ce profil de température sera bien évidemment fonction du temps de chauffage de l'air marin sur le continent. En conséquence la variation de l'intensité de la brise de mer conduit nécessairement à modifier l'épaisseur de la CLA au cours de la journée ($cf.$ Figure 7.1).

Cette conséquence attendue de la "brise de mer pulsée" sur le développement vertical de la CLA est observée à partir des mesures de ${C_n}^2$ et de ${C_T}^2$ du radar UHF de Ob et du sodar de SJ, paramètres permettant de déterminer le sommet de la CLA. Le profileur de vent UHF observe des montées successives de la CLA qui atteignent jusqu'à 750 m d'altitude lorsque la brise de mer est faible. Lorsque celle-ci est plus forte, le sommet de la CLA atteint des altitudes plus basses de l'ordre de 350 m d'après les mesures de ${C_T}^2$ du sodar de SJ.

Sur le même principe que précédemment, il est évident que les concentrations de polluants émis par les activités humaines dans la CLA vont varier en fonction du temps d'advection de l'air marin sur le continent puisque de ce paramètre dépendra le temps de chargement de l'air marin en polluants. L'analyse des mesures de dioxyde d'azote NO_2 à Ob montre que l'air marin pauvre en NO_2 est enrichi au cours de son advection sur la ville de Marseille. Lorsque la brise de mer est faible des concentrations de l'ordre de 30 à 35 ppb sont observées tandis que lorsqu'elle est plus forte ces concentrations sont de 15 à 20 ppb. Cette oscillation de la concentration de

NO_2 a également une influence sur celle de l'ozone O_3 à Ob, qui traduit l'ajustement des concentrations de cette espèce chimique à celles du NO_2 par l'équilibre photo-chimique. Une baisse périodique de la concentration de O_3 de 30 à 35 ppb à 20-25 ppb se produit lorsque la brise de mer est faible et que la concentration de NO_2 est en excès.

Cet article fournit également une explication possible de ce phénomène à partir des mesures de vitesse verticale du profileur de vent UHF de Ob. Ces instruments sont connus pour mesurer ce paramètre avec un biais négatif d'ensemble de quelques dizaines de centimètres. De faibles ascendances relativement à ce biais sont observées 50 min en moyenne avant les intensifications de la brise de mer. Elles pourraient être la conséquence d'une intensification de la convection lorsque la brise de mer est faible entraînant alors un transfert de masse en altitude. Ce dernier induirait une perte de masse dans les basses couches, qui serait alors comblée par une augmentation de l'intensité de la brise. La convection serait alors elle même diminuée suite à l'advection rapide d'air marin stable, cassant la pompe qui donne naissance à cette augmentation de l'intensité de la brise. Citons également une autre explication à ce phénomène apportée par Bastin (2004) et Bastin and Drobinski (2005), qui est basée sur une interaction de l'écoulement de brise de mer avec des vents de pentes anabatiques.

Investigation on the fine structure of sea-breeze during ESCOMPTE experiment

V. Puygrenier[1] , F. Lohou[1] , B. Campistron[1] , F. Saïd[1] , G. Pigeon[2], B. Bénech[1], D. Serça[1].

[1] Laboratoire d'Aérologie, Centre de Recherches Atmosphériques, UMR 5560 CNRS/UPS, 65300 Lannemezan, France.

[2] Météo France, Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse, France.

Submitted to Atmospheric Research

Published version, March 2005

ESCOMPTE Special Issue

Corresponding author address:

Vincent Puygrenier

Centre de Recherches Atmosphériques

8 route de Lannemezan

65300 CAMPISTROUS, FRANCE

Phone: (0033) 562406105; Fax: (0033) 562406101

E-mail : puyv@aero.obs-mip.fr

Abstract

Surface and remote-sensing instruments deployed during ESCOMPTE experiment over the Marseille area, along the Mediterranean coast, were used to investigate the fine structure of the Atmospheric Boundary Layer (ABL) during sea-breeze circulation in relation to pollutant transport and diffusion. Six sea-breeze events are analyzed with a particular focus on 25 June 2001.

Advection of cool and humid marine air over land has a profound influence on the daytime ABL characteristics. This impact decreases rapidly with the inland distance from the sea. Nearby the coast (3 km inland) the mixing height *Zi* rises up to 750 m and falls down after 15:00 (UT) when the breeze flow reaches its maximum intensity. A more classical evolution of the ABL is observed at only 11 km inland where *Zi* culminates in the morning and stabilizes in the afternoon at about 1000 m height.

Fine inspection of the data revealed an oscillation of the sea-breeze with a period about 2h47. This feature, clearly discernable for three days at least, is present in several atmospheric variables such as wind, temperature, not only at the ground but also aloft in the ABL as observed by sodar/RASS and UHF wind profilers. In particular the mixing height *Zi* deduced from UHF profilers observations is affected also by the same periodicity. This pulsated sea-breeze is observed principally above Marseille and, at the northern and eastern shores of the Berre pond.

In summary, the periodic intrusion over land of cool marine air, modifies the structure of the ABL in the vicinity of the coast from the point of view of stability, turbulent motions and pollutants concentration. An explanation of the source of this pulsated sea-breeze is suggested.

Keywords: Atmospheric boundary layer, sea-breeze oscillations, remote sensing measurements, pollution

1. Introduction

For evident reasons of commercial exchanges, the most important industrial complexes and megalopolis are located along maritime coastal region. Under high pressure conditions, these densely urbanized zones are affected by pollution episodes during land and sea breeze circulations which mix continental and maritime air with very different physical characteristics. A better understanding of these breeze flows is of primary importance to ameliorate pollution peaks prediction and to evaluate air quality policy in coastal areas. The international ESCOMPTE campaign was conducted in summer 2001 to investigate pollutant transport, diffusion and emission in the Marseille/Berre Mediterranean region, one of the most polluted area in France (http://medias.obs-mip.fr./Escompte). The main objective of ESCOMPTE is to assess numerical modeling of atmospheric pollution (Cros et al., 2004). Together with the ESCOMPTE project, the Urban Boundary Layer (UBL) experiment (Mestayer et al., 2004) deployed specific facilities within Marseille in order to document the fine-scale urban low-level flow. The work presented here is an experimental study focusing on breeze circulation observed during ESCOMPTE and its influence on the dynamics and pollution of the Atmospheric Boundary Layer (ABL).

The atmospheric baroclinicity induced by the different response of the land and sea surface to the diurnal cycle of heating and cooling is the source of the breeze circulation, roughly transverse to the coast. During daytime, sea-breeze advects cool and humid air over land whereas during night a reverse flow blows from land to sea. In the standard description of coastal breeze, this dynamical circulation at low levels is completed by a return flow seaward or landward at upper levels during the day and the night, respectively. Finkele et al. (1995) observed such a sea-breeze circulation cell with an instrumented aircraft. However, they pointed out that days without a return flow in upper levels can occur. Sea-breeze is a mesoscale phenomenon which extends far over the sea and to several tens of kilometers inland. For instance, Simpson et al. (1977) reported several cases of sea-breeze reaching 100 km inland. The moving leading edge of a sea-breeze, the separation between maritime and continental air mass, can be considered as a front, detected by a

jump of specific humidity, temperature, wind velocity and wind direction veering. According to Simpson et al. (1977), a sea-breeze front is equivalent to a gravity current constituted by a head whose depth is about twice the height of the trailing flow. However, Yoshikado and Kondo (1989) observed non-frontal sea-breeze cases with no clear changes of thermo-dynamical and dynamical parameters.

Coastal zones are marked by sharp surface temperature and roughness change between land and sea. Convection and mechanical turbulence mix marine and continental air over land, and contribute to the formation of the ABL during the sea-breeze flow. The top of the ABL (*Zi*) grows from the coastline up to an equilibrium height inland. This “equilibrium height” corresponds to the height of the inland mixed-layer. The equilibrium height and the distance from the coast necessary to reach it, varied in different studies. An example of such variability is presented by Raynor et al. (1979). They analyzed 28 sea-breeze cases with intensive aircraft, towers and pilot balloons measurements. The equilibrium heights ranged from 480 to greater than 900 m and the distances from the coast at which they were reached, ranged from 5 to 40 km (sometimes greater). According to the thermal stability conditions over the sea, the ABL starts growing up at the shoreline either from zero-level (stable onshore flow) or from the height of the offshore boundary layer (neutral onshore flow). The impacts of stable and neutral sea-breeze flow on the ABL were largely studied ; Venkatram, (1986), Gryning and Batchvarova (1990) for the first ones and, Kallstrand and Smedman (1997) and Luhar (1998) for the seconds. Urban areas and complex coastal geography (ragged shoreline and mountains) also affect the ABL characteristics under sea-breeze circulation. For example, Cenedese and Monti (2003) showed that convergence due to the interaction between the urban heat island and sea-breeze flow, enhances *Zi* height. Bastin et al. (this issue) observed that the narrowing of the Durance valley accelerates and deepens the sea-breeze flow and increases ABL depth. Other studies focused on the interaction between the sea-breeze and the ABL characteristics in complex geography and urban areas (Melas et al., 1995; Levitin and Kambezidis, 1997; Batchvarova et al., 1999; Liu et al., 2001).

Mesoscale structure of the sea-breeze circulation and ABL is abundantly described in the literature. The present paper describes and analyses the pulsated nature of the sea-breeze observed during the ESCOMPTE experiment. The first part presents briefly the ESCOMPTE experiment and the instruments used for this work. The second part which gives an overview of the meteorological conditions encountered during the campaign, shows sea-breeze occurrence in this region. A diurnal sea-breeze circulation and its effect on atmospheric boundary layer is then presented with the example of 25 June 2001. The third part is devoted to the analysis of the sea-breeze at a smaller temporal-scale in the vicinity of the coast. The study of 25 June 2001 will be gone into deeper because a 2h47-period oscillation of the sea-breeze flow is clearly observed above Marseille and in other sites of ESCOMPTE area. An analysis of several sea-breeze days is also made to determine the occurrence of this phenomenon for the whole campaign. The last part discusses on the impact of a pulsated sea-breeze on the coastal low atmosphere of Marseille from the stability, ABL depth and pollution point of view. An hypothesis on the source of this particular sea-breeze behavior is proposed based on vertical motions measurements made above Marseille city.

2. ESCOMPTE and UBL experiments (13 June – 14 July 2001)

This study concerns a coastal zone of the ESCOMPTE domain, which includes the Greater Marseille. Alps foothills reaching 500 m in the north and east of the domain, ragged shoreline and the Berre pond in the central part of the domain make the topography of this region particularly complex (cf. Fig. 1 (diagram a)). Marseille itself is surrounded by hills in the southern, eastern and northern sides, and presents a north-south coastline with the Mediterranean sea in its western side and a west-east coastline in the south (cf. Fig. 1 (diagram b)).

Wind profilers (UHF, sodars and sodar/RASS) data and ground stations measuring mean and turbulent meteorological parameters are essentially used here. The instrumented sites, are

positioned in Fig. 1 (diagram a). Their main characteristics such as site type (defined as rural, suburban or urban), height above sea level, distance to the nearest shoreline (Berre pond or Mediterranean coast) and the experimental set-up are reported in Table 1.

2.1 Surface in situ measurements

For each meteorological ground station of the ESCOMPTE area, wind velocity and direction, temperature and humidity of the air were measured on a mast of 10 m height, except at CM where the mast was 26 m height. In the urban area at Ob, SJ, and CM site (see Table 1 for the explanation of the site acronyms), the masts were installed on the roofs of buildings. The data were averaged in real time over a period of 10 or 15 minutes. Additionally, a dense network made of 20 surface stations (noted S1 to S20 in Fig. 1 (diagram a)) was deployed in the streets of Marseille for a fine scale documentation of the temperature and humidity at a 6 m height at a sampling period of 10 minutes.

Moreover, surface energy budget was obtained at stations of Ob, SJ, CM, LC, SC but only data collected by CM and SC stations are used in this study to characterize urban and rural zones, respectively. Upward and downward infra-red and global radiation components were measured. Three-dimensional (3-D) sonic anemometer and krypton sensor provided temperature, 3-D wind components and humidity turbulent fluctuations with a 0.1 second temporal resolution. Turbulent fluxes were calculated with eddy-correlation method.

Low level turbulent fluxes over urban areas are difficult to measure because of the heterogeneity of the urban canopy. On the one hand, the instruments have to be placed sufficiently far from the ground to measure representative fluxes of the area. On the other hand, the fetch requires the instruments to be located far enough downwind from an eventual disturbance caused by adjacent areas. On the CM mast, two flux sensors were mounted at 44 m and 38 m AGL (Grimmond et al., 2002, Mestayer et al., 2004). The mean height of the surrounding buildings was

16 m. The ratio between fluxes measured at the two levels was nearly equal to one, suggesting that both are in the inertial sub-layer. Grimmond et al. (2002) conclude that, given the close spacing of the buildings in the city center, measurement heights larger than 1.5 times the mean building height seem appropriate for the CM site.

2.2 Remote-sensing facilities

The study makes use of observations collected by three identical UHF-band wind profilers located at Ob, SC, and Ax, and by three Doppler sodars at VD, SJ and SC. At VD vertical profiles of temperature are obtained with the RASS (Radio Acoustic Sounding System) technique based on the reflection of a radio wave on the sodar acoustic wave front (for more explanation see Girard-Ardhuin et al., 2003). Temporal and vertical resolution and the vertical coverage of these remote-sensing devices are given in Table 2. Vertical profiles of the reflectivity, the three components of the wind and the Doppler spectral width are the standard data provided by these instruments. The turbulent kinetic energy dissipation rate e can be deduced from the UHF Doppler spectral width (Jacoby-Koaly et al., 2002).

In clear air, UHF radar and sodar echoes come from the scattering of the incident wave by spatial irregularities, at the scale of half the instrument wavelength, of the air refractive index n related to temperature and water vapor fluctuations. Sodars are only sensitive to temperature fluctuations whereas humidity fluctuations predominate strongly for UHF backscatterings in the first five kilometers of the atmosphere. Sodar and UHF profiler reflectivity are proportional to the air refractive index structure constant C_n^2 (which reduces to C_T^2 for sodar). Strong C_n^2 values are favored by high vertical gradient of temperature and humidity and the presence of strong turbulent mixing. These conditions are usually met at the ABL top Zi which then appears as the level of a local UHF reflectivity maximum. It is then possible to follow the daytime ABL development in the UHF profiler time-height cross-sections with an accuracy in Zi measurement of the order of half the radar pulse length (here 75 m) (Angevine et al., 1994; Heo et al., 2003).

The ability of UHF radar to detect rain of even weak intensity was used, in comparison with drop size distribution measurements at the ground obtained by a disdrometer, to calibrate the reflectivity values of the wind profiler located at SC (Campistron et al., 1997). The mean reflectivity vertical profile over the whole campaign of the calibrated UHF radar was then compared to the mean vertical profiles obtained by the other UHF radars in order, assuming similarity of the data on the average, to get their own calibration constant. Sodar reflectivity is presented as uncalibrated C_T^2 since we have no guarantee of the manufacturers that these commercial instruments were properly calibrated.

3. Meteorological conditions and general sea-breeze circulation characteristics

After a rapid presentation of the general meteorological conditions encountered during ESCOMPTE, the study of 25 June 2001 will illustrate a sea-breeze circulation and its impact on the ABL vertical development.

3. 1 Overview of the campaign

The period and the site of the ESCOMPTE campaign were particularly favorable to pollution events study. In this context, five Intensive Observation Periods (IOPs) were carried out with different local meteorological conditions detailed in the general paper presented by Cros et al. (2004).

As the present study is related to breeze circulations characterized among other things by wind rotation, Fig. 2 shows wind direction observed at Ob site in Marseille during the whole campaign. The IOPs periods are indicated by horizontal arrows. This figure allows to detect breeze occurrence through the diurnal cycle of wind direction. The first period (IOP1) of the experiment is mostly associated with north-westerly wind characteristic called Mistral in that region (Corsmeier et al., this issue). During IOP2a, IOP2b and IOP3, breeze circulations occurrence is

maximum while a westerly to north-westerly synoptic wind has a clear impact over Marseille surface at the end of the experiment (IOP4).

The complexity of the shoreline orientation and region topography (cf. Fig. 1) induces different sea-breeze direction at the measurement sites. Fig. 3 shows the surface wind roses at SC and Ob. Whereas the sea-breeze has a southerly direction at SC (220 degrees), the ground station in Marseille measured a westerly sea-breeze (280 degrees). Besides the breeze circulation, the region is often under Mistral wind influence. Such dynamical conditions are frequently observed in SC with high velocity (exceeding 10 ms^{-1}) and a north-westerly direction. Mistral wind is not so clearly apparent over Marseille because of the sheltering effect of the hills surrounding the city.

Ten days with a well established breeze circulation were observed over Marseille region during the campaign, but only six of them have been analyzed here: 20, 24, 25, 26, 27 and 29 June 2001. The four other days have been left out because of none available data or instruments failure. All the synoptic and local characteristics over Marseille of the six remaining days are summarized in Table 3. The synoptic wind speed was always inferior to 17 ms^{-1} with a direction varying between west and north, and global radiation values were higher than 880 Wm^{-2}, with the exception of 27 June 2001 mainly cloudy with southerly wind.

Land and sea surface temperature (LST and SST) over ESCOMPTE area were deduced from NOAA AVHRR observations. It was the only mean to get an idea of the thermal gradient between land and sea, which is the source of the sea-breeze dynamics. SSTs were retrieved with the McClain et al. (1985) formula and LSTs with Becker and Li (1990) and Van de Griend and Owe (1993) algorithms. Usually LST is much more difficult to evaluate than SST. According to Kerr et al. (2002), the algorithms used in that case are robust and give good results. Table 3 presents mean values of SST, LST and temperature difference LST-SST calculated in a rectangle positioned between 5° to 5.6° longitude and 43.15° to 43.4° latitude. As expected, values of LST are

dependent on global radiation ; maxima of LST occur on 20 June and 29 June 2001 with 31.2 and 33.3 °C when global radiation is 968 and 922 Wm^{-2}, respectively. SST varies from 17.5 °C to 23.6 °C between 20 June and 29 June 2001. Table 3 presents also the time averaged value over the sea-breeze period (08:00–18:00 (UT)) of the local dynamical parameters (wind speed and direction) measured at Ob. The surface wind is characterized by a weak velocity varying between 2 and 2.4 ms^{-1} from one day to another and a quite similar westerly direction. Wind velocity is maximum (2.4 ms^{-1}) on 20 June and 29 June 2001 (without considering the cloudy day of 27 June 2001) when large horizontal land-sea temperature difference occurs (13.7 and 9.8 °C respectively). On the other days, horizontal temperature difference varies between 7.7 and 8.6 °C and wind velocity is around 2.0-2.1 ms^{-1}. The sensible heat flux values presented, have been measured at CM and averaged over the 11:30-13:30 (UT) period. These values, function of the ground heating over Marseille city, vary between 287 Wm^{-2} on 20 June 2001 and 399 Wm^{-2} on 25 June 2001. The mixing height of the ABL observed by the UHF profiler at Ob around noon is also indicated in Table 3. ABL depth reaches up 500 m on 20 June 2001, 700-800 m on 24, 25 and 26 June 2001, and 1100 m on 27 and 29 June 2001.

3.2 The sea-breeze on 25 June 2001

In this section, the analysis of the meteorological conditions focused on 25 June 2001. The ECMWF analysis on the 500 hPa surface presented in Fig. 4 shows that during that day, the ESCOMPTE domain was in the ridge of a high pressure system centered over Northern Africa producing a north-westerly flow of 13 ms^{-1} aloft. 25 June 2001 was a sunny day with scattered fair weather cumuli crossing the area, as can be deduced from the global radiation measured in Ob and SC shown in Fig. 5 (diagram a). This day was also characterized by strong sensible heat fluxes reaching about 500 and 300 Wm^{-2} at the urban site (CM) and the rural one (SC), respectively (cf. Fig. 5 (diagram b)). Land and sea-breeze daily evolution at SC are well documented both near the surface by the ground station and in the first six hundred meters of the ABL with the sodar (cf. Fig. 6). At this site, a weak northerly land-breeze blew until 06:00 (UT), followed by a southerly sea-

breeze until 20:00 (UT). Both sodar and ground station observed a land-breeze maximum (1.5-2 m/s) around 04:00 (UT) and a sea-breeze maximum (3-5 m/s) around 15:30 (UT).

The vertical development of convective ABL over homogeneous and flat continental areas depends essentially on the ground heating. All morning long, the air is warmed and homogenized by turbulent motions which deepen the ABL height. In the early afternoon, the ABL stops its vertical development and stabilizes its height. Many works described this ABL behavior using tall masts and tethered balloons (Caughey and Kaimal, 1977), aircraft (Lenshow et al., 1980; Druilhet et al., 1983) or wind profilers (Weill et al., 1980; Angevine et al., 1994). In coastal environment, cool air advection associated to sea-breeze circulation limits such ABL vertical development. Because of the roughness and temperature changes between land and sea, the ABL depth increases with distance to the shoreline. *Zi* rise depends on the wind speed, and on the characteristics of the marine air and land surface. The relative importance of both advection and turbulent mixing is function of the distance covered by the marine air advected above land surface (Raynor et al., 1979; Venkatram, 1986; Melas and Kambezidis, 1992). In order to determine the prevailing process, Wyngaard (1983) introduced a criterion between turbulence time-scale ($t_t = Zi/W_*$) and advection ($t_a = x/u$) (Equation 1):

$$Xm = \frac{t_a}{t_t} = \frac{xW_*}{uZi} \tag{1}$$

where x is the upwind distance inland over which the air mass has traveled, W_* is the convective velocity scale and u is the mean wind speed in the ABL. Horizontal advection dominates for small Xm whereas the mixed layer is in local equilibrium and turbulence dominates for large *Xm*. Melas and Kambezidis (1992) suggest that the ABL is in local equilibrium for *Xm* higher than 5 and advection dominates entirely for *Xm* lower than 0.2. Between those two values, both mechanisms co-exist.

ESCOMPTE campaign provides continuous temporal measurements of the ABL height at different distances to the coastline thanks to UHF wind-profilers observations. *Zi* behavior in ESCOMPTE area is illustrated in Fig. 7 by time-height cross-sections of the air refractive index structure constant C_n^2 measured at Ob and Ax. *Zi* reaches up to 750m and declines after 14:00 (UT) at Ob when the sea-breeze flow is maximum. Daytime evolution of *Zi* at Ob is similar to the one studied by Steyn and Oke (1982) at two coastal sites. They observed that during the morning development of the ABL, the turbulent motions dominate whereas *Zi* subsides when the marine advection increases later in the afternoon. On the other hand, the ABL depth reaches 1000 m and stabilizes in the afternoon at Ax, the more distant UHF profiler site from the sea. Daytime evolution of *Zi* at Ax is quite similar to ABL continental case with a turbulent mixing predominance. Thus, marine air flow seems in thermal equilibrium before arriving at Ax. An estimation of Wyngaard 's criterion with UHF radars gives $Xm \sim 3.4$ and $Xm \sim 16.2$ for the ABL observed at Ob and Ax at 12:30 (UT), respectively (calculated with the mean wind speed between 0.5 *Zi* and *Zi*). Although such a criterion is difficult to calculate accurately, this result confirms that both advection and turbulent mixing processes co-exist in the ABL development at Ob whereas the turbulent mixing has a major role at Ax.

4. Fine temporal structure of the sea-breeze

In the previous section, the diurnal structure of the ABL has been depicted during the sea-breeze on 25 June 2001. In the present section, the inspection at a fine temporal scale of ground stations and wind profilers measurements for that day, will put in evidence the existence of a sea-breeze flow oscillation. A detailed description of this phenomenon will be made above Marseille first. Next the spatial extent of this process will be investigated over the whole ESCOMPTE area before analyzing, at last, the occurrence of pulsated sea-breeze during the whole campaign.

4.1 Sea-breeze oscillation above Marseille on 25 June 2001

Diagrams a to c on Fig. 8 show the westerly wind component time-height cross-sections produced by the UHF radar at Ob and the sodars at SJ and VD, respectively. Each cross-section includes the horizontal vector wind superimposed on the intensity of the westerly wind component (color scales) and the westerly wind component measured at the surface at the same location (black curve). The vertical coverage of these diagrams depends on the profiler type (cf. Table 2), and site altitude (cf. Table 1). UHF radar observations at Ob are not shown below 300m because of the presence of strong ground echoes. For evident reason of noise disturbances, the sodar located at SJ in a urbanized zone did not work at night (17:00 until 07:00 (UT)). These figures display important variations of the westerly wind component (2-3 m/s) with a 2.5 to 3 h-period, at the surface as well as in the low ABL. This westerly wind component is the most relevant to highlight this oscillating structure. The comparison of Figs. 7 (diagram b) and 8 (diagrams a and c) shows that the height of the sea-breeze flow equals or exceeds the ABL depth ; *Zi* is 400, 700, 550 and 400 m while maxima of westerly wind velocity reach 400, 700, 800 and 500 m at 09:00, 12:30, 15:30 and 18:30 (UT), respectively. Fig. 8 (diagrams a to c) shows also that the turning of the wind due to Coriolis force throughout the day is not apparent in the observations. As Bastin et al. (this issue) pointed out, this deviation to the standard description of the sea-breeze is due to the complexity of the area (ragged coastline, urban effect, topography).

Fig. 8 (diagram d) presents a time-height cross-section of the virtual temperature retrieved by the sodar-RASS and the temporal evolution of the surface temperature at VD. Oscillations of air temperature (2-3°C) with an identical period as the westerly wind oscillation, are also observed at the surface and altitude. The air temperature oscillation affects the layer extending from the ground up to a 500m height. In Fig. 8, air temperature and westerly wind component appear anti-correlated.

Fig. 9 (diagram a) clearly illustrates the anti-correlation between temperature and westerly wind component with ground station measurements at Ob. This phenomenon can be explained by the

differential residential time of the advected marine air above the city. A weak sea-breeze flow has more time to be warmed up during its transit over the city than a stronger one. This hypothesis seems corroborated by the observations of the ground stations S1 to S20 (see their location in Fig. 1 (diagram b)). Fig. 9 (diagram b) shows air temperature measured at ground stations S16, S6, S8, S12, S11. These stations are line up on a south-west to north-east axis direction (240 degrees) which makes an angle of 46 degrees from the mean wind direction at Ob (286 degrees) between 06:00 and 18:00 (UT) (cf. Table 3).

The signature of the sea-breeze horizontal propagation can be deduced from the delay in the observation of the temperature maxima (or minima) in the different sites. Between S16 and S11, we obtain a propagation velocity about 4 ms^{-1} which is similar to the sea-breeze mean wind magnitude. For fourteen ground stations of the network, the mean crest to crest amplitude of the temperature fluctuations was calculated from the time series. Fig. 9 (diagram c) presents these mean amplitudes according to the east-west distance to the coastline. This curve is fitted with a second degree polynomial function. The distance effectively covered by the marine air over land can not be calculated, because wind measurements were not available at stations S1 to S20 (cf. Section 2.a). An approximation is made by using the east-west distance to the coastline since the mean wind direction is roughly westerly (286 degrees at Ob). This figure shows that the temperature fluctuation amplitude increases with the east-west distance from the coastline up to 8-9 km, followed by a slow drop beyond 8 km. This phenomenon can also be explained by the warming rate of the marine air during its transit above the land surface. A short distance does not let enough time for the marine air to warm up whereas a too long one enables the marine air to reach the thermal equilibrium with the land surface.

To quantify the periodicity of sea-breeze flow oscillations previously described, a spectral analysis method was used. This method has been utilized because an objective criterion is needed to study the horizontal spatial extent of the flow oscillation in the next section, notably to estimate

the power spectral density of the different harmonics. Fig. 10 presents the results of the Fourier analysis made on surface air temperature and westerly wind component time series with 5 minutes sampling obtained at VD on 25 June 2001 between 06:00 and 20:00 (UT). Three peaks are identifiable in this analysis; the DC line (harmonic 0) is related to the synoptic forcing, the 13h59-period is related to the diurnal cycle (meso-scale) of the sea-breeze and a 2h47-period is considered as the period of the pulsated sea-breeze. Fourier analysis can introduce various artifacts for discrete time series with small numbers of cycles. In the present case, the Fourier analysis reveals a 2h47-period clearly identifiable for both parameters corresponding to the period previously put in evidence in Fig. 9 (diagram a).

In summary, a sea-breeze flow oscillation with a 2h47-period affects the 0-800 m layer of the atmosphere above Marseille. Wind velocity variations change the warming time rate of the advected marine air and thus, air temperature above the whole city. However, only dynamical parameters will be used in the following section to study the horizontal extent of this phenomenon because the temperature oscillation signature is dependent on the distance covered over land by the marine air.

4.2 Horizontal domain of the pulsated sea-breeze on 25 June 2001

Is the phenomenon of pulsated sea-breeze confined over Marseille city or does it affect other parts of the domain? To answer this question, a similar Fourier analysis has been applied to daytime surface southerly and westerly wind components collected at LC, LB, Du, Re, VD, Ob and SC (cf. Fig. 1 (diagram a) and Table 1). This analysis gives the averaged energy value of the two highest harmonics among the 2h30, 2h47 and 3h10 periods at each selected site. This value is then normalized by the energy of the whole spectrum. In order to simplify both parameters and sites comparisons, all normalized energies are expressed in percentage of the normalized SC westerly wind energy, whose magnitude is the highest one (cf. Fig. 11). An important difference can be noted between the two wind components since the southerly wind component energies

around 2h47 are lower than the westerly component (less than 30% of the westerly component at SC). In Fig. 11, the dark gray color indicates when a maximum is observed on one of the three harmonics (2h30, 2h47 and 3h10) among all harmonics between 1 and 6 h. Thus, an oscillation with a 2h47-period is only observed on the westerly wind component in SC (100%), Ob (60%), VD (65%) and Re (75%) and to a lesser extent in Du (30%). Whatever the site, the southerly wind component does not exhibit any 2h47-period oscillation.

Finally, based on all these elements we can conclude that the periodic behavior of the sea-breeze observed above Marseille is also manifested over the northern and eastern shores of Berre pond.

4.3 Analysis of other sea-breeze days

Six days with breeze circulations have been analyzed. Their synoptic and local meteorological conditions have already been presented in section 3 (cf. Table 3). Sodar-RASS at VD was considered the most relevant to detect oscillations of wind speed and virtual temperature. Time series have been analyzed between 06:00 and 20:00 (UT) and at a 350m height. The vertical extension of the pulsated sea-breeze and Wyngaard 's criterion *Xm* was determined with the UHF radar measurements at Ob. The results are shown in Table 4.

Among the six days analyzed, three are characterized by air temperature and westerly wind component oscillations: 20, 25 and 26 June 2001. Although the periodicity of this phenomenon is nearly similar for the three days (2h00 to 2h45), the pulsated sea-breeze intensity on 20 and 26 June 2001 is weaker than on 25 June 2001. The mean magnitude of the westerly wind component oscillation is 2.2 ms^{-1} and 1.9 ms^{-1} on 20 and 26 June 2001 respectively against 3.1 ms^{-1} on 25 June 2001. The same goes for the temperature oscillation magnitude which is about 0.9°C and 1.1°C on 20 and 26 June 2001 respectively against 1.9°C on 25 June 2001. Additionally, a good correlation exists between the oscillation amplitude of both variables *i.e.* when the wind variation magnitude

is high the temperature variation is important. The vertical extension of the pulsated sea-breeze is the deepest on 25 June 2001 (800 m). On 20 and 26 June 2001, the ABL is only affected up to 500 and 300m high, respectively. Wyngaard ‘s criterion *Xm* shows that turbulence and advection are both present each day since *Xm* values vary between 2.4 and 4.2. Days with pulsated sea-breeze exhibit the highest values of *Xm* (3.8, 4.1 and 4.2). However this conclusion is not totally reliable because of the important inaccuracy in the calculation of *Xm* as discussed in a previous section.

None of the synoptic and local parameters individually taken can be clearly related to the presence of a pulsated sea-breeze. Only Wyngaard ‘s criterion, which combines several ABL characteristics, allows to distinguish a weak signature for its presence. However, this observation is based on six cases and does not constitute a significant statistical sample to infer any general law. An experimental approach can not explain alone the reason why pulsated sea-breezes occurred in half of the studied cases. A numerical study should be undertaken to confirm this conclusion or to explore other possibilities.

5. Consequence of the pulsated sea-breeze

Sea-breeze effects on coastal low troposphere and notably on Marseille ABL are now investigated still focusing on 25 June 2001. As shown in previous section, a sea-breeze flow oscillation modifies the residential time of the marine air above Marseille. Considering the stable temperature profile above the sea, the ABL stability conditions should be strongly affected by this sea-breeze behavior, implying successive modifications on the convection and turbulent characteristics. The impact of marine air advection is also studied through the temporal analysis of different trace gas concentrations.

5.1 Stability and turbulence characteristics within Marseille ABL

Fig. 12 (diagram a) presents a vertical sounding performed by Météo France instrumented aircraft Merlin IV over the sea at 15:00 (UT), between 0 and 3000 m. A stable potential

temperature vertical profile is observed with a 12°C increase within the first kilometer of the atmosphere. The thermal equilibrium of the stable marine air above Marseille heated surface depends on the horizontal advection intensity.

The time-height cross-section of uncalibrated temperature structure constant (C_T^2) measured by the sodar at SJ is presented in Fig. 12 (diagram b). C_T^2 corresponds to temperature fluctuations linked to processes whose characteristic scales are in the inertial subrange ; high C_T^2 values are associated with strong turbulent activity which tends to homogenize the temperature profile. C_T^2 maxima are observed at 10:30, 12:30 and 15:00 (UT) at about 300 m height. Hatched areas indicate intensifications of the westerly wind component measured by this sodar. C_T^2 maxima at 300m occur when sea-breeze flow intensifies, or in other words, when marine air has less time to equilibrate with continental warm surface.

Study of upper ABL vertical structure (from 400 m up to 1100 m) can be made with UHF radar C_n^2 measurements (cf. Fig. 12 (diagram c)). The local maxima of C_n^2 is located at the mixing height *Zi* as explained in section 3. *Zi* increases discontinuously from 400 m at 08:30 up to 750 m at 14:30 (UT) since three successive C_n^2 maxima can be observed at 08:00-09:30, 11:00-12:30 and 13:30-14:30 (UT). Between these maxima, C_n^2 values decrease significantly. A C_n^2 time-height cross-section with westerly wind contours is also presented on Fig. 12 (diagram d). Hatched areas represent intensifications of westerly wind component measured by the UHF radar. This figure shows that C_n^2 drops at ABL top occur when sea-breeze flow intensifies.

The physical meaning of these sodar and radar observations is that a higher/lower ABL top is observed for a low/high sea-breeze flow. The stable potential temperature profile observed over the sea has more or less time to be homogenized over the land surface. For a weak advection of marine air, the ABL top is defined through the C_n^2 since the C_T^2 is low and homogeneous in the first 500 m of the atmosphere. For a strong advection of marine air, the ABL top is defined through

the C_T^2 since the C_n^2 values drop at the previous levels. This observation might be the consequence of the stabilization of the air and the reduction of the turbulence above this very thin ABL.

Zi falls after 15:00 (UT) during the third sea-breeze flow intensification. Compared to the value observed at 12:00 (UT), the sensible heat flux over Marseille at 15:00 (UT) has already been divided by two (cf. Fig. 5 (diagram b)) and is not sufficiently strong to regenerate a new boundary layer.

The pulsated sea-breeze has important impacts on the ABL stability and its turbulent motions. The successive reductions and increases of the ABL depth can be related to the convection through the vertical velocity. Fig. 13 presents the temporal evolution of westerly wind component and vertical velocity measured by UHF radar at 350 m (at Ob) between 07:00 and 19:00 (UT). Before going on, it is important to notice that vertical wind measurements with UHF profilers present a negative bias (usually lower than 0.1 ms^{-1} in absolute value) that is well known but not explained yet (Angevine, 1997; Lothon et al., 2002). However, only the relative fluctuations of the vertical velocity and their correlation to the sea-breeze oscillations are considered here. At 350 m, the UHF radar detects the sea-breeze flow intensifications at around 10:00, 12:45, 15:15 and 18:30 (UT). Vertical velocity maxima are perfectly correlated with westerly wind ones before 08:00 and after 16:00 (UT). During most of the sea-breeze period (08:00-16:00 (UT)) vertical velocity displays a phase shift with westerly wind component (nearly anti-correlated). The vertical velocity maxima can be observed at 08:45, 12:15, 14:15 (UT). In order to evaluate this phase shift, cross-correlation of those two parameters have been done. The result shows that vertical velocity maxima occurred fifty minutes in average before westerly wind component maxima. A similar phase difference is found between the two wind components up to 650 m height. Above this level, these two parameters are well correlated.

The above description allows us to propose a possible explanation on the atmospheric process that could explain this pulsated sea-breeze. When the sea-breeze intensity decreases, much more solar energy is transferred to turbulent vertical transport. Then the turbulent mixing takes an increasing role in the ABL development implying an increase of *Zi* and vertical convection. Maxima of vertical velocity are then observed. Due to the mass transfer aloft the low pressure over land is accentuated what increases the horizontal pressure gradient and amplifies the sea-breeze flow. Then, stable marine air is advected with a stable temperature profile leading to a convection break down above the land. Several hours are necessary to homogenize again the air and restart the convection. This hypothesis should be confirmed by a numerical approach to test different geographical, dynamical or thermal parameters, and quantify their respective role. The geographical situation should be particularly investigated to study the influences of slope wind processes and the particular role of urbanized areas.

5.2 Pollution in the Marseille ABL

Fig. 14 (diagram a) presents nitrogen dioxide (NO_2) and ozone (O_3) concentrations measured in the afternoon (16:26-17:10 (UT)) at the end of the Bastia-Marseille ferry crossing, the route of which is indicated in Fig. 1 (diagram b). Fig. 14 (diagram a) shows that the marine air is poorer in NO_2 and richer in O_3 than the air near the coastline at Marseille ; 2-3 ppb and 50-60 ppb are observed over the sea against 12-15 ppb and 30-40 ppb at the shoreline, for NO_2 and O_3 concentrations, respectively.

Fig. 14 (diagram b) presents NO_2 and O_3 concentrations measured at Ob between 09:00 and 19:00 (UT) by the air quality network AIRMARAIX. The early morning is not presented on this figure to disregard the large peak of NO_2 caused by the road traffic emission (Cousin et al., this issue). This figure shows that NO_2 concentration falls periodically from 30-35 ppb to 15-20 ppb simultaneously to the maxima of the sea-breeze intensity (indicated on Fig. 14 (diagram b) with the black arrows) at 12:15-12:30, 14:00-15:00, and 18:00-18:30 (UT). Each decrease of NO_2 concentration is followed by a slow increase back to the anterior value. O_3 concentration is nearly

constant (30-40 ppb) during the day and periodic falls to 20-25 ppb, which are followed by a rapid increase back to the higher value, are observed simultaneously with NO_2 concentration minima.

Urban zones are mainly responsible for the emission of NO (quickly oxidized into NO_2 during daytime) and consequently marine air is necessarily poorer in NO_2 than urban one. NO_2 concentration of the marine air increases as this air travels over Marseille in function of its residential time over the urban surface. NO_2 concentration observed at Ob is then higher for a slow sea-breeze flow and lower for a strong one. If the residential time over the city is too long, the NO_2 concentration becomes excessive and shifts the O_3 photochemical equilibrium towards the VOC-limited regime, which decreases instantaneously O_3 concentration as observed at Ob before a maximum of the sea-breeze flow.

Thus, the pulsated sea-breeze has an important impact on Marseille air quality since it prevents the NO_2 concentration to reach higher values and the O_3 concentration to reach lower ones.

6. Conclusion

During the ESCOMPTE campaign, a wide range of instruments (notably remote sensing, in situ and aircraft measurements) was put in operation in the Marseille region. Those instruments allowed a continuous documentation at a fine temporal and vertical resolution of the ABL and sea-breeze flows. Six days with sea-breeze circulations were analyzed. Three of them present oscillations of the sea-breeze flow. This pulsated behavior was investigated with a detailed study of 25 June 2001 using profilers (UHF radar, sodar and RASS) and meteorological ground stations disposed in urban or rural sites in the coastal zone. The main characteristics of this pulsated sea-breeze are summed up below:

- A 2h47-period oscillation of the sea-breeze intensity (around 2-3 m/s)
- A depth equal or higher than the height of the ABL
- A presence detected at Marseille and at the northern and eastern shores of the Berre pond.

The study of the ABL above Marseille on 25 June 2001 shows that the stability and convection motions are modified by the periodic advection of stable marine air. These ABL characteristics are deduced from physical interpretation of the temporal and vertical continuous wind profilers measurements. Fig. 15 is a schematic illustration of the ABL over Marseille during three stages of the sea-breeze flow oscillation. During stage 1, wind speed is low giving enough time to the stable potential temperature profile being deeply homogenized over the continental surface and to the air being NO_2 laden. The UHF wind profiler detects a maximum ABL mixing height of about 750 m. The excess of NO_2 contributes to the destruction of O_3, the concentration of which decreases. Next, the sea-breeze intensity increases progressively and becomes maximum in stage 2. The advected marine air has less and less time to equilibrate with the land surface and to load in NO_2. The ABL becomes thinner and is overlaid by a deep stable layer. At this stage, the sodar detects a maximum of C_T^2 in the lower part of the ABL (at about 300 m). The ABL characteristics will progressively evolve again as the sea-breeze intensity decreases. The turbulent mixing gets more and more efficient for the ABL vertical development which returns to the same configuration as stage 1 (stage 3). This periodic oscillation of the sea-breeze could indefinitely continue if sensible heat fluxes did not drop in the afternoon.

The analysis of the temporal oscillations of the vertical wind component measured by the UHF wind profiler suggests a possible explanation for the pulsated sea-breeze. Turbulent mixing efficiency increases the ABL depth and the vertical transport, generating an increase of the depression of the low ABL and a rise of the sea-breeze flow intensity. This induced intensification of the sea-breeze flow stabilizes the air, decreases the turbulent mixing and the ABL depth. The vertical transport is then reduced which contributes to diminish the depression and the sea-breeze intensity.

Numerical simulations should be undertaken both to have a complete description of the impacts of the pulsated sea-breeze and to study the sources of this process. They should determine the respective role of several parameters as topography, complexity of the shoreline, and urban heat island effect.

Acknowledgements

ESCOMPTE experiment was funded by the French programs PNCA and PRIMEQUAL. Partner organisms were the Ministère de l'écologie et du développement durable (MEDD), the Institut National des sciences de l'Univers (INSU), the Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie (ADEME), Météo-France, the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), the air quality agencies AIRMARAIX and AIRFOBEP. The authors would like to thank the Centre National de Recherches Météorologiques, Electricité De France, the Laboratoire des Sondages Electromagnétiques de l'Environnement Terrestre, the Ecole Centrale de Nantes, the Indiana University for providing data used in this work, and B. Cros and P. Durand for the coordination of the experiment.

REFERENCES

Angevine, W. M., White, A. B., Avery, S. K., 1994. Boundary-layer depth and entrainment zone characterization with boundary-layer profiler. Boundary-Layer Meteorol., 68, 375-385.

Angevine, W. M, 1997. Errors in mean vertical velocities measured by boundary layer wind profilers. J. Atmos. Ocean. Technol., 14, 565-569.

Bastin, S., Drobinski, P., Delville, P., Reitebuch, O., Werner, C., 2004. Impact of the Rhône and Durance valleys on sea-breeze circulation in the Marseille area. Atmos. Res., this issue.

Batchvarova, E., Cai, X., Gryning, S.E., Steyn, D., 1999. Modelling internal boundary-layer development in a region with a complex coastline. Boundary-Layer Meteorol., 90, 1-20.

Becker, F., Li, Z.L., 1990. Towards a local split window method over land surface. Int. J. Remote Sensing, 3, 369-393.

Caughey, S. J. and Kaimal, J. C., 1977. Vertical heat flux in the convective boundary layer. Q. J. R. Meteorol. Soc., 103, 811-815.

Campistron B., B. Bénech, J. Dessens, S. Jacoby-Koaly, E. Dupont, and B. Carissimo, 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, 334-337.

Cenedese, A., Monti, P., 2003. Interaction between an Inland Heat Island and a Sea-Breeze Flow: A laboratory study. J. Appl. Meteorol., 42, 1569-1583.

Corsmeier, U., Behrendt, R., Drobinski, P., Kottmeier, C., 2004. The mistral and ist effect on air pollution transport and vertical mixing. Atmos. Res., this issue.

Cousin, F., Tulet, P., Rosset, R., 2004. Interaction between local and regional pollution during Escompte 2001 : impact on surface ozone concentrations (IOP2a and 2b). Atmos. Res., this issue.

Cros, B., Durand, P., Cachier, H., Drobinski, P., Fréjafon, E., Kottmeier, C., Perros, P.E., Peuch, V.-H., Ponche, J.L., Robin, D., Saïd, F., Toupance, G., Wortham, H., 2004. The ESCOMPTE program: an overview. Atmos. Res., 69, 241-279.

Druilhet, A., Frangi, J.P., Guédalia, D., Fontan, J., 1983. Experimental studies of the turbulence structure parameters of the convective boundary layer. J. Atmos. Sci., 45, 853-864.

Finkele, K., Hacker, J. M., Kraus, H., Byron-Scott, R. A. D., 1995. A complete sea-breeze circulation cell derived from aircraft observations. Boundary-Layer Meteorol., 73, 299-317.

Girard-Ardhuin, F., Bénech, B., Campistron, B., Dessens, J., Jacoby-Koaly, S., 2003. Remote sensing and surface observations of the response of the atmospheric boundary layer to a solar eclipse. Boundary-Layer Meteorol., 106, 1, 93-115.

Grimmond, C.S.B., Salmond, J., Offerle, B.D., Oke, T.R., 2002. Local-scale surface flux measurements at a downtown site in Marseille during the ESCOMPTE field campaign. Proc. Of AMS 4th Conf. on urban environment, Norfolk, USA, 20-24 May 2002, AMS, Boston, Mass., 217-218.

Gryning, S. E., Batchvarova, E., 1990. Analytical model for the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow. Q. J. R. Meteorol. Soc., 116, 187-203.

Heo, B. K., Jacoby-Koaly, S., Kim, K. E., Campistron, B., Benech, B., Jung, E. S., 2003. Use of the Doppler spectral width to improve the estimation of the convective boundary layer height from UHF wind Profiler observations. J. Atmos. Ocean. Technol., 20, 408-424.

Källstrand, B., Smedman, A. S., 1997. A case study of the near-neutral coastal internal boundary-layer growth: aircraft measurements compared with different model estimates. Boundary-Layer Meteorol., 85, 1-33.

Kerr, Y.H., Lagouarde, J.P., Nerry, F., Ottlé, C., 2002. Land surface temperature retrieval techniques and applications, in Thermal remote sensing in land surface processes, Ann Arbor Press, D. Quattrocchi and J. Luwall Ed.

Lenshow, D. H., Wyngaard, J;C., Pennel, W.T., 1980. Mean-field and second moment budgets in a baroclinic convective boundary layer. J. Atmos. Sci., 27, 1313-1326.

Levitin, J., Kambezidis, H. D., 1997. Numerical modelling of the thermal internal boundary-layer evolution using Athens field experimental data. Boundary-Layer Meteorol., 84, 207-217.

Liu, H., Chan, J. C. L., Cheng, A. Y. S., 2001. Internal boundary layer structure under sea-breeze conditions in Hong Kong. Atmos. Environ., 35, 683-692.

Lothon, M., Campistron, B., Jacoby-Koaly, S., Bénech, B., Lohou, F., Girard-Ardhuin, F., 2002. Comparison of radar reflectivity and vertical velocity observed with a scannable C-band Doppler radar and two UHF profilers in the lower troposphere. J. Atmos. Ocean. Technol., 19, 899-910.

Luhar, A., 1998. An analytical slab model for the growth of the coastal thermal internal boundary layer under near-neutral onshore flow conditions. Boundary-Layer Meteorol., 88, 103-120.

Jacoby-Koaly S., B. Campistron, S. Bernard, B. Bénech, F. Girard, J. Dessens, E. Dupont, and B. Carissimo, 2002: Turbulent dissipation rate in the boundary layer via UHF wind profiler Doppler spectral width measurement. Boundary-Layer Meteorol., 103, 361-389.

Mc Clain, E.B., Pichel, W.G., Walton, C.C., 1985: Comparative performance of AVHRR-based multichannel SST. J. Geophys. Res., 90, 11587-11601.

Melas, D., Kambezidis, H. D., 1992. The depth of the internal boundary layer over an urban area sea-breeze conditions. Boundary-Layer Meteorol., 61, 247-264.

Melas, D., Ziomas, I. C., Zeferos, C. S., 1995. Boundary layer dynamics in an urban coastal environment under sea-breeze conditions. Atmos. Environ., 29, 3605-3617.

Mestayer, P., Durand, P., Augustin, P., Bastin, S., Bonnefond, J.M., Bénech, B., Campistron, B., Coppalle, A., Delbarre, H., Dousset, B., Drobinski, P., Druilhet, A., Fréjafon, E., Grimmond, S., Groleau, D., Irvine, M., Kergomard, C., Kermadi, S., Lagouarde, J.P., Lemonsu, A., Lohou, F., Long, N., Masson, V., Moppert, C., Noilhan, J., Offerle, B., Oke, T., Pigeon, G., Puygrenier, V., Roberts, S., Rosant, J.M., Saïd, F., Salmond, J., Talbaut, M., and Voogt, J., 2004. The Urban Boundary Layer Field Experiment over Marseille UBL/CLU-ESCOMPTE : Experimental Set-up and First Results. Boundary-Layer Meteorol., in press.

Raynor, G. S., Sethuraman, S., Brown, R. M., 1979. Formation and characteristics of coastal internal boundary layers during onshore flows. Boundary-Layer Meteorol., 16, 487-514.

Simpson, J.E., Mansfield, D.A., Milford, J.R., 1977. Inland penetration of sea-breeze fronts. Q. J. R. Meteorol. Soc., 103, 47-76.

Steyn, D. G., Oke, T. R., 1982. The depth of the daytime mixed layer at two coastal sites : a model and its validation. Boundary-Layer Meteorol., 24, 161-180.

Van de Griend, A.A., Owe, M., 1993. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. Int. J. Remote Sensing, 14, 1119-1137.

Venkatram, A., 1986. An examination of the methods to estimate the height of the coastal internal boundary layer. Boundary-Layer Meteorol., 36, 149-156.

Weill, A., Klapisz, C., Strauss, B., Baudin, F., Jaupart, C., Van Grunderbeeck, P. and Goutorbe, J. P., 1980. Measuring heat flux and structure functions of temperature fluctuations with an acoustic Doppler Sodar. J. Appl. Meteorol. 19, 199-205.

Yoshikado, H., Kondo, H., 1989. Inland penetration of the sea-breeze over the suburban area of Tokyo. Boundary-Layer Meteorol., 48, 389-407.

Wyngaard, J. C., 1983. Lectures on the Planetary Boundary Layer, in D. K. Lilly and T. Gal-Chen (eds.), Mesoscale Meteorology: Theories, Observations, and models, D. Reidel, Dordrecht, The Netherlands.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1: (a) Part of ESCOMPTE domain with ground elevation above 200 m; contours are every 100 m. The square delineates roughly the Great Marseille. (b) Marseille with ground elevation above 100 m ; contours are every 100 m. Ferry route is indicated by the line with its location at 16:30, 16:45 and 17:00 (UT). The dashed line allows to locate easily the stations used in Fig. 9. (On both diagrams, instrumented sites are mentioned by acronyms (see Table 1) and hatched area represents the extent of Marseille agglomeration).

Figure 2: Time-series of the wind direction measured at Ob during ESCOMPTE campaign. Horizontal arrows at the bottom indicate each IOP duration.

Figure 3 : Wind roses for the whole ESCOMPTE campaign representing the occurrence of the wind episodes in percentage : (a) at SC and (b) at Ob.

Figure 4 : Geopotential contours on the 500 hPa surface on 25 June 2001 at 12:00 (UT) from ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). The rectangle delineates the ESCOMPTE domain.

Figure 5: Time series of: (a) Global radiation and (b) sensible heat flux measured at SC (dark line) and Marseille (gray line) on 25 June 2001 (global radiation is measured at Ob and sensible heat flux at CM).

Figure 6: (a) Time series obtained on 25 June 2001 of wind speed (black line) and direction (gray line) at the surface station at SC ; (b) Time-height cross-section of wind velocity (filled contours) and wind direction (arrows) measured by sodar at SC on 25 June 2001 (2h-average).

Figure 7: Time-height cross-sections of C_n^2 measured on 25 June 2001 by UHF radar at Ob (a) and at Ax (b). On each diagram, the ABL top is indicated with the white curve joining C_n^2 maxima.

Figure 8 : Westerly wind component time-height cross-sections (color) measured on 25 June 2001 by UHF radar at Ob (a), sodar at SJ (b), and sodar at VD (c) (horizontal vectors wind

measured by each profiler are superimposed). (d): Virtual temperature time-height cross-section measured on 25 June 2001 by the sodar-RASS at VD. Superimposed black curves represent surface westerly wind component (a, b, c) or temperature (d).

Figure 9 : Time series of: (a) Air surface temperature and westerly wind component at Ob, (b) air surface temperature at S16, S6, S8, S12, S11 (both measured on 25 June 2001 between 06:00 and 20:00 (UT)). (c) Mean crest to crest amplitude of the surface temperature variations according to the east-west distance to the coastline calculated on 25 June 2001 day-time. The dashed curve is a 2nd degree polynomial fit.

Figure 10 : Power spectral density of the surface westerly wind component (a) and surface air temperature (b) measured at VD on 25 June 2001 between 06:00 and 20:00 (UT) (DC is the harmonic 0 and other periods are indicated in hours, for example 13:59 means 13 hours and 59 minutes).

Figure 11: Mean energy of the 2 most energetic harmonics among 2h30, 2h47 and 3h10, normalized by the whole spectrum energy of westerly and southerly wind component at SC, Ob, VD, Re, Du, LB and LC (all expressed in percentage of the SC westerly wind component harmonic) (see text for more explanation). Dark gray color indicates the harmonic when a maximum is observed on one of the 2h30, 2h47, 3h10 harmonics.

Figure 12: (a) : Profile of potential temperature measured above the sea by the instrumented aircraft Merlin IV at 15:00 (UT) on 25 June 2001 ; (b) : Uncalibrated C_T^2 time-height cross-section measured by sodar at SJ on 25 June 2001 ; (c) and (d) : C_n^2 time-height cross-section measured by UHF radar on 25 June 2001 at Ob (superimposed black curves indicate C_n^2 maxima on (c) and black isolines indicate westerly wind component on (d)). Hatched areas indicate maxima of the westerly wind component on (b) and (d).

Figure 13: Temporal evolution of the vertical velocity and the westerly wind component measured by UHF radar at Ob on 25 June 2001 at 350m between 06:00 and 19:00 (UT) (the mean value have been removed).

Figure 14: The nitrogen dioxide (NO_2) and ozone (O_3) concentrations measured on 25 June 2001 : (a) with Bastia-Marseille Ferry from 16:26 to 17:10 (UT) and (b) at Ob from 09:00 to 19:00 (UT) (black arrows indicate westerly wind maxima).

Figure 15: Schematic time-height diagram of the ABL evolution during one period of the pulsated sea-breeze. Three stages indicate the vertical profile of potential temperature (θ), the C_n^2 and C_T^2 maxima (gray areas) from measurements of UHF radar and sodar, the velocity of the sea-breeze with an arrow (whose size is proportional to the wind intensity), and the nitrogen dioxide (NO_2) and ozone (O_3) concentrations (whose label size is proportional to the concentration).

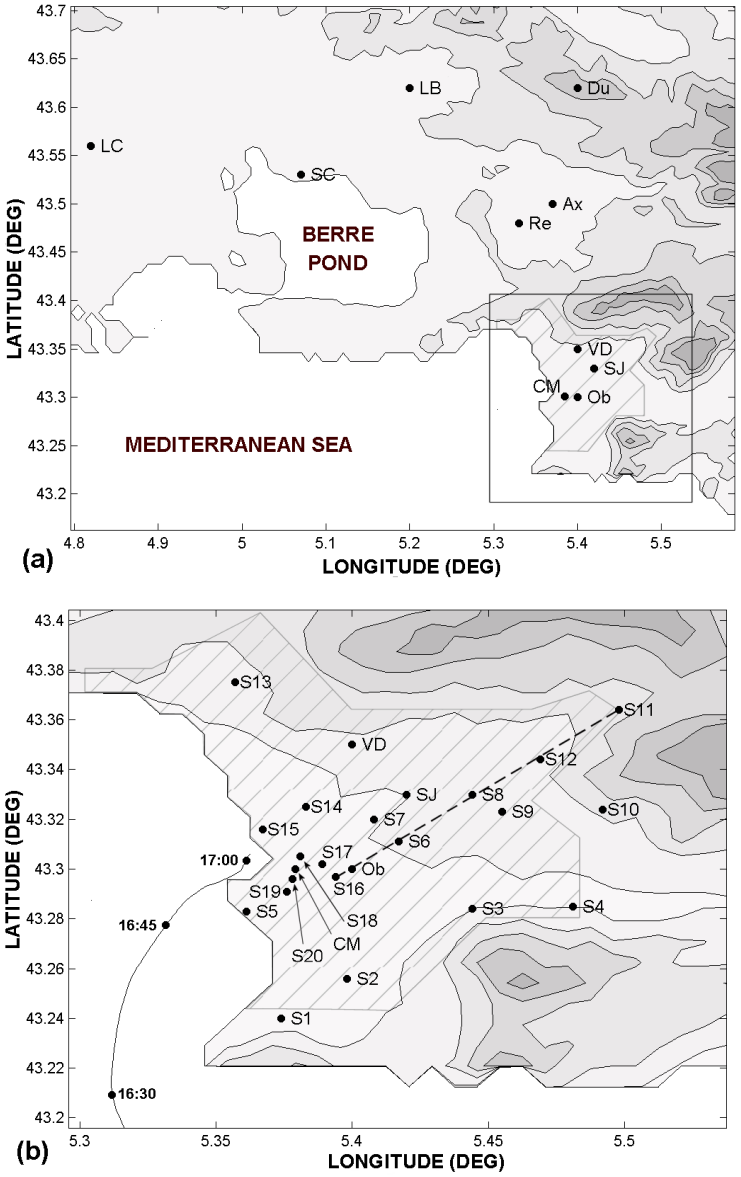

LB
Du
LC
SC
Ax
Re
BERRE
POND
VD
SJ
CM
Ob
MEDITERRANEAN SEA
LATITUDE (DEG)
LONGITUDE (DEG)
(a)
S13
S11
VD
S12
SJ
S8
S14
S9
S10
S7
S15
S6
17:00
S17
Ob
S19
S16
S5
S3
S4
16:45
S18
CM
S20
S2
S1
16:30
LATITUDE (DEG)
LONGITUDE (DEG)
(b)

Figure 1

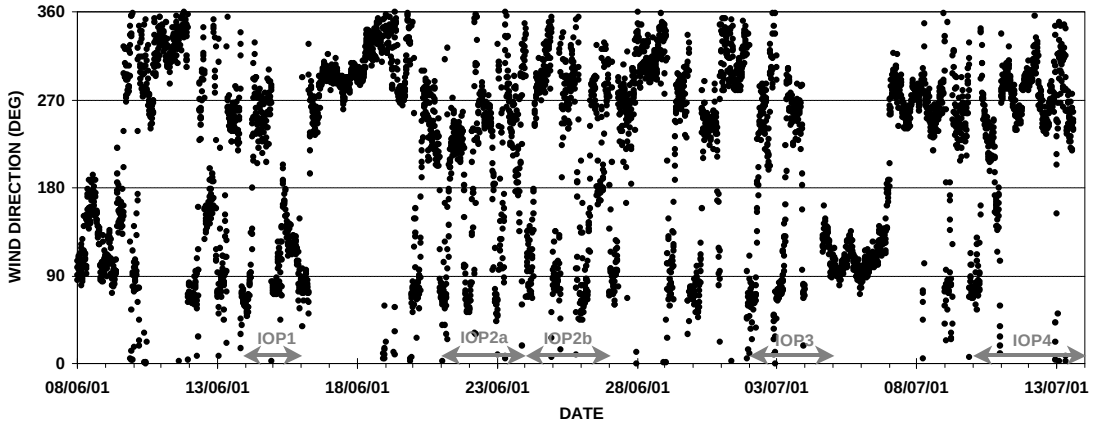

360
270
180
90
0
WIND DIRECTION (DEG)
IOP1
IOP2a
IOP2b
IOP3
IOP4
08/06/01
13/06/01
18/06/01
23/06/01
28/06/01
03/07/01
08/07/01
13/07/01
DATE

Figure 2

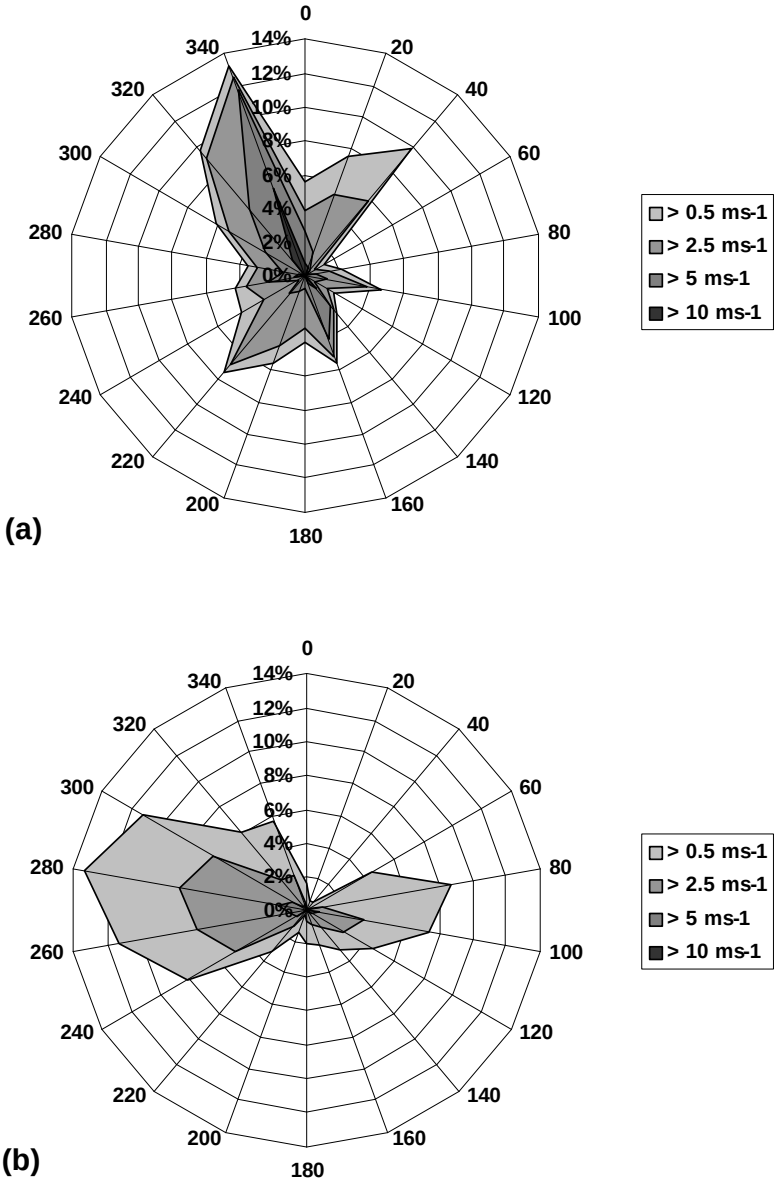

0
20
40
60
80
100
120
140
160
180
200
220
240
260
280
300
320
340
14%
12%
10%
8%
6%
4%
2%
0%
> 0.5 ms-1
> 2.5 ms-1
> 5 ms-1
> 10 ms-1
(a)
(b)

Figure 3

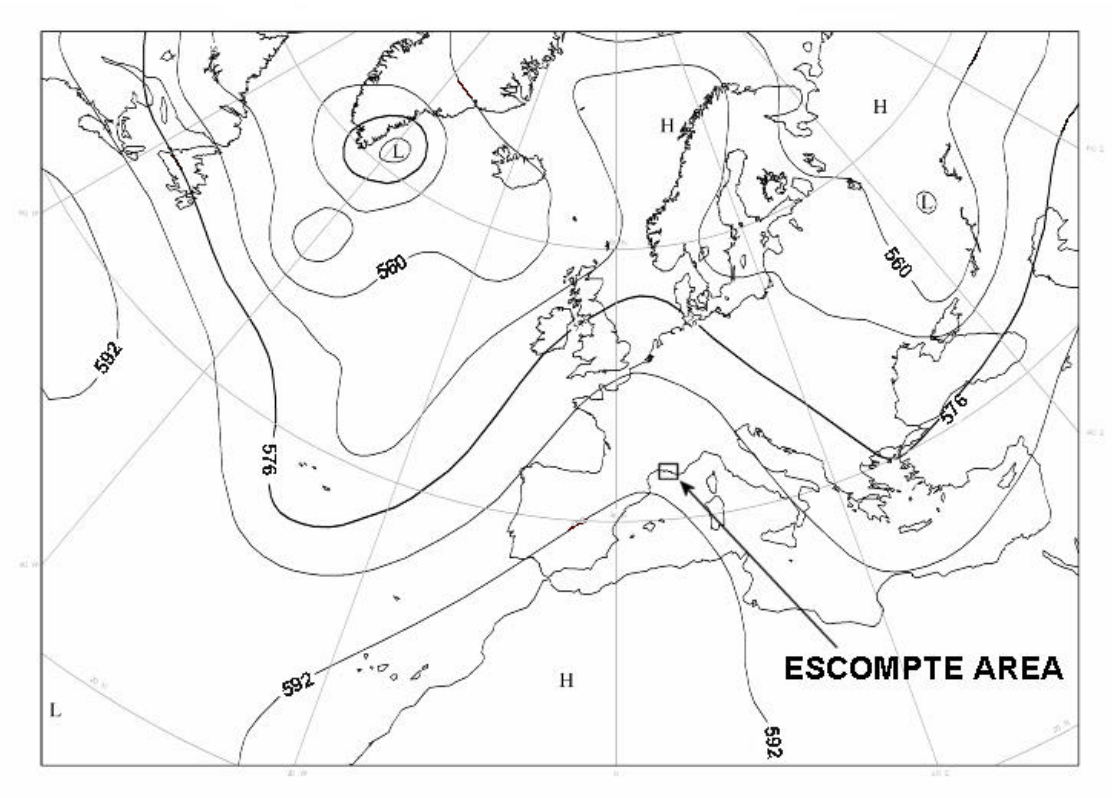


Figure 4

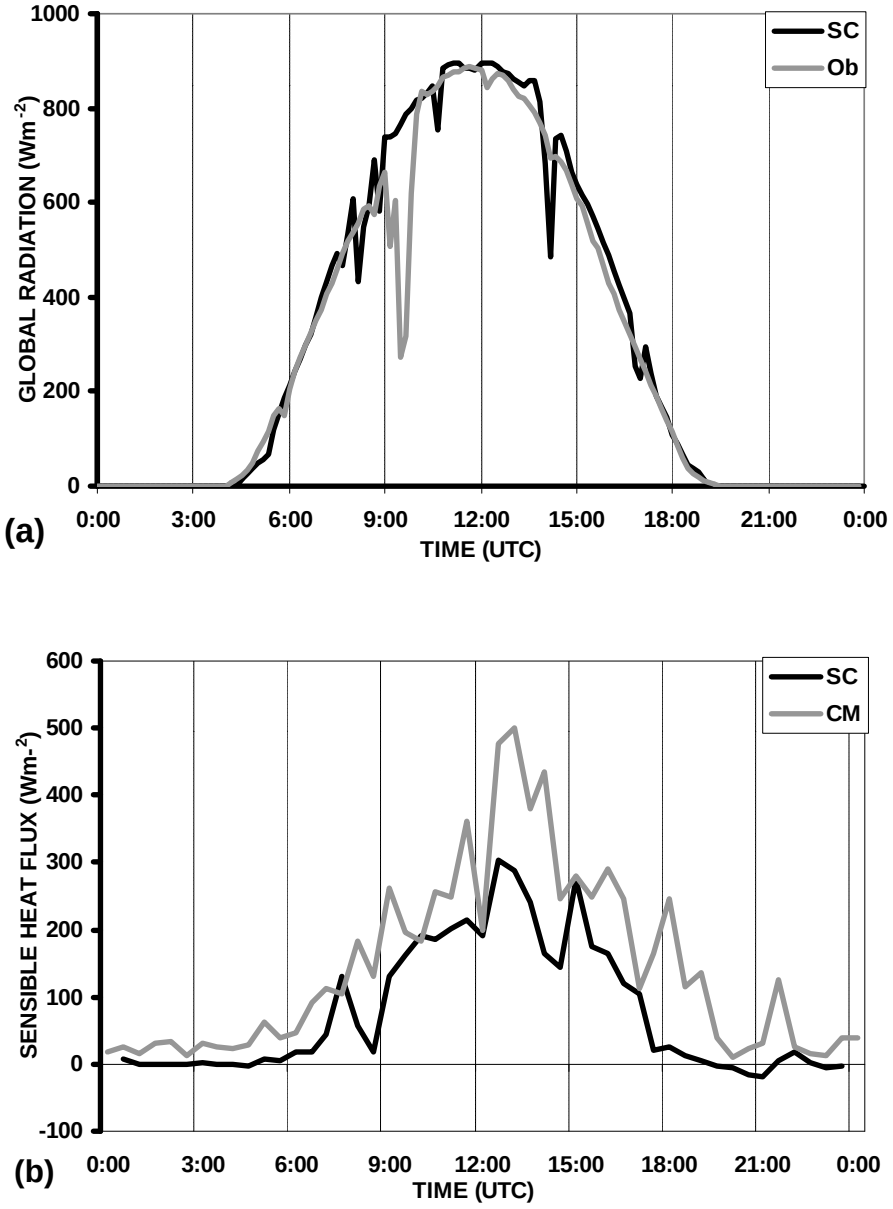

1000
800
600
400
200
0
GLOBAL RADIATION (Wm-2)
SC
Ob
(a)
0:00
3:00
6:00
9:00
12:00
15:00
18:00
21:00
0:00
TIME (UTC)
600
500
400
300
200
100
0
-100
SENSIBLE HEAT FLUX (Wm-2)
SC
CM
(b)
0:00
3:00
6:00
9:00
12:00
15:00
18:00
21:00
0:00
TIME (UTC)

Figure 5

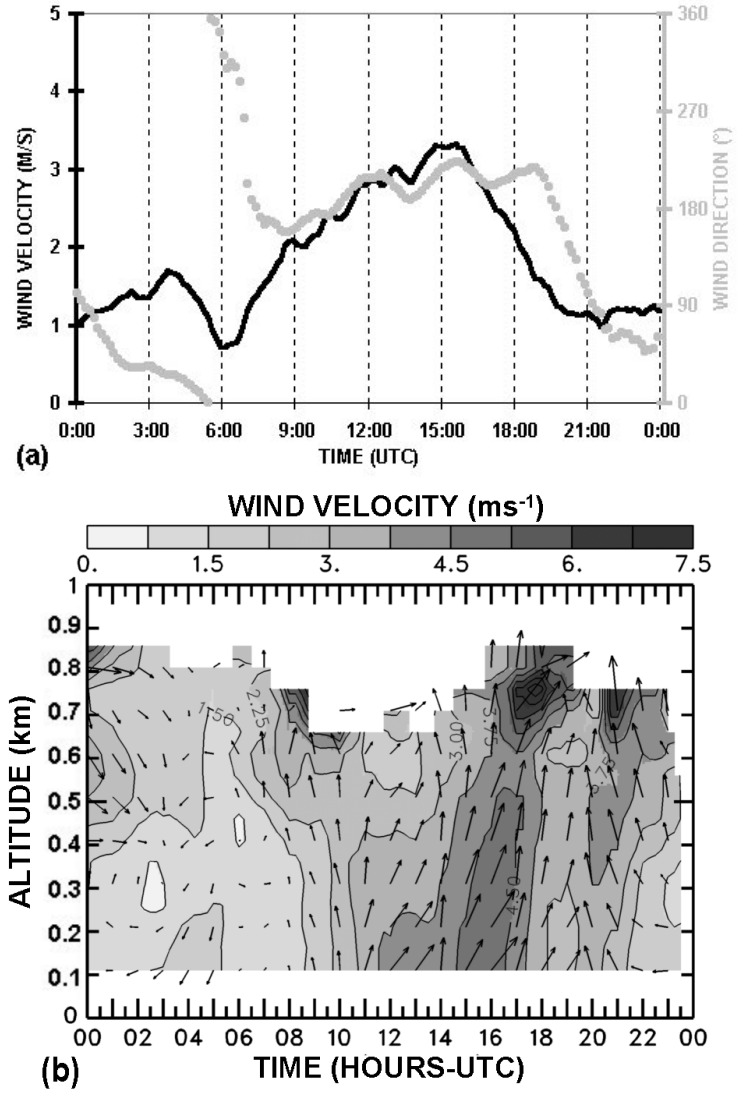

WIND VELOCITY (M/S)
WIND DIRECTION (°)
TIME (UTC)
0:00
3:00
6:00
9:00
12:00
15:00
18:00
21:00
0:00
(a)
WIND VELOCITY (ms-1)
0.
1.5
3.
4.5
6.
7.5
ALTITUDE (km)
TIME (HOURS-UTC)
(b)

Figure 6

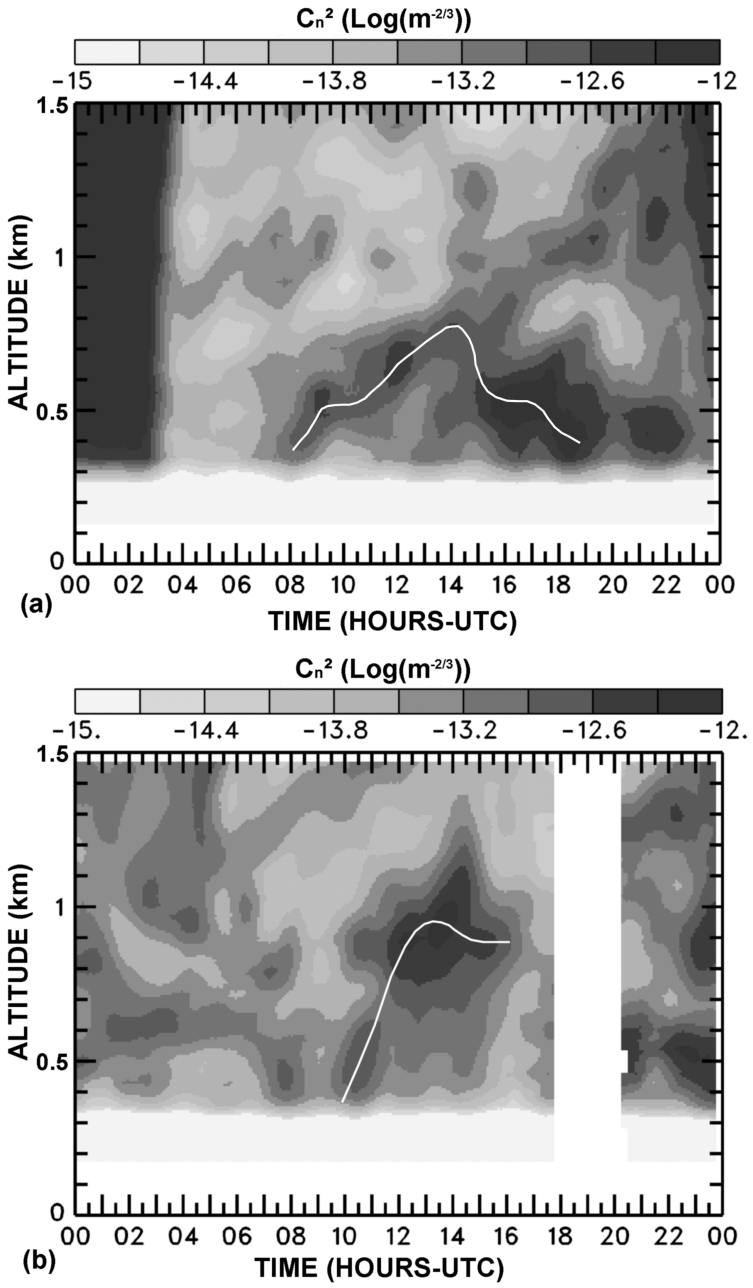

Cn² (Log(m-2/3))
-15
-14.4
-13.8
-13.2
-12.6
-12
1.5
1
0.5
0
ALTITUDE (km)
00 02 04 06 08 10 12 14 16 18 20 22 00
TIME (HOURS-UTC)
(a)
Cn² (Log(m-2/3))
-15.
-14.4
-13.8
-13.2
-12.6
-12.
1.5
1
0.5
0
ALTITUDE (km)
00 02 04 06 08 10 12 14 16 18 20 22 00
TIME (HOURS-UTC)
(b)

Figure 7

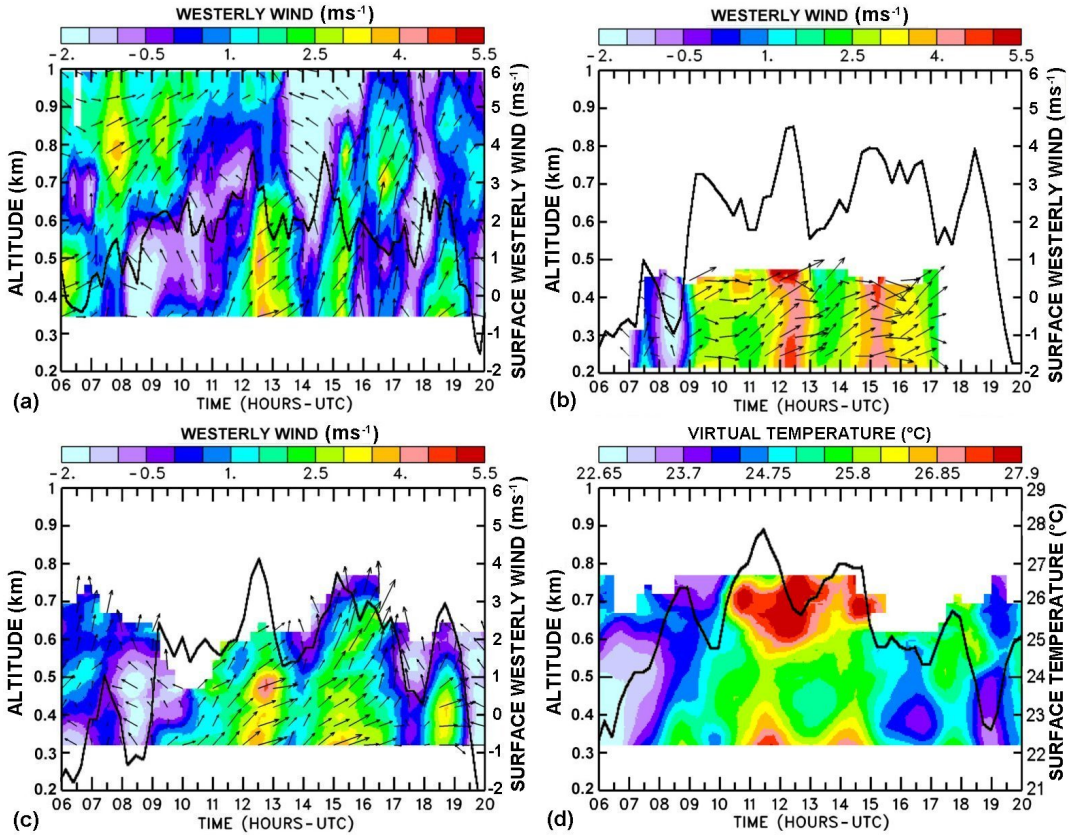
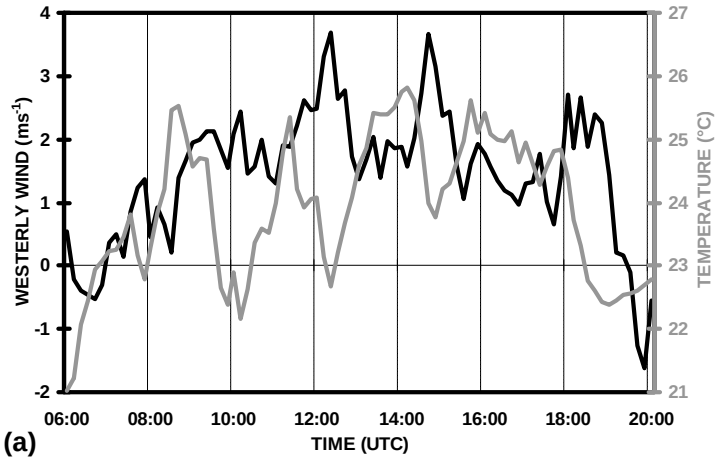
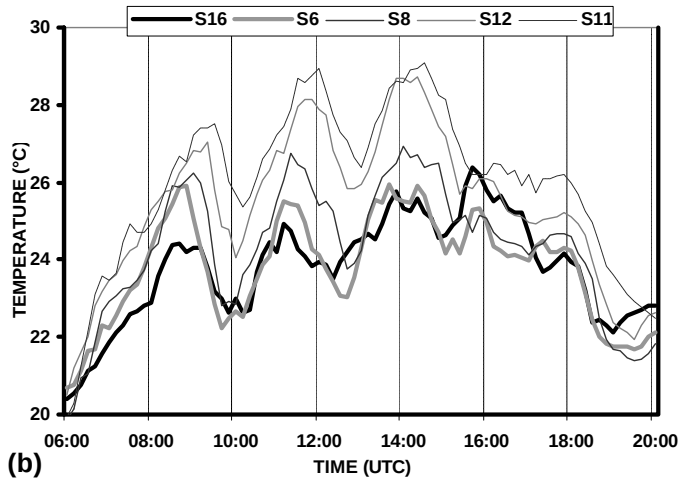

WESTERLY WIND (ms-1)
-2. -0.5 1. 2.5 4. 5.5
ALTITUDE (km)
SURFACE WESTERLY WIND (ms-1)
TIME (HOURS-UTC)
(a)
(b)
(c)
VIRTUAL TEMPERATURE (°C)
22.65 23.7 24.75 25.8 26.85 27.9
SURFACE TEMPERATURE (°C)
(d)

Figure 8


WESTERLY WIND (ms-1)
TEMPERATURE (°C)
TIME (UTC)
(a)


S16
S6
S8
S12
S11
TEMPERATURE (°C)
TIME (UTC)
(b)

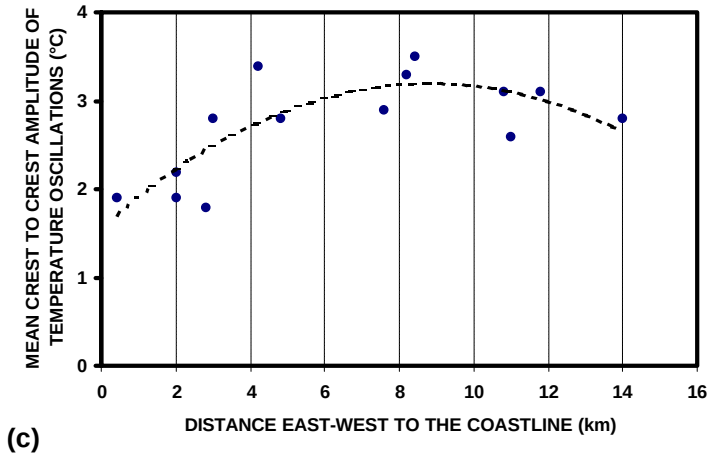

MEAN CREST TO CREST AMPLITUDE OF TEMPERATURE OSCILLATIONS (°C)
DISTANCE EAST-WEST TO THE COASTLINE (km)
(c)

Figure 9

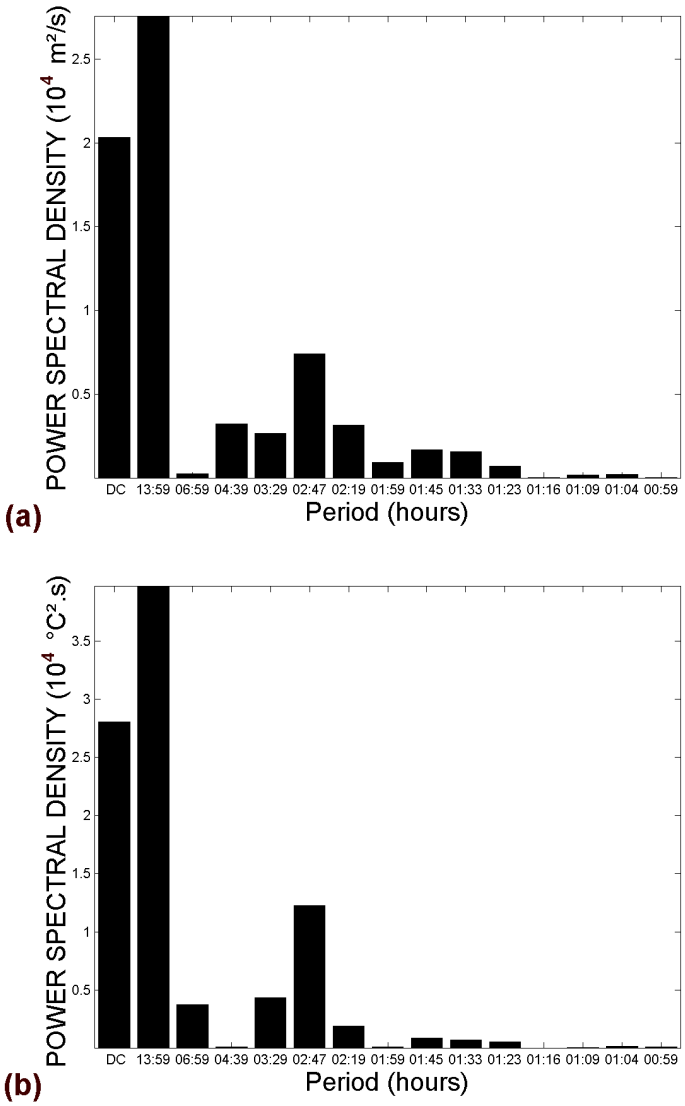

POWER SPECTRAL DENSITY (10^4 m²/s)
2.5
2
1.5
1
0.5
DC 13:59 06:59 04:39 03:29 02:47 02:19 01:59 01:45 01:33 01:23 01:16 01:09 01:04 00:59
Period (hours)
(a)
POWER SPECTRAL DENSITY (10^4 °C².s)
3.5
3
2.5
2
1.5
1
0.5
DC 13:59 06:59 04:39 03:29 02:47 02:19 01:59 01:45 01:33 01:23 01:16 01:09 01:04 00:59
Period (hours)
(b)

Figure 10

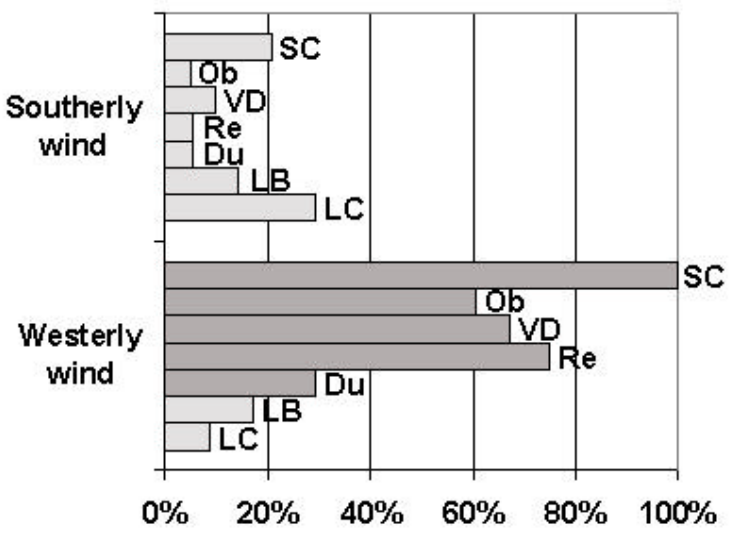

Southerly wind
SC
Ob
VD
Re
Du
LB
LC
Westerly wind
SC
Ob
VD
Re
Du
LB
LC
0%
20%
40%
60%
80%
100%

figure 11

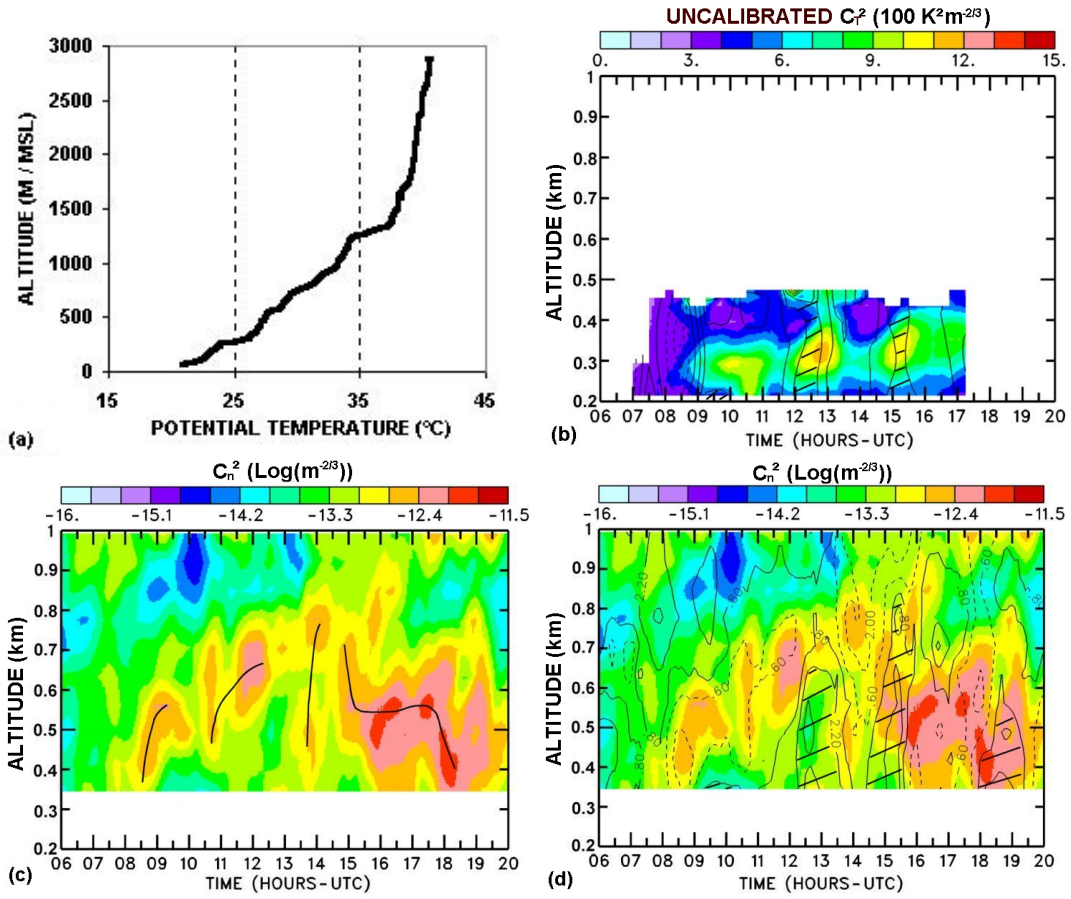

ALTITUDE (M / MSL)
POTENTIAL TEMPERATURE (°C)
(a)
UNCALIBRATED C_T^2 (100 $K^2m^{-2/3}$)
ALTITUDE (km)
TIME (HOURS-UTC)
(b)
C_n^2 (Log($m^{-2/3}$))
ALTITUDE (km)
TIME (HOURS-UTC)
(c)
C_n^2 (Log($m^{-2/3}$))
ALTITUDE (km)
TIME (HOURS-UTC)
(d)

Figure 12

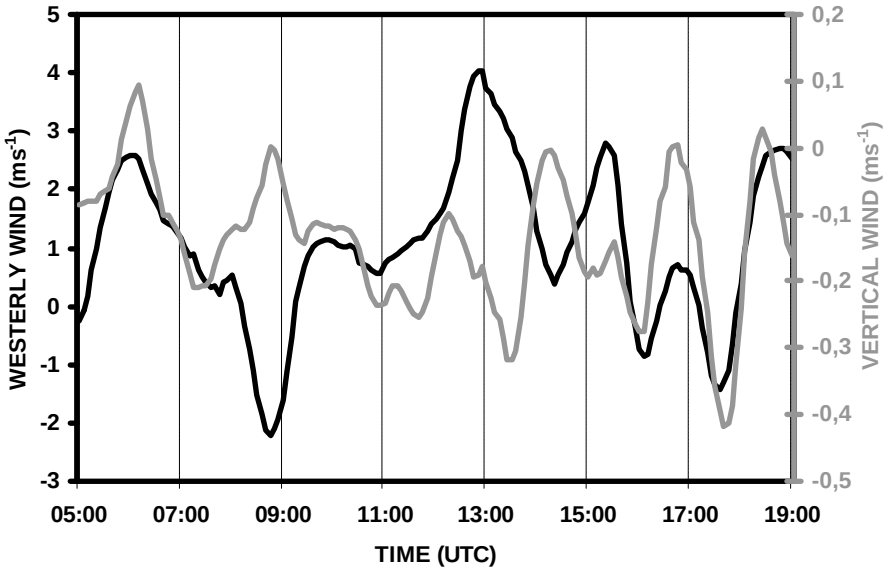

WESTERLY WIND (ms-1)
VERTICAL WIND (ms-1)
TIME (UTC)
5
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
0,2
0,1
0
-0,1
-0,2
-0,3
-0,4
-0,5
05:00
07:00
09:00
11:00
13:00
15:00
17:00
19:00

figure 13

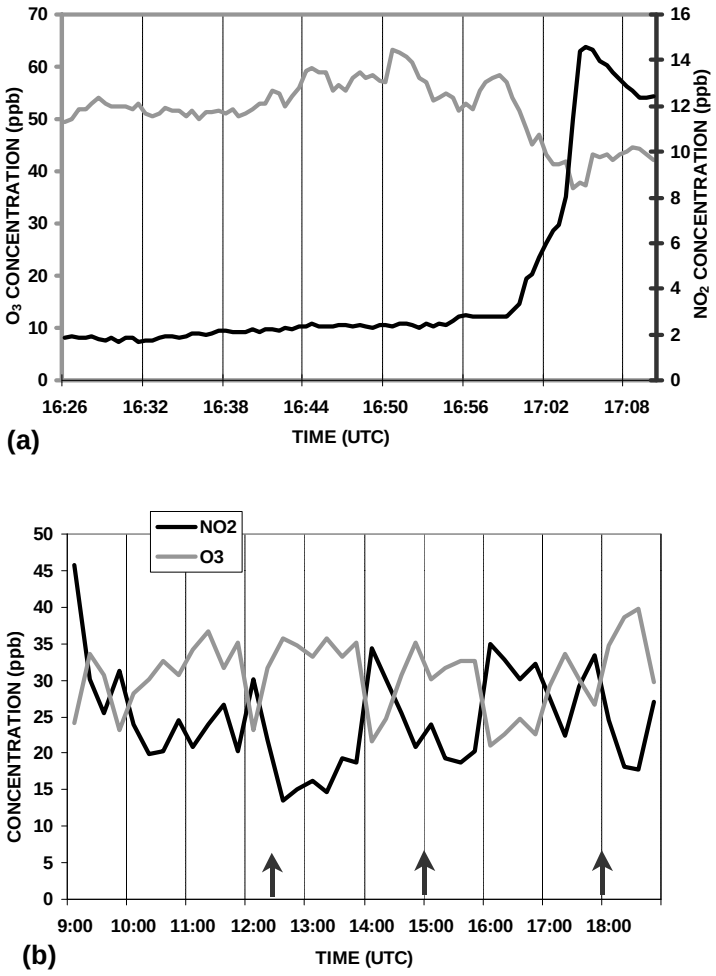

70
60
50
40
30
20
10
0
O3 CONCENTRATION (ppb)
16
14
12
10
8
6
4
2
0
NO2 CONCENTRATION (ppb)
16:26
16:32
16:38
16:44
16:50
16:56
17:02
17:08
TIME (UTC)
(a)
NO2
O3
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0
CONCENTRATION (ppb)
9:00
10:00
11:00
12:00
13:00
14:00
15:00
16:00
17:00
18:00
TIME (UTC)
(b)

Figure 14

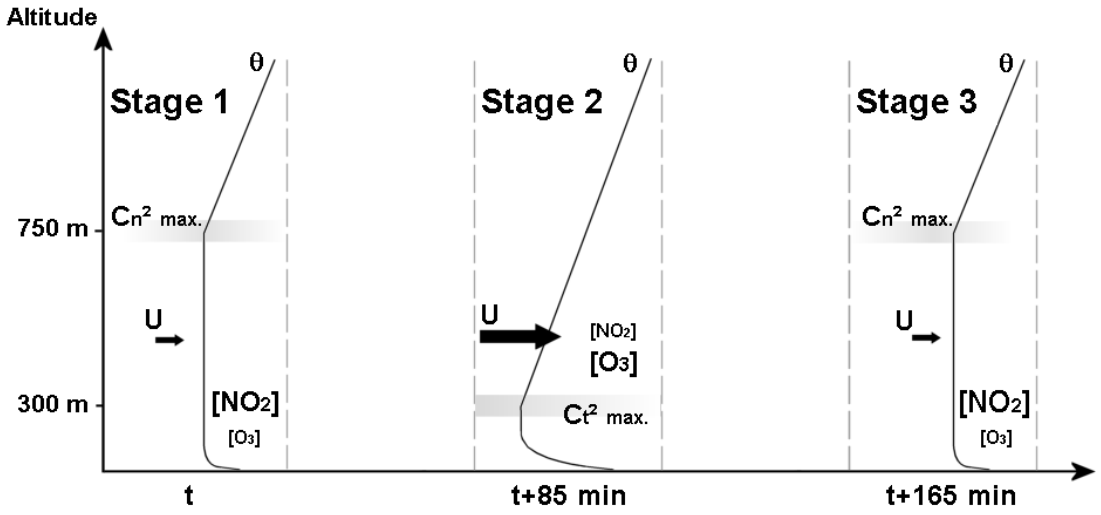

Altitude
θ
Stage 1
Stage 2
Stage 3
750 m
300 m
Cn² max.
U
[NO2]
[O3]
Ct² max.
t
t+85 min
t+165 min

Figure 15

TABLES

Sites	**Laboratory in charge**	**Acronyms used in Fig. 1**	**Distance to the nearest shoreline (km)**	**Height above sea level (m)**	**Type of ground**	**Remote sensing measurements**	**In situ measurements**
La Crau	CNRM[1]	LC	17	10	Rural		M + T
La Barben	CNRM[1]	LB	14	165	Rural		M + T
Dupail	CNRM[1]	Du	21	495	Rural		M
Saint Chamas	EDF[2]	SC	0	20	Rural	Sodar and UHF	M + T
Aix les Milles	LSEET[3]	Ax	11	103	Rural	UHF	
Réaltor	CNRM[1]	Re	8	162	Rural		M
Vallon Dol	CNRM[1]	VD	5	130	Suburban	Sodar + RASS	M
Saint Jérome	ECN[4]	SJ	6	130	Urban	Sodar	M + T
Observatoire	LA[5]	Ob	3	60	Urban	UHF	M + T
Central Mast	IU[6]	CM	2	70	Urban		M+T

Table 1 : Characteristics and instrumental equipment of the different sites mentioned on Fig. 1. M and T indicate mean and turbulent measurements of ground stations, respectively. ([1] Centre National de Recherches Météorologiques, [2] Electricité De France, [3] Laboratoire des Sondages Electromagnétiques de l'Environnement Terrestre, [4] Ecole Centrale de Nantes, [5] Laboratoire d'Aérologie and [6] Indiana University).

Profilers	**Vertical resolution (m)**	**Temporal resolution (minutes)**	**Vertical coverage (m)**
UHF	75	5	100 up to 2000/3000
Sodar	50	15	50 up to 600
RASS	50	15	100 up to 800

Table 2: Vertical and temporal resolution, and vertical coverage of the profilers.

	June, 20th	June, 24th	June, 25th	June, 26th	June, 27th	June, 29th
Synoptic wind direction at 12:00 (UT) and 500 hPa (deg)	315-360	270-315	315	270	180-225	315
Synoptic wind velocity at 12:00 (UT) and 500 hPa (ms^{-1})	17	13	13	6	17	6
Global radiation maxima (Wm^{-2})	968	889	881	899	clouds	922
SST daily composition with NOAA observation (°C)	17.5	20.7	20.7	22	21.9	23.6
LST daily composition with NOAA observation (°C) around noon.	31.2	28.7	28.4	30.6	25.1	33.3
Horizontal temperature difference : LST-SST (°C)	13.7	8	7.7	8.6	3.2	9.8
Wind velocity at Ob averaged over 08:00-18:00 (UT) (ms^{-1})	2.4	2.2	2.0	2.0	2.4	2.4
Wind direction at Ob averaged over 08:00-18:00 (UT) (deg)	256	285	286	242	256	268
Height of *Zi* at Ob between 11:30 and 13:30 (UT) (m)	500	750	700	800	1100	1100
Sensible heat flux at 38m height above ground at CM averaged over 11:30-13:30 (UT) (Wm^{-2})	287	338	399	355	298	316

Table 3: Synoptic and local parameters observed at Marseille for 6 days with sea-breeze circulation. LST and SST mean Land and Sea Surface Temperature, respectively.

	20 June 2001	24 June 2001	25 June 2001	26 June 2001	27 June 2001	29 June 2001
Pulsated sea-breeze [VD]	Yes	No	Yes	Yes	No	No
Period of temperature and westerly wind component oscillation (hours) [VD]	~2:00		~2:45	~2:30		
Mean crest to crest amplitude of westerly wind component oscillations (ms^{-1}) [VD]	2.2		3.1	1.9		
Mean crest to crest amplitude of temperature oscillations (°C) [VD]	0.9		1.9	1.1		
Maximum height of extension (m) [Ob]	500		800	300		
Wyngaard 's criterion (*Xm*) [Ob]	4.1	3.4	4.2	3.8	2.4	2.5

Table 4: Parameters characterizing the pulsated sea-breeze for 6 sea-breeze days obtained with sodar at VD or UHF radar at Ob (indicated on each lines of the table by [VD] and [Ob], respectively) .

Conclusion

L'utilisation des radars profileurs de vent UHF pour l'investigation des caractéristiques de la CLA est une application relativement récente. En France, ces instruments ont été utilisés et exploités scientifiquement pour étudier la CLA pour la première fois en 1998 lors de la campagne de mesures TRAC-98. Jacoby-Koaly (2000) a montré, notamment à partir des données de cette campagne, que les mesures télédétectées quasi-continues dans le temps et de bonne résolution verticale de la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air et du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, permettaient d'étudier l'évolution diurne des couches limites convectives en terme d'épaisseur et de turbulence.

Les travaux présentés dans ce manuscrit s'inscrivent dans la continuité de ces développements récents, à la fois pour l'évaluation et l'amélioration de la mesure de ces instruments et pour leur application à l'étude d'autre type de CLA comme celles se développant dans les zones côtières en période de brise de mer.

Bilan des études pour l'évaluation et l'amélioration des performances des profileurs de vent UHF

Le premier point de ces études concerne l'amélioration des performances des profileurs de vent UHF du point de vue de la mesure et de la restitution de termes du bilan de l'énergie cinétique turbulente.

Tout d'abord, une méthode a été introduite pour mieux estimer les effets d'élargissements spectraux associés au traitement des données et le facteur de réponse du récepteur, pour affiner la mesure du taux de dissipation par la méthode de (Jacoby-Koaly, 2000). Son application aux données de la campagne TRAC-98 et sa comparaison à des mesures in situ aéroportées ont montré que les écarts étaient globalement inférieurs en absolu à 15% des valeurs aéroportées.

D'autre part, cette méthode améliore la mesure du taux de dissipation par rapport à celle de Jacoby-Koaly (2000).

Dans un second temps, une méthode de détermination des flux de quantité de mouvement a été présentée. Son originalité, par rapport aux méthodes existantes, réside dans la prise en compte d'échelles caractéristiques de la turbulence de dimensions inférieures au volume de résolution du radar. L'évaluation des performances de cette méthode aux données de la campagne TRAC-98 s'est révélée être difficile, notamment en raison de la faiblesse de l'instabilité dynamique au cours des journées étudiées. Une autre étude serait donc à mener, pour vérifier par exemple la relation de proportionnalité entre les flux de quantité de mouvement et les gradients des composantes du vent lors d'épisodes de vent violent avec de forts cisaillements verticaux de vent (comme le Mistral durant la campagne ESCOMPTE-2001).

Enfin, cette étude a montré que les flux de chaleur sensible peuvent être calculés à partir du bilan de l'énergie cinétique turbulente, dans le cas d'une couche limite convective où la turbulence peut y être considérée comme produite et dissipée instantanément et localement. Les écarts obtenus entre les mesures aéroportées et les résultats de cette méthode appliquée aux mesures télédétectées sont inférieurs à 25% du flux de chaleur sensible mesuré par l'avion.

Le deuxième aspect de cette étude concerne l'amélioration des performances des réseaux de profileurs de vent pour l'étude du transport et de la diffusion de polluants. Une méthodologie de calcul de trajectographies diffusantes de particules d'air a été mise au point. Elle s'appuie sur les champs tridimensionnels de vent et du taux de dissipation qui peuvent être restitués par un réseau de profileurs de vent avec la méthode développée par Campistron (1997).

Cette méthodologie a été appliquée au réseau de quatre radars UHF de la campagne ESCOMPTE-2001 et validée par une étude comparative à des mesures aéroportées de vent et des trajectoires de ballons plafonnants. Ces comparaisons ont également permis d'estimer correctement le domaine de validité minimal de la méthode pour ce réseau de radars.

Les bonnes performances de cette méthode et la base de données physico-chimiques de la campagne ESCOMPTE-2001 ont permis de mener une étude du transport et de la diffusion de polluants durant l'épisode de brise de mer du 26 juin 2001 dans la zone côtière de Fos/Berre/Marseille. Cette étude montre que la forte variabilité spatiale de la couche limite atmosphérique et les écoulements complexes de brise de mer de la zone côtière ont un impact important sur la circulation de polluants. En effet, les trajectoires diffusantes déduites du réseau

de radars UHF montrent qu'un panache de CO, qui s'est constitué vers 800 m d'altitude au dessus de la CLA de Marseille dans la matinée, est transporté horizontalement vers la région d'Aix dans l'après-midi pour fumiguer dans la CLA particulièrement épaisse ($\sim$1100-1200 m) et turbulente de cette région. Ces trajectoires montrent également que le panache de CO se disperse horizontalement, en raison du changement de direction du vent dans la CLA de la région d'Aix, qui transporte les particules dans des directions différentes suivant l'altitude où elles se trouvent dans la CLA.

Le schéma de trajectoires diffusantes, qui a été développé au cours de ce travail, est bien évidemment évolutif. Une amélioration immédiate serait d'y intégrer un terme de diffusion gaussienne pour le rendre plus cohérent avec ceux présentés dans la littérature (Stohl, 1998). De même, du point de vue physique, il serait plus correct que ce terme soit fonction de l'énergie cinétique turbulente par l'intégration dans le temps du taux de dissipation par exemple.

Bilan de l'étude de la CLA en période de brise de mer durant la campagne ESCOMPTE-2001 avec un réseau de profileurs de vent UHF

Dans le cadre de la campagne ESCOMPTE-2001 et de sa base de données physico-chimiques très détaillées, le réseau de profileurs de vent UHF est un moyen adapté à l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de la CLA dans une région de surface particulièrement hétérogène affectée par des écoulements locaux tels que la brise de mer. Ce réseau a permis l'étude de la structure régionale et de plus petite échelle de la CLA.

La CLA dans la région côtière marseillaise présente une grande variabilité spatiale et temporelle à l'échelle régionale induite principalement par l'advection d'air stable par la brise de mer sur le continent. En effet, plus le temps de parcours de l'air marin sur le continent est important, moins les effets d'advection sont prépondérants face aux effets de convection. Ainsi, l'épaisseur de la CLA et la turbulence en son sein augmentent au fur et à mesure de l'avancée de l'air marin sur le continent, et atteignent les caractéristiques d'équilibre de la CLA continentale convective. Cette variabilité se traduit pour la POI2b de la campagne ESCOMPTE-2001 par une épaisseur moyenne de la CLA et un taux de dissipation moyen en son sein respectivement de 52% et 21% à Saint Chamas, de 63% et de 30% à Marignane de ceux observés à Aix-les-Milles.

D'autre part, la stabilité de l'air marin affecte également la CLA essentiellement en terme d'épaisseur, et explique les variations diurnes observées au cours de la POI2b. Ce paramètre a pour effet d'accroître l'épaisseur de la CLA d'environ la moitié de la diminution de la stabilité de l'air sur la mer. Enfin, l'îlot de chaleur urbain de la ville de Marseille a une influence très limité sur les propriétés de la CLA. Cela traduit la prépondérance des effets d'advection sur ceux de la convection dans la dynamique de la CLA. Ainsi, pour des temps d'advection équivalent à Marignane et l'Observatoire de Marseille, l'épaisseur moyenne de la CLA et le taux de dissipation en son sein s'accroissent de seulement respectivement 6% et 2%.

A plus petite échelle, une oscillation de l'intensité de la brise de mer de période de 2 à 3 h a été observée au cours de certaines journées comme le 20, 25 et 26 juin 2001. L'analyse des données mesurées en surface (stations météorologiques) ou en altitude à l'aide de profileurs de vent (sodar et radar UHF) au cours du 25 juin 2001, journée où ce phénomène est particulièrement important, montre que cette oscillation est présente à la fois sur la ville de Marseille et également au nord et à l'est de l'étang de Berre. Cette caractéristique de la brise de mer conduit à une oscillation du temps de transport de l'air marin sur le continent, et donc sur la quantité d'énergie et de polluants apportée à l'air marin. Cela se traduit par des variations de la hauteur de la CLA au cours de la journée (de 350 à 750 m d'altitude) et de la concentration de polluants en son sein, comme le dioxyde d'azote (de 15 à 20 ppb) et l'ozone (de 10 à 15 ppb).

Bibliographie

Angevine, W. M., C. J. Senff, A. A. White, E. J. Williams, J. Koermer, S. T. K. Miller, R. Talbot, P. E. Johnston, S. A. McKeen, and T. Downs: 2004, Coastal boundary layer influence on pollutant transport in new england. *J. Appl. Meteorol.*, **43**, 1425–1437.

Atkins, N. T., R. M. Wakimoto, and T. M. Weckwerth: 1995, Observations of the sea-breeze front during CaPE, part II: Dual-doppler and aircrfat analysis. *Mon. Weather Rev.*, **123**, 944–969.

Banta, R. M., L. D. Olivier, and D. H. Levinson: 1993, Evolution of the Monterey bay sea-breeze layer as observed by pulsed doppler radar. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3959–3982.

Bastin, S.: 2004, *Circulations de brise thermique en terrain complexe: application à la campagne ESCOMPTE*. Ph.D. thesis, Université Paris VI, Paris.

Bastin, S. and P. Drobinski: 2005, Temperature and wind velocity oscillations along a gentle slope during sea-breeze events. *Boundary-Layer Meteorol.*, **114**, 573–594.

Bastin, S., P. Drobinski, A. Dabas, P. Delville, O. Reitebuch, and C. Werner: 2005a, Impact of the rhône and durance valleys on sea-breeze circulation in the marseille area. *Atmos. Res.*, **74**, 303–328.

Bastin, S., P. Drobinski, V. Guénard, J. Caccia, B. Campistron, A. Dabas, P. Delville, O. Reitebuch, and C. Werner: 2005b, On the interaction between the sea breeze and a summer mistral event at the exit of the rhône valley. *Mon. Weather Rev., in press*.

Brümmer, B., B. Hennemuth, A. Rhodin, and S. Thiemann: 1995, Interaction of a cold front with a sea-breeze front: Observations. *Tellus, Ser. A*, **47**, 383–402.

Caccia, J. L., V. Guénard, B. Bénech, B. Campistron, and P. Drobinski: 2004, Vertical velocity and turbulence aspects during mistral events as observed by uhf wind profilers. *Ann. Geophys.*, **22**, 3927–3936.

Campistron, B., , and Coauthors: 1999, The turbulence radar aircraft cells, TRAC-98 experi-

ments. *Preprints, 13th Conf. on Boundary Layers and Turbulence, Austin, TX, Amer. Meteor. Soc.*, 620–623.

Campistron, B.: 1997, Retrieval of the 3d kinematics from a regional network of wind profilers. *Preprints, 28th Conf. on Radar Meteorology, Austin, TX, Amer. Meteor. Soc.*, 83–84.

Cenedese, A. and P. Monti: 2003, Interaction between an inland urban heat island and a sea-breeze flow: a laboratory study. *J. Appl. Meteorol.*, **42**.

Chen, J. M. and T. R. Oke: 1994, Mixed-layer heat advection and entrainment during the sea breeze. *Boundary-Layer Meteorol.*, **68**.

Chiba, O.: 1993, The turbulent characteristics in the lowest part of the sea breeze front in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **65**.

Chiba, O., F. Kobayashi, G. Naito, and K. Sassa: 1999, Helicopter observations of the sea breeze over a coastal area. *J. Appl. Meteorol.*, **38**.

Cros, B., P. Durand, H. Cachier, P. Drobinski, E. Fréjafon, C. Kottmeier, P. E. Perros, V. Peuch, J. L. Ponche, D. Robin, F. Saïd, G. Toupance, and H. Wortham: 2004, The escompte program: an overview. *Atmos. Res.*, **69**, 241–279.

Delbarre, H., P. Augustin, F. Saïd, B. Campistron, B. Bénech, F. Lohou, V. Puygrenier, C. Moppert, F. Cousin, P. Fréville, and E. Fréjafon: 2005, Ground-based remote sensing observation of the complex behaviour of the marseille boundary layer during escompte. *Atmos. Res.*, **74**, 403–433.

Doviak, R. J. and D. S. Zrnić: 1984, *Doppler radar and weather observation*. Academic Press, 458 pp.

Druilhet, A., J. Frangi, D. Guédalia, and J. Fontan: 1983, Experimental studies of the turbulence structure parameters of the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 853–864.

Finkele, K., J. M. Hacker, H. Kraus, and R. A. D. Byron-Scott: 1995, A complete sea-breeze circulation cell derived from aircraft observations. *Boundary Layer Meteorol.*, **73**, 299–317.

Frish, A. S. and S. F. Clifford: 1974, A study of convection by a stable layer using doppler radar and acoustic radio sounders. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1622–1628.

Gamo, M., S. Yamamoto, and O. Yokoyama: 1982, Airborne measurements of the free convective internal boundary layer during the sea breeze. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **60**, 1284–1298.

Girard-Ardhuin, F., B. Bénech, B. Campistron, J. Dessens, and S. Jacoby-Koaly: 2003, Remote-

sensing and surface observations of the response of the atmospheric boundary layer to a solar eclipse. *Boundary-Layer Meteorol.*, **106**, 93–115.

Gossard, E. E., D. E. Wolfe, K. P. Moran, R. A. Paulus, K. D. Andersen, and L. T. Rogers: 1998, Measurement of clear-air gradients and turbulence properties with radar wind profilers. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 321–342.

Gryning, S. and E. Batchvarova: 1990, Analytical model for the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 187–203.

— 1996, A model for the height of the internal boundary layer over an area with an irregular coastline. *Boundary-Layer Meteorol.*, **78**, 405–413.

Guénard, V., P. Drobinski, J. L. Caccia, B. Campistron, and B. Bénech: 2005, An observational study of the mesoscale mistral dynamics. *Boundary-Layer Meteorol.*, **115**, 263–288.

Guyon, G.: 2002, *Analyse opérationnelle des données du radar UHF de Marignane. Etude comparative dans le cadre du projet ESCOMPTE*. Rapport M.S.T. Nuisances et Pollution, 50 pp.

Helmis, C. G., D. N. Asimakopoulos, D. G. Deligiorgi, and D. P. Lalas: 1987, Observations of sea-breeze fronts near the shoreline. *Bondary-Layer Meteorol.*, **438**, 395–410.

Hildebrandt, P. H. and R. S. Sekhon: 1974, Objective determination of the noise level in doppler spectra. *J. Appl. Meteorol.*, **13**, 808–811.

Hoff, R. M.: 1985, Projet overview of the 1982 nanticoke ii shoreline diffusion experiment. *Rpt., AQRB-85-003-T,Atmospheric Environment Service, Canada*.

Hoff, R. M., N. B. Trivet, M. M. Millan, P. Fellin, K. G. Anlauf, H. A. Wiebe, and R. Bell: 1982, The nanticoke shoreline diffusion experiment, june 1978-iii. grond based air quality measurements. *Atmos. Environ.*, **16**, 467–477.

Hsu, S. A.: 1986, A note on estimating the height of the convective internal boundary layer near shore. *Boundary-Layer Meteorol.*, **35**, 311–316.

Jacoby-Koaly, S.: 2000, *Application d'un radar profileur de vent UHF à l'étude de la couche limite atmosphérique*. Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Lemonsu, A., S. Bastin, V. Masson, and P. Drobinski: 2005, Vertical structure of the urban boundary layer over marseille under sea-breeze conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, In press.

Levitin, J. and H. D. Kambezidis: 1997, Numerical modelling of the thermal internal boundary-

layer evolution using athens field experimental data. *Boundary-Layer Meteorol.*, **84**, 207–217.

Lilly, D. K.: 1968, Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **94**, 292–309.

Luhar, A. K.: 1998, An analytical slab model for the growth of the coastal thermal internal boundary layer under near-neutral onshore flow conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, **88**, 103–120.

Luhar, A. K., B. L. Sawford, J. M. Hacker, and K. N. Rayner: 1998, The kwinana coastal fumigation study: Ii- growth of the thermal internal boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **89**, 385–405.

Mestayer, P. G., P. Durand, P. Augustin, S. Bastin, J. M. Bonnefond, B. Bénech, B. Campistron, A. Coppalle, H. Delbarre, B. Dousset, P. Drobinski, A. Druilhet, E. Fréjafon, C. S. B. Grimmond, D. Groleau, M. Irvine, C. Kergomard, S. Kermadi, J. P. Lagouarde, A. Lemonsu, F. Lohou, N. Long, V. Masson, C. Moppert, J. Noilhan, B. Offerle, T. Oke, G. Pigeon, V. Puygrenier, S. Roberts, J. M. Rosant, F. Saïd, J. Salmond, M. Talbaut, and J. Voogt: 2005, The urban boundary layer field campaign in marseille (ubl/clu-escompte): Set-up and first results. *Boundary-Layer Meteorol.*, **114**, 315–365.

Miller, S. T. K. and B. D. Keim: 2003, Synoptic-scale controls on the sea breeze of the central New England coast. *Weather Forecasting*, **18**, 236–248.

Miller, S. T. K., B. D. Keim, R. W. Talbot, and H. Mao: 2003, Sea breeze: structure, forecasting, and impacts. *Rev. Geophys.*, **41,3**, 1–31.

Mizuma, M.: 1995, General aspects of land and sea breezes in Osaka Bay and surrounding area. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **73**, 1029–1040.

Mélas, D. and H. D. Kambezidis: 1992, The depth of the internal boundary layer over an urban area under sea-breeze conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, **61**, 247–264.

Mélas, D., A. Lavagnini, and A. Sempreviva: 2000, An investigation of the boundary layer dynamics of Sardinia Island under sea-breeze conditions. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 516–524.

Mélas, D., I. Ziomas, O. Klemm, and C. S. Zerefos: 1998, Anatomy of the sea-breeze circulation in Athens area under weak large-scale ambient winds. *Atmos. Environ.*, **32**, 2223–2237.

Ohashi, Y. and H. Kida: 2002, Observational results of the sea breeze with a weak wind region over the northern Osaka urban area. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **79**.

Oke, T. R.: 1988, The urban energy balance. *Progress in Physical Geography*, **12**.

Ottersten, H.: 1969, Atmospheric structure and radar backscattering in clear air. *Radio Sci.*, **4**.

Panofsky, H. A. and J. A. Dutton: 1983, *Atmospheric Turbulence*. Wiley-Interscience, 374 pp.

Plate, E. J.: 1971, *Aerodynamic characteristics of atmospheric boundary layers*. United States Atomic Energy Comission, 190 pp.

Puygrenier, V., B. Campistron, and B. Bénech: 2002, *Essais du radar UHF en monostatique et bistatique*. Rapport Interne, 35 pp.

— 2004a, *Effets de câbles blindés, d'un grillage de 2,5 et 5 m de haut sur les mesures à bas niveaux du radar UHF*. Rapport Interne, 100 pp.

Puygrenier, V., B. Campistron, B. Bénech, and F. Lohou: 2004b, *Essais du radar UHF en émission basse et haute puissance avec et sans grillage de 2,5 m*. Rapport Interne, 45 pp.

Puygrenier, V., F. Lohou, B. Campistron, F. Saïd, B. Bénech, E. Dupont, and E. Gizard: 2003, Influence of the sea breeze on the development of an urban boundary layer (escompte-2001). *Preprints, 4th International Conf. on Urban Air Quality, Prague, Czech Republic*, 396–399.

Puygrenier, V., F. Lohou, B. Campistron, F. Saïd, G. Pigeon, B. Bénech, and D. Serça: 2005, Investigation on the fine structure of sea-breeze during ESCOMPTE experiment. *Atmos. Res.*, **74**, 329–353.

Rao, Q., H. Hashigushi, and S. Fukao: 2003, Study on ground clutter prevention fences for boundary layer radars. *Radio Sci.*, **38**.

Raynor, G. S., S. Sethuraman, and R. M. Brown: 1979, Formation and characteristics of coastal internal boundary layers during onshore flows. *Boundary-Layer Meteorol.*, **16**.

Sha, W., T. Kawamura, and H. Ueda: 1991, A numerical study on sea-land breezes as a gravity current: Kelvin-Helmholtz billows and inland penetration of the sea breeze front. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1649–1665.

Simpson, J. E.: 1969, A comparison between laboratory currents and atmospheric density currents. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **95**.

— 1994, *Sea breeze and local wind*. Cambridge Univ. Press, New York, 234 pp.

— 1996, Diurnal changes in sea-breeze direction. *J. Appl. Meteorol.*, **35**.

— 1997, *Gravity currents in the environment and the laboratory*. Cambridge Univ. Press, New York, 244 pp.

Simpson, J. E. and R. E. Britter: 1980, A laboratory model of an atmospheric mesofront. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **106**.

Simpson, J. E., D. A. Mansfield, and J. R. Milford: 1977, Inland penetration of sea-breeze fronts. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **103**.

Smagorinsky, J.: 1974, Global atmosphere modeling and the numerical simulation of climate. *Weather and Climate Modification*, W. Hess, ed., John Wiley and Sons, New York, 633–686.

Spano, E.: 2000, *Codage en phase et traitement des signaux en radarmétéorologie: étude théorique et réalisation*. Ph.D. thesis, Université de Toulon et du Var.

Stohl, A.: 1998, Computation, accuracy and applications of trajectories-a review and bibliography. *Atmos. Environ.*, **32**.

Stull, R. B.: 1988, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Acad., Norwell, Mass., 670 pp.

Tatarski, V. L.: 1961, *Wave propagation in a turbulent medium*. Mc-Graw-Hill, New York, 285 pp.

Tennekes, H.: 1973, A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 558–567.

Tijm, A. B. C. and A. J. van Delden: 1999, The role of sound waves in sea-breeze circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 1997–2018.

Venkatram, A.: 1977, A model of internal boundary layer development. *Boundary-Layer Meteorol.*, **11**, 419–437.

— 1986, An examination of methods to estimate the height of the coastal internal boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **36**, 149–156.

Vincent, A. B. and I. M. Reid: 1983, Hf doppler measurements of mesospecheric gravity wave momentum fluxes. *J. Atmos. Sc.*, **40**, 1321–1333.

Weisman, B.: 1976, On the criteria for the occurence of fumigation inland from a large lake - a reply. *Atmos. Environ.*, **12**, 172–173.

White, A. B., R. J. Lataitis, and R. S. Lawrence: 1999, Space and time filtering of remotely sensed velocity turbulence. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 1967–1972.

Wood, R., T. M. Stromberg, and P. R. Jonas: 1999, Aircrfat observations of sea-breeze frontal structure. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 1959–1995.

Wyngaard, J. C.: 1983, Lectures on the planetary boundary layer. *Mesoscale meteorology: Theories, Observations and Models*, D. K. Lilly and T. Gal-Chen, eds., D. Reidel, Dordrecht, The Netherlands.

Xian, Z. and R. A. Piekle: 1991, Effects of width of landmasses on the development of sea breezes. *J. Appl. Meteorol.*, **30**, 1280–1304.

Yoshikado, H.: 1992, Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breeze. *J. Appl. Meteorol.*, **31**, 1146–1164.

— 1994, Interaction of the sea breeze with the urban heat islands of different sizes and locations. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **72**, 139–143.

Yoshikado, H. and H. Kondo: 1989, Inland penetration of the sea breeze over the suburban area of Tokyo. *Boundary-Layer Meteorol.*, **48**, 389–407.

Zhong, S. and E. S. Takle: 1992, An observational study of sea- and land-breeze circulation in an area of complex coastal heating. *J. Appl. Meteorol.*, **31**, 1426–1438.

Zilitinkevich, S. S.: 1975, Comments on a paper by H. Tennekes. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 991–992.

Ziomas, I. C.: 1998, The mediterranean campaign of photo-chemical tracers-transport and chemical evolution (med-caphot-trace): an outline. *Atmos. Environ.*, **32**, 2045–2053.

Annexe A

Etude pour l'amélioration des mesures à bas niveaux du radar UHF Degrewind PCL1300

Les radars profileurs de vent sont sensibles à des cibles fixes situées au sol (les arbres, les bâtiments ...), comme nous l'avons déjà mentionné dans le chapitre 3. Dans le cas des radars UHF qui sondent la basse troposphère, ces échos de sol, auxquels s'ajoutent des interférences de l'émetteur sur le récepteur, contribuent à détériorer les mesures à bas niveaux (les 200 premiers mètres de l'atmosphère environ).

Depuis 1996, le Centre de Recherches Atmosphériques est engagé dans la résolution de ce problème sur le radar UHF PCL1300 construit par la société Degréane Horizon, pour le compte de Electricité De France Recherches et Développements (EDF R&D). Une partie importante de ce travail de thèse a donc été la poursuite des travaux engagés dans ce sens par Jacoby-Koaly (2000) pour obtenir un point de mesures correct à 100 m, qui est encore soumis par moment à des erreurs importantes.

Au cours des trois années passées, trois campagnes expérimentales ont été menées pour tester différentes configurations techniques susceptibles d'améliorer les mesures à bas niveaux sur le radar UHF PCL1300. Ces différentes configurations techniques ont été fixées conjointement avec le constructeur du radar et EDF R&D le commanditaire de ces essais. Au total, 4 mois et demi de données radar ont été dépouillées, comparées avec celles d'un sodar et d'un anémomètre sonique et analysées pour évaluer l'impact de ces diverses configurations techniques sur

les mesures de vent à bas niveaux.

Dans un premier temps, les raisons de la détérioration des mesures à bas niveaux du radar UHF PCL1300il sont brièvement décrites. Dans un second temps, les différentes configurations techniques et les motivations qui ont conduit à les tester au cours des trois campagnes de mesures, ainsi que les principaux résultats expérimentaux, sont présentés.

A.1 Le problème des mesures à bas niveaux

La grande partie de l'énergie émise par les antennes des profileurs (environ 95%) est contenue dans un faisceau conique principal. Cependant, les antennes émettent également des lobes secondaires de part et d'autre du lobe principal (soit 5% de l'énergie totale émise par le radar), qui rasent la surface terrestre. Les ondes émises par ces faisceaux secondaires sont rétrodiffusées par des cibles situées au sol (arbres, bâtiments, pilonnes électriques ...). Ces échos de sol sont très forts et affectent principalement les mesures à bas niveaux en raison de la proximité des cibles du radar.

Ces derniers se caractérisent dans les spectres Doppler par un pic de forte puissance et de vitesse radiale moyenne nulle puisque les cibles leur donnant naissance sont fixes en moyenne (*cf.* Figure A.1). La largeur spectrale de ce pic dépend du type des cibles et de l'intensité du vent. Par exemple en UHF, les feuilles et les branches des arbres qui remuent par vent forts provoquent un élargissement important du pic des échos de sol.

La forte puissance réfléchie par ces échos de sol peut entraîner une modification de la réponse du récepteur ou éventuellement sa destruction. Afin d'éviter cela, le récepteur est "dit" bloqué dans les premières portes de mesures, c'est-à-dire qu'à son entrée est appliquée une atténuation variable en distance (*cf.* Figure A.1). Ceci contribue à réduire fortement les échos de sol mais également le signal atmosphérique.

D'autre part, à l'ouverture du récepteur, l'impulsion émise de forme gaussienne n'est pas complètement terminée. Le récepteur est alors déstabilisé par ce résidu d'émission de faible puissance. La durée nécessaire au récepteur pour retrouver ses caractéristiques normales de fonctionnement est très brève, mais a lieu durant l'échantillonnage des premières portes de mesures (les 100-200 premiers mètres environ), distances d'où proviennent les forts échos de sol. Ainsi l'impact de l'émetteur sur le récepteur s'ajoute au blocage du récepteur pour contribuer à dégrader la qualité de la mesure radar à bas niveaux.

Les forts échos de sol saturent généralement le récepteur ce qui se traduit par un étalement du pic d'écho de sol dans les spectres Doppler. Ainsi à bas niveaux, où le vent est généralement faible, ces échos ont tendance à se mélanger à l'écho météorologique pour ne former qu'un seul

pic, ce qui rend difficile la discrimination de l'écho de sol et de l'écho météorologique. La figure A.1 illustre cela par un exemple de spectres Doppler mesuré par le radar UHF PCL1300. Sur les deux premières portes, un seul et même pic (matérialisé par une seule croix) contient à la fois le pic d'écho de sol (maximum centré sur zéro) et celui du signal atmosphérique (maximum centré sur -2 ms^{-1}). Au dessus de 200 m, ces deux pics (matérialisés par deux croix distinctes) sont bien discriminés.

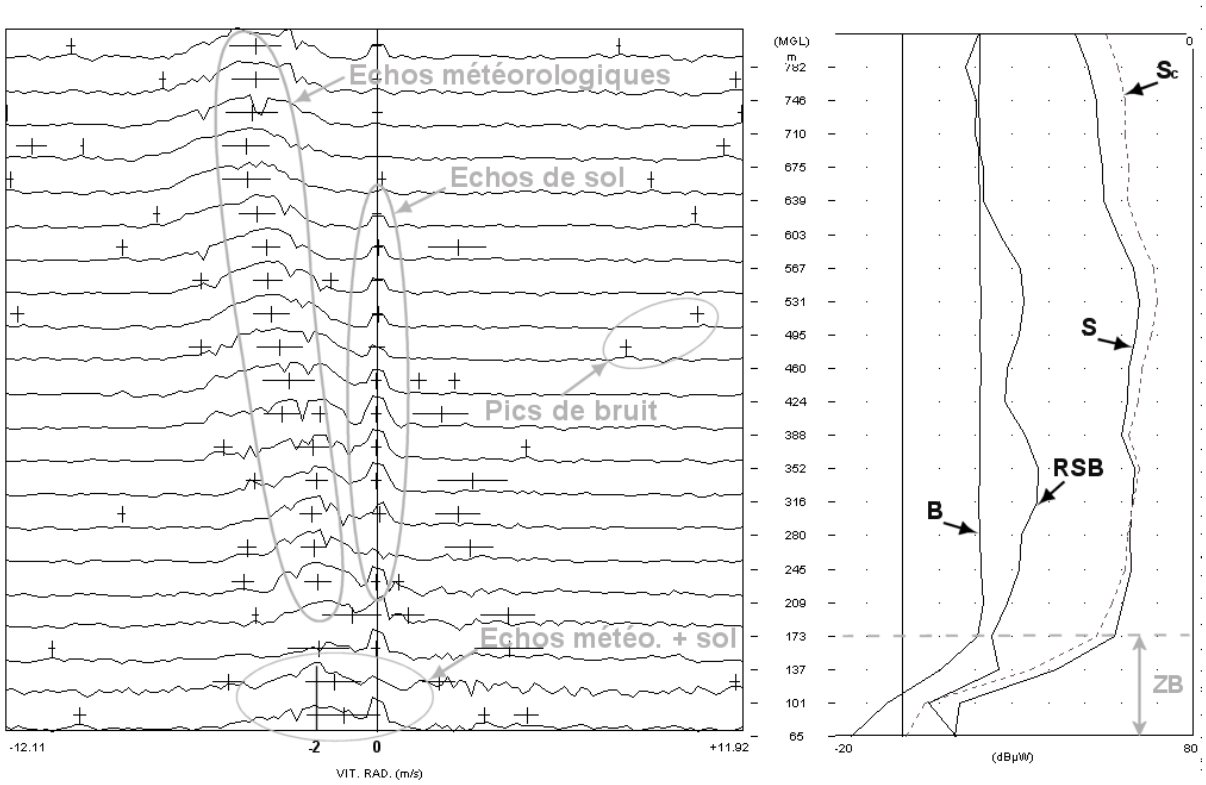


FIG. A.1: *Le problème des mesures à bas niveaux du radar UHF PCL1300. Les croix indiquent les 3 pics sélectionnés par le consensus à chaque porte de mesures. Sur le profil vertical de spectres Doppler, les échos météorologiques et de sol sont discriminés au dessus de 200 m (matérialisés par deux croix distinctes), tandis qu'en dessous, un seul et même pic mélange ces deux échos (matérialisés par une seule croix). A droite des spectres est présenté un profil vertical du bruit (B), du rapport signal sur bruit (SNR), du signal non corrigé (S) et corrigé en distance (S_c). La zone de blocage du récepteur (ZB) est caractérisée par une croissance importante de B, S et S_c avec l'altitude.*

Suivant, entre autre, l'importance de la saturation du récepteur (l'étalement du pic d'écho de sol) et l'intensité du vent (la proximité de l'écho météorologique de l'écho de sol), la structure bimodale du pic résultant du mélange de l'écho de sol et atmosphérique peut énormément varier. Lorsque ces deux échos se détachent suffisamment l'un de l'autre, comme ceux présentés dans la figure A.1, l'information de vent est conservée et peut être restituée (par un filtrage spectral de l'écho de sol par exemple). Cependant, dans de nombreux autre cas, l'étalement du pic d'échos de sol noie le pic de signal atmosphérique, ce qui rend inaccessible l'information météorologique.

En raison du mélange des échos de sol et météorologique, le radar tend à sous-estimer le module du vent à bas niveaux. En effet, comme le montre la figure A.1, la vitesse radiale moyenne du pic bimodal est nécessairement inférieure à celle du vent, puisqu'elle résulte de la pondération des vitesses radiales moyennes des deux types d'échos. La figure A.2 illustre cela par un exemple de comparaison de séries temporelles de module de vent mesurées par le radar UHF PCL1300 et un sodar (instrument de référence).

Notons également que le mélange des échos de sol et météorologique tend également à accroître la largeur spectrale (somme des largeurs spectrales de chaque écho), entraînant ainsi une surestimation du taux de dissipation (*cf.* Chapitre 4).

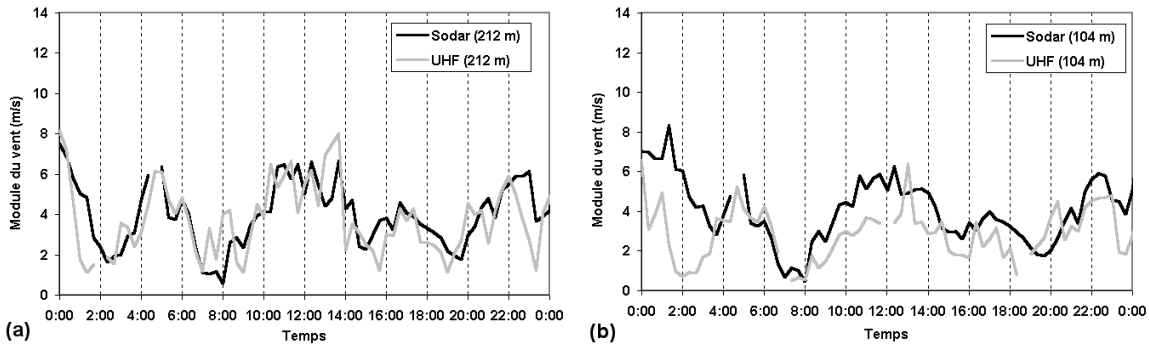


FIG. A.2: *Illustration de la sous-estimation du module du vent par le radar UHF PCL1300. La comparaison de séries temporelles du module du vent à 68 m et 212 m de hauteur mesurées par le radar et un sodar (instrument de référence) montre que (a) vers 200 m, le radar mesure bien le module du vent, tandis que (b) à bas niveaux, le radar sous-estime par moment l'intensité du vent.*

A.2 Objectifs et bilans des campagnes de mesures

Trois campagnes de mesures ont été menées au Centre de Recherches Atmosphériques de Lannemezan pour tester l'impact de différentes configurations techniques sur les mesures de vent à bas niveaux du radar UHF PCL1300. Pour estimer leurs effets positif ou négatif, les mesures de module et de direction du vent du radar ont été comparées à celles d'un sodar, à l'aide de paramètres statistiques comme la moyenne (biais) et l'écart type des différences de mesures de ces deux instruments, et leur coefficient de corrélation.

Un anémomètre sonique, placé à 60 m de hauteur sur un mât, a également été utilisé pour étalonner durant chaque campagne la première porte de mesure du sodar. Les mesures de vent à 60 m de ces deux instruments sont toujours très similaires pour chacune de ces campagnes : les biais sont proches de zéro, les écarts types sont faibles (1 à 1,5 ms^{-1} et 20 à 25°) et les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0,9 pour le module et la direction du vent. Ces ordres de grandeurs sont ceux fixés comme objectifs par la société EDF R&D pour la comparaison radar/sodar dans les bas niveaux (essentiellement au niveau 100 m).

Les objectifs expérimentaux et l'ensemble des résultats de ces trois campagnes de mesures sont détaillés respectivement dans Puygrenier et al. (2002), Puygrenier et al. (2004a) et Puygrenier et al. (2004b). Les différentes configurations techniques et les motivations qui ont conduites à les tester sur le radar, ainsi que les principaux résultats expérimentaux sont résumés ci-après.

A.2.1 Limitation de l'impact de l'émetteur sur le récepteur

Deux types d'essais ont été menés sur le radar UHF PCL1300 pour essayer de limiter l'impact de l'émetteur sur le récepteur : le fonctionnement du radar en bistatique (une antenne pour l'émission et une seconde pour la réception) et le blindage des câbles d'antennes.

En bistatique, la chaîne d'émission est découplée de la chaîne de réception, ce qui éloigne l'antenne de réception de l'émetteur et doit permettre d'amoindrir l'impact de ce dernier sur le récepteur ($cf.$ paragraphe A.1). Le blindage des câbles d'antennes avait lui pour objectif d'atténuer des interférences éventuelles de l'émetteur sur le signal reçu circulant dans les câbles d'antennes.

La première campagne de mesures, qui s'est déroulée du 7 au 22 novembre 2002, était des-



FIG. A.3: *Le radar UHF PCL1300 lors des essais en bistatique (7 au 22 novembre 2002). Trois paires d'antennes ont été installées afin que chacune d'elles ait la même direction de visée. Ce dispositif permet alors au radar de fonctionner alternativement en bistatique et en monostatique avec 3 faisceaux.*

	Type de fonctionnement	**Biais**	**Ecarts types**	**R**
FF	Monostatique	0 à 0,5 ms^{-1}	1,5 à 2 ms^{-1}	0,8 à 0,9
FF	Bistatique	0 à 2 ms^{-1}	1,5 à 2 ms^{-1}	0,6 à 0,9
DD	Monostatique	5 à 10°	30 à 40°	0,7 à 0,8
DD	Bistatique	0 à 5°	30 à 40°	0,6 à 0,8

TAB. A.1: *Paramètres statistiques de la comparaison des mesures à bas niveaux (<200 m) du module (FF) et de la direction (DD) du vent entre le sodar et le radar UHF PCL1300 au cours des essais en bistatique (7 au 22 novembre 2002). Le type de fonctionnement du radar (monostatique ou bistatique), le biais (ici la différence entre les mesures sodar et radar), les écarts types et les coefficients de corrélation (R) sont indiqués.*

tinée à évaluer l'impact du fonctionnement du radar en bistatique sur les mesures de vent à bas niveaux. Une sixième antenne avait été ajoutée au radar UHF pour qu'il fonctionne alternativement en monostatique (fonctionnement classique : une même antenne sert pour l'émission et la réception) et en bistatique à trois faisceaux (*cf.* Figure A.3).

Les paramètres statistiques de la comparaison radar monostatique/sodar et radar bistatique/sodar de ces essais (*cf.* Tableau A.1) montrent que les mesures de module et de direction de vent du radar bistatique sont moins bonnes que celles du radar monostatique. Le biais sur le module du vent est de 0 à 0,5 ms^{-1} contre 0 à 2 ms^{-1}, et le coefficient de corrélation sur le module et la direction du vent sont de 0,8 à 0,9 et de 0,7 à 0,8 contre 0,6 à 0,9 et 0,6 à 0,8, pour respectivement la comparaison radar monostatique/sodar et radar bistatique/sodar. Les écarts types sont eux identiques dans les deux comparaisons : 1,5 à 2 ms^{-1} pour le module du vent et 30 à 40° pour la direction du vent.

Ces résultats décevants sont vraisemblablement une conséquence de l'adaptation du ra-

dar monostatique à un mode de fonctionnement bistatique pour lequel il n'était pas réellement conçu (ajout de composants électroniques pour permettre la commutation entre l'antenne d'émission et de réception). Cette configuration technique a donc été abandonnée par la suite.

Au cours de la seconde campagne de mesures, qui a eu lieu du 5 août au 10 novembre 2003, une dizaine de jours a été consacrée à tester les effets du blindage des câbles d'antennes. La disposition des 5 antennes, décrite au paragraphe suivant, permettait au radar de réaliser des mesures dans les mêmes conditions météorologiques avec et sans câbles blindés. Dans le premier mode, l'antenne verticale et deux obliques disposaient de câbles blindés, tandis que dans le deuxième, seules les 2 antennes obliques déportées étaient sans câble blindé. Cette configuration technique s'est révélée n'avoir aucun effet sur les mesures à bas niveaux.

A.2.2 Effets d'une émission basse puissance

Pour limiter l'impact de l'émetteur sur le récepteur et réduire les forts échos de sol, une solution consiste à diminuer la puissance d'émission du radar. Des essais ont donc été menés au cours d'une troisième campagne de mesures (15 juillet au 9 septembre 2004) pour comparer les performances du radar UHF PCL1300 avec une émission basse puissance de 350 W et haute puissance de 3500 W (celle habituellement émise).

Pour ces essais, des cycles de mesures avec 5 antennes étaient réalisés alternativement en émission haute et basse puissance, afin d'évaluer les performances des deux modes d'émission dans des conditions météorologiques identiques. L'émission basse puissance était obtenue par une atténuation de $10\ dB$ à la sortie de l'émetteur habituel du radar (3500 W). L'atténuation du récepteur dans sa zone de blocage avait été réglée par le constructeur de façon à ce que celle-ci soit plus faible pour un fonctionnement du radar en émission basse puissance ($20\ dB$) qu'en haute puissance ($40\ dB$). Les premiers essais avec un tel dispositif ont été décevants, ce qui a conduit le constructeur à une nouvelle intervention. Lors de ce nouveau réglage, réalisé empiriquement, l'atténuation du récepteur a été augmentée et portée à $70\ dB$ pour l'émission haute et basse puissance. L'ajout d'éléments électroniques pour cette opération a conduit à une augmentation du bruit dans la chaîne de réception de l'ordre de $6\ dB$.

Tous les paramètres statistiques (excepté le biais sur la direction) de la comparaison radar haute puissance (HP)/sodar et radar basse puissance (BP)/sodar montrent que les mesures de

	Type de fonctionnement	**Biais**	**Ecarts types**	**R**
FF	BP	1 à 1,5 ms^{-1}	2 à 2,5 ms^{-1}	0,2 à 0,8
FF	HP	0,5 à 1,5 ms^{-1}	1,5 à 2 ms^{-1}	0,7 à 0,9
DD	BP	10°	35 à 50°	0,85 à 0,95
DD	HP	10°	30°	0,95

TAB. A.2: *Paramètres statistiques de la comparaison des mesures à bas niveaux (<200 m) du module (FF) et de la direction (DD) du vent entre le sodar et le radar UHF PCL1300 au cours des essais en émission basse puissance. Le type de fonctionnement du radar (haute puissance (HP) ou basse puissance (BP), le biais (ici la différence entre les mesures sodar et radar), les écarts types et les coefficients de corrélation (R) sont indiqués.*

module et de direction de vent du radar BP sont moins bonnes que celles du radar HP (*cf.* Tableau A.2). Le biais, l'écart type et le coefficient de corrélation sur le module du vent sont de 0,5 à 1,5 ms^{-1} contre 1 à 1,5 ms^{-1}, de 1,5 à 2 ms^{-1} contre 2 à 2,5 ms^{-1}, et de 0,2 à 0,8 contre 0,7 à 0,9 pour respectivement la comparaison radar BP/sodar et radar HP/sodar. De même pour la direction du vent, l'écart type et le coefficient de corrélation sont de 35 à 50° contre 30° et de 0,85 à 0,95 contre 0,95 pour respectivement la comparaison radar BP/sodar et radar HP/sodar.

Les résultats décevants de ces essais en émission basse puissance sont vraisemblablement la conséquence de l'absence d'un réel émetteur basse puissance (il résultait de l'atténuation de l'émetteur haute puissance) et du mauvais réglage de la chaîne de réception du radar, qui s'est traduit en début de campagne par des résultats très décevants, ce qui a obligé à augmenter empiriquement l'atténuation du récepteur dans sa zone de blocage en cours de campagne. Ces résultats ont donc conduit récemment le constructeur à construire un émetteur 350 W et à intervenir sur la chaîne de réception du radar dans le but de réaliser de nouveaux essais en émission basse puissance dans de bonnes conditions.

A.2.3 Effets d'une enceinte grillagée

Dans la partie A.1, nous avons vu que les échos de sol sont principalement dus aux lobes secondaires émis par les antennes. Afin de réduire ces lobes et d'atténuer ainsi les forts échos de sol provenant des cibles les plus proches du radar, une solution consiste à disposer une enceinte grillagée autour du radar. Des essais ont été réalisés dans ce sens durant la deuxième campagne de mesures, qui s'est déroulée du 5 août au 10 novembre 2003, et également au cours de la troisième campagne de mesures, qui a eu lieu du 15 juillet au 9 septembre 2004.

Pour la deuxième campagne de mesures, deux antennes obliques du radar ont été déportées



FIG. A.4: *Le radar UHF PCL1300 et son dispositif expérimental lors de la campagne de mesures du 5 août au 10 novembre 2003. Deux antennes obliques du radar ont été déportées pour qu'elles tirent dans la même direction que celles restées à côté de l'antenne verticale. L'enceinte grillagée de 2,5 et 5 m de haut est disposée autour du radar. Les tirs sont effectués séquentiellement pour chaque antenne, afin de permettre au radar de réaliser des mesures à 3 faisceaux avec et sans enceinte grillagée dans les mêmes conditions météorologiques.*

afin que celles-ci tirent dans la même direction que celles restées à côté de l'antenne verticale, et installer une enceinte grillagée autour du radar ($cf.$ Figure A.4). Ce dispositif permet alors au radar de réaliser, grâce à un tir en séquence de chacune des antennes, des mesures à trois faisceaux dans les mêmes conditions météorologiques avec et sans enceinte grillagée (respectivement les trois antennes situés dans l'enceinte et, l'antenne verticale et les deux antennes déportées). Deux hauteurs d'enceinte, qui ont été fixées empiriquement, ont été testées au cours de cette campagne, l'une de 2,5 m et l'autre de 5 m.

Les paramètres statistiques de la comparaison radar sans enceinte grillagée (SEG)/sodar et radar avec enceinte grillagée (AEG)/sodar à bas niveaux sont présentés dans le tableau A.3. Il montre que les mesures du radar à bas niveaux sont détériorées par l'enceinte grillagée de 5 m de haut. En effet, tous les paramètres statistiques (excepté le biais sur la direction du vent) de la comparaison radar AEG de 5 m/sodar sont moins bons que ceux de la comparaison radar SEG de 5 m/sodar. Pour le module du vent, le biais est de 0,2 à 0,6 ms^{-1} contre 0,2 à 1,4 ms^{-1}, l'écart type est de 1,2 à 1,8 ms^{-1} contre 1,4 à 2 ms^{-1}, et le coefficient de corrélation est de 0,8 à 0,95 contre de 0,65 à 0,9, pour respectivement la comparaison radar SEG de 5 m/sodar et radar AEG de 5 m/sodar. Pour la direction du vent, l'écart type est de 30 à 45° contre 50° et le coefficient de corrélation 0,9 à 0,95 contre 0,85 à 0,9 pour respectivement la comparaison radar SEG de 5 m/sodar et radar AEG de 5 m/sodar.

Le tableau A.3 montre également que le résultat de la comparaison pour l'enceinte grillagée de 2,5 m est contrastée. En effet, les paramètres statistiques de la comparaison radar AEG de 2,5

	Type de fonctionnement	Biais	Ecarts types	R
FF	SEG	0,2 à 0,6 ms^{-1}	1,2 à 1,8 ms^{-1}	0,8 à 0,95
FF	AEG 5 m	0,2 à 1,4 ms^{-1}	1,4 à 2 ms^{-1}	0,65 à 0,9
DD	SEG	0 à 10°	30 à 45°	0,9 à 0,95
DD	AEG 5 m	0 à 10°	50°	0,85 à 0,9
FF	SEG	0,5 à 1,2 ms^{-1}	1,2 à 1,8 ms^{-1}	0,8 à 0,9
FF	AEG 2,5 m	0,5 à 1 ms^{-1}	1,5 à 2,2 ms^{-1}	0,6 à 0,85
DD	SEG	0 à 5°	40 à 50°	0,8 à 0,9
DD	AEG 2,5 m	10°	30 à 45°	0,9 à 0,95

TAB. A.3: *Paramètres statistiques de la comparaison des mesures à bas niveaux (<200 m) du module (FF) et de la direction (DD) du vent entre le sodar et le radar UHF PCL1300 au cours des essais avec et sans enceinte grillagée de 2,5 et 5 m de haut (5 août au 10 novembre 2003). Le type de fonctionnement du radar (avec (AEG) et sans (SEG) enceinte grillagée de 2,5 ou 5 m), le biais (ici la différence entre les mesures sodar et radar), les écarts types et les coefficients de corrélation (R) sont indiqués.*

m/sodar pour la direction du vent (excepté le biais) sont améliorés à bas niveaux, contrairement à ceux pour le module du vent (excepté le biais). Sur la direction du vent, l'écart type est de 30 à 45° contre 50°, le coefficient de corrélation 0,9 à 0,95 contre 0,85 à 0,9, et sur le module du vent, le biais est de 0,5 à 1,2 ms^{-1} contre de 0,5 à 1 ms^{-1} pour respectivement la comparaison radar AEG de 2,5 m/sodar et radar SEG/sodar. Par contre, sur la direction du vent, le biais est de 0 à 5° contre 10°, et sur le module du vent, l'écart type est de 1,2 à 1,8 ms^{-1} contre 1,5 à 2,2 ms^{-1}, et le coefficient de corrélation est de 0,8 à 0,9 contre 0,6 à 0,85 pour respectivement la comparaison radar SEG/sodar et radar AEG de 2,5 m/sodar.

Les essais du radar avec l'enceinte grillagée de 2,5 m montrent le bénéfice potentiel de ce dispositif pour les mesures à bas niveaux, contrairement à l'enceinte de 5 m qui a clairement un effet négatif sur ces mesures. Ces résultats ont motivé de nouveaux tests avec l'enceinte grillagée de 2,5 m lors de la troisième campagne de mesures (du 15 juillet au 9 septembre 2004) afin de conclure plus clairement sur les effets de cette dernière à partir des mesures à bas niveaux.

Lors de cette troisième campagne, comme nous l'avons déjà mentionné dans le paragraphe A.2.2, les 5 panneaux du radar étaient disposés dans leurs configurations habituelles. Ainsi, contrairement à la deuxième campagne, l'enceinte grillagée a été disposée au cours de la campagne autour du radar à 5 antennes. Les essais avec ou sans enceinte grillagée ont donc été effectués pour des périodes de mesures distinctes.

	Type de fonctionnement	**Biais**	**Ecarts types**	**R**
FF	SEG	0,5 à 1,5 ms^{-1}	1,5 à 2 ms^{-1}	0,7 à 0,9
FF	AEG 2,5 m	0 ms^{-1}	1,5 à 2 ms^{-1}	0,85 à 0,95
DD	SEG	10°	30°	0,95
DD	AEG 2,5 m	10°	25 à 30°	0,95 à 1

TAB. A.4: *Paramètres statistiques de la comparaison des mesures à bas niveaux (<200 m) du module (FF) et de la direction (DD) du vent entre le sodar et le radar UHF PCL1300 au cours des essais avec ou sans enceinte grillagée de 2,5 m (5 août au 10 novembre 2004). Le type de fonctionnement du radar (avec (AEG) et sans (SEG) enceinte grillagée de 2,5 m), le biais (ici la différence entre les mesures sodar et radar), les écarts types et les coefficients de corrélation (R) sont indiqués.*

Le tableau A.4 présente les paramètres statistiques de la comparaison radar AEG de 2,5 m/sodar et radar SEG/sodar. Notons qu'il s'agit ici du radar fonctionnant en émission haute puissance (*i.e* le meilleur mode de fonctionnement du radar durant cette campagne). Il montre que la plupart des paramètres statistiques sont améliorés par la présence de l'enceinte grillagée : le biais et le coefficient de corrélation sur le module du vent est de 0,5 à 1,5 ms^{-1} contre 0 ms^{-1} et de 0,7 à 0,9 contre 0,85 à 0,95, l'écart type et le coefficient de corrélation sont de 25 à 30° et de 0,95 à 0,95 à 1, pour respectivement la comparaison radar SEG/sodar et radar AEG/sodar. L'écart type sur le module du vent et le biais sur la direction du vent sont par contre identique pour les deux comparaisons (respectivement de 1,5 à 2 ms^{-1} et de 10°).

Ces résultats montrent un réel bénéfice de l'enceinte grillagée sur les mesures à bas niveaux du radar UHF PCL1300. Ils seraient certainement améliorés si l'enceinte grillagée était inclinée vers l'extérieur, comme le montre l'étude de Rao et al. (2003). De nouveaux essais sont donc en cours dans ce sens.

A.3 Conclusion

Depuis 1996, l'engagement du Centre de Recherches Atmosphériques auprès de la société EDF R&D pour l'amélioration des mesures à bas niveaux du radar UHF PCL1300, en collaboration avec son constructeur, a conduit à la réalisation de nombreuses campagnes de mesures. Le tableau A.5 récapitule l'ensemble des paramètres statistiques des meilleures comparaisons entre les mesures dans les basses portes du sodar et du radar, dans les différentes configurations techniques testées au cours des 6 années passées.

Sur l'ensemble de ces campagnes, le biais, l'écart type et le coefficient de corrélation sont compris entre respectivement 0 et 1,5 ms^{-1}, 1,3 à 2,2 ms^{-1} et 0,6 et 0,95 pour le module du vent. Sur la direction, le biais, l'écart type et le coefficient de corrélation varient entre respectivement -15 et 10°, 20 et 45° et 0,7 et 1.

Notons que les meilleurs résultats obtenus à ce jour, sont ceux de la campagne ESCOMPTE en 2001 et ceux de la troisième campagne de mesure en 2004. Les biais sont faibles sur le module (0,3 et 0 ms^{-1} respectivement en 2001 et 2004) et acceptables sur la direction (-5 à 0° et 10° respectivement en 2001 et 2004). Les écarts types sont satisfaisants sur le module (1,3 à 1,7 ms^{-1} et 1,5 à 2 ms^{-1} respectivement en 2001 et 2004) et la direction du vent (20 à 25° et 25 à 30° respectivement en 2001 et 2004). Enfin, les coefficients de corrélation sont très corrects pour le module (0,9 et 0,85 à 0,95 respectivement en 2001 et 2004) et la direction du vent (0,8 à 0,9 et 0,95 à 1 respectivement en 2001 et 2004).

Les deux principaux acquis des essais réalisés au cours des trois années passées, sont l'effet bénéfique de l'enceinte grillagée de 2,5 m de haut et l'impact du réglage de la chaîne de réception sur les mesures à bas niveaux du radar UHF PCL1300. En effet, les tests effectués avec l'enceinte grillagée de 2,5 m de haut durant la campagne de 2004 ont permis d'obtenir pour la première fois un biais nul sur le module du vent, avec des écarts types et des coefficients de corrélation sur le module et la direction du vent très proches de ceux fixés comme objectifs par la société EDF R&D (cf. Partie A.2). D'autre part, les interventions successives du constructeur sur le radar au cours de cette même campagne, ont permis de mettre en évidence la nécessité d'un réglage optimal de la chaîne de réception pour améliorer les mesures à bas niveaux.

Ces résultats expérimentaux ont permis d'envisager de nouveaux essais au Centre de Recherches Atmosphériques dans de meilleures conditions. Ils sont d'ailleurs en cours, comme

	Date et lieu	**Type de fonctionnement**	**Biais**	**Ecarts types**	**R**
FF	03/1999 à Lz	M-HP-SEG	0 à 0,25 ms^{-1}	1,5 à 2 ms^{-1}	
DD	03/1999 à Lz	M-HP-SEG	-15 à 0°	35°	
FF	07/2001 à SC	M-HP-SEG	0,3 ms^{-1}	1,3 à 1,7 ms^{-1}	0,9
DD	07/2001 à SC	M-HP-SEG	-5 à 0°	20 à 25°	0,8 à 0,9
FF	11/2002 à Lz	M-HP-SEG	0 à 0,5 ms^{-1}	1,5 à 2 ms^{-1}	0,8 à 0,9
DD	11/2002 à Lz	M-HP-SEG	5 à 10°	30 à 40°	0,7 à 0,8
FF	09/2003 à Lz	M-HP-AEG 2,5 m	0,5 à 1 ms^{-1}	1,5 à 2,2 ms^{-1}	0,6 à 0,85
DD	09/2003 à Lz	M-HP-AEG 2,5 m	10°	30 à 45°	0,9 à 0,95
FF	08/2004 à Lz	M-HP-AEG 2,5 m	0 ms^{-1}	1,5 à 2 ms^{-1}	0,85 à 0,95
DD	08/2004 à Lz	M-HP-AEG 2,5 m	10°	25 à 30°	0,95 à 1

TAB. A.5: *Paramètres statistiques des comparaisons des mesures à bas niveaux (<200m) de module (FF) et de la direction (DD) du vent entre le sodar et le radar UHF PCL1300 au cours de plusieurs campagnes de mesures (seuls les meilleurs résultats obtenus durant chaque campagne sont indiqués ici). Le biais (ici la différence entre les mesures sodar et radar), les écarts types et les coefficients de corrélation (R) sont indiqués, ainsi que la date et le lieu des essais (Lannemezan (Lz) et Saint Chamas durant ESCOMPTE (SC)), et le type de fonctionnement du radar (monostatique (M), émission haute puissance (HP), avec (AEG) et sans (SEG) enceinte grillagée).*

nous l'avons déjà mentionné précédemment. Cette nouvelle campagne a pour but de tester le radar UHF PCL1300 en émission basse puissance, après intervention du constructeur pour régler les problèmes rencontrés lors de la campagne antérieure. Il est également prévu au cours de cette campagne de tester les performances du radar avec l'enceinte grillagée de 2,5 m inclinée vers le sol. En effet, des études ont montré que ce type de configuration permettait de mieux atténuer les lobes secondaires émis par les antennes. D'ailleurs, une étude théorique pour simuler l'inclinaison et les mailles du grillage les plus adaptés au radar UHF PCL1300 serait préférable, comme celle réalisée par Rao et al. (2003).

D'autre part, un nouveau consensus a également été développé au Centre de Recherches Atmosphériques. Dans la filière du constructeur, celle utilisée jusqu'à présent, le consensus détermine la probabilité des pics sélectionnés d'être l'écho météorologique et une moyenne pondérée par la probabilité de tous ces pics est ensuite réalisée sur les différents moments. Dans la nouvelle filière, une médiane des spectres est effectuée et la détermination du pic atmosphérique est ensuite réalisée. Ces deux approches différentes doivent permettre d'évaluer l'efficacité et la complémentarité de ces deux filières pour l'amélioration de la mesure à bas niveaux.

Annexe B

Publications et conférences

Publications dans des revues à expertise

Puygrenier, V., F. Lohou, B. Campistron, F. Saïd, G. Pigeon, B. Bénech and D. Serça: 2005, Investigation on the fine structure of sea breeze during ESCOMPTE experiment. *Atmos. Res.*, **74**, 329-353.

Delbarre, H., P. Augustin, P. Fréville, F. Saïd, B. Campistron, B. Benech, F. Lohou, **V. Puygrenier**, C. Moppert, F. Cousin and E. Fréjafon: 2005, Ground-based remote sensing observation of the complex behaviour of the Marseille boundary layer during ESCOMPTE. *Atmos. Res.*, **74**, 403-433.

Mestayer, P., P. Durand., P. Augustin, S. Bastin, J.M. Bonnefond, B. Bénech, B. Campistron, A. Coppalle, H. Delbarre, B. Dousset, P. Drobinski, A. Druilhet, E. Fréjafon, S. Grimmond, D. Groleau, M. Irvine, C. Kergomard, S. Kermadi, J.P. Lagouarde, A. Lemonsu, F. Lohou, N. Long, V. Masson, C. Moppert, J. Noilhan, B. Offerle, T. Oke, G. Pigeon, **V. Puygrenier**, S. Roberts, J.M. Rosant, F. Saïd, J. Salmond, M. Talbaut and J. Voogt: 2005, The Urban Boundary Layer Field Experiment over Marseille UBL/CLU-ESCOMPTE : Experimental Set-up and First Results. *Boundary-Layer Meteorol.*, **114**, 315-365.

Conférences internationales avec actes

Puygrenier, V., F. Lohou , B. Campistron , F. Saïd , B. Bénech , E. Dupont , E. Gizard and J.M. Rosan: 2002, Comparison of urban and rural atmospheric boundary layers during sea breezes

(ESCOMPTE 2001). *IGAC 7th Conference*, Heraklion, Greece.

Bénech, B., F. Girard-Ardhuin, B. Campistron, F. Saïd, F. Lohou, and **V. Puygrenier**: 2003, Estimation of Momentum and Virtual Sensible Heat Turbulent Fluxes with an UHF/RASS Wind Profiler. Comparison with In Situ Measurements. *10th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar*, Piura, Peru.

Puygrenier, V., F. Lohou, B. Campistron, F. Saïd, B. Bénech, E. Dupont and E. Gizard: 2003, Influence of the sea breeze on the development of an Urban Boundary Layer (ESCOMPTE 2001). *4th International Conference on the Urban Air Quality*, Prague, Czech Republic.

Mestayer, P., P. Durand, P. Augustin, J.M. Bonnefond, B. Bénech, B. Campistron, A. Coppalle, H. Delbarre, B. Dousset, P. Drobinski, A. Druilhet, E. Fréjafon, S. Grimmond, D. Groleau, I. Irvine, C. Kergomard, S. Kermadi, J.P. Lagouarde, A. Lemonsu, F. Lohou, N. Long, V. Masson, C. Moppert, J. Noilhan, B. Offerle, T. Oke, G. Pigeon, **V. Puygrenier**, J.M. Rosant, F. Saïd, J. Salmond, M. Talbaut and J. Voogt: 2003, UBL/CLU ESCOMPTE : The Urban Boundary Layer Field experiment over Marseille and the data base. *4th International Conference on the Urban air Quality*, Prague, Czech Republic.

Puygrenier, V., B. Bénech, B. Campistron, F. Lohou, F. Saïd, A. Brut , C. Moppert and E. Dupont: 2004, Determination of turbulent parameters in the atmospheric boundary layer with an UHF wind profiler. Comparison with in situ measurements. *16th Symposium on Boundary Layer and Turbulence*, Portland, Maine, USA.

Campistron, B., **V. Puygrenier**, B. Bénech, F. Lohou, F. Saïd, C. Moppert, F. Cousin, and E. Dupont: 2004, Trajectory derived from the 3D linear wind field retrieved by a wind-profiler mesoscale network. *16th Symposium on Boundary Layer and Turbulence*, Portland, Maine, USA.

Moppert, C., F. Saïd, A. Brut, **V. Puygrenier**, B. Campistron, B. Bénech, F. Lohou and F. Cousin: 2004, Stratification of the lower troposphere during the ESCOMPTE campaign. *16th Symposium on Boundary Layer and Turbulence*, Portland, Maine, USA.

Brut, A., F. Saïd, C. Moppert, **V. Puygrenier**, B. Campistron and P. Perros: 2004, Comparison of pollution events during the ESCOMPTE 2001 campaign : sea-breeze and synoptic wind conditions. *16th Symposium on Boundary Layer and Turbulence*, Portland, Maine, USA.

Workshop ESCOMPTE/CLU

Brut, A., C. Moppert, **V. Puygrenier**, F. Saïd, B. Campistron and F. Cousin: 2002, ESCOMPTE experiment : Study of the boundary layer : the 23rd of June 2001 (IOP 2a) comparisons between data from model- aircraft - profilers network. *2nd Mesoscale Transport and Diffusion meeting*, Paris, France.

Campistron, B., B. Bénech, **V. Puygrenier**, F. Lohou and F. Saïd: 2002, 3D Fields Deduced From the Network of Wind Profilers During ESCOMPTE 2001. *2nd Mesoscale Transport and Diffusion meeting*, Paris, France.

Moppert, C., E. Gizard, P. Durand, N. Kahltoff, C. Kottmeier, U. Corsmeier, W. Junkermann, P. Perros, D. Coccia, A. Druilhet, P. Nédélec, S. Bernard, F. Saïd, J.L. Caccia, V. Guénard, E. Gizard, P. Durand, B. Campistron, **V. Puygrenier**, E. Dupont and L. Menut: 2002, Vertical structure of the low troposphere during IOP2. *4th ESCOMPTE Workshop*, Marseille, France.

Moppert, C., F. Saïd, F. Lohou, **V. Puygrenier**, B. Bénech, B. Campistron, P. Augustin and H. Delbarre: 2003, Study of the boundary layer and low troposphere in the area of Marseille on june 26th. Part I: Spatial variability through aircraft, constant volume balloons, UHF radar, sodar and radiosonding data. *5th ESCOMPTE Workshop*, Toulouse, France.

Augustin, P., H. Delbarre, B. Campistron, **V. Puygrenier**, C. Moppert, F. Lohou., B. Bénech and F. Saïd: 2003, Study of the boundary layer and low troposphere in the area of Marseille on june 26th. Part II : time evolution of the vertical stratification through ground remote-sensed data (sodar, radar, lidar). *5th ESCOMPTE Workshop*, Toulouse, France.

Puygrenier, V., C. Moppert, A. Brut, F. Said, B. Campistron and F. Cousin: 2004, Study of the boundary layer : the 23th of June 2001 (IOP 2a) comparisons between data from model- aircraft - profilers network. The methodology. *3rd Mesoscale Transport and Diffusion meeting*, Paris, France.

Moppert, C., F. Saïd, A. Brut, B. Campistron, **V. Puygrenier** and F. Cousin: 2004, Stratification of the low troposphere on June 24th. *3rd Mesoscale Transport and Diffusion meeting*, Paris, France.

Bastin, S., **V. Puygrenier**, F. Lohou, B. Campistron, C. Moppert, F. Saïd, P. Drobinski, V. Guénard, J.L. Caccia, A. Dabas, P. Delville, O. Reitebuch, and C. Werner: 2005, The sea-breeze during ESCOMPTE: Circulation characteristics and boundary layer structure. *6th ESCOMPTE Workshop*, Marseille, France.

Bastin S., **V. Puygrenier**, F. Lohou, P. Drobinski, B. Campistron, B. Bénech, F. Saïd, E. Dupont, E. Gizard, and J.M. Rosan: 2005, The oscillating sea-breeze observed in the vicinity of Marseille: theory and observations. *6th ESCOMPTE Workshop*, Marseille, France.

Bastin S., **V. Puygrenier**, F. Lohou, B. Campistron, C. Moppert, F. Saïd, P. Drobinski, V. Guénard, J.L. Caccia, A. Dabas, P. Delville, O. Reitebuch, and C. Werner: 2005, Sea-breeze case study using a combination of observations and numerical simulation in complex terrain in southern France: contribution to mass transport. *6th ESCOMPTE Workshop*, Marseille, France.

Brut, A., F. Saïd, **V. Puygrenier**, C. Moppert, B. Campistron, B. Bénech, F. Lohou and P. Perros: 2005, Photochemical pollution episodes during ESCOMPTE 2001 under sea-breeze or synoptic wind conditions. *6th ESCOMPTE Workshop*, Marseille, France.

Delbarre, H., P. Augustin, F. Lohou, **V. Puygrenier**, F. Saïd, B. Campistron, C. Moppert, H. Cachier and P. Tulet: 2005, Lower troposphere stratification during sea-breeze event and impact on ozone over Marseille during IOP2b of the ESCOMPTE campaign. *6th ESCOMPTE Workshop*, Marseille, France.

Moppert, C., F. Saïd, A. Brut, **V. Puygrenier**, B. Campistron, F. Lohou, S. Bastin and F. Cousin: 2005, Atmospheric boundary layer depth and study of mesoscale impact during ESCOMPTE IOP2. *6th ESCOMPTE Workshop*, Marseille, France.

Puygrenier, V., B. Campistron, F. Lohou, B. Bénech, F. Saïd, E. Dupont and E. Gizard: 2005, Contribution of a profiler network in the monitoring of a polluted area. *6th ESCOMPTE Workshop*, Marseille, France.

Moppert, C., **V. Puygrenier**, F. Saïd, B. Campistron, F. Lohou, B. Bénech and A. Brut: 2005, Pollution transport and exchange during ESCOMPTE 2nd IOP. *6th ESCOMPTE Workshop*, Marseille, France.

Rapports aux partenaires financiers

Puygrenier, V., B. Campistron and B. Bénech: 2002, *Essais du radar UHF en monostatique et bistatique*. Rapport interne, 35 pp.

Puygrenier, V., B. Campistron and F. Lohou: 2003, *1er rapport d'avancement des travaux*. Rapport interne, 85 pp.

Puygrenier, V., B. Campistron and B. Bénech: 2004, *Effets de câbles blindés, d'un grillage de 2,5 et 5 m de haut sur les mesures à bas niveaux du radar UHF*. Rapport interne, 100 pp.

Puygrenier, V., B. Campistron, B. Bénech and F. Lohou: 2004, *Essais du radar UHF en émission basse et haute puissance avec et sans grillage de 2,5 m*. Rapport interne, 45 pp.

Puygrenier, V., B. Campistron and F. Lohou: 2004, *2ème rapport d'avancement des travaux*. Rapport interne, 85 pp.

Lohou, F., **V. Puygrenier** and B. Campistron: 2005, *Rapport préliminaire sur les essais du radar UHF Degrewind PCL1300 en émission basse puissance (campagne de l'été 2005 au CRA)*. Rapport interne, 15 pp.

Autres colloques

Puygrenier, V., B. Campistron, F. Lohou, F. Saïd, B. Bénech, E. Dupont and P. Durand: 2002, Comparison of urban and rural boundary layers. *EGS, XXVII General Assembly*, Nice, France.

Saïd, F., G. Ancellet, A. Armengaud, P. Augustin, S. Bastin, B. Bénech, J.L. Caccia, B. Campistron, U. Corsmeier, G. Cautenet, F. Cousin, B. Cros, A. Copalle, C. Champollion, J.L. Dabas, H. Delbarre, P. Drobinski, P. Durand, E. Fréjafon, V. Guénard, N. Kalthoff, C. Kottmeier, F. Lohou, V. Masson, J.L. Menut, P. Mestayer, C. Moppert, **V. Puygrenier**, P. Tulet and R. Vautard: 2003, ESCOMPTE 2001 : Transport à mésoéchelle et diffusion; stratification verticale pendant la POI 2. *PNCA*, Paris, France.

Puygrenier, V.: 2004, Utilisation d'un radar profileur de vent pour l'étude et la surveillance de la basse atmosphère. *Journée d'information ANELFA*, Toulouse, France.

Puygrenier, V.: 2004, Etude de la couche limite atmosphérique côtière durant ESCOMPTE 2001. Evaluation et amélioration des performances d'un radar UHF. *Séminaire Laboratoire d'Aérologie*, Toulouse, France.

Puygrenier, V., B. Campistron, B. Bénech, F. Lohou, F. Said, M. Lothon and E. Dupont: 2005, Validation par les mesures in situ turbulentes aéroportées de l'estimation de paramètres turbulents de couche limite par un profileur de vent UHF. *Atelier d'Expérimentation et d'Instrumentation*, Toulouse, France.