

Thèse de Doctorat de l'École Nationale des Ponts et Chaussées

pour obtenir le grade de
Docteur de l'École Nationale des Ponts et Chaussées

Spécialité : Sciences et Techniques de l'Environnement

par

Xiaojing Zhang

Modélisation du brouillard durant la campagne ParisFog : approche prédictive et étude de l'effet des hétérogénéités spatiales

---

Thèse soutenue publiquement le 12 janvier 2010 devant le jury composé de :

Mr. Jean-Pierre Chollet	Université Joseph Fourier	Rapporteur
Mr. Yves Brunet	INRA Bordeaux	Rapporteur
Mme. Andréa Flossmann	Université Blaise Pascal	Examinatrice
Mr. Patrick J. Mascart	Université Paul Sabatier	Examinateur
Mr. Martial Haeffelin	IPSL	Examinateur
Mr. Thierry Bergot	Météo-France	Directeur de thèse
Mr. Luc Musson-Genon	EDF R&D	Co-directeur de thèse



Thèse de Doctorat de l'École Nationale des Ponts et Chaussées

pour obtenir le grade de
Docteur de l'École Nationale des Ponts et Chaussées

Spécialité : Sciences et Techniques de l'Environnement

par

Xiaojing Zhang

Modélisation du brouillard durant la campagne ParisFog : approche prédictive et étude de l'effet des hétérogénéités spatiales

---

Thèse soutenue publiquement le 12 janvier 2010 devant le jury composé de :

Mr. Jean-Pierre Chollet	Université Joseph Fourier	Rapporteur
Mr. Yves Brunet	INRA Bordeaux	Rapporteur
Mme. Andréa Flossmann	Université Blaise Pascal	Examinatrice
Mr. Patrick J. Mascart	Université Paul Sabatier	Examinateur
Mr. Martial Haeffelin	IPSL	Examinateur
Mr. Thierry Bergot	Météo-France	Directeur de thèse
Mr. Luc Musson-Genon	EDF R&D	Co-directeur de thèse

à mes parents,
à Min min

... You can always count on one afternoon, when you least expect it,
the fog slides in, a milky barrier, hangs just below the street lamps.
It cuts everything off, like a white blade. And it's magic.
Houses lose their top floors,
threes lose their branches,
St. Louis Cathedral loses its spires.
People passing by they lose their heads,
so from the neck up everything disappears ...

«The Legend of 1900»

Xièxie[1]

Ce n'est pas facile d'exprimer tous mes sentiments de reconnaissance en une langue qui n'est pas ma langue maternelle, notamment en français, la plus belle langue du monde (mais aussi difficile à maîtriser).

Je remercie d'abord l'École des Ponts-ParisTech pour avoir financé mes travaux de thèse et le CEREA pour m'avoir accueilli et proposé ce sujet.

Au terme de cette expérience que fut la rédaction de cette thèse, je souhaiterais adresser mes remerciements à tous ceux qui m'ont soutenu, qui m'ont guidé et conseillé, à ceux qui m'ont accompagné. Par leur contribution, leurs encouragements, leur écoute ou leur simple présence, ils ont contribué à ce travail et lui ont permis d'arriver à son point final.

A la direction de thèse, Thierry Bergot, Luc Musson-Genon, Bertrand Carissimo et Eric Dupont pour leurs conseils et leurs encouragements tout au long de ce travail.

Aux membres du jury, qui ont accepté de prendre en compte ce travail, de l'apprécier et de l'évaluer dans sa totalité.

A tous les membres du groupe I88 du département MFEE de EDF R&D et toute l'équipe du CEREA pour les discussions, les conseils, le soutien et la bonne ambiance de travail. Ainsi que l'équipe de la campagne ParisFog pour le support technique.

Et merci à toi, lecteur, grâce à toi ce travail de thèse prend tout son sens !

Merci !

[1] *Merci* en chinois.

Résumé

Dans le domaine de la modélisation du brouillard ou des nuages bas, la compréhension précise des interactions complexes entre la turbulence, la microphysique, et le rayonnement reste un enjeu majeur pour améliorer la prévision numérique. Si l'amélioration de la modélisation du brouillard est un enjeu important pour la prévision dans le domaine du transport, elle l'est aussi dans le domaine industriel en raison de ses rejets atmosphériques (aéroréfrigérants industriels, brouillards pollués ...). La version 1D de *Code_Saturne* a été utilisée pour la simulation du brouillard sur les données de la campagne ParisFog réalisée sur le site du SIRTA pendant l'hiver 2006-2007. La simulation des cas observés a permis de montrer que le modèle était capable de reproduire correctement les principaux processus mis en jeu dans le brouillard depuis sa formation jusqu'à sa dissipation. Une étude de sensibilité aux différentes paramétrisations physiques choisies a montré que la dynamique du brouillard est particulièrement sensible à la fermeture turbulente, la teneur en eau à la sédimentation, et le spectre des gouttes au schéma de nucléation. La mise en oeuvre de *Code_Saturne* 1D sur une longue période en mode prédictif a montré la robustesse de nos choix et l'apport du couplage par nudging avec un modèle de méso-échelle à 36 heures d'échéance. La version 3D de *Code_Saturne* nous a permis d'étudier l'effet des hétérogénéités spatiales du site SIRTA sur la formation du brouillard. Dans un premier temps, les calculs ont été effectués sur le site considéré comme homogène horizontalement, sans la prise en compte des hétérogénéités. Il s'agissait ici de comparer la version 3D de *Code_Saturne* en mode RANS avec l'ensemble des paramétrisations physiques concernant le brouillard avec la version 1D. Ensuite, les effets de la prise en compte de la rugosité, des zones boisées et des bâtiments ont été étudiés.

Mots-clés : Simulation numérique, Brouillard radiatif, Microphysique, Approche prédictive 1D avec nudging, Modélisation 3D

Abstract

In fog or low clouds modeling, the accurate comprehension of the interaction among the turbulence, the microphysics and the radiation is still an important issue in improvement of numerical prediction quality. The improvement of fog modeling is important both in forecasting in transportation and in industrial domain by reason of their discharges atmospheric (cooling tower, smog ...). The 1D version of *Code_Saturne* has been used for the numerical simulation with the observational data from the ParisFog campaign, which took place at the SIRTA site during 2006-2007 winter. The comparison between the simulation and observation shows that the model is able to reproduce correctly the fog evolution from its formation to its dissipation. The sensitivity analysis of the behavior of the different parameterizations shows that the fog dynamic is sensible to the turbulence closure, the fog water content to the sedimentation processes and the fog droplet spectrum to the nucleation scheme. The performance of a long-period simulation in forecasting mode shows that the robustness of the model and the contribution of the coupling by nudging and a mesoscale model in 36 hours advance. The 3D version of *Code_Saturne* allows us to study the effect of spatial heterogeneity on the fog formation. Firstly, the simulations have been performed within a homogeneous horizontal domain with RANS mode. And then, the surface roughness in different type of surface and the building area will be taken into account.

Keywords : Numerical simulation, radiation fog, microphysics, prediction 1D with nudging, 3D modeling

Table des matières

Introduction Générale **0**

1 Modélisation du brouillard **9**
1.1 Aspects physiques du brouillard de rayonnement 10
1.2 Modélisation des processus microphysiques 12
1.2.1 Nucléation 14
1.2.2 Auto-collection 20
1.2.3 Sédimentation 21
1.2.4 Déposition 22
1.3 Modélisation des écoulements turbulents avec prise en compte de l'eau atmosphérique 25
1.3.1 Couche limite atmosphérique 25
1.3.2 La simulation de la turbulence par approche RANS 26
1.4 Modélisation des effets du rayonnement 30
1.4.1 Un modèle simplifié pour le rayonnement thermique 30
1.4.2 Un modèle simplifié pour le rayonnement solaire 31
1.4.3 Traitement de l'albédo des aérosols et gouttelettes 32
1.5 Modélisation des échanges sol-atmosphère 35
1.5.1 Méthode "force-restore" 35
1.5.2 Méthode itérative 37
1.6 Le modèle *Code_Saturne* ***Atmo*** 38
1.6.1 Présentation générale du modèle 39
1.6.2 Méthode numérique 39
1.6.3 Technique de nudging 41

2 La campagne ParisFog **43**
2.1 Présentation de la campagne Parisfog 43
2.1.1 Présentation du site du SIRTA 44
2.1.2 Dispositif expérimental déployé 44
2.1.3 Description des données 46
2.2 Situations des brouillards observés 47
2.3 Les Périodes d'Observations Intensives 48

3 Étude détaillée du brouillard à l'aide d'un modèle colonne 56
3.1 Introduction . . . 57
3.2 Numerical sensitivity analysis of a radiation fog event with a single-column model . . . 58
3.2.1 Introduction . . . 59
3.2.2 ParisFog field experiment . . . 60
3.2.3 Model description . . . 60
3.2.4 Simulation . . . 69
3.2.5 Discussion and conclusion . . . 77
3.3 Étude sur l'épaisseur du brouillard . . . 78
3.3.1 Simulation démarrant à 21 *TU* . . . 80
3.3.2 Influence de la viscosité turbulente . . . 81
3.3.3 Influence du nudging . . . 82
3.3.4 Influence du coefficient de nudging . . . 82
3.3.5 Bilan . . . 82

4 Étude statistique durant la campagne ParisFog 89
4.1 Objectif de l'étude . . . 89
4.2 Méthodologie . . . 90
4.2.1 Condition initiale . . . 91
4.2.2 Condition de forçage . . . 92
4.2.3 Méthode statistique de vérification . . . 92
4.3 Prévision du brouillard avec nudging . . . 94
4.3.1 Variables de surface . . . 94
4.3.2 Prévision du brouillard . . . 101
4.4 Prévision du brouillard sans nudging . . . 105
4.4.1 Variables de surface . . . 105
4.4.2 Prévision du brouillard . . . 106
4.5 Étude statistique avec le modèle de *Louis* . . . 109
4.6 Discussion et conclusion . . . 109

5 Étude tridimensionnelle du brouillard 113
5.1 Introduction . . . 113
5.2 Calcul parallèle . . . 114
5.3 Étude sur un domaine homogène horizontalement . . . 115
5.3.1 Maillage et option de calcul . . . 115
5.3.2 Conditions initiales et conditions aux limites . . . 116
5.3.3 Résultats . . . 117
5.4 Introduction des hétérogénéités spatiales . . . 123
5.4.1 Maillage et conditions de simulation . . . 123
5.4.2 Cas avec différentes classes de rugosité . . . 126
5.4.3 Cas avec prise en compte de la forêt par une technique de trainée . . . 134
5.5 Discussion et conclusion . . . 142

Conclusions et perspectives **146**

A Étude sur l'épaisseur du brouillard avec le modèle de *Louis* **151**

B Sortie du modèle 3D pour la phase de formation du brouillard **156**

C Sortie du modèle 3D pour la phase de dissipation du brouillard **160**

D Liste des acronyms **167**

Table des figures

1 Brouillard de rayonnement. Source : NOAA. 3
2 Brouillard par affaissement de stratus. Source : Ted Eckmann, Université California. 3
3 Brouillard d'advection. Source : NOAA. 4
4 Brouillard d'évaporation. Source : NOAA. 4

1.1 Exemple de décalage de l'écart de sursaturation pour le schéma de sous-maille. Ligne grise : avant décalage, ligne noire : après décalage. 19
1.2 Une journée de ciel clair. Profils de température (courbes rouges) et d'humidité (courbes vertes) dans la couche limite atmosphérique le 11/03/2007 à 0000 TU (traits pointillés) et 1200 TU (traits pleins). Source : Radiosondage de Trappes (78). 26
1.3 Un jour de brouillard. Profils de température (courbes rouges) et d'humidité (courbes vertes) dans la couche limite atmosphérique le 18/02/2007 à 0000 TU (traits en pointillés) et 1200 TU (traits pleins). Source : Radiosondage de Trappes (78). 27
1.4 Schéma représentant la méthode d'addition des couches adjacentes. Deux couches d'atmosphère avec des épaisseurs optiques τ_a et τ_b. La couche supérieure est uniforme illuminée par dessus par le flux radiatif parallèle πF_0. La réflexion totale par les deux couches est la somme des flux passant entre deux couches n fois. $R = \sum_{i=0}^{\infty} R_i$. De même pour la transmission, le flux montant et le flux descendant. 32
1.5 Le Modèle *Code_Saturne* ***Atmo*** 40

2.1 Localisation du site du SIRTA dans l'Europe. 44
2.2 Plan du campus de l'École Polytechnique, avec le détail des différentes zones de mesures. ① : zone1, ② : zone2 et ③ : zone3. 45
2.3 Corrections sur la température du radiosondage à 00 TU du 19 février 2007 réalisé sur le site du SIRTA 47
2.4 Graphique récapitulatif de la structure utilisée pour classifier les situations des brouillards pendant la campagne ParisFog.(Tardif and Rasmussen, 2007) 50
2.5 Signal Rétrodiffusé Télémètre et visibilité horizontales mesurées sur le SIRTA pendant la campagne ParisFog pour les journées 23, 24 et 25 décembre 2006 respectivement. 51

3.1 Schéma d'un modèle colonne 57
3.2 An example of Cressman analysis. (a) spatial-temporal data distribution of the relative humidity over SIRTA site for 18-19 February 2007. Radiosonde data are presented as cirde marker and surface station data are presented as triangle-up marker ; (b) interpolation results performed over the mesh grid for the simulation (cross marker present mesh grid). 68
3.3 Observed aerosol size number distribution (SMPS) with lognormal fits for 1800 UTC 18 February 2007. $N = 550$, $\sigma = 0.69$, and $\bar{r} = 0.11$. SMPS : plus markr, fitted lognormal function : dashed line. 71
3.4 Comparison between simulated ("MS") and observed ("obs") for (a) the temperatures at different levels ("2m", "10m", and "30m"), (b) the TKEs at different levels ("10m" and "30m"), (c) the different temperature profiles ("2100 UTC", "0000 UTC", "0600 UTC", and "1000 UTC"), and (d) the wind intensity profiles (with the same legend as (c)). 72
3.5 Comparison between simulated and observed for (a) the simulated LWC time evolution, (b) the horizontal visibility simulated at 2-m height, (c) the cloud droplet size spectrum simulated at 2m height, and (d) the cloud droplet size spectrum observed at 2-m height. 73
3.6 The effects of the Louis closure on (a) the simulated LWC time evolution and (b) the horizontal visibility simulated at 2-m height. 74
3.7 Comparison among different visibility parameterizations (Table 3.2). 75
3.8 The effects of the sedimentation parameterization of DD88 on (a) the simulated LWC time evolution and (b) the cloud droplet size spectrum simulated at 2-m height. 76
3.9 The effects of the nucleation parameterization of Cohard et al. (1998) on (a) the simulated LWC time evolution and (b) the cloud droplet size spectrum simulated at 2-m height. 76
3.10 Results performed with land-surface atmosphere model. (a) the simulated LWC time evolution ; (b) the temperatures at different levels ("2m", "10m", and "30m"). 77
3.11 Radiosondages du SIRTA à 21 TU, 00 TU, 03 TU, 07 TU et 10 TU pour la température (18-19/02/2007). 79
3.12 Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle $k - \varepsilon$ sans nudging. 84
3.13 Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle $k - \varepsilon$ sans nudging. $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$. 85
3.14 Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle $k - \varepsilon$ avec nudging ($C_n = 10^{-5} + 6.6\ 10^{-3}(z)$). $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$. 86
3.15 Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle $k - \varepsilon$ avec nudging ($C_n = 10^{-4} + 6.6\ 10^{-3}(z)$). $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$. 87

4.1 Prévision avec nudging, cas démarré à 00 TU (IC-00). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour la température et l'humidité relative à 2 m. 96

4.2 Prévision avec nudging, cas démarré à 00 TU (IC-00). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente à 10 m. 97
4.3 Prévision avec nudging, cas démarré à 00 TU (IC-00). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour les flux radiatifs descendants à 2 m. 99
4.4 Test sur les journées de ciel clair (20061220, 20070203, 20070311, 20070312 et 20070326). Les biais (rouge) et les erreurs quadratiques moyennes (rouge) pour les flux radiatifs descendants à 2 m. 100
4.5 Prévision avec nudging, cas démarré à 12 TU (IC-12). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour la température et l'humidité relative à 2 m. 102
4.6 Prévision avec nudging, cas démarré à 12 TU (IC-12). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente à 10 m. 103
4.7 Prévision avec nudging, cas démarré à 12 TU (IC-12). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour le flux infrarouge descendant à 2 m. 104
4.8 Distribution des erreurs de prévisions pour l'heure de formation (a) et l'heure de dissipation (b) du brouillard. Cas démarré à 00 TU avec nudging. La densité de probabilité de l'intervalle $[a, b]$ est donnée par $\int_a^b f(x)dx = 1$ (Idem pour les figures suivantes) 105
4.9 Distribution des erreurs de prévisions pour l'heure de formation (a) et l'heure de dissipation (b) du brouillard. Cas démarré à 12 TU avec nudging. 106
4.10 Prévision sans nudging, cas démarré à 00 TU (IC-00). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour les paramètres météorologiques au voisinage du sol. . . . 107
4.11 Prévision sans nudging, cas démarré à 12 TU (IC-12). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour les paramètres météorologiques au voisinage du sol. . . . 108
4.12 Prévision avec le modèle de diagnostique de *Louis* avec nudging, cas démarré à 00 TU (IC-00). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour les paramètres météorologiques au voisinage du sol. 110

5.1 Le parallélisme dans *Code_Saturne*. 115
5.2 Domaine de calcul (plan vertical) pour le cas homogène. 116
5.3 Phase de formation en cas homogène. Visualisation des champs horizontaux (plan $\vec{xy}$, $z = 2\ m$) de la température à 2300 TU et 2400 TU. La direction du vent est indiquée par des flèches noires. Seule une partie des flèches est représentée pour ne pas alourdir la figure. (Idem pour les figures suivantes) 118
5.4 Phase de formation en cas homogène. Visualisation des champs horizontaux (plan $\vec{xy}$, $z = 2\ m$) de la teneur en eau liquide à 2300 TU et 2400 TU. . . . 119

5.5 Phase de formation en cas homogène. Comparaison 1D-3D-Observations pour la température et humidité relative à 2 m (bleu), 10 m (rouge) et 30 m (verte) en zone 1. Les résultats 1D présentés par traits "+", les résultats 3D présentés par traits pleins et les observations présentées par traits pointillés. 120

5.6 Phase de formation en cas homogène. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et énergie cinétique turbulente en zone 1.121

5.7 Phase de formation en cas homogène. Comparaison des observations et simulations pour la température et l'humidité relative en zone 3. 122

5.8 Phase de formation en cas homogène. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et énergie cinétique turbulente en zone 3.122

5.9 Phase de formation en cas homogène. Comparaison des profils issus des simulations pour 22 TU, 23 TU et 00 TU entre la zone 1 (colonne gauche) et la zone 3 (colonne droite). Les profils sont zoomés sur les 800 premiers mètres. 124

5.10 Phase de formation en cas homogène. Comparaison des observations et simulations pour la visibilité horizontale à 2 m en zone 1 et zone 3. 125

5.11 Schéma de principe du milieu bâti du site SIRTA pour le maillage avec les bâtiments légende. 125

5.12 Domaine de calcul avec prise en compte des bâtiments. 127

5.13 Cartographie de rugosité (en cm) projetée sur le maillage au sol avec indicateurs du sol issus des bases de données de l'IGN, avant et après modification des données avec la photo satellite. 128

5.14 Phase de formation en cas rugosité variable. Visualisation des champs horizontaux (plan $\vec{xy}$, $z = 2\ m$) de la température à 2300 TU et 2400 TU. . . 130

5.15 Phase de formation en cas rugosité variable. Visualisations des champs horizontaux (plan $\vec{xy}$, $z = 2\ m$) de la teneur en eau liquide à 2300 TU et 2400 TU. 131

5.16 Phase de formation en cas rugosité variable. Visualisations du champ horizontal (plan $\vec{xy}$, $z = 2\ m$) de l'énergie cinétique turbulente à 2400 TU. . . 132

5.17 Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des observations et simulations pour la température et l'humidité relative en zone 1. 132

5.18 Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 1. 133

5.19 Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des observations et simulations pour la température et l'humidité relative en zone 3. 133

5.20 Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 3. 134

5.21 Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des profils issus des simulations pour 22 TU, 23 TU et 00 TU entre la zone 1 (colonne gauche) et la zone 3 (colonne droite). Les profils sont zoomés sur les 800 premiers mètres. 135
5.22 Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des profils (suite). 136
5.23 Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des observations et simulations pour la visibilité horizontale à 2 m en zone 1 et zone 3. . . . 136
5.24 Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Visualisations du champ horizontal et du champ vertical de l'énergie cinétique turbulente à 2400 TU. 138
5.25 Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Visualisations des champs horizontaux (plan $\vec{xy}$, $z = 2\ m$) de la teneur en eau liquide à 2300 TU et 2400 TU. 139
5.26 Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 1. 140
5.27 Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la température et l'humidité relative en zone 1. 140
5.28 Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 3. 141
5.29 Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la température et l'humidité relative en zone 3. 141
5.30 Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des profils issus des simulations pour 22 TU, 23 TU et 00 TU entre la zone 1 (colonne gauche) et la zone 3 (colonne droite). Les profils sont zoomés sur les 800 premiers mètres. 143
5.31 Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la visibilité horizontale à 2 m en zone 1 et zone 3. 144

A.1 Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle diagnostique de *Louis* sans nudging. 152
A.2 Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle diagnostique de *Louis* sans nudging. $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$. 153
A.3 Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle diagnostique de *Louis* avec nudging ($C_n = 10^{-5} + 6.6\ 10^{-3}(z)$). $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$. 154
A.4 Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle diagnostique de *Louis* avec nudging ($C_n = 10^{-4} + 6.6\ 10^{-3}(z)$). $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$. 155

B.1 Phase de formation en cas homogène. Visualisation des champs horizontaux de la vitesse du vent (colonne gauche) et la composante verticale de la vitesse du vent (colonne droite) au niveau 2 m à 2200 TU, 2300 TU et 2400 TU. 157

B.2 Phase de formation en cas rugosité variable. Visualisation des champs horizontaux de la vitesse du vent (colonne gauche) et la composante verticale de la vitesse du vent (colonne droite) au niveau 2 m à 2200 TU, 2300 TU et 2400 TU. 158

B.3 Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Visualisation des champs horizontaux de la vitesse du vent (colonne gauche) et la composante verticale de la vitesse du vent (colonne droite) au niveau 2 m à 2200 TU, 2300 TU et 2400 TU. 159

C.1 Phase de dissipation en cas homogène. Comparaison entre la simulation 1D, la simulation 3D et les observations pour la température et la visibilité en zone 1 pendant la période dissipation. 161

C.2 Phase de dissipation en cas homogène. Comparaison entre la simulation 1D, la simulation 3D et les observations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 1 pendant la période dissipation. 161

C.3 Phase de dissipation en cas homogène. Comparaison entre la simulation 1D, la simulation 3D et les observations pour la température et la visibilité en zone 3 pendant la période dissipation. 162

C.4 Phase de dissipation en cas homogène. Comparaison entre la simulation 1D, la simulation 3D et les observations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 3 pendant la période dissipation. 162

C.5 Phase de dissipation en cas homogène. Comparaison des profils issus des simulations pour 08 TU, 09 TU et 10 TU entre la zone 1 (colonne gauche) et la zone 3 (colonne droite). Les profils sont zoomés sur les 800 premiers mètres. 163

C.6 Phase de dissipation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 1 pendant la période dissipation. 164

C.7 Phase de dissipation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la température et la visibilité en zone 1 pendant la période dissipation. 164

C.8 Phase de dissipation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 3 pendant la période dissipation. 165

C.9 Phase de dissipation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la température et la visibilité en zone 3 pendant la période dissipation. 165

C.10 Phase de dissipation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des profils issus des simulations pour 08 TU, 09 TU et 10 TU entre la zone 1 (colonne gauche) et la zone 3 (colonne droite). Les profils sont zoomés sur les 800 premiers mètres. 166

Liste des tableaux

1.1 Valeurs empiriques de la distribution log-normale pour les masses d'air maritimes et continentales respectivement. 14
1.2 Paramètres pour le modèle de nucléation de Cohard et al. (1998) pour les masses d'air maritimes, continentales et polluées respectivement. 17
1.3 Paramètres pour le seuil de déclenchement de l'auto-collection pour les masses d'air maritimes et continentales respectivement 21
1.4 Les valeurs des paramètres du modèle de dépôt. α et γ varient avec le type de sol, A_i le rayon caractéristique des récepteurs est donné en mm et varie avec le type de sol et les saisons. Les valeurs de la saison "*snow*" sont utilisés lorsque la couverture neigeuse dépasse 1 cm. Ces valeurs des paramètres sont basées sur celles proposées dans Zhang et al. (2001). LUC1 : forêt caduque, LUC2 : forêt persistante, LUC3 : terre arable, LUC4 : culture permanente, LUC5 : prairie, LUC6-9 : lac ou mer, LUC7 : zone urbaine, LUC8 : sol détrempé. 23
1.5 Constantes du modèle $k - \varepsilon$ 29
1.6 La microphysique du nuage dans des modèles numériques de prévision du temps actuels : Description des espèces d'hydrométéore prises en compte . 40

2.1 Présentation des POIs. La date observée, le type d'évènement documenté (qFG : *(quasi-brouillard)*), la durée ainsi que la visibilité minimum observée durant la POI sont montrées. 52
2.2 Liste d'instruments déployés pour la campagne ParisFog (mesures in-situ, hors ballon captif) 53
2.3 Bilan des épisodes de brouillard pendant la campagne. Unité : de *(UTC)* à *(UTC)* ; Sunrise/Sunset *(UTC)* ; Durée *(min)* ; Visibilité minimum *(m)*. Type : STL *(transition de stratus au nuage bas)* ; RAD *(radiatif)* ; ADV *(advectif)* ; PCP *(précipitation)* ; MTR *(transition matinale)* ; OTH *(autre)*. 54

3.1 Parameterization list of droplet settling velocity (V_g in $m\ s^{-1}$ and N_c in cm^{-3}) 64
3.2 Parameterization list of horizontal visibility (VIS in m) 65
3.3 The adjustable parameters studies in the sensitivity experiments. A brief description of the parameter, the control value used and the calculated sensitivities are given. 70

4.1 Les simulations retenues pour l'étude statistique. 92
4.2 Table de contingence à 2×2 dimensions. a représente "hit" évents, b "missed", c "false alarms" et d "correct rejections". 93
4.3 Table de contingence à 2 dimensions. Cas démarré à 00 TU avec nudging pour 36 h d'écheance. 101
4.4 Table de contingence à 2 dimensions. Cas démarré à 12 TU avec nudging pour 36 h d'écheance. 104
4.5 Table de contingence à 2 dimensions. Cas démarré à 00 TU sans nudging pour 36 h d'échéance. 107
4.6 Table de contingence à 2 dimensions. Cas démarré à 12 TU sans nudging pour 36 h d'échéance. 108
4.7 Table de contingence à 2 dimensions. Cas démarré à 00 TU avec le modèle de *Louis* avec nudging pour 36 h d'écheance. 109

5.1 Coordonnées des interfaces verticales entre deux mailles pour le maillage du site de SIRTA. z est le niveau de surface supérieure d'une maille (par rapport au sol), Δz est la distance verticale entre les centres de deux mailles. 126
5.2 Classes et longueur de rugosité 128

Introduction Générale

Imaginons une sphère en rotation de 12 800 kilomètres de diamètre avec une surface rugueuse et surmontée de 40 kilomètres d'un gaz mixte dont la concentration des composantes varie avec le temps et l'espace. Le tout est chauffé par une fournaise nucléaire situé à 150 millions de kilomètres. Imaginons également que cette sphère tourne autour du réacteur et que les différents endroits de sa surface sont réchauffés différemment selon le point où en est la trajectoire. Imaginons en plus que la couche de gaz reçoit également de la chaleur de la surface de la sphère, en général de façon constante mais quelques fois de façon violente et soudaine.

Après avoir regardé l'évolution de ce processus durant un certain temps, imaginons qu'on vous demande de prédire quel sera son état en un point de sa surface un, deux ou même plusieurs jours dans le futur. C'est essentiellement ce qu'on demande jour après jour aux météorologistes.[2]

Bob Ryan, météorologiste, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1982.

Les problématiques du brouillard

Le mot "brouillard" apparaît à la première moitié du XV^e siècle : "broillars". Altération par changement de suffixe (-ard) de l'a. "brouillas" ≪ brouillard ≫.* [3]

Les brouillards sont typiquement des phénomènes météorologiques mettant en oeuvre des processus de petite échelle, à la fois horizontale et verticale, et particulièrement des interactions complexes entre les processus dynamiques, turbulents, microphysiques et radiatifs. Les processus de base conduisant à la formation du brouillard sont assez bien connus mais cependant les interactions entre ces différents processus peuvent conduire à des cycles de vie très différents.

Succinctement, la formation d'une couche de brouillard peut être d'origine thermique suite au refroidissement lié au rayonnement infrarouge de la terre, ou peut provenir de la turbulence dans les basses couches, ou encore des échanges avec la surface. Une fois la couche du brouillard formée, elle agit sur son environnement thermodynamique par le refroidissement radiatif au sommet de la nappe du brouillard, par la diffusion turbulente et par la sédimentation des gouttelettes d'eau condensées. La dissipation du brouillard est le

[2] fr.wikipedia.org/wiki/prévision_météorologique

[3] Centre national de ressources textuelles et lexicales (CNRTL-CNRS)

résultat de l'interruption du refroidissement au sommet du brouillard, ou du réchauffement de la base du brouillard.

Généralement, la problématique des effets du brouillard peut être présentée sous deux différents aspects : *Influence sur le trafic* et *Influence sur la qualité de l'air*. Lorsque la visibilité s'abaisse de manière importante, toute circulation (routière, aérienne, maritime ...) peut devenir dangereuse si des précautions ne sont pas prises. En outre, l'apparition du brouillard a une influence sur la qualité de l'air en milieu urbain. En cas de situation météorologique propice au brouillard, la ventilation dans la partie inférieure de la couche limite atmosphérique est très limitée. Il se peut alors que les concentrations des polluants ainsi que les particules fines augmentent fortement et atteignent des valeurs ayant un impact sanitaire.

Influence sur le trafic par réduction de la visibilité

En plus du trafic automobile, la prévision du brouillard est de première importance pour le transport aérien, puisque le brouillard perturbe le trafic dans presque tous les aéroports du monde (sauf dans les régions sèches). En effet la capacité d'accueil des grands aéroports diminue fortement lorsque la visibilité est trop faible ou le plafond nuageux trop bas. Par exemple, l'intensité du trafic aérien est divisée par deux à l'aéroport de Paris-Charles de Gaulle en cas de brouillard (Bergot et al., 2005). Le brouillard, qui est une des situations météorologiques les plus problématiques, perturbe l'activité de l'aéroport. C'est pour cette raison que les sites pilotes pour la prévision du brouillard sont les grands aéroports qui sont les plus gros demandeurs de prévisions fiables.

Influence sur la qualité de l'air

– **Le côté négatif**

En général, le brouillard se forme lors de conditions anticycloniques. Lorsque ces conditions persistent, le brouillard peut se charger de pollution dans les grandes villes (Le Grand Smog de Londres par exemple) et peut avoir une influence négative sur notre bien-être voire sur notre santé. Cette influence est souvent appelée : *brouillard de pollution*, qui est une combinaison de fumée et brouillard (Smog en anglais). On distingue deux types de brouillard de pollution : *photochimique* et *acide*[4].

Le brouillard de pollution photochimique, se trouve souvent en été associé à des pointes de pollution en ozone. Il est de couleur marron, et possède des propriétés oxydantes. Il est à mi-chemin entre la brume et le brouillard quand les aérosols sont fortement hydratés. Les responsables du brouillard de pollution photochimique sont les oxydes nitreux et les Composés Organiques Volatils (COV), qui proviennent notamment des industries et de la circulation automobile. Les effets sur la santé des brouillards de pollution dépendent de la concentration d'ozone et d'autres oxydants photochimiques. Ces polluants entraînent une irritation des yeux et du système

[4] *www.lenntech.fr*

respiratoire. Les plantes sont extrêmement vulnérables à l'ozone. Même à faible concentration, il peut causer de sérieux dommages.

Le brouillard acide souvent associé aux oxydes de soufre dus à la combustion fossile, est principalement composé d'éléments brumeux. Le brouillard acide est présent dans les secteurs où une dispersion verticale des polluants de l'air est faible. Généralement les températures diminuent durant la journée dans les couches supérieures de l'atmosphère. En hiver, les températures au sol sont parfois inférieures à celles des couches supérieures de l'atmosphère, rendant l'atmosphère stagnante près du sol de sorte que les polluants ne se dispersent pas. Ceci peut conduire à la brume d'hiver. La brume d'hiver peut se former lorsque les températures sont faibles et lorsque les concentrations en dioxyde de soufre augmentent consécutivement aux émissions du chauffage urbain. Les aérosols dans l'air jouent alors un rôle dans le processus, parce qu'ils servent de noyaux de condensation à la vapeur d'eau. L'humidité facilite la transformation du dioxyde de soufre en acide sulfurique, rendant le brouillard de pollution acide. De tels brouillards peuvent entraîner des problèmes respiratoires et des irritations des yeux.

– **Le côté positif**

Le brouillard ne joue pas toujours un rôle négatif, parfois, il peut présenter des avantages. Jeffrey Collett, professeur de Colorado State University in Fort Collins (États-Unis), a montré que le brouillard de rayonnement dans une vallée, comme la Vallée de San Joaquin, Californie, États-Unis - peut favoriser le nettoyage des polluants dans l'air. En fait, c'est un processus que l'on appelle *lessivage humide des particules (washout)*. Lorsque les aérosols sédimentent, les gouttelettes de nuage (souvent les gouttes de pluie) agrègent sur leur passage, le gaz et les aérosols en suspension dans l'atmosphère. À l'intérieur d'un nuage, les polluants sont presque entièrement absorbés par les gouttelettes de nuage de sorte que le lessivage humide se réduit à l'agrégation de celles-ci par les gouttes nuageuses, qui peuvent éventuellement précipiter ultérieurement.

Les différents types de brouillard

Selon le mécanisme de formation, il existe quatre types de situation où le brouillard se forme. Les situations propices les plus souvent rencontrées à la surface continentale sont :

– **Le brouillard de rayonnement** Le brouillard de rayonnement survient la nuit lorsque les conditions sont favorables (vents très faibles, humidité élevée, ciel clair). Durant cette période, le sol perd sa chaleur accumulée durant le jour (phénomène de radiation dans le domaine thermique). Le sol devient froid ainsi que l'air à son contact. L'air se refroidissant, atteint son point de rosée et l'humidité qu'il contient se condense. Un nuage touchant le sol se forme. C'est le brouillard de rayonnement. Il se présente parfois sous forme de bancs mais peut aussi le plus souvent se généraliser à de grandes étendues.



Fig. 1 : *Brouillard de rayonnement. Source : NOAA.*



Fig. 2 : *Brouillard par affaissement de stratus. Source : Ted Eckmann, Université California.*

Ce type de brouillard se forme souvent sur les surfaces continentales en période hivernale. La chaleur du soleil étant faible durant cette période de l'année, elle peut n'être pas suffisante pour dissiper le brouillard. Toutefois, il arrive que le sol puisse se réchauffer suffisamment pour faire évaporer une mince couche de brouillard au sol. Le brouillard se dissipera lorsque, par exemple une situation météorologique associée à des plus vents forts apparaitra.

- **Le brouillard par affaissement de stratus** Le brouillard d'affaissement de stratus qui se forme lorsque la base d'un stratus (nuage bas) touche le sol. L'affaissement de la base du stratus est probablement du au refroidissement radiatif sous la base du nuage par le rayonnement infrarouge de la base de nuage.
- **Le brouillard d'advection** En météorologie, le terme d'advection représente le déplacement horizontal de la masse d'air. Le brouillard advectif survient lorsque de l'air chaud et humide se déplace au-dessus d'un sol froid. L'air au contact du sol



Fig. 3 : *Brouillard d'advection. Source : NOAA.*



Fig. 4 : *Brouillard d'évaporation. Source : NOAA.*

se refroidit pour atteindre son point de rosée. Il y a condensation de l'humidité. Le brouillard prend forme. Ce genre de situation survient fréquemment au printemps lorsqu'il y a des poussées d'air chaud et humide du sud sur des régions encore couvertes de neige. Ce type de brouillard est souvent tenace même si la visibilité n'est pas particulièrement réduite.

– **Le brouillard d'évaporation** Le brouillard d'évaporation se forme souvent l'automne ou l'hiver alors que de l'air froid passe sur une surface d'eau beaucoup plus chaude. L'évaporation provenant de la couche superficielle de cette étendue d'eau conduira à la saturation de la couche d'air froid située au dessus. Ce type de brouillard n'est pas très dense et il se présente souvent sous la forme de bancs de brouillard.

L'état de l'art sur l'étude de brouillard

L'histoire de la prévision du temps remonte aux temps immémoriaux des oracles et devins mais la science moderne date vraiment de la fin du XIX^{e} siècle et du début du XX^{e} siècle. Elle s'est cependant affirmée depuis la deuxième Guerre mondiale alors que les moyens techniques comme le radar et les communications modernes ont rendu l'accès aux données plus rapide.

Les premiers modèles numériques du brouillard (modèles pour la recherche) apparaissent vers le début des années 60 (Fisher and Caplan, 1963; Silverman and Kunkel, 1970). A cette époque l'effet du refroidissement radiatif n'était pas pris en compte. Depuis, de nombreux progrès ont été réalisés sur la connaissance des processus, leurs paramétrisations et les méthodes numériques pour résoudre les équations les gouvernant et ainsi construire un champ initial plus précis. On peut citer, les travaux de Musson-Genon (1987) et Turton and Brown (1987) concernant le modèle colonne et le transport turbulent dans une couche nocturne, les travaux de Brown and Roach (1976), Bergot and Guedalia (1994) ... plus axés sur la physique du brouillard.

Par ailleurs, Westcott (2007) a développé une climatologie afin d'examiner l'influence des conditions de surface entre le coucher et le lever de soleil pendant la période 1948-1996.

Dans le domaine de la prévision, d'autres approches employant les statistiques ont été utilisées. Fabbian et al. (2007) ont proposé d'utiliser les techniques de réseaux de neurones artificiels (Artificial Neural Network, ANN) pour la prévision de la visibilité et des plafonds sur les aéroports. Les réseaux de neurones artificiels constituent une nouvelle méthode d'approximation de systèmes complexes, comme le système météorologique, particulièrement utile lorsque ces systèmes sont difficiles à modéliser à l'aide des méthodes adimensionnelles ou statistiques classiques.

Grâce à l'augmentation de la puissance de calcul on commence à voir apparaître des méthodes de prévision d'ensemble à l'échelle locale (Local Ensemble Prediction System, LEPS) du brouillard et nuages bas. Dans ce domaine, l'outil 1D à haute résolution verticale est largement utilisé pour produire une prévision de probabilité (Bergot et al., 2005; Roquelaure and Bergot, 2008).

Dans le domaine de la simulation détaillée, Nakanishi (2000) a étudié la structure tridimensionnelle du brouillard en se focalisant sur la dynamique 3D de l'évolution du brouillard à l'aide de la simulation des grandes échelles (Large Eddy Simulation, LES). Concernant l'interaction aérosol-brouillard, Rangognio et al. (2009) ont examiné l'impact des propriétés d'aérosol sur la formation et le développement du brouillard. Différents tests de sensibilité à la composition chimique des aérosols ont été réalisés à partir d'une situation de brouillard dense survenu lors de la période d'observation intensive (POI13) de la campagne ParisFog (Bergot et al., 2008).

Concernant les travaux publiés de modélisation numérique 3D pour la prévision des brouillards, Masbou (2008) a implanté un modèle 1D de prévision du brouillard (PAFOG) dans un modèle 3D méso-échelle non-hydrostatique, COSMO, des services météorologiques

allemands (DWD) anciennement nommé "Lokal Modell". Masbou (2008) a montré que la capacité de prévision du brouillard du modèle COSMO-PAFOG est satisfaisante. Comme nous l'avons mentionné en début de ce chapitre, le brouillard est un phénomène de petite échelle affecté par les interactions complexes entre la turbulence, le transfert radiatif et la microphysique. Une description détaillée de la microphysique dans un modèle dynamique 3D est utile pour mieux comprendre ces interactions, non seulement pour améliorer la qualité de la prévision numérique, mais aussi pour étudier l'impact des rejets industriels sur les brouillards et nuages bas.

On voit donc que le domaine de la modélisation du brouillard est un domaine de recherche très actif.

Objectifs et plan de la thèse

Objectifs

Aujourd'hui, la conformité à la réglementation en vigueur, la prévention des pollutions ainsi que la recherche d'amélioration continue de la performance environnementale sont des enjeux majeurs pour des grands groupes industriels, comme EDF. Dans ce cadre, EDF doit réaliser des études d'impact comportant un volet de modélisation de la dispersion atmosphérique sur ses installations de production aussi bien thermiques que nucléaires. En fait, un grand nombre de ces sites sont situés dans un milieu topographique complexe, pouvant inclure des bâtiments, de la végétation, des reliefs, une transition terre-mer. L'utilisation d'outils de simulation numérique est donc devenue de plus en plus incontournable.

Dans le cadre de l'étude de l'impact des panaches d'aéroréfrigérants des centrales nucléaires sur le milieu naturel, la contribution aux brouillards naturels est une problématique importante, notamment en termes de réduction de visibilité mais aussi en raison des traitements réalisés dans les tours d'aéroréfrigérants. A cette fin, les paramétrisations nécessaires à la description de la microphysique et du cycle de l'eau ont été introduites dans le modèle de nuage de *Code_Saturne* (anciennement appelé *Mercure_Saturne*) et validées sur des données d'une campagne réalisées en 1980 sur le site du Bugey (Bouzereau et al., 2008). La partie adaptation de ces paramétrisations à la simulation du brouillard reste à réaliser et c'est le sens du travail proposé ici.

L'objectif de cette thèse est de valider et de faire évoluer les paramétrisations de la microphysique et du cycle de l'eau dans le code afin d'être à même de bien modéliser le brouillard en terrain complexe incluant le milieu bâti. Une étape ultérieure est de pouvoir, par la suite, étudier la contribution des panaches d'aéroréfrigérants aux brouillards naturels. Dans cette thèse, on s'intéressera plus particulièrement :

- au rôle des aérosols présents dans l'atmosphère et servant de noyaux de condensation dans le processus de formation du brouillard (nucléation). Ceci nécessite une bonne description de la microphysique si l'on veut décrire le spectre des gouttelettes ;
- au processus de sédimentation des gouttes lors de la phase de développement ;

– à l'impact des sources d'hétérogénéité sur la formation du brouillard où les effets turbulents 3D semblent importants.

Plan de la thèse

La thèse s'articule autour de cinq chapitres.

1. Le premier chapitre présente les connaissances de base sur la physique et la modélisation du brouillard, la microphysique durant son cycle d'évolution, la dynamique atmosphérique, la contribution des effets radiatifs et des échanges énergétiques sol-atmosphère. On présentera ensuite le modèle de nuage de *Code_Saturne*, outil utilisé dans le cadre de ces travaux de thèse.
2. Le second chapitre est consacré à la description de la campagne de mesures ParisFog, ses objectifs scientifiques, les instruments déployés et les données documentées qui seront utilisées dans ce travail. On présentera ensuite toutes les situations du brouillard rencontrées pendant la période de la campagne.
3. Une étude de sensibilité est entreprise dans le troisième chapitre afin d'évaluer la capacité du modèle de nuage de *Code_Saturne* 1D à bien reproduire les processus essentiels de l'évolution d'une couche de brouillard depuis sa formation jusqu'à sa dissipation. Ces travaux font l'objet de l'article : Zhang X, L. Musson-Genon, B. Carissimo, and E. Dupont, 2009 : Numerical sensitivity analysis of a radiation fog event with a single-column model, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, en revision.
4. L'utilisation de cette version 1D en mode prévision sur toute la période ParisFog est présentée dans le quatrième chapitre. La base de données de ParisFog sera utilisée pour vérifier les résultats du modèle. On présentera d'abord la méthodologie utilisée puis l'analyse statistique des résultats à l'aide d'indicateurs.
5. Enfin, le cinquième chapitre présente les premiers résultats d'une étude 3D sur le site du campus de l'Ecole Polytechnique pour différentes simulations. Dans un premier temps, on travaillera sur le site considéré comme homogène horizontalement. Puis, les bâtiments du site et les hétérogénéités modélisées en termes de rugosité variable seront ajoutés. Enfin, un modèle de forêt utilisant la technique de porosité sera mis en oeuvre. Ces deux dernières simulations permettront d'étudier l'impact des hétérogénéités du site sur la formation du brouillard.

Chapitre 1

Modélisation du brouillard

Le but de ce chapitre est de préciser les choix retenus pour notre modèle de nuage 3D à microphysique simplifiée, notamment les améliorations apportées aux paramétrisations physiques. Dans un premier paragraphe, on décrit les aspects physiques du brouillard de rayonnement. Dans la suite du chapitre, on détaille les différents processus physiques intervenant dans l'évolution du brouillard de rayonnement. On établit les équations générales du cycle de l'eau atmosphérique en phase chaude, qui couple les processus de microphysique, de turbulence et de rayonnement. On présente les paramétrisations introduites pour ces processus et pour d'autres processus tels que l'interaction sol-atmosphère. En dernier lieu, une introduction générale à Code_Saturne ***Atmo*** *est présentée. Dans cette section, une méthode d'assimilation de type "nudging" est présentée, elle est en particulier utilisée pour assurer un forçage extérieur au modèle.*

Sommaire

1.1 Aspects physiques du brouillard de rayonnement 10
1.2 Modélisation des processus microphysiques 12
1.2.1 Nucléation 14
1.2.2 Auto-collection 20
1.2.3 Sédimentation 21
1.2.4 Déposition 22
1.3 Modélisation des écoulements turbulents avec prise en compte de l'eau atmosphérique 25
1.3.1 Couche limite atmosphérique 25
1.3.2 La simulation de la turbulence par approche RANS 26
1.4 Modélisation des effets du rayonnement 30
1.4.1 Un modèle simplifié pour le rayonnement thermique 30
1.4.2 Un modèle simplifié pour le rayonnement solaire 31
1.4.3 Traitement de l'albédo des aérosols et gouttelettes 32
1.5 Modélisation des échanges sol-atmosphère 35
1.5.1 Méthode "force-restore" 35
1.5.2 Méthode itérative 37

1.6 Le modèle *Code_Saturne* *Atmo* **38**
1.6.1 Présentation générale du modèle 39
1.6.2 Méthode numérique 39
1.6.3 Technique de nudging 41

1.1 Aspects physiques du brouillard de rayonnement

Classiquement, l'évolution du brouillard peut se présenter en trois étapes : la formation, la phase mature et la dissipation. Mais, considérant le rôle important des aérosols dans le cycle de vie du brouillard, on peut distinguer dans la phase de formation deux sous étapes : *l'activation des gouttelettes* et *leur développement*.

i *L'activation en gouttelettes :* la condensation de la vapeur d'eau, en eau liquide, se produit initialement autour de certains types de microparticules de matière solide (aérosols), que l'on appelle noyaux de condensation (cloud condensation nuclei, CCN). Ces noyaux peuvent être constitués par des grains de poussière, de sable, de suie, par des gaz résiduels de l'industrie ou de la combustion des cendres, des cristaux de sel provenant de l'évaporation de l'eau de mer, etc. Le nombre de ces noyaux est généralement très élevé, et les particules de poussière sont particulièrement abondantes. La vapeur d'eau contenue dans une atmosphère soumise à une baisse de température, se condense autour des noyaux de condensation : les gouttelettes se forment.

ii *La phase de développement :* pendant le processus de grossissement des gouttelettes, une couche de brouillard se forme puis s'étend horizontalement et verticalement. La production de l'eau liquide nuageuse est dominante dans cette phase. Il faut noter que tous les processus microphysiques intervenant dans le cycle de vie du brouillard vont s'activer dans cette phase : La nucléation, la condensation, l'évaporation, l'autocollection et la sédimentation.

iii *La phase d'équilibre :* cette phase est caractérisée par un équilibre dynamique entre la production de l'eau liquide nuageuse (source) et la perte d'eau liquide nuageuse (puits). Cet équilibre résulte de l'interaction entre le refroidissement radiatif au sommet du brouillard, la turbulence et la microphysique notamment à travers le processus de sédimentation.

iv *La phase de dissipation :* la dissipation a lieu lorsque cet équilibre est interrompu : sources $<$ puits. Les mécanismes comme le refroidissement au sommet du brouillard, le réchauffement de la base du brouillard, la sédimentation, ou le changement de vitesse du vent peuvent provoquer cette interruption.

Pour que le brouillard se forme, le taux d'humidité de l'air doit être suffisamment élevé pour permettre la condensation de la vapeur d'eau par un refroidissement ou par un apport supplémentaire en humidité. Les mouvements turbulents de l'air doivent être suffisants forts pour les gouttelettes d'eau soient maintenues en suspension. De plus, la présence d'une quantité suffisante de noyaux de condensation est nécessaire à la formation du brouillard. Toutefois, ces trois ingrédients ne suffisent pas toujours à former le brouillard,

on sait que la formation du brouillard de rayonnement est aussi lié au refroidissement nocturne de la surface terrestre du à son émission dans le domaine du rayonnement infrarouge (ou thermique). C'est l'un des processus importants pour le brouillard de rayonnement.

Processus clé : Transfert radiatif

– **Le bilan énergétique à la surface**

$$R_{net} = S\downarrow + S\uparrow + I\downarrow + I\uparrow = H + LE - G, \tag{1.1}$$

où R_{net} est le flux radiatif net, $S\downarrow$ est le flux solaire incident transmis à travers l'atmosphère jusqu'à la surface (flux solaire descendant), $S\uparrow$ est le flux solaire réfléchi vers l'espace (flux solaire montant), $I\downarrow$ est le flux infrarouge (IR) reçu par la surface (flux infrarouge descendant), $I\uparrow$ est le flux infrarouge émis par la surface (flux infrarouge montant), H est le flux turbulent de chaleur sensible échangée avec l'atmosphère, LE est le flux turbulent de chaleur latente (chaleur nécessaire pour évaporer l'eau du sol ou produire par la condensation de la vapeur d'eau près du sol) et G le flux de chaleur dans le sol.

Lorsque le soleil se couche, les termes de flux solaire de l'équation 1.1 s'annulent. Si le ciel est clair, le bilan des flux infrarouges est négatif. Le bilan radiatif de la surface est donc déficitaire. La température de surface diminue. L'air situé près de la surface se refroidit par conduction et par refroidissement IR des couches atmosphériques pour atteindre la température du point de rosée : des gouttelettes d'eau se forment. L'air continue de se refroidir, le nombre de gouttelettes d'eau augmente épaississant le brouillard qui devient opaque au rayonnement infrarouge ce qui implique $I\downarrow + I\uparrow = 0$ (Equilibre entre l'absorption et la réémission). Le sommet de la couche continue alors de se refroidir augmentant l'épaisseur du brouillard. Pendant cette phase le refroidissement radiatif au sommet du brouillard va amplifier la couche d'inversion située au dessus mais aussi déstabiliser la couche de brouillard, générant de la turbulence, qui peut encore aider son épaississement. En même temps, cette turbulence tend à détruire l'inversion et éroder le sommet du brouillard. En effet la vitesse verticale du vent au sommet peut entraîner de l'air sec facilitant l'évaporation des gouttes. La couche du brouillard s'épaississant, elle peut atteindre une hauteur où le vent est assez fort pour éroder le sommet du brouillard.

– **Réchauffement radiatif**

Le réchauffement dû aux rayons du soleil est la source principale de la phase de dissipation du brouillard. Durant cette phase, l'épaisseur, la couverture et la densité du brouillard diminuent. Une grande partie du rayonnement solaire est réfléchie par la couche de brouillard, une partie est absorbée et provoque un réchauffement de la couche de brouillard (ou tout au moins limite le refroidissement IR). En fait, le réchauffement dans la couche du brouillard est tributaire des aérosols présents dans les gouttes d'eau, notamment à cause de leurs propriétés chimiques. Une forte présence de carbone suie peut par exemple faciliter le réchauffement (faible albédo) : cet

aérosol absorbe le rayonnement solaire, ce qui a pour effet de réchauffer la couche de brouillard et faciliter sa dissipation. De plus, la partie du rayonnement solaire traversant la couche de brouillard est absorbée par le sol, réchauffe la base du brouillard par convection. C'est d'ailleurs souvent ce dernier mécanisme qui est prépondérant dans la dissipation du brouillard notamment à la fin de la période hivernale.

Facteur important : Échange sol-atmosphère

Le taux du refroidissement de la surface terrestre dépend des caractéristiques du sol (type de terrain, rugosité, émissivité, capacité calorifique, conductivité, ...) et de l'humidité du sol (un sol sec se refroidit plus vite qu'un sol humide). Une surface de forte conductivité (surface bâtie, sol béton et asphalte par exemple) se refroidit lentement puisque la conduction de la chaleur dans le matériau est compensée par le refroidissement radiatif de sa surface. Une surface, comme un sol herbeux par exemple, à plus faible conductivité par rapport au béton, se refroidit plus rapidement Cela peut modifier la variation locale de l'humidité relative et le taux de refroidissement et influencer, par conséquent, les heures de formation et dissipation du brouillard.

Par ailleurs, il va de soi que l'état d'humidité du sol (par exemple saturé après un épisode de précipitation ou au contraire une surface bétonnée sèche) va jouer directement sur l'humidité de l'air dans les couches en contact avec le sol où se forme le brouillard.

1.2 Modélisation des processus microphysiques

Avant d'aller plus loin, nous allons d'abord faire un petit rappel sur les variables pronostiques et diagnostiques utilisées dans le cycle de l'eau atmosphérique.

Dans une évolution adiabatique et sans changement d'état, le rapport $T/P^{R/C_p}$ est conservé par une particule fluide. Compte tenu de l'importance des transformations adiabatiques dans l'atmosphère, notamment durant les déplacements verticaux, il est intéressant d'utiliser cette propriété pour définir un nouveau paramètre, la *température potentielle*. On définit alors la température potentielle comme la température prise par une particule d'air sec amenée adiabatiquement au niveau de pression 1000 hPa. Concrètement, cela se traduit par la relation suivante :

$$\theta = T(\frac{P_s}{P})^{\frac{R}{C_p}}, \tag{1.2}$$

où θ est la température potentielle, et T, la température "classique" sont en $Kelvin$, $P_s = 1000\ hPa$, P la pression (en Pa) du niveau où l'on fait la conversion θ en T.

Dans un modèle numérique, l'état de l'atmosphère est résumé par un ensemble de variables dont l'évolution est prévue par des équations différentielles impliquant la dérivée temporelle de ces variables. Ces variables, dites pronostiques, sont discrétisées sur la grille du modèle. Dans le cadre de l'étude des nuages, les variables pronostiques souvent utilisées

sont le contenu en eau total q_w (en $kg.kg^{-1}$), la température potentielle liquide θ_l (en K), et la concentration en nombre de gouttelettes N_c (en cm^{-3}).

θ_l et q_w sont conservatives à travers les phénomènes d'évaporation et de condensation. Les définitions mathématiques de ces 2 variables sont :

$$\begin{aligned} q_w &= q_v + q_l \\ \theta_l &= \theta \exp\left(-\frac{L}{C_p T} q_l\right), \end{aligned} \tag{1.3}$$

où q_v (en $kg.kg^{-1}$) est le contenu en eau vapeur des nuages défini par sa fraction massique $m_v/(m_a + m_v + m_l)$, q_l (en $kg.kg^{-1}$) est le contenu en eau liquide des nuages $m_l/(m_a + m_v + m_l)$, L est la chaleur latente de la vapeur d'eau (en $J.kg^{-1}$). L'expression de θ_l provient directement du premier principe de la thermodynamique. Sachant que $\frac{Lq_l}{C_p T} \ll 1$, elle s'écrit au premier ordre :

$$\theta_l = \theta - \frac{L}{C_p}\frac{\theta}{T} q_l \tag{1.4}$$

Finalement, l'utilisation des variables conservatives θ_l et q_w permet d'écrire :

$$\frac{d\theta_l}{dt} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K\frac{\partial \theta_l}{\partial x_i}\right) - \frac{1}{\rho}\frac{\theta}{T C_p}\frac{\partial F_{rad}}{\partial z} - \frac{L\theta}{C_p T}\left(\frac{\partial q_l}{\partial t}\right)_{\text{SED}}, \tag{1.5}$$

$$\frac{dq_w}{dt} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K\frac{\partial q_w}{\partial x_i}\right) - \left(\frac{\partial q_l}{\partial t}\right)_{\text{SED}}, \tag{1.6}$$

$$\frac{dN_c}{dt} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K\frac{\partial N_c}{\partial x_i}\right) - \left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{C/E}} + \left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{NUC}} + \left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{SCC}} + \left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{SED}}, \tag{1.7}$$

avec

$$K = \frac{\lambda_c}{C_p} + \frac{\mu_t}{P_r}$$

où ρ est la densité de l'air (en $kg.m^{-3}$), u_i les composantes de la vitesse du vent (en $m.s^{-1}$), λ_c la conductivité thermique turbulente (en $W.m^{-1}.K^{-1}$), μ_t la viscosité turbulente (en $m^2.s^{-1}$), P_r le nombre de Prandtl et F_{rad} la divergence des flux net de rayonnement (en $W.m^{-2}$). Le subscript SED représente le taux de changement dû à la sédimentation ; C/E, la condensation/évaporation ; NUC, la nucléation des gouttelettes nuageuse ; SCC, l'auto-collection. Pour fermer les équations Eqs. 1.5-1.7, les termes source/puit dans la partie droite des équations sont paramétrisés en fonction des variables pronostiques. La distribution des gouttes en taille est définie suivant une fonction log-normale.

$$dN_c = \frac{N_c}{\sigma_c \sqrt{2\pi} r} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma_c^2} \ln\left(\frac{r}{r_{c0}}\right)\right] dr, \tag{1.8}$$

où r est le rayon de la gouttelette, r_{c0} est le rayon moyen de la gouttelette et σ_c correspond à l'écart type de la distribution des gouttelettes en taille considérée. Ces deux derniers

paramètres peuvent être choisies en fonction du type d'aérosol présent dans le domaine étudié, ou fixés à l'aide d'une distribution en taille des gouttelettes mesurées.

Ici, on donne des valeurs empiriques de la distribution log-normale pour différents types de masse d'air. Le rayon volumique (ou massique) moyen r_3, est donné par : $r_3 = r_{c0} \exp\left(\frac{3}{2}\sigma_c^2\right)$. (Tab. 1.1)

Tab. 1.1 : *Valeurs empiriques de la distribution log-normale pour les masses d'air maritimes et continentales respectivement.*

Type	Maritimes	Continentales
σ_c	0.277	0.157
r_3	20 μm	10 μm

Afin de calculer les variables contenu spécifique en eau liquide q_l et en vapeur d'eau q_v, on peut utiliser le diagnostique suivant :

$$\begin{cases} q_l = q_w - q_s(T,P) & si\ q_w > q_s(T,P) \\ q_l = 0 & si\ non \end{cases} \tag{1.9}$$

où q_s le contenu en vapeur d'eau à saturation dépend de la température T et de la pression P. En fait, afin de tenir compte des fluctuations sous maille de la température et de l'humidité nous utilisons un schéma de condensation d'échelle inférieure à la maille suivant Bouzereau et al. (2007).

L'analyse des champs de microphysique permet de comprendre puis d'affiner la représentation des processus microphysiques dans les modèles numériques. On s'intéresse ici aux différents schémas de microphysique dédiés à la description des deux phases de l'humidité (vapeur, liquide) dans l'atmosphère. Les processus de condensation et d'évaporation ont été entièrement traités dans le travail de Bouzereau et al. (2007). Il est inutile de les décrire ici, et nous réduirons notre présentation aux améliorations apportées durant mes travaux de thèse et permettant de simuler le brouillard.

1.2.1 Nucléation

La nucléation décrit le processus d'activation des noyaux de condensation nuageuse (CCN), qui dépend de la distribution de taille des gouttelettes, de la composition chimique et du refroidissement local. C'est le rôle dédié aux aérosols : la vapeur d'eau nuageuse a besoin de toutes petites particules pour condenser. Néanmoins, toutes les particules ne peuvent jouer ce rôle de noyau de condensation. En fait, les particules qui ont la propriété de former des gouttes d'eau nuageuses vont devenir CCN. Cette capacité dépend de la taille de la particule, de sa composition chimique, et de la sursaturation dans l'atmosphère.

Pour servir de noyaux de condensation nuageuse, les particules doivent être suffisamment hygroscopiques, c'est à dire qu'elles doivent contenir des quantités suffisantes de

matière soluble dans l'eau. C'est pour cela que la composition chimique des particules a un effet sur la formation des nuages.

La formation des gouttes d'eau dans l'atmosphère (nucléation hétérogène) a fait l'objet de nombreux travaux. Le traitement numérique du processus de nucléation peut être abordé par trois approches différentes que l'on peut qualifier : *d'explicite, implicite* et *intermédiaire*.

Un schéma explicite, ou un schéma spectral résolu (*size-resolved*), représente explicitement le spectre des gouttes d'eau et les caractéristiques physico-chimiques des aérosols. Il peut prédire leur évolution à partir de l'humidité relative en se basant sur la théorie de Köhler. Dans cette approche, le spectre des gouttes est représenté par un certain nombre de bins log-normale couvrant la gamme de taille des gouttelettes (Kogan et al., 1995; Khairoutdinov and Kogan, 2000). Ce type de schéma n'est pas approprié pour les modèles opérationnels en raison de coût de calcul puisqu'il faut décrire, par une équation pronostique, l'évolution du nombre de gouttes dans chaque intervalle. Dans cette thèse, nous nous intéressons à un modèle de nucléation plus simple mais moins coûteux en temps calcul. Les deux autres types d'approche (*implicite* et *intermédiaire*) seront détaillées par la suite au *chapitre 3*.

Ajouter un terme radiatif

Pour estimer la sursaturation maximale, nous partons de l'équation d'évolution de la sursaturation proposée par Pruppacher and Klett (1997) mis au point pour les nuages de type convectifs :

$$\frac{ds}{dt} = \underbrace{A_1 w}_{Adia-Cool} - \underbrace{A_2 \frac{dq_l}{dt}}_{Cond}, \tag{1.10}$$

où les paramètres A_1 et A_2 sont identiques à ceux dans Pruppacher and Klett (1997). Sous l'équilibre masse-énergie, la sursaturation est contrôlée par le refroidissement adiabatique d'une parcelle d'air ($Adia - Cool$) et un terme puits correspondant à la quantité d'eau condensée sur les gouttelettes ($Cond$). En général, on fait l'hypothèse que le refroidissement est lié à une détente adiabatique due aux mouvements ascendants et au changement de phase. Dans le cas du brouillard, les vitesses verticales sont très faibles et le processus majeur qui conduit au refroidissement n'est pas la détente adiabatique. De plus, dans un modèle 1D colonne (largement utilisé en prévision opérationnelle), la vitesse verticale est souvent fixée à 0. Pour les brouillards notamment radiatifs, le refroidissement est principalement du au refroidissement infrarouge. On va donc ajouter ce terme de refroidissement radiatif dans l'équation de l'évolution de la température utilisée dans la détermination de la sursaturation :

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{g}{C_p} w + \frac{L}{C_p} \frac{dq_l}{dt} + \mathsf{Rad} \tag{1.11}$$

L'équation d'évolution de la sursaturation s'écrit donc :

$$\frac{ds}{dt} = A_1 w - A_2 \frac{dq_l}{dt} + A_R \mathsf{Rad} \tag{1.12}$$

Pour modéliser cet effet dans le processus d'activation, on peut ajouter simplement le terme de divergence du flux net radiatif dans l'équation de l'évolution de s.

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{g}{C_p}w + \frac{L}{C_p}\frac{dq_l}{dt} + \frac{1}{\rho C_p}\frac{\partial F_{rad}}{\partial z}, \tag{1.13}$$

où F_{rad} est le flux net du refroidissement radiatif, calculé par le modèle de rayonnement. Et l'équation d'évolution de s s'écrit cette fois-ci :

$$\frac{ds}{dt} = A_1 w - A_2\frac{dq_l}{dt} + A_R\frac{\partial F_{rad}}{\partial z}, \tag{1.14}$$

avec

$$A_R = -\frac{1}{\rho C_p}\frac{L}{RT^2}.$$

En fait, cette méthode est un peu réductrice car il n'y a pas de raison de ne pas prendre en compte tous les effets pouvant conduire à un refroidissement comme par exemple la turbulence. Il convient dans ce cas de prendre en compte dT/dt calculé par notre modèle. Cette méthode a été testée mais n'a pas donné de résultat significativement différent, le refroidissement radiatif restant dominant.

Schéma implicite

Un schéma implicite déduit le nombre de gouttelettes formées à partir d'une sursaturation maximale calculée basée sur la théorie de Twomey (Loi de puissance). Il est plutôt destiné aux modèles atmosphériques à méso-échelle ainsi qu'aux modèles de circulation générale (GCMs). Cette approche a récemment été améliorée pour permettre de prendre en compte les caractéristiques des aérosols au lieu de les déterminer de façon empirique (Cohard et al., 1998, 2000).

$$N_{CCN}\left(s_{max}\right) = C s_{max}^{k}\mathsf{F}\left(\mu, \frac{k}{2}, \frac{k}{2}+1; -\beta s_{max}^{2}\right), \tag{1.15}$$

où F est la fonction hypergéométrique et C, k, μ, et β sont des coefficients reliés aux caractéristiques d'une distribution log-normale d'aérosols représentant le mode d'accumulation.

En utilisant l'équation de croissance d'une gouttelette formée sur une particule d'aérosol, donnée par Pruppacher and Klett (1997) on peut écrire :

$$\frac{da_i}{dt} = \frac{A_3}{a_i}\left(s - \frac{A}{a_i} + \frac{Br^3}{a_i^3}\right), \tag{1.16}$$

où A_3 est le coefficient de croissance qui dépend de l'effet cinétique des gaz. Le coefficient A correspond à *l'effet Kelvin*, qui décrit l'influence de la courbure d'une goutte sur la condensation de l'eau, et le coefficient B correspond à *l'effet Raoult*, effet dû aux éléments solubles, qui abaisse la pression de vapeur nécessaire à la formation d'une gouttelette en dessous de la pression de vapeur saturante (i.e. humidité relative inférieure à 100%).

L'amélioration du schéma de Cohard et al. (1998) avec l'ajout d'un terme de refroidissement radiatif dans le calcul de la sursaturation est présentée par la suite. L'algorithme de calcul de s_{max} est basé sur la méthode itérative proposée par Cohard et al. (1998) pour le calcul de la fonction F. Cette méthode consiste à calculer le facteur hypergéométrique avec la valeur de la sursaturation s obtenue à l'itération précédente :

$$s_{n+1} = \mathsf{F}\left(\mu, \frac{k}{2}, \frac{k+3}{2}; -\beta s_n^2\right) C^{-\frac{1}{k+2}} \left[\frac{10^{-2}\left(A_1 w + A_R \mathsf{Rad}\right)^{3/2}}{2\pi\rho_w A_2 A_3^{3/2} k B\left(\frac{k}{2}, \frac{3}{2}\right)}\right]^{\frac{1}{k+2}} \tag{1.17}$$

Suivant l'origine des masses d'air, la distribution en aérosols présentera des caractéristiques différentes. Nous rappelons ici les valeurs de ces paramètres selon les différents types de masse d'air :

Tab. 1.2 : *Paramètres pour le modèle de nucléation de Cohard et al. (1998) pour les masses d'air maritimes, continentales et polluées respectivement.*

Type	Maritimes	Continentales	Polluées
C	1.93 10^8 cm^{-3}	3270 cm^{-3}	1865 cm^{-3}
k	4.16	1.56	0.86
μ	2.76	0.70	1.50
β	1370	136	6.80
σ_c	0.15	0.28	0.28

Schéma intermédiaire

Abdul-Razzak et al. (Abdul-Razzak et al., 1998; Abdul-Razzak and Ghan, 2000) ont développé une paramétrisation intermédiaire de la nucléation. Elle utilise la théorie de Köhler avec une représentation explicite des caractéristiques des aérosols par une solution analytique approximative de l'équation de s. Dans cette approche un spectre d'aérosols est considéré initialement comme une superposition de 3 lois log-normales, ce qui permet d'étudier la phase activation et la phase aqueuse des aérosols. N_{CCN} peut s'écrire comme suit :

$$\frac{dN_a}{d\ln r} = \sum_{i=1}^{3} \frac{N_{a_i}}{\sigma_i\sqrt{2\pi}r} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma_i^2}\ln\left(\frac{r}{r_{a_i}}\right)\right], \tag{1.18}$$

où N_{a_i} est le nombre total de particules dans le mode i, r_{a_i} est le rayon moyen correspondant de la particule, et σ_i est l'écart type du mode i. En utilisant la théorie de Köhler, on peut déterminer analytiquement le spectre de CCN (Von der Emde and Wacker, 1993) :

$$N_{CCN}\left(s_{max}\right) = \frac{1}{2}\sum_{i=1}^{3} N_{a_i}\left[1 - \mathsf{erf}\left(u_i\right)\right], \tag{1.19}$$

avec

$$u_i = \frac{2\ln\left(s_i/s_{max}\right)}{3\sqrt{2}\ln\sigma_i}, \tag{1.20}$$

où $\mathsf{erf(x)}$ est la fonction gaussienne erreur. L'expression de u_i est redéfinie par Abdul-Razzak et al. (1998) en se servant de la théorie de Köhler. s_{max} et s_i sont les sursaturations critiques, respectivement, du rayon critique et du rayon moyen de la particule. Pour obtenir le nombre de CCN, il reste donc à calculer la sursaturation maximum s_{max}. La méthode consiste à déduire deux valeurs de s_{max} pour deux situations extrêmes $s_i \gg s_{max}$ et $s_i \sim s_{max}$. Nous utilisons cette fois ci l'équation de croissance d'une gouttelette formée sur une particule d'aérosol dans le i^{me} mode. Et l'expression finale de s_{max} est une combinaison linéaire des deux termes correspondant aux deux effets précédents, avec prise en compte de l'effet du refroidissement :

$$s_{max} = \sum_{i=1}^{3} \frac{1}{{s_i}^2}\left[f_i\left(\frac{\varsigma}{\eta_i}\right)^{3/2} + g_i\left(\frac{{s_i}^2}{\eta_i + 3\varsigma}\right)^{3/4}\right]^{-1/2}, \tag{1.21}$$

où

$$f_i = 0.5\exp\left(2.5\ln^2\sigma_i\right),$$

$$g_i = 1 + 0.25\ln\sigma_i,$$

$$s_i = \frac{2}{\sqrt{B}}\left(\frac{A}{3r_{a_i}}\right)^{3/2},$$

$$\varsigma = \frac{2A}{3}\left(\frac{A_1 w + A_R\mathsf{Rad}}{A_3}\right)^{1/2},$$

$$\eta_i = \frac{\left[\left(A_1 w + A_R\mathsf{Rad}\right)/A_3\right]^{3/2}}{2\pi\rho_w A_2 N_{a_i}}.$$

Paramètres pour la nucléation

Ici, on regroupe les coefficients déjà définis dans la littérature, afin de faciliter leur utilisation par la suite.

$$A_1 = \frac{\epsilon L_e g}{R_a T^2 C_p} - \frac{g}{R_a T}, \tag{1.22}$$

$$A_2 = \frac{R_a T}{\epsilon e_s} + \frac{\epsilon L_e^2}{pTC_p}, \tag{1.23}$$

où e_s est la pression de vapeur d'eau à saturation, $\epsilon = 0.622$ est le rapport de la masse moléculaire d'eau sur la masse moléculaire d'air, L_e est la chaleur latente d'évaporation de l'eau pure par unité de masse (ici, $L_e = 2.5\ 10^6$ en $J.kg^{-1}$), $R_a = 287.04$ en $J.kg^{-1}.K^{-1}$ est la constante des gaz pour l'air sec.

$$A_3 = \left[\frac{\rho_w R_v T}{e_s D_v^*} + \frac{L_e\rho_w}{k_a^* T}\left(\frac{L_e}{TR_v} - 1\right)\right]^{-1}, \tag{1.24}$$

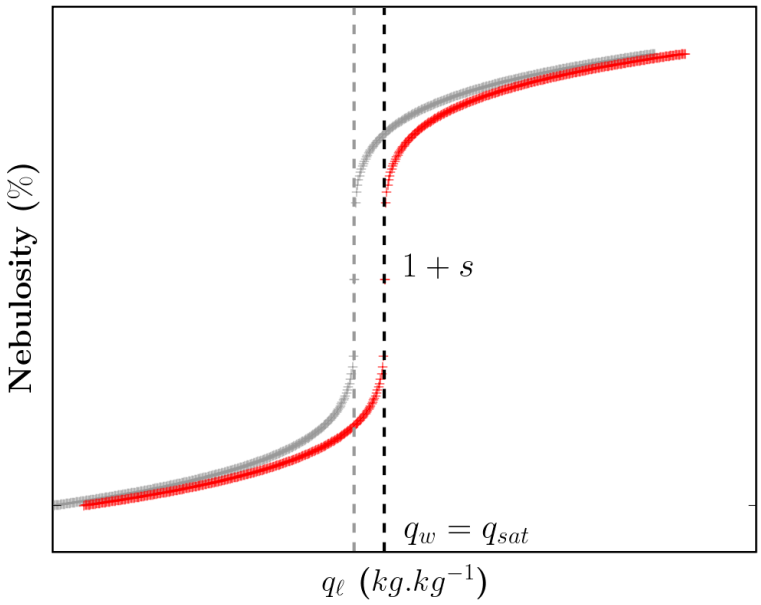


Fig. 1.1 : *Exemple de décalage de l'écart de sursaturation pour le schéma de sous-maille. Ligne grise : avant décalage, ligne noire : après décalage.*

où D_v^* et k_a^* sont respectivement la diffusivité de la vapeur d'eau et la conductivité thermique de l'air, corrigées par l'effet cinétique des gaz.

$$A = \frac{2M_w\sigma_{v,w}}{\mathcal{R}T\rho_w}, \tag{1.25}$$

$$B = \frac{\nu\Phi_s\epsilon_m M_w\rho_a}{M_s\rho_w}, \tag{1.26}$$

où M_w est la masse moléculaire de l'eau, ρ_w est la densité de l'eau, $\sigma_{v,w}$ la tension de surface à l'interface eau-vapeur, $\mathcal{R}$ la constante des gaz pour une mole de gaz parfait (8.4144 $J.mol^{-1}.K^{-1}$), ν le nombre d'ions issus de la dissociation de la molécule de sel dans l'eau, Φ_s le coefficient osmotique, ϵ_m la fraction massique de la substance soluble dans l'aérosol mixte, ρ_a la densité de l'aérosol, et M_s la masse moléculaire du sel considéré.

Décalage de l'écart de sursaturation

L'utilisation d'un modèle de condensation sous maille, tel que présenté dans Bouzereau et al. (2007) conduit à une surestimation de l'eau liquide nuageuse. On propose de prendre en compte les effets de la sursaturation dans le modèle de condensation sous maille en décalant de $\delta s = \delta s(1 + s)$ le passage à la saturation. Le schéma de fonctionnement est donné sur la figure 1.1 : la saturation apparaît progressivement avant que $q_w = q_{sat}$ (égalité qui correspond à une nébulosité de 50%) et continue à augmenter après, la valeur médiane étant décalée de la sursaturation.

1.2.2 Auto-collection

L'autocollection décrit la collision avec coalescence de, en général deux, gouttelettes de nuages (ou deux gouttes de pluie) qui vont former une gouttelette de nuage (respectivement goutte de pluie) plus grosse. En anglais, on parle de Self-collection for Cloud, d'où SCC. Ce processus est souvent pris en compte dans les schémas de précipitation. Il est lié directement à *l'autoconversion (Au)*, processus qui décrit la collision avec coalescence de, en général deux, gouttelettes de nuages qui vont former une goutte de pluie. Mais le processus d'autocollection peut être actif dans un environnement de forte concentration en nombre de gouttelettes de petites tailles, comme le brouillard. Ce terme a donc été ajouté dans l'équation transport-diffusion de N_c, ce qui permet de compléter le modèle microphysique pour simuler les brouillards et nuages bas.

D'après Seifert and Beheng (2001), la résolution de l'équation stochastique de collection (Stochastic Collection Equation, SCE) pour les processus de collision entre gouttelettes d'eau nuageuse donne :

$$\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{Au+SCC} = -k_c \rho^2 q_c^2 e^{9\sigma_c^2}, \tag{1.27}$$

où : $k_c = 9.44\ 10^9\ m^3.kg^{-2}.s^{-1}$. Afin d'obtenir l'expression de l'autocollection, on retire le processus d'autoconversion de cette expression en partant de la modélisation de l'autoconversion proposée par Berry and Reinhardt (1974) et déduite de la SCE.

$$\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{Au} = -\alpha_s\left(r_3, \sigma_c\right) \rho q_c N c, \tag{1.28}$$

avec le taux d'autoconversion définit par :

$$\alpha_s\left(r_3, \sigma_c\right) = 7.2910^{-3}\left[10^{20} r_3^4 \left(e^{9\sigma_c^2} - 1\right)^{\frac{1}{2}} - 0.4\right]\left[10^6 r_3 \left(e^{9\sigma_c 2} - 1\right)^{\frac{1}{6}} - 7.5\right] \tag{1.29}$$

On impose un seuil au déclenchement de l'autoconversion en introduisant la fonction de Heaviside H, puisque la formulation 1.28 représente originellement le rapport d'un contenu en eau caractéristique et d'un temps caractéristique et que par conséquent les deux facteurs doivent être positifs.

$$\alpha_s\left(r_3, \sigma_c\right) = \alpha_s\left(r_3, \sigma_c\right) \mathsf{H}\left(r_3 - r_s\right), \tag{1.30}$$

avec r_s (valeur seuil pour le rayon au delà duquel le processus se déclenche) qui s'écrit :

$$r_s = \max\left[\left(\frac{0.4}{10^{20}\left(e^{9\sigma_c^2} - 1\right)^{\frac{1}{2}}}\right)^{\frac{1}{4}}, \frac{7.5}{10^6\left(e^{9\sigma_c^2} - 1\right)^{\frac{1}{6}}}\right] \tag{1.31}$$

Ce seuil de déclenchement peut être aussi considérer comme un seuil de déclenchement de l'autocollection. Il varie en fonction de l'écart type du spectre de gouttes, σ_c. (Tab. 1.3)

Tab. 1.3 : *Paramètres pour le seuil de déclenchement de l'auto-collection pour les masses d'air maritimes et continentales respectivement*

Type	Maritimes	Continentales
σ_c	0.277	0.157
r_s	7.47 μm	9.59 μm

Nous avons choisi de modéliser l'auto-collection en retirant le terme d'autoconversion de l'équation 1.27. En faisant Eq. 1.27 - Eq. 1.28 on obtient :

$$\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{SCC} = -k_c \rho^2 q_l e^{9\sigma_c^2} + \alpha_s\left(r_3, \sigma_c\right) \rho q_l N_c \tag{1.32}$$

1.2.3 Sédimentation

Lors des épisodes de brouillard, la vitesse verticale est relativement faible et on ne peut donc plus négliger la sédimentation des gouttelettes. Les modélisations de sédimentation des contenus en eau liquide et gouttelettes de nuage sont basées sur les formulations mathématiques standards du gradient vertical du flux de sédimentation. En fait, Le terme de sédimentation décrit la chute des gouttelettes de nuage sous l'effet de la gravité. Ceci est pris en compte par une vitesse verticale de chute des gouttelettes. Pour des contenus spécifique en eau liquide usuels dans le cas des brouillards, cette vitesse est relativement faible (quelques $cm.s^{-1}$).

$$\left(\frac{\partial q_l}{\partial t}\right)_{SED} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\left[\int \frac{4\pi}{3} r^3 \rho_w V_g(r) n(r) dr\right], \tag{1.33}$$

$$\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{SED} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\int V_g(r) n(r) dr\right], \tag{1.34}$$

où V_g est la vitesse de sédimentation d'une gouttelette en $m.s^{-1}$. Cette vitesse de chute de goutte suit la loi de Stokes :

$$V_g(r) = C_s r^2, \tag{1.35}$$

avec $C_s = 1.19\ 10^8\ m^{-1}.s^{-1}$ dans la formulation standard de Stokes.

Afin de prendre en compte la spécificité du brouillard et notamment la petite taille des gouttes et les phénomènes d'interaction avec le sol, nous utilisons une nouvelle formulation de $V_g(r)$ en s'inspirant des travaux de Zhang et al. (2001) :

$$V_g(r) = C_{sn} r^2, \tag{1.36}$$

où C_{sn} est un coefficient correctif. Il traduit l'effet conjugué de la gravitation et des frottements sur une goutte dans l'air au repos.

$$C_{sn} = \frac{4\rho_w g C_c}{18\mu_{air}}, \tag{1.37}$$

où g est la gravité (en $m.s^{-2}$), μ_{air} est la viscosité dynamique de l'air (en $Pa.s$) donnée par la loi de Sutherland.

$$\mu_{air} = 1.83\,10^{-5}\frac{416.16}{T+120}\left(\frac{T}{296.16}\right)^{3/2} \tag{1.38}$$

C_c est le coefficient de Cunningham. L'expression de ce coefficient correcteur est donnée par la relation suivante (Zhang et al., 2001) :

$$C_c = 1 + \frac{\lambda_{air}}{r}\left[1.257 + 0.4\exp\left(-\frac{1.1r}{\lambda_{air}}\right)\right], \tag{1.39}$$

où λ_{air} est le libre parcours moyen pour l'air (en m) donné par Zhang et al. (2001) :

$$\lambda_{air} = \frac{2\mu_{air}}{P}\left(\frac{8}{\pi R_{air}T}\right)^{-\frac{1}{2}} \tag{1.40}$$

Cette formulation de la loi de Stokes et sa correction ne sont valables que pour des rayons de gouttes inférieurs à 41 μm, au delà nous sommes dans le domaine des précipitations.

1.2.4 Déposition

La déposition de gouttelettes de brouillard se manifeste comme un flux de perte au niveau du sol. Ce flux massique est défini par le produit d'un coefficient appelé vitesse de dépôt et du contenu en eau liquide déposée.

Les dépôts pour les gouttelettes représentent la combinaison de plusieurs processus physiques qui participent au transfert des particules depuis l'atmosphère jusqu'à la canopée. Classiquement les vitesses de dépôt sont exprimées comme l'inverse de la somme de résistances au dépôt (par analogie à la loi d'Ohm), chacune traduisant un phénomène devenant prépondérant au cours du transfert à travers la couche limite de surface (CLS).

$$v_{dep} = \frac{1}{R_{aero} + R_{surf}} \tag{1.41}$$

Cette formulation est proposée par Zhang et al. (2001). Un certain nombre de coefficient empiriques adaptés au type de surface sont utilisés pour les déterminer (*voir le calcul de la* R_{surf}), leurs valeurs variant avec le type d'occupation des sols (Land use categories, LUC) sont données dans le tableau (Tab. 1.4).

Résistance aérodynamique

La résistance aérodynamique R_{aero} représente le transfert de masse des gouttes par diffusion turbulente :

$$R_{aero} = \frac{1}{a_m a_h |U_0| F_h(R_i)}, \tag{1.42}$$

avec :

Tab. 1.4 : *Les valeurs des paramètres du modèle de dépôt. α et γ varient avec le type de sol, A_i le rayon caractéristique des récepteurs est donné en mm et varie avec le type de sol et les saisons. Les valeurs de la saison "snow" sont utilisés lorsque la couverture neigeuse dépasse 1 cm. Ces valeurs des paramètres sont basées sur celles proposées dans Zhang et al. (2001). LUC1 : forêt caduque, LUC2 : forêt persistante, LUC3 : terre arable, LUC4 : culture permanente, LUC5 : prairie, LUC6-9 : lac ou mer, LUC7 : zone urbaine, LUC8 : sol détrempé.*

Paramètre	LUC1	LUC2	LUC3	LUC4	LUC5	LUC6-9	LUC7	LUC8
α	0.8	1	1.2	1.3	1.2	∞	1.5	2
γ	0.56	0.56	0.54	0.54	0.53	0.5	0.56	0.54
A_{wint}	10	2	5	10	5	1	10	10
A_{spri}	5	2	2	10	2	1	10	10
A_{summ}	5	2	2	10	2	1	10	10
A_{autm}	5	2	2	10	2	1	10	10
A_{snow}	10	2	5	10	5	1	10	10

- a_m est le coefficient de traînée à la surface en condition neutre pour la dynamique.
- a_h équivalent du a_m pour la thermique.
- $|U_0|$ est le module du vent horizontal au premier niveau dans l'air.
- F_h est la fonction décrivant les effets de la stabilité thermique.
- R_i est le nombre de Richardson de couche.

Les différents termes de cette expression se déduisent de paramètres variant avec l'occupation des sols et des données météorologiques. Ici, on donne seulement le terme a_m et a_h. Les expressions de F_h et R_i sont données dans la section 1.3.2.

$$a_m = \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z_r+z_m}{z_m}\right)}, \tag{1.43}$$

avec z_r l'altitude du premier niveau dans l'air, en m. z_m la hauteur de rugosité dynamique, hauteur à laquelle la vitesse du vent est nulle, et κ la constante de Karman ($\kappa = 0.4$).

$$a_h = \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z_r+z_h}{z_h}\right)}, \tag{1.44}$$

avec z_h la hauteur de rugosité thermique, en m, hauteur à laquelle la température est égale à la température de surface (souvent exprimée sous la forme $z_h = z_m e^{-2}$).

Résistance de surface

La résistance de surface R_{surf} retranscrit plusieurs phénomènes traduisant la capacité de captation de la surface vis à vis des gouttes.

$$R_{surf} = \frac{1}{\epsilon_0 u_* \left(E_B + E_{IM} + E_{IN}\right) R_1}, \tag{1.45}$$

avec :

- ϵ_0 est un coefficient empirique dont la valeur est fixée à 3.
- u_* est la vitesse de frottement.
- E_B est le coefficient d'efficacité de capture du à la diffusion brownienne. Rappelons ce qu'est la diffusion brownienne : *Les particules très fines (typiquement des noyaux d'Aitken de taille inférieure au dixième de micron) sont mises en mouvement par les molécules du gaz porteur soumise à l'agitation thermique. A plus grande échelle, le phénomène est décrit par une loi de diffusion.*

$$E_B = \frac{\nu_{air}^{-\gamma}}{D_B}, \tag{1.46}$$

où ν_{air} est la viscosité cinématique de l'air (en $m^2.s^{-1}$), γ est un paramètre du modèle variant avec le type de sol (voir Tab. 1.4) et D_B est le coefficient de diffusivité brownienne de la particule :

$$D_B = \frac{k_b T}{3\pi\mu_{air} d} C_c, \tag{1.47}$$

où k_b est la constante de Boltzmann ($1.38\ 10^{-23}\ J.K^{-1}$) et C_c est le coefficient de Cunningham.

- E_{IM} est le coefficient d'efficacité de capture par l'impact.

$$E_{IM} = \left(\frac{St}{\alpha + St}\right)^2, \tag{1.48}$$

avec α un paramètre variant avec le type de sol (voir Tab. 1.4) et St le nombre de Stokes définit selon le type de terrain. Pour les surfaces rugueuses,

$$St = V_g \frac{u_*}{gA}, \tag{1.49}$$

et pour les surfaces lisses,

$$St = V_g \frac{u_*^2 \rho}{g\mu_{air}} \tag{1.50}$$

- E_{IN} est le coefficient d'efficacité de capture par l'interception.

$$E_{IN} = \frac{2r^2}{A^2}, \tag{1.51}$$

avec A est une donnée variant avec le type de sol (voir Tab. 1.4).

- R_1 est le coefficient correcteur pour le rebond. Le phénomène de rebond influe sur le dépôt des particules assez massives, dont la taille est typiquement supérieur à 5 μm. Il est par ailleurs fonction de l'adhérence des surfaces. D'un point de vue mécanique, le rebond est lié à l'énergie cinétique de la particule incidente, calculée à partir de la composante normale à la paroi de la vitesse de la particule, et à la nature du choc. En cas de brouillard, les vitesses sont en général faibles et ce terme pourrait donc être négligeable pour les gouttelettes.

Finalement, l'expression de la résistance de surface s'écrit :

$$R_{surf} = \frac{1}{\epsilon_0 u_* \left(E_{IM} + E_{IN}\right)} \tag{1.52}$$

Si le processus de dépôt est pris en compte dans l'évolution du brouillard, l'expression de la vitesse de sédimentation sera modifiée :

$$V_{sd} = V_{sed} + v_{dep}, \tag{1.53}$$

où V_{sd} est la nouvelle vitesse de sédimentation incluant la vitesse de dépôt qui n'est activée que dans la couche en contact avec le sol. Cette paramétrisation sera testée dans le *chapitre 3*.

1.3 Modélisation des écoulements turbulents avec prise en compte de l'eau atmosphérique

1.3.1 Couche limite atmosphérique

Le brouillard est un nuage dont la base touche le sol et les interactions complexes entre la turbulence, le rayonnement et la microphysique ont lieu dans les couches atmosphériques proches de la surface, c'est-à-dire dans la *couche limite atmosphérique*.

La couche limite atmosphérique (CLA) est la couche de la troposphère dans laquelle l'écoulement atmosphérique est directement influencé par l'interaction avec la surface terrestre (solide ou liquide). L'écoulement de l'air y est de nature turbulente d'origine thermique lié au chauffage de la surface par le rayonnement solaire et/ou dynamique lié au frottement sur cette "paroi rugueuse". En moyenne, à nos latitudes, la couche limite atmosphérique est comprise entre la surface terrestre et une hauteur généralement de quelques centaines de mètres en période hivernale à 2000 m, parfois jusqu'à 2500 m en période estivale. Au dessus de la CLA, l'influence de la surface est négligeable et l'écoulement de l'air, peu sensible au cycle diurne, résulte principalement de l'équilibre entre les forces de Coriolis et de gradient de pression : c'est l'atmosphère libre (AL). Le temps de réponse à un forçage (transfert de chaleur, évaporation, effet de friction) dans la CLA est de l'ordre de l'heure. Il est beaucoup plus élevé au dessus de la CLA dans l'atmosphère libre.

Un bon exemple est fourni par le cycle diurne de la température dans la CLA (Fig. 1.2). Alors que la température est quasiment constante dans l'AL, elle est corrélée à la succession du jour et de la nuit dans la CLA. Cette variation n'est pas due au cycle du rayonnement solaire absorbé dans la CLA (puisque la quasi-totalité de ce rayonnement est transmise au sol), mais à la variation du flux turbulent de chaleur généré au niveau du sol :

- Le jour, la température de l'air des basses couches augmente par transport turbulent de chaleur ;

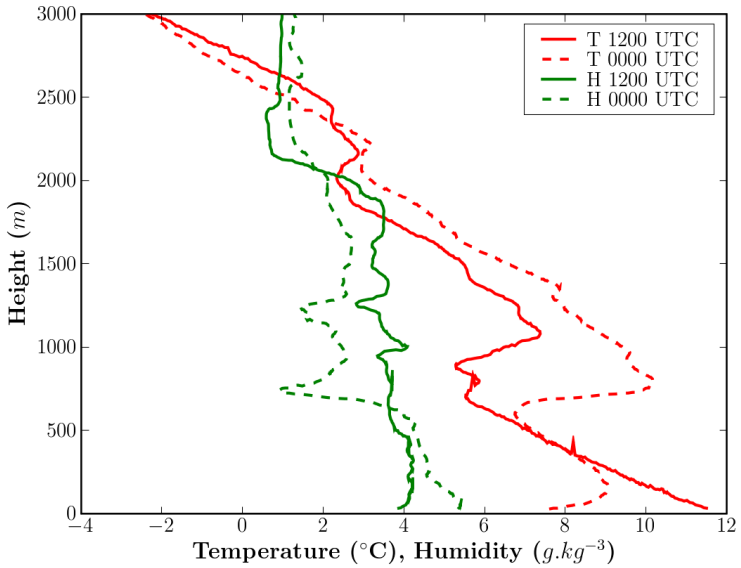


Fig. 1.2 : *Une journée de ciel clair. Profils de température (courbes rouges) et d'humidité (courbes vertes) dans la couche limite atmosphérique le 11/03/2007 à 0000 TU (traits pointillés) et 1200 TU (traits pleins). Source : Radiosondage de Trappes (78).*

– La nuit, le sol se refroidit et ce transport de chaleur n'existe plus. Dans la couche au voisinage du sol, la température augmente sur la verticale, ce que l'on appelle "couche d'inversion".

Lorsque le sol se réchauffe durant la journée, la température de l'air au voisinage du sol augmente et la turbulence mélange l'air de la couche limite qui devient homogène en θ. Le profil de la température entre le sol et le sommet de la couche limite (Fig. 1.2) est donc parallèle à une adiabatique séche.

Sur la figure 1.3, on observe clairement une couche d'inversion à 00 TU sur la température (présence de brouillard) à environ 250 m. Entre le sol et cette inversion on est en présence d'une couche stable dans laquelle la température augmente avec l'altitude inhibant les mouvements convectifs verticaux. La turbulence faible y est intermittente et cette couche stable peut être marquée par de forts cisaillements de vent et par des variations très sensibles de la répartition verticale de la vapeur d'eau et des aérosols.

On voit donc que la caractérisation de la turbulence dans la couche atmosphérique est essentielle à la bonne description des échanges thermiques et dynamiques, ces effets étant amplifiés par la complexité de la surface terrestre (relief marqué, forêts, haies, zones urbanisées, ...). On va donc s'intéresser aux différentes fermetures turbulentes utilisables dans notre étude.

1.3.2 La simulation de la turbulence par approche RANS

La simulation directe (DNS) des équations instantanées de Navier-Stokes reste pour l'instant (et peut être pour longtemps encore) limitée à des écoulements à faible nombre de

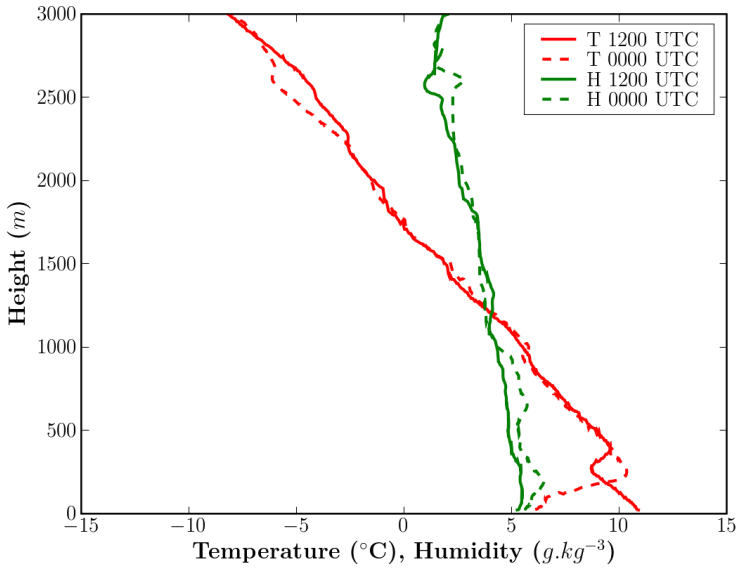


Fig. 1.3 : *Un jour de brouillard. Profils de température (courbes rouges) et d'humidité (courbes vertes) dans la couche limite atmosphérique le 18/02/2007 à 0000 TU (traits en pointillés) et 1200 TU (traits pleins). Source : Radiosondage de Trappes (78).*

Reynolds et pour des configurations géométriques simples voire simplistes par rapport aux préoccupations industrielles dans l'environnement naturel. C'est essentiellement un outil de recherche qui permet de réaliser des expériences numériques sur des configurations académiques. Lorsqu'on s'intéresse à des écoulements réalistes, l'écoulement atmosphérique dans la CLA par exemple, il est impossible d'utiliser la méthode DNS notamment pour la prévision météorologique. On utilise une approche statistique qui consiste à appliquer un opérateur de moyenne d'ensemble sur les équations instantanées en faisant la décomposition selon les axiomes de Reynolds sur les inconnues du problème. Cette approche est communément appelée RANS (Reynolds Averaged Navier-Stokes).

Classiquement, on moyenne les équations de Navier-Stokes, et on utilise une équation de transport pour l'énergie cinétique turbulente : $k = \frac{1}{2}\overline{u_i' u_i'}$. Dans plupart des modèles numériques de prévision (NWP), la fermeture la plus utilisée à partir du tenseur de Reynolds est basée sur la viscosité. Elle consiste à exprimer le fait que la contrainte de Reynolds se comporte comme toutes les contraintes visqueuses (basées sur l'hypothèse de Boussinesq). Pour les modèles du premier ordre, on introduit la classification suivante selon le nombre d'équations d'évolutions supplémentaires du modèle :

- modèle à 0 équation (longueur de mélange)
- modèle à 1 équation (k, énergie cinétique turbulente)
- modèle à 2 équations ($k-\varepsilon$, $k-\omega$, ...)
- ...

Le modèle $k-\varepsilon$

C'est le modèle à deux équations de transport (pour k et ε) qui est le plus largement testé et utilisé dans le domaine de la mécanique des fluides "industrielle". On peut écrire pour une atmosphère sèche (sans changement de phase) :

$$\begin{cases} \dfrac{\partial}{\partial t}(\rho k) + \mathsf{div}\left[\rho\underline{u} - (\mu + \dfrac{\mu_t}{\sigma_k})\underline{\mathsf{grad}}k\right] = \mathcal{P} + \mathcal{G} - \rho\varepsilon + \Gamma k^i + ST_k \\ \dfrac{\partial}{\partial t}(\rho\varepsilon) + \mathsf{div}\left[\rho\underline{u}\varepsilon - (\mu + \dfrac{\mu_t}{\sigma_\varepsilon})\underline{\mathsf{grad}}\varepsilon\right] = C_{\varepsilon_1}\dfrac{\varepsilon}{k}\left[\mathcal{P} + (1-C_{\varepsilon_3})\mathcal{G}\right] - \rho C_{\varepsilon_2}\dfrac{\varepsilon^2}{k} + \Gamma\varepsilon^i + ST_\varepsilon \end{cases} \tag{1.54}$$

$\mathcal{P}$ est le terme de production mécanique, par effets de cisaillement :

$$\begin{aligned} \mathcal{P} &= -\rho R_{ij}\frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\left[-\mu_t\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i}\right) + \frac{2}{3}\mu_t\frac{\partial u_k}{\partial x_k}\delta_{ij} + \frac{2}{3}\rho k\delta_{ij}\right]\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \\ &= \mu_t\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i}\right)\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{2}{3}\mu_t(\mathsf{div}\underline{u})^2 - \frac{2}{3}\rho k\mathsf{div}\underline{u} \\ &= \mu_t\left[2\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}\right)^2\right] \\ &\qquad -\frac{2}{3}\mu_t(\mathsf{div}\underline{u})^2 - \frac{2}{3}\rho k\mathsf{div}\underline{u} \end{aligned}$$

$\mathcal{G}$ est le terme de production thermique, par effets de flottabilité :

$$\mathcal{G} = -\frac{1}{\rho\theta'_v}\overline{\theta'_v u'_i}g_i$$

Ce terme est modifié par la présence d'eau atmosphérique (Redelsperger and Sommeria, 1981; Bouzereau et al., 2007). Précisons que θ'_v est la fluctuation turbulente de la température potentielle virtuelle θ_v, et w' est la fluctuation de la composante verticale de la vitesse du vent. Dans la CLA, la température, ainsi que la masse volumique, ne sont pas homogènes sur la verticale. Il faut noter que la variation sur la verticale de la température potentielle virtuelle caractérise la stabilité de l'atmosphère :

- si $\frac{\partial\theta_v}{\partial z} > 0$, la stratification thermique est *stable*
- si $\frac{\partial\theta_v}{\partial z} = 0$, la stratification thermique est *neutre*
- si $\frac{\partial\theta_v}{\partial z} < 0$, la stratification thermique est *instable*

ST_φ ($\varphi = k$ ou ε) répresente le terme source ajouté en cas de besoin.

La viscosité turbulente est :

$$\mu_t = \rho C_\mu\frac{k^2}{\varepsilon} \tag{1.55}$$

Dans le cas de l'atmosphère, des modifications des constantes du modèle ont été proposées dans la littérature. La modification de base du modèle dynamique est celle proposée par Duynkerke (1988) dont les constantes sont données dans le tableau 1.5 :

Tab. 1.5 : *Constantes du modèle $k-\varepsilon$*

Modèle	C_μ	C_{ε_1}	C_{ε_2}	σ_k	σ_ε
Standard	0.09	1.44	1.92	1	1.3
Duynkerke	0.033	1.46	1.83	1	2.38

($C_{\varepsilon_3} = 1$ en cas instable et $C_{\varepsilon_3} = 0$ en cas stable)

Le modèle de Louis

Le modèle diagnostique en longueur de mélange, qui n'est autre qu'une extension du modèle à longueur de mélange adapté spécialement aux écoulements atmosphériques. Ce modèle inspiré de Louis (1979) provient d'une stationarisation de l'équation en énergie cinétique turbulente où l'on suppose un équilibre entre les termes de production dynamique et thermique et de dissipation (Musson-Genon, 1995). La prise en compte du changement de phase est assurée par la modification adéquate du nombre de Richardson intervenant dans cette fermeture. Dans la fermeture de Louis, les coefficients de diffusion sont modélisés par :

$$K_m(\equiv \frac{\mu_t}{\rho}) = \left|\frac{\partial U}{\partial z}\right| \ell^2 F_m(R_i) \tag{1.56}$$

$$K_h = \left|\frac{\partial U}{\partial z}\right| \ell^2 F_h(R_i) \tag{1.57}$$

avec $\ell = k_a z \left(1 + \frac{k_a z}{\ell_{inf}}\right)^{-1}$, $k_a = 0.4$ constante de Karman, $\ell_{inf} = \frac{\Delta z}{2.5}$, Δz étant la hauteur d'une maille. R_i est le nombre de Richardson local, F_m et F_h sont des fonctions analytiques, dépendant de la stabilité locale de l'atmosphère.

– Cas stable :

$$\begin{cases} F_m(R_i) = \left[1 + x_m b R_i \left(1 + d R_i\right)^{-1/2}\right]^{-1} \\ F_h(R_i) = \left[1 + x_h b R_i \left(1 + d R_i\right)^{-1/2}\right]^{-1} \end{cases} \tag{1.58}$$

– Cas instable :

$$F_{m,h} = 1 - (x_{m,h} b R_i)\left[1 + 3bc\left(\frac{\ell^2}{z^2}\frac{|R_i|}{27}\right)\right] \tag{1.59}$$

avec : $b = c = d = 5$, $x_m = 2$ et $x_h = 3$.

Dans le modèle de nuage de *Code_Saturne*, le nombre de Richardson est calculé à l'aide du rapport des termes de production thermique et dynamique utilisé dans l'énergie cinétique turbulente exprimée en variables θ_l et q_w selon Bouzereau et al. (2007). On peut diagnostiquer k et ε, suivant Musson-Genon (1995).

$$\begin{cases} k = \left|\frac{\partial U}{\partial z}\right|^2 \frac{\ell^2}{\sqrt{c_\mu}} \left[F_m F_h \left(1 - \frac{F_h}{F_m} R_i\right)\right]^{\frac{1}{2}} \\ \varepsilon = \frac{\left(\sqrt{c_\mu} k\right)^{\frac{3}{2}}}{\ell_\varepsilon} \end{cases} \tag{1.60}$$

avec :

$$l_\varepsilon = \ell F_h^{\frac{3}{4}} \left[F_m \left(1 - \frac{F_h}{F_m} R_i \right) \right]^{-\frac{1}{4}}$$

Il est bien évident que la qualité des résultats de simulation des écoulements turbulents est très liée au modèle utilisé. Le choix du modèle sera subordonné au type d'information que l'on veut obtenir à partir de la simulation. D'un point de vue opérationnel, les modèles du premier ordre à deux équations permettent généralement d'obtenir des résultats satisfaisant moyennant certaines adaptations du modèle suivant le cas considéré. Cependant, comme on le verra par la suite, des comportements pathologiques peuvent apparaître dans certains types d'écoulement. L'utilisation de modèles plus sophistiqués comme les modèles au second ordre peut s'avérer nécessaire.

1.4 Modélisation des effets du rayonnement

La prise en compte des effets radiatifs est essentielle pour la modélisation du brouillard : dans la phase de formation et de développement liée au refroidissement infrarouge du sol et des couches atmosphériques à son voisinage et en haut de la couche de brouillard, puis dans la phase de dissipation liée au réchauffement par le rayonnement solaire. Pour le calcul des flux de rayonnement, il faut principalement tenir compte de l'émission, de l'absorption et de la diffusion (changement de direction sans changement de longueur d'onde) du rayonnement par les agents suivants : soleil, sol, gaz atmosphériques (vapeur d'eau, gaz carbonique et ozone), particules atmosphériques (aérosols et gouttelettes d'eau des nuages), molécules d'air. La répartition des effets est la suivante :

- Dans le domaine des courtes longueurs d'onde seul le soleil émet, le sol absorbe et réfléchit (forme particulière de la diffusion), les gaz absorbent et diffusent et enfin les molécules d'air diffusent.
- Dans le domaine des grandes longueurs d'onde, le sol émet, absorbe et réfléchit, les gaz émettent et absorbent et les particules émettent, absorbent et diffusent.

1.4.1 Un modèle simplifié pour le rayonnement thermique

Si l'on fait l'hypothèse que les processus de diffusion sont négligeables (ce qui est une assez bonne approximation) on peut écrire une forme simplifiée de l'équation de transfert radiatif. Pour calculer la divergence verticale du flux radiatif, il faut alors déterminer le flux net à chaque niveau du modèle de rayonnement.

Pour cela, on peut intégrer l'Equation du Transfert Radiatif sur l'angle zénithal, l'épaisseur optique et sur la fréquence. La paramétrisation du rayonnement thermique de grande longueur d'onde est réalisée de façon classique par la méthode *"two stream"* en utilisant l'approximation d'émissivité pour l'intégration sur la fréquence. L'intégration suivant l'épaisseur optique τ_v se fait en supposant que la dépendance des coefficients d'absorption suivant la température et la pression d'une part et la fréquence d'autre part est séparable (approximation d'échelle).

Avec toutes ces hypothèses, on obtient une expression simplifiée de l'Equation du Transfert Radiatif et du refroidissement dans les couches qui peuvent s'exprimer de la façon suivante (dans notre modèle radiatif on ne fait pas l'hypothèse du corps noir pour le sol, mais on tient compte de son émissivité) :

$$\left(\frac{d\theta}{dt}\right)_R = \frac{1}{\rho C_p}\frac{\theta}{T}\frac{\partial F_R}{\partial z}, \tag{1.61}$$

avec :

$$\begin{aligned}\frac{\partial F_R}{\partial z} &= (1-\epsilon_g)\left[B(0) - \int_0^\infty B(z')\frac{\partial A(0,z')}{\partial z'}dz'\right]\frac{\partial A(0,z)}{\partial z} + \\ &\int_0^z \frac{\partial A(z,z')}{\partial z'}\frac{\partial B}{\partial z'}dz' + \\ &\int_z^{z^t} \frac{\partial A(z,z')}{\partial z'}\frac{\partial B}{\partial z'}dz' - \\ &\frac{\partial A(z,\infty)}{\partial z}B(z^t),\end{aligned} \tag{1.62}$$

où $B(z)$ est l'émission du corps noir à la température moyenne $T(z)$ à l'altitue z, et z^t est l'altitude où l'atmosphère est supposée isotherme. $A(z,z')$ est l'absorptivité totale.

Les effets de l'absorption et de l'émission simultanées sont décrits pour l'ozone, la vapeur d'eau et ses dimères et le CO_2 ainsi que pour l'eau liquide nuageuse qui vient se superposer à l'absorption des gaz en utilisant un coefficient d'extinction qui dépend de q_l mais est indépendant de la taille des gouttes. Le schéma peut prendre en compte la nébulosité fractionnaire.

1.4.2 Un modèle simplifié pour le rayonnement solaire

Dans le cas du rayonnement solaire, l'équation du transfert radiatif se réduit à la partie absorption et diffusion puisqu'il n'y a pas d'émission propre de l'atmosphère dans le domaine de fréquences considérées. De plus, par ciel clair, on peut paramétrer les effets de la diffusion par les molécules d'air (diffusion Rayleigh) en tenant compte du fait qu'elle est essentiellement active dans le domaine des courtes longueurs d'onde. L'allure du spectre du rayonnement solaire au sol et la répartition verticale des absorbants incitent à considérer deux domaines spectraux :

- Le domaine [0.2 μm, 0.8μm] où les effets de l'absorption de l'ozone et la diffusion Rayleigh sont pris en compte. L'absorption par l'ozone est importante dans la haute atmosphère et la diffusion Rayleigh intervient comme un albédo qui se rajoute à l'albédo de la surface terrestre.
- Le domaine [0.8 μm, 3 μm] où les effets de l'absorption par la vapeur d'eau sont prépondérants.

Dans ces conditions, on peut calculer le réchauffement dans les couches "ciel clair" par la divergence verticale du flux net ainsi que le flux solaire descendant.

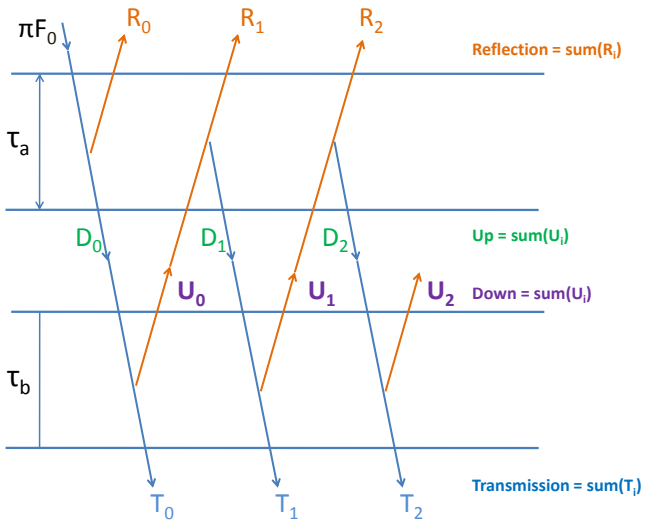


Fig. 1.4 : *Schéma représentant la méthode d'addition des couches adjacentes. Deux couches d'atmosphère avec des épaisseurs optiques τ_a et τ_b. La couche supérieure est uniforme illuminée par dessus par le flux radiatif parallèle πF_0. La réflexion totale par les deux couches est la somme des flux passant entre deux couches n fois. $R = \sum_{i=0}^{\infty} R_i$. De même pour la transmission, le flux montant et le flux descendant.*

La prise en compte des nuages dans le domaine du solaire est plus compliquée que pour le domaine de l'infrarouge car on ne peut plus négliger la diffusion par les gouttelettes d'eau. Le schéma utilisé est proche de la paramétrisation de Lacis and Hansen (1974) qui a toutefois été modifié afin d'utiliser la méthode "δ Eddington", la prise en compte des aérosols et l'introduction d'une nébulosité fractionnaire. Les nuages sont définis par leur teneur en eau, leur nébulosité et le rayon efficace des gouttes qui est interactif avec notre paramétrisation de la microphysique. Les propriétés optiques des gouttes de nuage et des aérosols sont décrites par leur épaisseur optique, leur albédo de simple diffusion et un facteur d'asymétrie permettant de condenser la forme de la fonction de diffusion. Ce sont ces propriétés qui seront modifiées suivant la nature chimique des aérosols servant de noyaux de condensation. Pour chaque couche nuageuse les fonctions de transmission et de réflexion sont déterminées. Les calculs de diffusion multiple sont menés en agrégeant les couches une à une (où une méthode d'addition des couches adjacentes, voir la figure 1.4), afin de calculer les flux montants et descendants à chaque interface ainsi que le flux net et sa divergence. L'effet des nuages sur le rayonnement solaire se traduit par un réchauffement plus intense du haut de la couche de nuage mais qui ne compense qu'en partie le refroidissement infrarouge.

1.4.3 Traitement de l'albédo des aérosols et gouttelettes

Effets radiatif des aérosols

Les aérosols ont un effet radiatif direct parce qu'ils rediffusent dans toutes les directions, et éventuellement absorbent, le rayonnement qu'ils interceptent. Les aérosols dif-

fusent la lumière. Cette diffusion est généralement faible aux grandes longueurs d'ondes de l'émission terrestre, elle est à son maximum pour les longueurs d'ondes du rayonnement solaire. Ils peuvent aussi absorber le rayonnement. Cette absorption dépend de leur composition chimique et de leur taille.

Les aérosols ont également des effets radiatifs indirects du fait de leur rôle de noyau de condensation. Pour un contenu en eau liquide donné, l'augmentation du nombre de CCN provoque une augmentation du nombre de gouttes et une diminution de leur taille moyenne. Le premier effet indirect qui en résulte est une augmentation de la couverture nuageuse et donc de l'albédo lié aux nuages. Le deuxième effet indirect est dû au fait que cette diminution de taille des gouttes d'eau retarde leur précipitation et augmente la durée de vie des nuages.

L'albédo des aérosols

En s'inspirant des travaux de Tombette et al. (2008), l'albédo des aérosols est calculé comme le rapport de l'épaisseur optique des aérosols dû à la diffusion AOT_{scat} et l'épaisseur optique totale des aérosols AOT_{tot}.

$$\omega_a = \frac{AOT_{scat}}{AOT_{tot}}. \tag{1.63}$$

Les coefficients d'extinction ont été calculés suivant Tombette et al. (2008), avant de sommer sur la verticale pour calculer les épaisseurs optiques des aérosols. L'hypothèse du noyau de carbone a été utilisée, le diamètre humide des aérosols est égal à celui des gouttes d'eau.

L'albédo des gouttelettes

L'albédo des nuages est variable et dépend entre autres de la taille et de l'épaisseur du nuage, ainsi que de la taille et du nombre de gouttelettes à l'intérieur du nuage. L'absorption du rayonnement solaire par les gouttelettes nuageuses dépend de la composition chimique des particules d'aérosol qui ont formé les gouttelettes. Dans le schéma de rayonnement actuel de notre modèle, l'absorption du rayonnement solaire par le nuage est calculée suivant la paramétrisation de (Fouquart and Bonnel, 1980), qui calculent l'albédo de simple diffusion (Single scattering albedo, SSA) comme une fonction du rayon effectif des gouttes de nuage et du contenu en eau liquide, sans prendre en compte la composition chimique des gouttelettes. Sandu et al. (2005) montre que, dans un stratocumulus marin, les valeurs de albédo considérées équivalent à une concentration maximale de carbone suie, ce qui a pour effet de surestimer l'absorption et la diffusion du rayonnement solaire quand la concentration de gouttelettes augmente, et de réduire artificiellement le contenu en eau liquide.

Fouquart and Bonnel (1980) Cette paramétrisation est encore largement utilisée dans certains modèles opérationnels actuels pour représenter les propriétés optiques des

nuages chauds.

$$\tau = \frac{3}{2}\frac{q_l}{r_e \rho_w}, \tag{1.64}$$

où r_e est le rayon effectif. L'albédo de simple diffusion dépend de l'épaisseur optique, du rayon effectif et du contenu en eau nuageuse,

$$\omega = c_1 - b_1 \exp(-c_3 \tau), \tag{1.65}$$

où a, b, c_1, c_2 et c_3 sont des constantes déterminées par Bonnel et al. (1983)

Chuang et al. (2002); Sandu et al. (2005) Cette paramétrisation est développée pour les stratocumulus marins. La composition chimique et de la distribution massique de l'aérosol sont prises en compte dans les gouttelettes nuageuses. Elle a été développée en partant des travaux de Chuang et al. (2002) pour des gouttelettes nuageuses contenant du carbone suie et améliorée plus récemment par Sandu et al. (2005) afin de représenter différentes types d'aérosol contenus dans les gouttelettes.

D'après Sandu et al. (2005), l'hypothèse d'une distribution aléatoire des particules de carbone suie dans la gouttelette n'est plus valable si la gravité imposent un positionnement préférentiel des inclusions. Néanmoins, pour des particules d'aérosol beaucoup plus petites que les gouttelettes, les forces de gravité peuvent être négligées et l'hypothèse d'une distribution aléatoire est acceptable.

Avec cette approche, on peut calculer l'albédo de simple diffusion des gouttelettes contenant du carbone suie en fonction de leur diamètre d, de la fraction volumique de carbone suie f_{BC} (l'indice BC se référant "black carbon") , de la longueur d'onde λ_c (l'indice c se référant "cloud") et de l'indice effectif de réfraction $m_{eff} = Re_{eff} + iIm_{eff}$ (Re_{eff} et Im_{eff} étant la partie réelle et la partie imaginaire du m_{eff} respectivement).

$$C_{abs} = \frac{\pi}{6} d^3 \frac{\delta}{Re_{eff}} \left[Re_{eff}^3 - \left(Re_{eff}^2 - 1 \right)^{\frac{3}{2}} \right], \tag{1.66}$$

où $\delta = 4\pi Im_{eff}/\lambda$.

Le coefficient d'extinction étant calculé en première approximation par :

$$C_{ext} = \pi d^2/2. \tag{1.67}$$

L'albédo de simple diffusion des gouttelettes est calculé comme :

$$\omega_c = 1 - \frac{C_{abs}}{C_{ext}}. \tag{1.68}$$

Cette approximation n'est valable si $\delta d \ll 1$ et le coefficient d'absorption est donné par :

$$C_{abs} = \frac{\frac{\pi}{6} d^3 \delta Re_{eff}^2 \left[1 - \left(1 - Re_{eff}^{-2} \right)^{\frac{3}{2}} \right]}{1 + 0.8\delta d}, \tag{1.69}$$

Si $\delta d \gg 1$, l'expression de l'albédo de simple diffusion des gouttelettes devient :

$$\omega_c = 1 - \frac{5}{12} Re_{eff}^2 \left[1 - \left(1 - Re_{eff}^{-2}\right)^{\frac{3}{2}}\right]. \tag{1.70}$$

Pour déterminer la constante diélectrique effective de la gouttelette ϵ_{eff} ($\epsilon_{eff} = m_{eff}^2$), on distingue deux types de gouttelettes nuageuses :

– Un type de gouttelettes contenant du carbone suie (carbones suie seulement)

$$m_{eff}^2 = m_o^2 \frac{m_{BC}^2 + 2m_o^2 + 2f_{BC}\left(m_{BC}^2 - m_o^2\right)}{m_{BC}^2 + 2m_o^2 - f_{BC}\left(m_{BC}^2 - m_o^2\right)}, \tag{1.71}$$

où m_{BC} est l'indice de réflexe du carbone suie, m_o est l'indice de réflexion de l'eau.

– L'autre type contenant différents types d'inclusions (carbone suie, carbone organique, sel, ...). Dans ce cas, ϵ_{eff} est donné par la théorie de Maxwell-Garnett, soit :

$$m_{eff}^2 = \frac{(1-f)\,\epsilon_w + \sum_{i=1}^{n} f_i \beta_i \epsilon_i}{1 - f + \sum_{i=1}^{n} f_i \beta_i}, \tag{1.72}$$

avec :

$$f = \sum_{i=1}^{n} f_i,$$

et sous hypothèse que toutes les inclusions sont sphériques :

$$\beta_i = \frac{3\epsilon_w}{\epsilon_i + 2\epsilon_w}.$$

Où n est le nombre d'inclusions dans la gouttelette, ϵ_w est la constante diélectrique de l'eau, ϵ_i et f_i sont la constante diélectrique et la fraction volumique de la i^{me} inclusion.

1.5 Modélisation des échanges sol-atmosphère

Pour les calculs atmosphériques, il est possible soit d'imposer la température et l'humidité de surface où leurs valeurs estimées à la hauteur de rugosité thermique z_h, soit de les recalculer avec un modèle de sol simplifié basé sur la "force restore method", inspirée de Deardorff (1978). A ce jour, cette modélisation simplifiée de l'interface sol-atmosphère a été jugée suffisante pour les échelles locales auxquelles nous travaillons.

1.5.1 Méthode "force-restore"

L'évolution de la température de surface dépend du bilan énergétique faisant intervenir les différents flux radiatifs, les flux de chaleur sensible et d'évaporation ainsi que le flux de chaleur dans le sol. Cependant, le calcul de cette température est compliqué, du fait de la complexité de la structure de la surface terrestre, de l'influence de la végétation, de la nature du terrain argileux ou sableux ... Ici, nous présentons un modèle à deux niveaux de sol développé par Deardorff (1978) désigné sous le qualificatif de "*force-restore*", terme que l'on peut rendre par *forçage-relaxation*. Ce modèle comporte une paramétrisation simple du couvert végétal et de l'humidité du sol.

Equation d'évolution de la température au niveau du sol

Plutôt que de résoudre l'équation de la chaleur dans le sol pour obtenir l'évolution de la température de surface, on préfère paramétriser directement cette dernière. On suppose ainsi que la température de surface oscille de façon sinusoïdale autour d'une température moyenne (la température profonde), oscillation de période $\tau = 24\ h$.

$$T_s = \overline{T} + \Delta T \sin(\frac{2\pi}{\tau}t) \tag{1.73}$$

En remplaçant cette expression pour T_s dans l'équation de diffusion de la chaleur dans le sol combinée avec le bilan énergétique de surface, on obtient :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_{sol} R_{net} - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - \overline{T}) \tag{1.74}$$

où $C_{sol} = \sqrt{\frac{4\pi}{C_s \lambda_S \tau}}$, C_s chaleur massique (en $J.m^{-3}.K^{-1}$) et λ_s conductivité thermique du sol ($W.m^{-1}.K^{-1}$). Ce terme caractérise l'inertie thermique du sol. Etant trés difficile à mesurer, on l'évalue à partir de tables en fonction du type de sol (argile, sable, ...). En général, ce coefficient est de l'ordre de $10^{-5}\ m^2.K.J^{-1}$.

Le terme $\frac{2\pi}{\tau}(T_s - \overline{T})$ représente un terme de rappel vers une température moyenne $\overline{T}$, terme que l'on définit, en général, comme la moyenne de T_s sur quelques jours. R_{net} représente la somme des flux radiatifs (solaire et infrarouge) du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur latente, auquel on peut ajouter au besoin un flux de chaleur anthropogénique pour le milieu urbain.

$$R_{net} = (1 - \omega)F_{solar} + \varepsilon(F_{ir} - \sigma T_s^4) - \rho C_p Q_0 - \rho L E_0, \tag{1.75}$$

où les flux radiatifs F_{solar} et F_{ir} sont calculés à l'aide d'un modèle de rayonnement. Les flux de chaleur sensible Q_0 et d'évaporation E_0 sont obtenus en utilisant la théorie de Monin-Obukhov.

Equation d'évolution de l'humidité au niveau du sol

Pour calculer l'humidité spécifique q_s au niveau de la surface, on considère deux réservoirs d'eau dans le sol, un superficiel et l'autre profond, de teneurs en eau liquide W_s et W_p (en kg/kg^{-1}). L'évolution de la teneur en eau liquide du réservoir superficiel dépend des précipitations P, du flux d'évaporation $\rho_0 E_0$, ainsi que du ruissellement dans le sol entre les deux réservoirs. L'évolution de la teneur en eau liquide du réservoir profond ne dépendra, quant à elle, que du ruissellement. On en déduit les équations d'évolution pour les deux réservoirs :

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = (P - \rho_0 E_0) - \frac{1}{\tau}(W_s - W_p \frac{W_{s_{max}}}{W_{p_{max}}}) \tag{1.76}$$

$$\frac{\partial W_p}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(W_s - W_p \frac{W_{s_{max}}}{W_{p_{max}}}) \tag{1.77}$$

En posant $W_1 = \frac{W_s}{W_{smax}}$ et $W_2 = \frac{W_p}{W_{pmax}}$, on obtient finalement :

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{P - \rho_0 E_0}{W_{s_{max}}} - \frac{W_1 - W_2}{\tau} \tag{1.78}$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{W_{s_{max}}}{W_{p_{max}}} \frac{W_1 - W_2}{\tau} \tag{1.79}$$

Or on peut évaluer l'humidité relative au niveau du sol à partir de W_1 comme :

$$H_{rel} = \frac{1}{2}(1 - \cos \pi W_1) \tag{1.80}$$

On peut alors obtenir l'humidité spécifique au niveau du sol, en considérant que :

$$q_s = C_{veg}(H_{rel} q_{sat}(T_s, P_s)) + (1 - C_{veg})(q_{2m} + H_{rel}(q_{sat}(T_s, P_s) - q_{2m})) \tag{1.81}$$

où C_{veg} est le taux de végétation (1 pour l'herbe, 0 pour le bâti dense), q_{sat} l'humidité spécifique à saturation, P_s la pression au niveau du sol et q_{2m} l'humidité spécifique au premier niveau dans l'air, ici 2 m.

On peut ainsi obtenir à partir de toutes ces équations l'évolution de l'humidité spécifique de surface q_s.

Il faut néanmoins mentionner un problème lié à l'initialisation de la teneur en eau des réservoirs. Si celle du réservoir superficiel peut s'obtenir à partir de l'humidité de surface initiale en inversant (Eq. 1.80), en l'absence de mesures d'humidité dans le sol, on est forcé d'initialiser de manière empirique la teneur en eau du réservoir profond.

1.5.2 Méthode itérative

On sait que les rétroactions entre le sol et l'atmosphère jouent un rôle critique pour la prévision atmosphérique, c'est pourquoi un modèle de sol plus précis est nécessaire. L'intérêt est de pouvoir tester la modélisation d'autres processus (par exemple les processus microphysiques dans une couche de brouillard) sans que les résultats ne soient trop influencés par la modélisation de l'interface sol-atmosphère.

On peut choisir de forcer les valeurs de la température et de l'humidité au sol avec une méthode itérative (Musson-Genon et al., 2007). En fait, cette méthode vise à reconstruire la structure verticale de la couche limite de surface de l'atmosphère en contact avec le sol, à partir de mesure de vent, de température et d'humidité à deux niveaux. Avec cette méthode, on peut estimer les flux et les profils verticaux de vent et de température (et humidité) dans la couche limite de surface en utilisant la théorie de similitude de Monin-Obukhov.

En intégrant les relations entre deux niveaux z_1 et z_2 pour la vitesse, la température potentielle et l'humidité données par la théorie de similitude de Monin-Obukhov, on obtient les expressions suivantes :

$$\begin{aligned} \Delta u = u(z_2) - u(z_1) &= \frac{u_*}{\kappa}\left[\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \varphi_m\left(\frac{z_2}{L_{mo}}\right) + \varphi_m\left(\frac{z_1}{L_{mo}}\right)\right] \\ &= \frac{u_*}{\kappa}\varphi_m\left(L_{mo}, z_2, z_1\right), \end{aligned} \tag{1.82}$$

$$\begin{aligned}\Delta\theta = \theta(z_2) - \theta(z_1) &= \frac{\theta_*}{\kappa}\left[\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \varphi_h\left(\frac{z_2}{L_{mo}}\right) + \varphi_h\left(\frac{z_1}{L_{mo}}\right)\right] \\ &= \frac{-Q_0}{\kappa u_*}\varphi_h\left(L_{mo}, z_2, z_1\right),\end{aligned} \tag{1.83}$$

$$\begin{aligned}\Delta q = q(z_2) - q(z_1) &= \frac{q_*}{\kappa}\left[\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \varphi_h\left(\frac{z_2}{L_{mo}}\right) + \varphi_h\left(\frac{z_1}{L_{mo}}\right)\right] \\ &= \frac{-E_0}{\kappa u_*}\varphi_h\left(L_{mo}, z_2, z_1\right),\end{aligned} \tag{1.84}$$

où z_1 et z_2 sont deux niveaux où les mesures sont disponibles. Q_0 est le flux de chaleur cinématique à la surface (flux de chaleur sensible), $Q_0 = \overline{w'\theta'}$. E_0 est le flux de chaleur latente à la surface et il est positif vers le haut, $E_0 = \overline{w'q'}$. φ_m et φ_h sont les fonctions universelles pour le vent et la température. L_{mo} est la longueur de Monin-Obukhov, elle est donnée par :

$$L_{mo} = \frac{\Delta u^2 \Psi_h}{\left(\frac{g}{T_0}\right)\Psi_m^2\left(\Delta\theta + 0.608 T_0 \Delta q\right)}, \tag{1.85}$$

où T_0 est la température de la CLS.

Méthode itérative On donne une valeur initiale pour L_{mo}, puis en la raffinant par une succession d'approximations se rapprochant graduellement de la solution en faisant le calcul des fonctions Ψ_m et Ψ_h avec la relation 1.85. Ici, Ψ_m et Ψ_h sont fonctions de la longueur L_{mo}.

La solution peut converger rapidement dans toutes les situations instables : $n < 10$. En revanche, la convergence est moins bien assurée dans le cas stable pour de faibles valeurs de u_*. Dans ces cas, la valeur de L_{mo} est fixée par un seuil en dessous duquel on restreint δu à sa valeur correspondante à cette valeur seuil dans l'équation 1.85.

Une fois la détermination des flux terminée, on peut calculer $u(z)$, $\theta(z)$ et $q(z)$ à l'aide des équations 1.82, 1.83 et 1.84 et notamment à z_m et z_h :

$$u(z) = u(z_1) + \frac{u_*}{\kappa}\Psi_m(L_{mo}, z, z_1). \tag{1.86}$$

$$\theta(z) = \theta(z_1) + \frac{\theta_*}{\kappa}\Psi_h(L_{mo}, z, z_1). \tag{1.87}$$

$$q(z) = q(z_1) + \frac{q_*}{\kappa}\Psi_h(L_{mo}, z, z_1). \tag{1.88}$$

1.6 Le modèle *Code_Saturne* ***Atmo***

La connaissance des interactions entre la turbulence, le rayonnement et la microphysique des nuages est nécessaire pour améliorer la qualité de prévision des heures de formation et de dissipation du brouillard. Dans ce but, il apparaît important de pouvoir

traiter à la fois les processus dynamique, thermique et particulaire en incluant les processus microphysiques des particules d'aérosols et des nuages. La modélisation numérique est un outil privilégié pour appréhender la complexité d'un tel système. Pour ce faire, on se propose d'utiliser le modèle numérique de mécanique des fluides adapté à l'atmosphère : *Code_Saturne* ***Atmo***.

1.6.1 Présentation générale du modèle

Le modèle de nuage utilisé durant ces travaux de thèse est le module atmosphérique du code CFD d'EDF R&D : *Code_Saturne*[1]. Il est destiné à simuler les écoulements atmosphérique à l'échelle locale ($< 100\ km$) ainsi que la dispersion des effluents passifs lourds ou légers en présence de topographie complexe (falaise, vallée...), d'obstacles ou de bâtiments et de contrastes thermiques importants (terre-mer, montagne-plaine...). C'est un code en maillage non-structuré et volumes finis particulièrement bien adapté à la description du milieu bâti. Afin d'appliquer *Code_Saturne* ***Atmo*** aux écoulements atmosphériques, les propriétés suivantes ont été ajoutées : couche de surface atmosphérique (loi de paroi rugueuse) ; dispersion de polluants passifs et actifs (Milliez and Carissimo, 2007, 2008) ; prise en compte du rayonnement solaire et infrarouge ; prise en compte des échanges de chaleur et d'humidité du sol ; possibilité de couche absorbante ; relief et géométrie complexe (bâtiments ...) ; prise en compte du cycle de l'eau atmosphérique.

Notre modèle de nuage fait intervenir un modèle dynamique, un modèle de rayonnement, un modèle microphysique et un modèle de sol. Un même modèle microphysique peut être couplé avec différents modèles, le choix du modèle dépendant du but recherché. Le *Code_Saturne* ***Atmo*** prend en compte la totalité de ces processus (Fig. 1.5). Le modèle *Code_Saturne* ***Atmo*** peut être utilisé comme un modèle de prévision numérique du temps mais n'a pas été développé pour ce type d'application en raison notamment des coûts calcul de sa version 3D. Il permet plutôt de répondre à des problèmes concrets pouvant se poser à des industriels comme l'estimation de l'impact de ses rejets atmosphériques en mode continu ou accidentel. Pour EDF cela concerne son parc de production thermique et nucléaire.

Mais il peut aussi aider à simuler les effets des agressions climatiques comme les vents forts sur des installations d'EDF, à mieux estimer le potentiel éolien, ou encore la consommation d'énergie des bâtiments à travers la modélisation explicite des échanges thermiques avec l'atmosphère.

Depuis plus de vingt ans, ce modèle (anciennement appelé *Mercure_Saturne*) a évolué pour mieux répondre à ces problématiques. Il est capable de simuler des phénomènes complexes comme : le brouillard, les panaches d'aéroréfrigérants, la chimie en phase gazeuse, le rejet de gaz lourds, les effets de sillage d'une éolienne ... Même si le modèle est récent, comparé aux modèles de prévisions existants dans le monde, les résultats obtenus sont satisfaisants. Dans le domaine de l'eau atmosphérique, comparé aux autres

[1] Open-Source (sous licence GPL) en Mars 2007. www.rd.edf.com/code_saturne

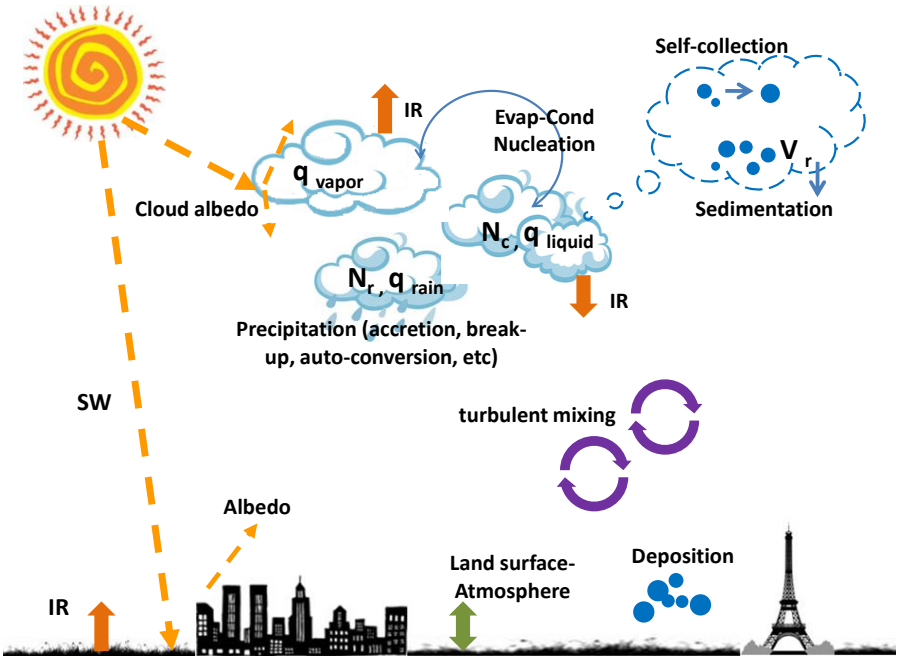


Fig. 1.5 : *Le Modèle Code_Saturne* ***Atmo***

modèles, le *Code_Saturne* ***Atmo*** n'utilise actuellement que deux espèces d'hydrométéore (voir tableau 1.6).

Tab. 1.6 : *La microphysique du nuage dans des modèles numériques de prévision du temps actuels : Description des espèces d'hydrométéore prises en compte*

Hydrométéore espèces	Description	Modèles
eau nuageuse	liquide/glace, basé sur la température	ECMWF, ALADIN, HIRLAM
eau nuageuse ; pluie	liquide/glace diagnostiques	NCAR-CAM
eau nuageuse ; pluie ; glace	glace nuageuse et neige	UKMO
eau nuageuse ; pluie ; glace ; neige ; graupel	5 pour masse, 3 pour nombre	MM5, WRF
eau nuageuse chaud ; pluie	2 pour masse, 2 pour nombre	*Code_Saturne* ***Atmo***

1.6.2 Méthode numérique

Le schéma en temps est, soit un schéma implicite du premier ordre (Euler), soit un schéma du second ordre (Crank-Nicolson). Le pas de temps est fractionné. Les première et troisième étapes du pas de temps correspondent à des étapes de prédiction correction, la seconde à la résolution des variables turbulentes et la dernière à la résolution des équations pour les scalaires additionnels.

La discrétisation spatiale est de type volumes finis, les équations de conservation étant intégrées sur chaque volume de contrôle Ω_i, et co-localisée, les variables étant calculées en leur centre. Cette méthode assure la conservation locale au sens des flux définis sur les faces des volumes de contrôle.

1.6.3 Technique de nudging

Dans le modèle *Code_Saturne* ***Atmo***, nous utilisons une méthode d'assimilation séquentielle simplifiée : la relaxation newtonienne du modèle vers les observations. En effet, c'est une simplification du filtre de Kalman, appelée méthode de *nudging*. L'algorithme standard du nudging consiste à ajouter aux équations d'état du système un terme de rappel, proportionnel à la différence entre les observations et la quantité correspondante calculée par la résolution du système des équations d'état. Le modèle apparaît alors comme une contrainte faible et le terme de rappel force les variables du modèle à coller avec les observations. Sans un tel terme de rappel, la moindre perturbation de l'état initial peut conduire très rapidement à une trajectoire erronée, s'éloignant inexorablement des observations. Cette méthode permet ainsi de laisser évoluer librement la trajectoire lorsqu'aucune observation du système n'est disponible, et de la contrôler lorsque des observations sont disponibles afin qu'elle passe près des observations tout en respectant l'équilibre du système d'équations météorologiques. On peut ainsi écrire :

$$\frac{\partial X}{\partial t} = M(X) + C_n(X_{obs} - X) \tag{1.89}$$

où le M représente l'opérateur de la dynamique et de la physique du modèle numérique. X une variable pronostique, X_{obs} une observation ou une valeur fournie par un modèle de grand-échelle et C_n le coefficient de nudging en s^{-1}.

De plus, dans la simulation 1D, on ne peut pas calculer explicitement un terme d'advection. Cette technique de nudging nous permet de modéliser l'effet d'advection ou tout au moins l'effet du forçage de plus grande échelle dit synoptique. Elle permet d'effectuer une prévision à court, moyen et long terme éventuellement même si, dans ce cas, l'apport de la prévision 1D est faible. Le choix du coefficient C_n permet de moduler l'effet des observations sur les simulations, mais il est largement empirique. On utilise souvent une constante de temps plus petite (donc un C_n plus grand) à l'extérieur du domaine[2], pour contraindre fortement la situation dynamique, et une constante de temps plus grande à l'intérieur du domaine pour laisser les paramétrisations agir plus librement sur les champs physiques.

La première idée, la plus simple, est de choisir un coefficient constant : $C_n = 10^{-4}$ (du même ordre de grandeur que le coefficient de Coriolis). Cependant, il ne parait pas physique de modéliser l'advection par un terme de rappel à un forçage de grande échelle de la même manière au niveau du sol (donc à l'échelle locale) que plus haut en altitude.

[2]Au dessus du domaine, les profils météorologiques évoluent sous l'effet de grand-échelle qui permet de définir les couches nuageuses supérieurs dont la description est nécessaire aux calculs radiatif jusqu'à 11 km.

On peut donc prendre une fonction linéaire pour ce coefficient. Sa valeur est donc plus faible près du sol, un peu plus fort en altitude, et variant linéairement avec l'altitude.

$$C_n = x_0 + x(z) \tag{1.90}$$

La valeur de x_0 est fixée entre 10^{-5} et 10^{-3}, z est l'altitude.

Chapitre 2

La campagne ParisFog

Dans ce chapitre, nous présentons la campagne ParisFog et les moyens mis en oeuvre au SIRTA (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique), puis les données utilisées pendant les travaux de thèse pour les simulations, leur validation, et l'analyse statistique globale des résultats.

Sommaire

2.1 Présentation de la campagne Parisfog 43
2.1.1 Présentation du site du SIRTA 44
2.1.2 Dispositif expérimental déployé 44
2.1.3 Description des données 46
2.2 Situations des brouillards observés 47
2.3 Les Périodes d'Observations Intensives 48

2.1 Présentation de la campagne Parisfog

Afin de documenter de manière simultanée l'ensemble des processus intervenant dans le cycle de vie du brouillard (turbulence, microphysique et rayonnement) et d'améliorer notre compréhension des processus pilotant son cycle et la description des phénomènes de petite échelle une campagne de mesures a été réalisée. Cette campagne de mesures, appelée ParisFog [1], menée conjointement par le CEREA (Centre d'Enseignement et de Recherche en Environnement Atmosphérique, laboratoire commun École des Ponts ParisTech/EDF R&D, Université Paris-Est), l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace, qui regroupe des laboratoires parisiens dans le domaine des sciences de l'atmosphère), et le CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques, laboratoire commun Météo-France et CNRS) s'est déroulée pendant l'hiver 2006-2007 - du 1^{er} novembre 2006 au 31 mars 2007 - sur le site du SIRTA, localisé sur le campus de l'École Polytechnique à Palaiseau.

Cette campagne a permis, de part le nombre important d'instruments mis en oeuvre, de disposer d'une grande quantité de mesures de différentes natures sur un site particu-

[1] http ://sirta.ipsl.polytechnique.fr/parisfog/

lièrement intéressant du fait de sa complexité potentiellement à même d'être décrite par *Code_Saturne*.

2.1.1 Présentation du site du SIRTA

Le SIRTA est une plate-forme de mesures atmosphériques, spécialisée dans les mesures de télédétection. Il est situé sur le campus de l'École Polytechnique, à Palaiseau [48°42′47″N, 2°12′29″E] (Fig. 2.1). Il a été créé par l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) et l'École Polytechnique en 1999. C'est une des plus importantes plateformes de ce genre en Europe, avec Chilbolton au Royaume-Uni et Cabauw aux Pays-Bas. Sa thématique se focalise principalement sur l'étude des nuages et des aérosols, mais il sert également de base de données et de plateforme pour l'enseignement expérimental. Le site couvre environ 10 km^2 et regroupe des conditions de surfaces hétérogènes (lac, zones boisées, herbe, bâtiments). Pour EDF, il s'avère bien représentatif d'un site industriel en environnement proche des grandes agglomérations. De part sa complexité, il est donc parfaitement adapté pour documenter l'influence des hétérogénéités de surface à petite échelle sur le cycle de vie du brouillard.

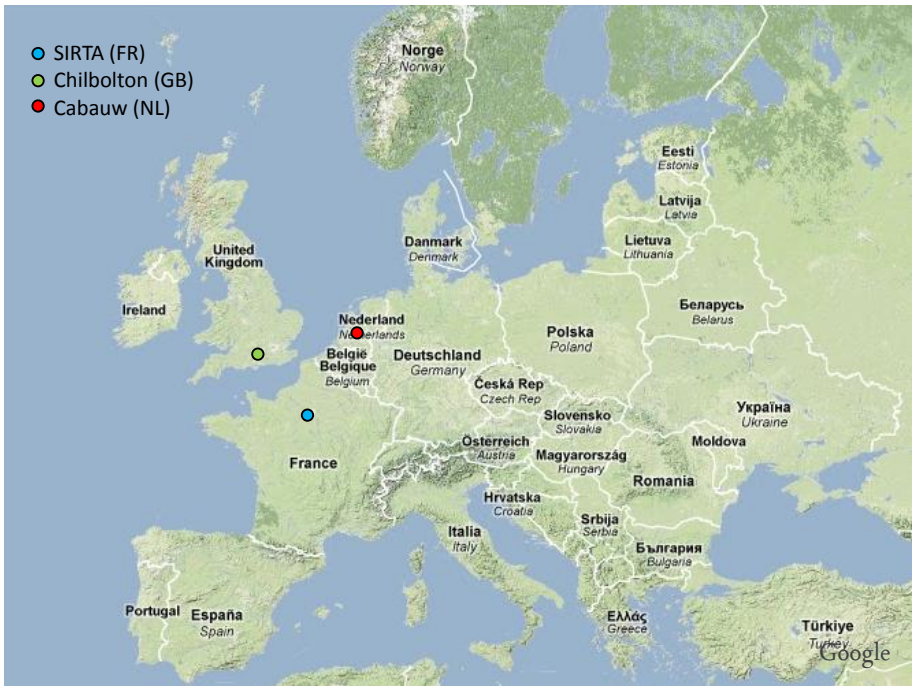


Fig. 2.1 : *Localisation du site du SIRTA dans l'Europe.*

2.1.2 Dispositif expérimental déployé

Le site du SIRTA est décomposé en plusieurs zones (Fig. 2.2). La zone 1, située au nord-ouest, est le point principal d'instrumentation. On y trouve notamment un mât de 30 m (avec des capteurs de température, d'humidité et des anémomètres ultrasoniques), et c'est à cet endroit que l'on a déployé le ballon captif et réalisé les radiosondages durant

la campagne ParisFog. Cette zone comporte également des capteurs de température et d'humidité dans le sol, ainsi que des capteurs de mesure de flux de rayonnement. On dispose également d'un RADAR UHF, d'un radar Doppler 95 Ghz, et d'un SODAR, pour des mesures de vitesse du vent et de turbulence en altitude. Enfin, on dispose aussi d'un télémètre pour observer le plafond nuageux et d'un diffusomètre pour la mesure de la visibilité. Pour le volet microphysique, c'est sur cette zone que sont déployées les mesures de granulométrie et que sont réalisées les mesures des propriétés optiques des aérosols à l'aide d'un aethalomètre et d'un néphélomètre.

La zone 2 située sur le toit du bâtiment du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD). Ici on dispose de pyrhéliomètres, pyranomètres et pyrgéomètres pour les mesures de flux solaires et infrarouges descendants. Il y a également un GPS qui permet d'obtenir le contenu intégré en vapeur d'eau. Enfin, s'ajoute à ce dispositif un LIDAR rétrodiffusion, un photomètre, un radio-mètre infrarouge et 2 radio-mètres micro-ondes qui servent à obtenir des propriétés optiques des aérosols et des couches nuageuses, ainsi que les contenus intégrés en vapeur d'eau et eau liquide.

En zone 3, qui se situe à l'est du campus, se trouvent 1 mât de 30 m, avec des capteurs de température et d'humidité et des anémomètres ultrasoniques, ainsi qu'un SODAR disponible durant une courte période pendant ParisFog, et un diffusomètre disponible à partir de mi-février 2007.



Fig. 2.2 : *Plan du campus de l'École Polytechnique, avec le détail des différentes zones de mesures. ① : zone1, ② : zone2 et ③ : zone3.*

2.1.3 Description des données

Le tableau résumant les instruments déployés, le mode de fonctionnement et les processus documentés est disponible sur le site web : *http ://sirta.ipsl.polytechnique.fr/parisfog/*. Deux mâts de 30 m sont installés sur la zone 1 et la zone 3 qui permettent de documenter les profils météorologiques de la couche limite de surface : les profils thermodynamique et dynamique. De plus, la turbulence est mesurée par des anémomètres soniques à 10 m et 30 m sur les mâts en différentes de zones. Les flux radiatifs solaire et infrarouge sont mesurés à 2 m et 30 m en zone 1 et zone 2, ce qui permet d'étudier l'influence des hétérogénéités de surface à petite échelle sur le cycle de vie du brouillard. Les profils météorologiques sont complétés par les radiosondages de Trappes (78, [48 :46N 02 :01E]) pour la partie plus haute de l'atmosphère. De plus, des radiosondages sont réalisés pendant les périodes d'observation intensive sur le site toutes les trois heures de manière à suivre l'évolution de la couche limite. Dans le sol, des capteurs jusqu'à 50 cm de profondeur mesurent la température et le contenu en eau du sol. Ces données sont complétées par une station "rapport de BOWEN" qui permet d'estimer les flux de chaleur sensible et latente au niveau de l'interface sol-atmosphère. Des techniques de télédétection sont utilisées pour documenter les propriétés macrophysiques du brouillard (Télémètre CT25K, Sodar, Radar) et les propriétés des nuages au-dessus du brouillard (Radar Doppler 95 GHz, Détection de nuages semi-transparents par SEVIRI/MSG). Au niveau de la microphysique, notamment pour le spectre des particules, nous avons documenté trois classes de tailles. La granulométrie et le nombre de particules d'aérosols ont été obtenus à partir d'un compteur SMPS (Scanning Mobility Particle Sizer) composé d'un granulomètre type DMA (Differential Mobility Aerosol) connecté à un compteur des gouttes CPC (Condensation Particle Counter) pour des particules de tailles comprises entre 10.6 et 496 nm et à partir d'un compteur de particules optiques (OPC, model GRIMM 1.109) pour des particules de tailles comprises entre 0.25 et 32 μm. Les granulométries ont été mesurées par un granulomètre WELAS de PALAS. 65 classes de particules ont été définies selon leur taille entre 0.4 et 41 μm. La concentration totale en nombre de gouttelettes (cm^{-1}) est déterminée par la somme du nombre de gouttes dans toutes les classes. De plus, les caractéristiques physico-chimiques des aérosols ont été obtenues par des prélèvements de particules sur filtres (la composition chimique, masse totale et fraction massique). Durant toute la durée de la campagnes, deux modes de fonctionnement ont été mis en oeuvre : un mode routinier, où nous disposions uniquement des mesures d'instruments automatiques, comme les mâts de mesures ou les stations météo de surface, et des Périodes d'Observations Intensives (POI), où l'on déployait spécifiquement des radiosondages sur le site, le ballon captif et les mesures de granulomètrie.

Corrections sur la température du radiosondage à 00 TU du 19 février 2007 réalisé sur le site du SIRTA Sur ce radiosondage, un écart de la température est observée par rapport au mesures du mât en zone 1 (d'environ 1.6 °C, voir la figure 2.3). Pour pallier à ce problème nous avions deux possibilités : soit ignorer le radiosondage, soit établir une correction, cette deuxième solution a été retenue. De ce fait, on fait une

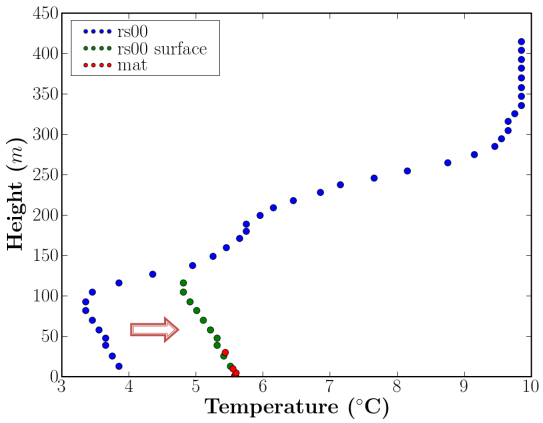


Fig. 2.3 : *Corrections sur la température du radiosondage à 00 TU du 19 février 2007 réalisé sur le site du SIRTA*

correction en déplaçant la température du radiosondage pour les 11 premiers niveaux, soit sur une épaisseur de 110 m, vers les températures mesures par le mât (de 1 m à 30 m).

2.2 Situations des brouillards observés

En s'inspirant des travaux de Tardif and Rasmussen (2007), divers types de brouillard ont été observés :

- brouillard de rayonnement,
- brouillard par affaissement de stratus (*présence d'un plafond nuageux bas avec descente de la base du nuage jusqu'en surface*),
- brouillard d'advection,
- brouillard de précipitation (*évaporation de gouttes chaudes de pluie dans l'air plus froid d'une inversion*),
- brouillard d'évaporation.
- Dans le cas où un processus est impossible à déterminer, on le classifiera comme *"autre"*.

L'identification et la classification des situations de brouillard basées sur les travaux de Tardif and Rasmussen (2007) (Tab. 2.3) est illustrée par la figure 2.4. La situation de brouillard est définie par deux critères : la visibilité horizontale inférieure à 1000 m et la durée de la présence d'un épisode de brouillard supérieure à 30 minutes. Pour le *quasi-brouillard*, la visibilité horizontale se situe entre 1000 m et 1500 m avec une durée d'au moins 30 minutes.

Un total de 36 situations de brouillard ont été observées pendant la campagne ParisFog dont environ 42 % des cas sont des affaissements de stratus et plus de 38 % des bouillards de rayonnement (RAD). Dans ces 38% de RAD, 11 situations de brouillard avec $T > 0$ °C et 3 situations avec $T < 0$ °C ont été observés. La période la plus favorable à la formation de brouillard se situe fin d'octobre et début novembre 2006. En fait, la

région Ile-de-France est soumise à des conditions anticycloniques durant cette période, situations favorables à la formation du brouillard. Au sein d'un anticyclone, la masse d'air présente souvent une ou plusieurs couches stables (souvent des résidus d'anciens fronts). La compression adiabatique qui accompagne la subsidence [2] peut alors transformer une telle couche en une inversion de subsidence. Cette couche d'inversion est très nette. Les nuages se limitent à la couche située sous cette couche d'inversion où tout transport de vapeur d'eau vers le haut est empêché. Il en résulte une accumulation de vapeur d'eau dans les couches atmosphériques sous inversion. Sous ces conditions, le brouillard peut se former facilement lorsque le sol est relativement froid (nuit, saison d'hiver). On remarque alors que la formation du brouillard est sensible aux échanges d'humidité et de température avec le sol. Á partir du mois de novembre, on trouve une alternance de situations entre stratus bas et brouillard.

La période du mois décembre 2006, notamment la dernière décade du mois, présente 7 situations consécutives de transition entre brouillard et nuages bas. Cette période montre une forte variabilité sur la formation des nuages bas. Par exemple, durant les journées des 23, 24 et 25 décembre 2006 (Fig. 2.5), la formation de stratus a lieu vers 10 TU le 23 décembre, la visibilité diminue progressivement à partir de 20 TU et le brouillard se forme vers 04 TU. Cette évolution peut être considérée comme un affaissement du stratus du jour précédent. La durée de la présence du brouillard est seulement de 84 minutes, celui ci évoluant par la suite en stratus. L'évolution du stratus se poursuit, il se disloque puis se transforme en brouillard. Une question se pose : quel est le processus pilotant le cycle de vie de ces nuages bas, la transition en brouillard ? L'utilisation conjointe de la base de données de ParisFog et d'outils numériques pourraient aider à répondre ces questions et mieux appréhender les interactions sol-atmosphère et l'alternance clair/nuages qui impactent directement les phases de formation et de dissipation du brouillard.

2.3 Les Périodes d'Observations Intensives

Il y eu au total 16 Périodes d'Observations Intensives (POIs) au cours de la campagne, dont 5 situations de brouillard de rayonnement, 5 situations de quasi-brouillard, 2 situations d'affaissement de stratus, et 4 situations sans brouillard (voir Tab. 2.1). La première POI (numéro 0) a permis essentiellement de tester le déploiement des instruments. En plus de ces situations, on dénombre également 8 situations avec brouillard hors-POI, les mesures réalisées sont alors restreintes aux observations de routine.

Au cours de ces POIs, les radiosondages en basses couches permettent d'analyser finement les cents à deux cents premiers mètres de l'atmosphère. Par ailleurs, un Lidar rétrodiffusion (rétrodiffusion de la lumière d'un faisceau laser par les particules en suspension dans l'air) permet de déterminer la présence de couches nuageuses supérieures.

[2] La subsidence est un affaissement global de l'air sur une région plus ou moins vaste. L'air s'accumulant au-dessus d'une région, la masse d'air devient de plus en plus dense. La force de pression sur la surface considérée est donc augmentée.

Les conditions des cinq POIs bien documentées en situation de brouillard de rayonnement sont résumées ci-dessous (on précise le nombre de radiosondages réalisés) (cf *http ://sirta.ipsl.polytechnique.fr/parisfog/forum.html*) :

1. **POI-1 (29-30/11/2006)** 3 radiosondages ont été réalisées durant cette POI. Le brouillard se forme vers 22 TU, puis se dissipe vers 09 TU sur la zone urbaine de l'École Polytechnique et persiste en zone rurale environnante. Il a évolué en Stratus (Stratocumulus) pendant la journée puis s'est affaissé en début de la nuit du 1^{er} décembre.
2. **POI-2 (14-15/12/2006)** 2 radiosondages réalisées dans cette POI. Le brouillard se forme vers 18 TU, puis devient givrant ($T < 0\ ^{\circ}C$). Le 15 décembre au matin le brouillard givrant se généralise en région parisienne (Orly, Villacoublay, Toussus, Aéroport Charles de Gaulle et SIRTA), son épaisseur, caractérisée par le niveau de l'inversion, est d'environ 100 mètres. Puis il dissipe complètement vers 10 TU (perturbation sur la Manche).
3. **POI-8 (29-30/01/2007)** 7 radiosondages réalisés dans cette POI. Le brouillard se forme vers 00 TU puis se dissipe vers 04 TU. Il évolue en stratus à 06 TU. La durée du brouillard est seulement de 4 heures 25 minutes.
4. **POI-13** 9 radiosondages ont été réalisés durant cette POI dont le premier était lancé à 18 TU. Les paramètres microphysiques du brouillard sont bien documentés. Les systèmes de prélèvement et les mesures de chimie atmosphérique ont parfaitement fonctionnés. Le brouillard se forme vers 22 TU par vent très calme. La dissipation du brouillard a lieu à partir du sol vers 09 TU, puis la couche de brouillard évolue vers en stratus avec un plafond à 250 m. C'est l'une des deux POIs les mieux documentées.
5. **POI-15** 3 radiosondages réalisés. Les brouillards sont sous forme de bancs de brouillard épars. C'est une situation où le brouillard est très dense et très hétérogène en temps et en espace. Il est donc particulièrement intéressant d'étudier l'effet de l'hétérogénéité du site sur son cycle de vie.

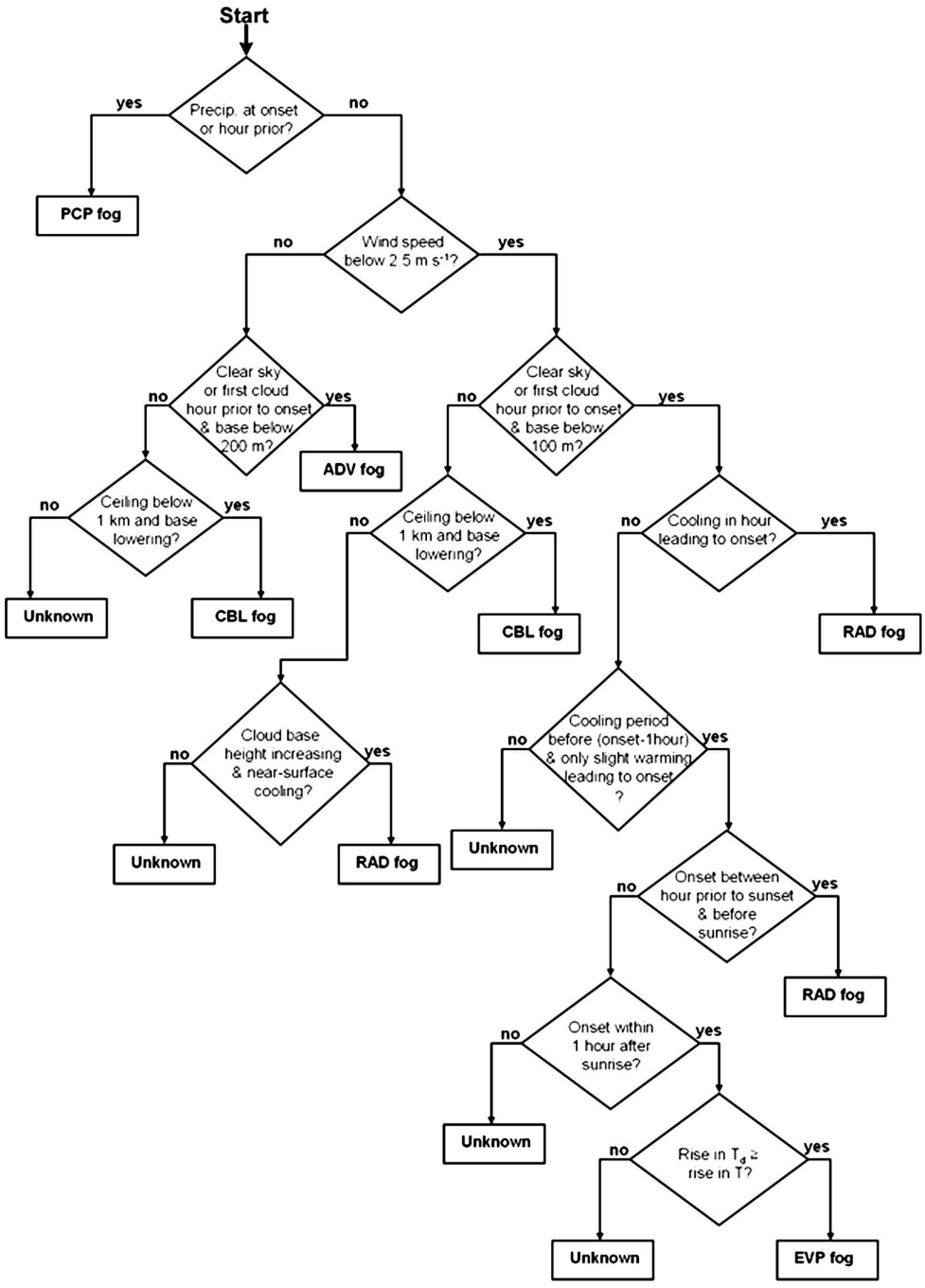
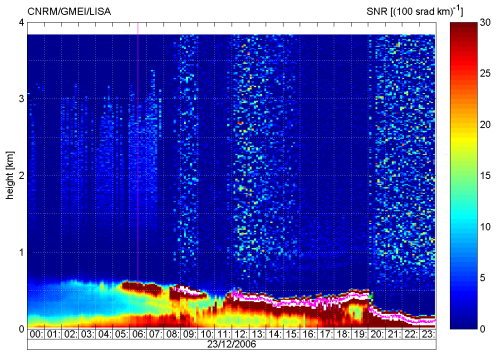
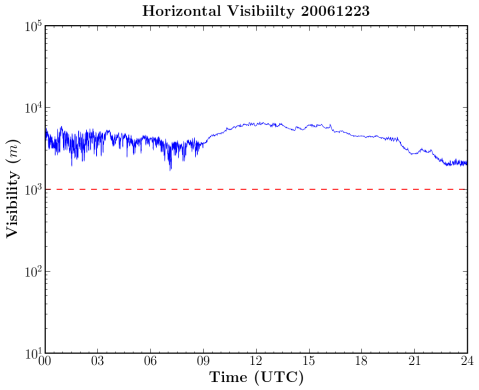


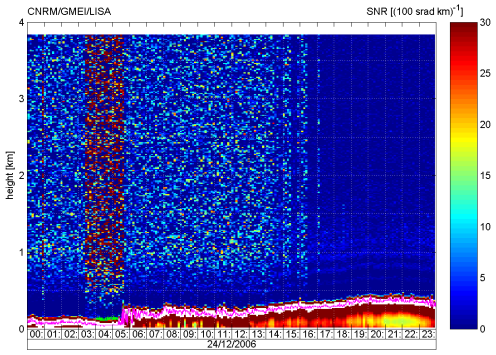
Fig. 2.4 : *Graphique récapitulatif de la structure utilisée pour classifier les situations des brouillards pendant la campagne ParisFog.(Tardif and Rasmussen, 2007)*



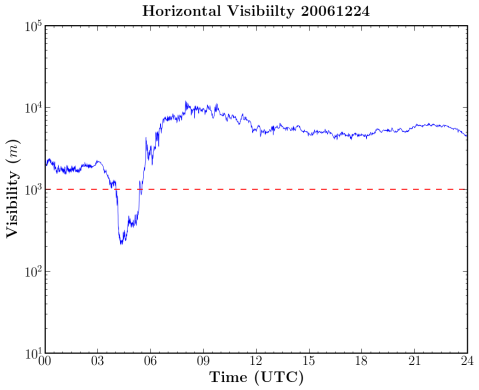
(a) Signal rétrodiffusé 23/12



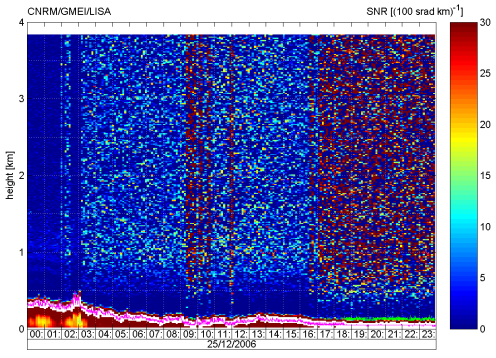
(b) Visibilité 23/12



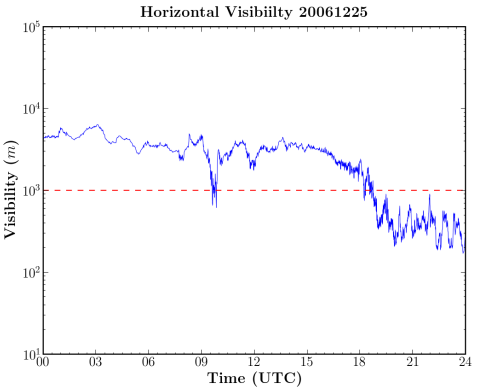
(c) Signal rétrodiffusé 24/12



(d) Visibilité 24/12



(e) Signal rétrodiffusé 25/12



(f) Visibilité 25/12

Fig. 2.5 : *Signal Rétrodiffusé Télémètre et visibilité horizontales mesurées sur le SIRTA pendant la campagne ParisFog pour les journées 23, 24 et 25 décembre 2006 respectivement.*

Tab. 2.1 : *Présentation des POIs. La date observée, le type d'évènement documenté (qFG : (quasi-brouillard)), la durée ainsi que la visibilité minimum observée durant la POI sont montrées.*

N°	Date	Type	Durée (min)	VIS_{min} (m)	N°	Date	Type	Durée (min)	VIS_{min} (m)
0	07-08/11/2006	STL	283	86	8	27-28/01/2007	RAD	265	165
1	29-30/11/2006	RAD	1271	64	9	30-31/01/2007	–	–	7100
2	14-15/12/2006	RAD	777	76	10	02-03/02/2007	qFG	220	2700
3	17-18/12/2006	STL	460	200	11	03-04/01/2007	–	–	6710
4	19-20/12/2006	–	–	6500	12	14-15/02/2007	qFG	90	3690
5	20-21/12/2006	qFG	440	2580	13	18-19/02/2007	RAD	640	61
6	14-15/01/2007	qFG	140	3400	14	10-11/03/2007	qFG	190	1410
7	22-23/01/2007	–	–	8090	15	13-14/03/2007	RAD	506	65

Tab. 2.2 : *Liste d'instruments déployés pour la campagne ParisFog (mesures in-situ, hors ballon captif)*

Categorie	Instruments	Grandeurs mesurées
Ground surface	Ground sensors at 0, -10, -20, -30, -50 cm BOWEN station	T, H
Surface layer meteo	2 30m-Masts (1, 2, 5, 10, 30m) PTUV sensors	T, H T, H, P, V, D
	Sonic anemometers	TKE, u^*, Q_0
Radiative Fluxes	Radiometers	LW, SW
Atmospheric Profiles	Radiosondes	T, H, P, V, D
Aerosol Properties	Visibilimeter	Vis
	Aethalometer	Absorption coefficient
	Nephelometer	Scattering coefficient
	Sunphotometer	τ_a
Microphysics	PALAS, SMPS, GRIMM	Particle number concentration
Aerosol Chemistry	0.4,8 nm filters spectrometer analysis	C_{BC}, $C_{majorions}$

Tab. 2.3 : *Bilan des épisodes de brouillard pendant la campagne. Unité : de (UTC) à (UTC) ; Sunrise/Sunset (UTC) ; Durée (min) ; Visibilité minimum (m). Type : STL (transition de stratus au nuage bas) ; RAD (radiatif) ; ADV (advectif) ; PCP (précipitation) ; MTR (transition matinale) ; OTH (autre).*

N°	From to	Sunrise/Sunset	Durée	VIS_{min}	Type
1	27/10/06 0144 - 27/10 0750	0829/1839	366	85	STL
2	28/10/06 0048 - 28/10 0812	0831/1837	444	82	RAD
3	29/10/06 1723 - 29/10 1829	0732/1736	66	99	RAD
4	30/10/06 0221 - 30/10 0713	0734/1734	292	181	RAD
5	03/11/06 2007 - 04/11 0034	0742 (2^{nd} day)/1727	267	67	RAD
6	04/11/06 0145 - 04/11 0406	0742/1726	141	155	OTH
7	04/11/06 2222 - 05/11 1116	0744 (2^{nd} day)/1726	774	40	RAD
8	05/11/06 1740 - 06/11 0500	0745 (2^{nd} day)/1724	680	51	RAD
9	06/11/06 1726 - 06/11 1842	0745/1723	76	136	STL
10	07/11/06 1804 - 07/11 2202	0747/1721	238	86	STL
11	08/11/06 0654 - 08/11 0739	0748/1720	45	254	STL
12	29/11/06 2016 - 30/11 0903	0821 (2^{nd} day)/1658	767	64	RAD
13	30/11/06 1220 - 30/11 2044	0821/1657	504	98	STL
14	03/12/06 0044 - 03/12 0124	0825/1656	40	481	STL
15	14/12/06 1754 - 14/12 2247	0836/1654	293	77	RAD
16	15/12/06 0126 - 15/12 0156	0837/1654	30	218	RAD
17	15/12/06 0222 - 15/12 0956	0837/1654	454	76	STL
18	16/12/06 2147 - 17/12 0010	0839 (2^{nd} day)/1654	143	60	RAD
19	18/12/06 0239 - 18/12 0547	0839/1655	188	152	STL
20	18/12/06 0728 - 18/12 1153	0839/1655	256	143	STL
21	24/12/06 0401 - 24/12 0530	0843/1658	89	214	STL
22	25/12/06 1814 - 26/12 0302	0843 (2^{nd} day)/1658	528	160	STL
23	28/12/06 0146 - 28/12 0312	0844/1701	86	492	STL
24	28/12/06 0927 - 28/12 1149	0844/1701	107	492	STL
25	28/12/06 1557 - 29/12 0710	0844 (2^{nd} day)/1701	913	122	STL
26	07/01/07 0701 - 07/01 0753	0843/1711	52	364	ADV
27	27/01/07 0740 - 27/01 1120	0828/1739	220	135	STL
28	27/01/07 2325 - 28/01 0350	0827 (2^{nd} day)/1739	265	160	RAD
29	02/02/07 0945 - 02/02 1151	0820/1749	126	723	OTH
30	08/02/07 0216 - 08/02 0412	0820/1749	116	312	PCP
31	18/02/07 2229 - 19/02 0909	0753 (2^{nd} day)/1816	640	61	RAD
32	04/03/07 0620 - 04/03 0709	0728/1838	49	118	RAD
33	08/03/07 0651 - 08/03 0821	0720/1844	90	136	ADV
34	13/03/07 2241 - 14/03 0703	0707 (2^{nd} day)/1852	506	65	RAD
35	16/03/07 0701 - 16/03 0949	0720/1844	168	65	MTR
36	25/03/07 0021 - 25/03 0602	0744/2010	341	276	OTH

Chapitre 3

Étude détaillée du brouillard à l'aide d'un modèle colonne

Les chapitres précédents nous ont permis de décrire le modèle utilisé ainsi que les données disponibles pour notre étude sur le brouillard. On présente ci-dessous une simulation détaillée (comparaisons aux observations) avec une version 1D de Code_Saturne (modèle colonne) et une analyse de sensibilité afin de connaître l'influence du choix de nos paramétrisations sur l'évolution du brouillard.

Sommaire

3.1 Introduction 57

3.2 Numerical sensitivity analysis of a radiation fog event with a single-column model 58

3.2.1 Introduction 59

3.2.2 ParisFog field experiment 60

3.2.3 Model description 60

Microphysics 61

Turbulent closure 65

Radiation 66

External data and objective analysis 67

Boundary and initial conditions 67

3.2.4 Simulation 69

Synoptic background 69

Control simulation 69

Sensitivity analysis 73

3.2.5 Discussion and conclusion 77

3.3 Étude sur l'épaisseur du brouillard 78

3.3.1 Simulation démarrant à 21 *TU* 80

3.3.2 Influence de la viscosité turbulente 81

3.3.3 Influence du nudging 82

3.3.4 Influence du coefficient de nudging 82

3.3.5 Bilan 82

3.1 Introduction

Pourquoi réaliser des simulations 1D alors que de nombreuses études ont déjà été menées dans ce domaine ? On peut apporter les réponses suivantes : Le cadre 1D, de par sa simplicité de mise en oeuvre, permet de tester, dans des conditions simplifiées mais réalistes, la plupart des paramétrisations physiques nécessaires à décrire l'évolution du brouillard et des nuages bas. Nous avons cherché à être au niveau de l'état de l'art dans le domaine de complexité que nous avons choisi à savoir : un schéma semi-spectral des nuages chauds. Les analyses de sensibilité, qui ont été menées sur une situation bien documentée, vont nous permettre de déterminer les facteurs les plus importants. C'est une première étape indispensable avant d'appréhender les processus plus complexes de la dynamique en 3D sur un site comme le SIRTA.

Lors des travaux de Bouzereau et al. (2007), une paramétrisation semi-spectrale des nuages chauds a été développée afin de simuler les panaches d'aéroréfrigérants des centres de production thermiques d'EDF. Nous proposons de la valider sur les données de la campagne ParisFog. Dans un premier temps, il nous a semblé souhaitable de tester l'ensemble des paramétrisations physiques (turbulence, rayonnement, microphysique, interface sol-atmosphère) et de leurs interactions sur des cas bien documentés en utilisant une version 1D de *Code_Saturne* ***Atmo***, que l'on appelle *modèle colonne* (voir Fig. 3.1).

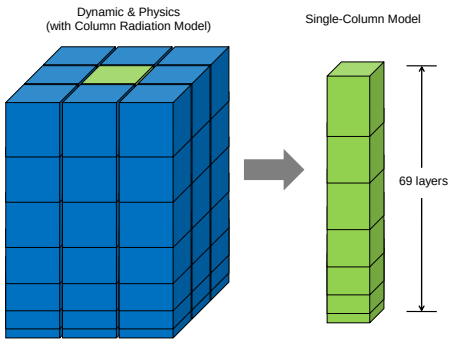


Fig. 3.1 : *Schéma d'un modèle colonne*

Ce modèle colonne calcule l'évolution temporelle des différentes variables météorologiques en différents point d'un maillage *3D* couvrant l'ensemble de la couche limite atmosphérique. Le maillage est constitué dans le plan horizontal de 9 cellules (3×3), mais seules les grandeurs météorologiques dans la cellule centrale sont considérées. Les cellules de bord sont placées suffisamment loin de la cellule centrale pour éliminer l'influence de la diffusion horizontale et l'advection est débranchée. La colonne verticale comprend 69 niveaux, avec le premier niveau (cellule centrée) à 2 m et la dernière à 2672 m. Cependant, les calculs radiatifs sont réalisés sur toute la colonne atmosphérique jusqu'à 11 km.

Dans la partie de l'atmosphère hors du domaine de calcul (supérieur au dernier niveau du maillage), on prend des profils issus du modèle de méso-échelle MM5 ou des radiosondages pour les différentes variables intervenant dans les calculs radiatifs, ainsi que pour diagnostiquer les précipitations lorsque cela est nécessaire.

Afin de s'affranchir de la bonne prévision des conditions synoptiques, le modèle est forcé en se couplant aux radiosondages mesurés sur site par une technique de "nudging". Cela a permis de réaliser des tests de sensibilité aux différents processus microphysiques (nucléation, sédimentation, interaction microphysique nuages-aérosols-rayonnement, ...) dans des conditions réalistes, bien documentées, pour quelques Périodes d'Observations Intensives (POI) durant ParisFog.

La première partie de ce travail est essentiellement constituée de l'article soumis au *Journal of Applied Meteorology and Climatology* : Zhang X., Musson-Genon L., Carissimo B., and Dupont E.. (2009). Numerical sensitivity analysis of a radiation fog event with a single-column model. Submitted to *J. Appl. Meteor. Climatol., in revision.* Elle présente nos résultats sur un cycle de 24 heures démarrant à 12 heures pour la POI-13.

Une deuxième partie porte sur l'étude de l'épaisseur du brouillard pour des simulations démarrant à 21 TU, plus proche de l'heure de formation du brouillard (2230 TU).

3.2 Numerical sensitivity analysis of a radiation fog event with a single-column model

Abstract

This paper presents a detailed numerical simulation of a radiation fog event with a state-of-the-art model. The study includes sensitivity analysis and model validation with observational data from the ParisFog campaign, which took place in the south of Paris during winter 2006-2007. The database is divided into two parts. The first part is constituted by assimilating the maximum of data collected (temperature, humidity, and wind velocity) as possible, which is used to investigate the relative importance among turbulence, radiation, and microphysics for radiation fog simulation. The remaining data (LWC, visibility, and cloud droplet size spectrum) make the second part, which is used for model validation. The validation technique applied is to compare the simulated results using one-dimensional version of the 3D computational fluid dynamical model *Mercure_Saturne* to one of the best collected in situ data during the ParisFog campaign. Special attention is given to the detailed and complete simulations. Several parameterizations for turbulence, nucleation and sedimentation have been described. The present results will be subsequently used for a statistical study of radiation fog events in forecasting mode over a long period.

The comparison between the simulated and the observed visibility, in the single-column model case-study, shows that the evolution of radiation fog is correctly simulated. The analysis of the behavior of the different parameterized physical processes suggests that

the subtle balance between the various processes is nearly achieved. This study also reveals that the fog evolution strongly depends on the turbulent exchange coefficients, the condition of cloud droplet activation, and the sedimentation velocity.

3.2.1 Introduction

Fog is an important meteorological phenomenon, which can have serious negative impacts on air quality, airport operations, and highway safety. Radiative cooling and horizontal movement (advection) are the two main physical processes responsible for fog formation. Fog can be classified as radiative when the first mechanism dominates and as advective when the second is prominent. A radiation fog event is a result of the complex interaction between the land surface and the lower layers of the atmosphere. Its development is primarily controlled by a balance between radiative cooling and turbulence. Meanwhile, the role of cloud microphysics also emerges as important factor.

In recent years, there has been impressive progress in fog simulation and prediction. In statistical model, a highly valued and innovative scientific research was carried out by using artificial neural network techniques in the field of fog forecasting (Fabbian et al., 2007) ; In ensemble forecast and assimilation system, single-column model (hereafter noted as SCM) with high vertical-resolution and variational approach were used to provide accurate forecasting of fog events (Bergot et al., 2005; Müller et al., 2007; Roquelaure and Bergot, 2008) ; In detailed numerical simulation, Nakanishi (2000) has studied the 3D structure of radiation fog, focusing on the dynamic and generation mechanism with Large-Eddy Simulation (LES). On the other hand, from a climatological point of view, Westcott (2007) has developed a fog climatology to examine the surface weather conditions at dense fog onset and during dense fog events for the period 1948-1996. Nevertheless, even if SCMs are extensively used, a benchmark of such models gives the important scattering result concerning the occurrence and dissipation time of fog (Bergot et al., 2007). It is generally accepted that various observations and measurements with a high spatial resolution are fundamental for fog forecasting, such as the Fog-82 campaign in Albany, NY USA (Meyer et al., 1986), Cabauw in Netherlands (Musson-Genon, 1987; Duynkerke, 1991; Nakanishi, 2000), Lille in north of France (Guedalia and Bergot, 1994), and Po Valley in Northern Italy (Fuzzi et al., 1992, 1998). Further, if lack of detailed observations, the fluid-mechanical instabilities occurring in the fog layer cannot be investigated satisfactorily (Nakanishi, 2000). So, a more detailed and complete experimental work is required. As an original contribution, a 6-month cooperative field experiment, named ParisFog was conducted at the SIRTA Observatory (20km South Paris), France, from November 2006 to March 2007, to monitor simultaneously all physical processes (dynamical and microphysical) that drive formation and dissipation of radiation fog (Haeffelin et al., submitted).

Today, in order to improve the physical parameterization schemes and better understand the relevant physical processes of radiation fog, the development of new fog models as well as the improvement of existing models could lead to the goal. In this paper, we

purpose a SCM and assess its ability to reproduce the main mechanisms of fog formation and dissipation, in particular liquid water evolution, horizontal visibility evolution and cloud droplet size spectrum. A case study is chosen from the ParisFog database to test the SCM against a real event, the Intensive Observation Period (IOP) number 13, which is one of the best documented. Because of the simplicity of running a SCM, we can "inexpensively" perform sensitivity tests, furthermore, when developing and testing a new parameterization it can be useful to keep the large-scale atmospheric circulation fixed so that a better assessment can be made of the impact on the local climate without the complication of large-scale feedback (Randall et al., 1996). We begin by a description of the SCM with particular emphasis on the treatment of cloud droplet microphysics. The modeling approach and sensitivity tests are then analyzed. The paper concludes with a discussion of the results and perspectives for the comparison on a long series of fog events.

3.2.2 ParisFog field experiment

The observations used in this study are routine measurements collected at the SIRTA observatory (48.713°N and 2.208°E), which is located 20 km south of Paris, on the campus of Ecole Polytechnique in Palaiseau. The SIRTA site can be considered as a semi-urban environment divided equally in agricultural fields, wooded areas, and housing and industrial developments. The objective of the ParisFog field campaign was to document the radiative, thermodynamical and dynamical processes during the fog life cycle. This program produced a large dataset which has become the focal point of analysis and fog research. A comprehensive classification of the 36 fog and near-fog events sampled during the ParisFog shows the large variability of observed situations with predominant occurrences of radiation fog and stratus cloud. It demonstrates the processes involved in fog formation and development, including the role of radiation, microphysics, turbulence, and moisture transport over heterogeneous terrain. The full details of the ParisFog field project and the instruments used to collect data can be found in Bergot et al. (2008).

3.2.3 Model description

The atmospheric SCM used in this study is the one-dimensional version of the computational fluid dynamics model *Mercure_Saturne*, which is the 3D model adapted to atmospheric flow and pollutant dispersion, developed at CEREA (joint laboratory École Nationale des Ponts et Chaussées-EDF R&D, Université Paris Est). *Mercure_Saturne* model has been tested and validated for the numerical simulation of cooling tower plume (which can be considered as an artificial cloud) by Bouzereau et al. (2008). A detailed description of the warm cloud microphysical scheme can be found in Bouzereau et al. (2008), so only a brief summary and some recent improvements will be given here.

Mercure_Saturne solves the basic set of classical time averaging (Reynolds averaging) and density weighted time averaging (Favre averaging) equations that include classical Navier-Stokes, species, and energy transport equations. The SCM represents an isolated column of atmosphere extending upwards from, and including, the underlying surface.

The model can be forced every time step by advection obtained from observational data or operational analysis or being nudged toward "observed" background. The model is integrated in a 69-level vertical grid, with the lowest level at about 2-meter above the ground and the highest at 2500 m. The main characteristics of the physical package related to warm-cloud modeling in the *Mercure_Saturne* are described below.

Microphysics

In *Mercure_Saturne*, the thermodynamic equations are derived from the conservation of moist static energy (Betts, 1973). The variables chosen are conservative during condensation process. They are given by :

$$\theta_l = \theta - \frac{L_v \theta}{C_p T} q_l, \;\; q_w = q + q_l, \tag{3.1}$$

where θ_l is the liquid potential temperature, θ is the potential temperature, L_v is the latent heat of vaporization, C_p is the heat capacity at constant pressure, T is the temperature in Kelvin, q_w is the sum of water vapor q and LWC q_l. Here, q_l is diagnosed from the predicted value of q by using a subgrid condensation scheme including supersaturation effect.

Additionally, for many cloud modeling purposes, it is necessary to be able to approximate an observed cloud droplet size distribution by an analytical expression. In *Mercure_Saturne*, warm cloud droplets are assumed to follow a lognormal distribution. This distribution function has been employed by Bouzereau et al. (2008) to simulate the cooling tower plume, and will be used in this paper for sensitivity analysis. The number of cloud droplets whose diameter lies in the range r and $r + dr$ is given by :

$$n_c(r) = \frac{N_c}{r\sqrt{2\pi}\ln\sigma_c} \exp\left[-\frac{(\ln r/r_0)^2}{2\ln^2\sigma_c}\right], \tag{3.2}$$

where r is the cloud droplet radius, and $n_c(r)dr$ is the number of cloud droplets in the radius range dr. Also, N_c is the total droplet number concentration per unit volume, σ_c is the standard deviation of the distribution and r_0 is the median radius.

In this way, the warm cloud microphysics can be described by three prognostic variables : the liquid potential temperature θ_l, the total water content q_w, and the cloud droplet number concentration N_c. The corresponding equations take the following form :

$$\rho\left(\frac{\partial}{\partial t} + u_i\frac{\partial}{\partial x_i}\right)\theta_l = \frac{\partial}{\partial x_i}\left[\left(\frac{\lambda_c}{C_p} + \frac{\mu_t}{P_r}\right)\frac{\partial\theta_l}{\partial x_i}\right] - \frac{\theta}{TC_p}\frac{\partial F_{rad}}{\partial z} - \rho\frac{L_v\theta}{C_pT}\left(\frac{\partial q_l}{\partial t}\right)_{\text{SED}}, \tag{3.3}$$

$$\rho\left(\frac{\partial}{\partial t} + u_i\frac{\partial}{\partial x_i}\right)q_w = \frac{\partial}{\partial x_i}\left[\left(\frac{\lambda_c}{C_p} + \frac{\mu_t}{P_r}\right)\frac{\partial q_w}{\partial x_i}\right] + \rho\left(\frac{\partial q_l}{\partial t}\right)_{\text{SED}}, \tag{3.4}$$

$$\rho\left(\frac{\partial}{\partial t} + u_i\frac{\partial}{\partial x_i}\right)N_c = \frac{\partial}{\partial x_i}\left[\left(\frac{\lambda_c}{C_p} + \frac{\mu_t}{P_r}\right)\frac{\partial N_c}{\partial x_i}\right] + \rho\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{C/E}} + \rho\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{NUC}} + \rho\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{SCC}} + \rho\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{SED}}, \tag{3.5}$$

where ρ is the air density, u_i the wind components, λ_c the thermal diffusivity, μ_t the turbulent viscosity, P_r the turbulent Prandtl number and F_{rad} the vertical divergence of net radiative fluxes. The subscript SED refers to the rate of change due to sedimentation ; C/E, condensation/evaporation ; NUC, cloud droplet nucleation ; SCC, self-collection, respectively. In order to close the system (1)-(3), the sink/source terms on the right-hand sides are parameterized in terms of the prognostic variables themselves, as will be explained further below.

Nucleation As we know the radiative characteristics of the clouds (radiative fluxes, divergence, and albedo) are very sensitive to the evolution of their microstructure. For radiation fog, infrared cooling is a main mechanism driving the saturation. In order to take into account this effect, the evolution equation of supersaturation is supplemented with a radiation term. In the following it will be shown that the radiation term in the growth equation of cloud droplets linearly depends on the absorption cross section of a single particle, so that this term becomes more important for the large droplets. In other words, the distribution of the largest droplets is now only limited by their gravitational settling. Therefore, this yields the supersaturation equation including radiative effects :

$$\begin{aligned}\frac{ds_{v,w}}{dt} &= \left(\frac{\zeta L_v g}{R_a C_p T^2} - \frac{g}{R_a T}\right) W - \left(\frac{R_a T}{\zeta e_s} + \frac{\zeta {L_v}^2}{pTC_p}\right)\frac{dq_l}{dt} + \left(\frac{\zeta L_v}{\rho C_p R_a T^2}\right)\frac{\partial F_{rad}}{\partial z} \\ &= A_1 W - A_2 \frac{dq_l}{dt} + A_3 \frac{\partial F_{rad}}{\partial z}, \end{aligned} \tag{3.6}$$

where $s_{v,w}$ is the supersaturation, t is the time, $\zeta = 0.622$ (molecular weight of water/molecular weight of air), g is the gravity, R_a is the gas constant for dry air, W is the updraft velocity, and e_s is the saturation vapor pressure of water.

As the primary source of cloud droplets, cloud droplet nucleation process depends upon many factors including the characteristics of the aerosols, the updraft velocity of the cloud and the radiation of the clouds, all of which contribute to the level of supersaturation and, therefore, to the amount of aerosols that become cloud droplets. A cloud droplet nucleation parameterization based on Abdul-Razzak et al. (1998) and Abdul-Razzak and Ghan (2000) is used in this study. Compared to implicit parameterizations (such as, Pruppacher and Klett (1997) and Cohard et al. (1998)), it combines the treatment of mono- and multi-modal aerosol distribution consisting of few chemical species. Here, we revisit only the basics, keeping in mind that for multimodal aerosol we need to add over all modes of the aerosol size distribution. With the superposition of three lognormal aerosol distributions, as proposed previously, the number of cloud droplets nucleated at the maximum supersaturation s_{max}, is effectively given by :

$$N_c(s_{max}) = \frac{1}{2}\sum_{i=1}^{3} N_{AP_i}\left[1 - \mathrm{erf}\left(\frac{2\ln\left(s_i/s_{max}\right)}{3\sqrt{2}\ln\sigma_{a_i}}\right)\right], \tag{3.7}$$

where N_{AP_i} is the total aerosol number concentration of mode i, s_i is the critical supersaturation of a particle with the diameter r_{AP_i} and the geometric mean diameter of the aerosol

mode i. It can be calculated by using the Köhler theory. The maximum supersaturation s_{max} is given by :

$$s_{max} = \sum_{i=1}^{3} \frac{1}{{s_i}^2} \left[f_i \left(\frac{\varsigma}{\eta_i} \right)^{3/2} + g_i \left(\frac{{s_i}^2}{\eta_i + 3\varsigma} \right)^{3/4} \right]^{-1/2} \tag{3.8}$$

where :

$$f_i = 0.5 \exp\left(2.5 \ln^2 \sigma_i\right), \tag{3.9}$$

$$g_i = 1 + 0.25 \ln \sigma_i, \tag{3.10}$$

$$s_i = \frac{2\left(2A\right)^{3/2}}{3\sqrt{B} r_{AP_i}}, \tag{3.11}$$

$$\varsigma = \frac{2A}{3} \left(\frac{A_1 W + A_3 \partial F_{rad}/\partial z}{A_4} \right)^{1/2}, \tag{3.12}$$

$$\eta_i = \frac{\left[\left(A_1 W + A_3 \partial F_{rad}/\partial z\right)/A_4\right]^{3/2}}{2\pi \rho_w A_2 N_{AP_i}}, \tag{3.13}$$

with : ρ_w is the water material density, A_1, A_2, A_3 are the constants that have been defined in Eq. (4), and A_4, A, B can be found in Abdul-Razzak et al. (1998).

In addition, there are other two nucleation schemes available in our model : Pruppacher and Klett (1997) and Cohard et al. (1998). They will be compared in the sensitivity analysis section.

Sedimentation The important role of cloud droplet sedimentation in the water budget of radiation fog was first revealed in field observations as well as in the numerical study by Roach et al. (1976) and Brown and Roach (1976). They found that when the sedimentation was not included, the water budget and the modeled LWC was unrealistically large. An adequate mathematical description of the sedimentation process, which depends upon cloud droplet settling velocity V_g , is as follows :

$$\left(\frac{\partial N_c}{\partial t} \right)_{\text{SED}} = \frac{\partial}{\partial z} \int_0^{R_c} V_g(r) n_c(r) dr, \tag{3.14}$$

$$\left(\frac{\partial q_l}{\partial t} \right)_{\text{SED}} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \int_0^{R_c} V_g(r) \frac{4\pi}{3} r^3 n_c(r) dr. \tag{3.15}$$

Assuming that we are only in the presence of cloud droplets ($r < R_c$ and $R_c = 41\mu m$). The presence of droplets with larger radius ($r > R_c$) would require the activation of precipitation module. Most current numerical fog models deal with droplet settling velocity V_g by using LWC or N_c, or both, as described in Table (3.1) (from BR76 to DD88). However, these parameterizations do not allow taking into account the near-surface phenomenon like fog deposition. So we purpose a new parameterization to calculate

Tab. 3.1 : *Parameterization list of droplet settling velocity (V_g in $m\ s^{-1}$ and N_c in cm^{-3})*

Parameterization	Reference	Abbreviation
$V_g = 62.5q_l$	Brown and Roach (1976)	BR76
$V_g = \alpha(q_l N_c^{-1})^{\beta}$	Corradini and Tonna (1980)	CT80
$V_g = 1.9 \times 10^{-2} q_l$	Kunkel (1984)	K84
$V_g = \max(1.9 \times 10^{-2}, 2 \times 62.5q_l)$	Musson-Genon (1987)	LMG87
$V_g = q_l(N_c \times 10^6)^{2/3} \times 10^6$	Duynkerke and Driedonks (1988)	DD88
$V_g = 1.27 \times 10^8 r^2$	Duynkerke (1991)	D91
$V_g = \rho g C_c r^2 (18\eta)^{-1}$, with C_c being a correction factor for small particles	Zhang et al. (2001)	ZGPB01

V_g from Zhang et al. (2001), in which V_g is calculated as a function of particle size and density, as well as meteorological conditions.

The fog deposition process has long been recognized as an important factor in the water balance of ecosystems (Klemm and Wrzesinsky, 2007). This process of removal by vegetation of fine fog droplet is generally a small component of chemical deposition but is also estimated from the droplet concentration. The deposition flux of fog water, F_{dep}, is predicted from the simple inferential model equation of the type :

$$F_{dep} = q_l R_t^{-1} = q_l V_{dep}, \tag{3.16}$$

where V_{dep} is the deposition velocity ($V_{dep} = R_t^{-1}$), and R_t is the total resistance against deposition and computed as a combination (parallel and serial arrangements) of aerodynamic and surface resistances within the first layer (between the ground surface and the first grid level) : $R_t = R_{aero} + R_{surf}$. The aerodynamic and surface resistances are calculated as :

$$R_{aero} = \frac{\ln(z_1/z_0) - \psi_h}{k_{ar} u^*}, \quad R_{surf} = \frac{1}{\varepsilon_0 u^* (E_{im} + E_{in})}, \tag{3.17}$$

where z_1 is the height at which the deposition velocity V_{dep} is evaluated, z_0 is the roughness height, ψ_h is the stability function, k_{ar} is the Von Karman constant, u^* is the friction velocity, $\varepsilon_0 = 3$ is an empirical constant for all type of land, and E_{im}, E_{in} are collection efficiency from impaction and interception, respectively, which were defined in Zhang et al. (2001).

Finally, if a deposition process is taken into account in the model, the new droplet settling velocity will be calculated as the sum of V_g and V_{dep}.

Self-collection For fog case, cloud droplet can be lost through evaporation, sedimentation or through self-collection. SCC is the process in which cloud droplets collide and stick

Tab. 3.2 : *Parameterization list of horizontal visibility (*VIS *in m)*

Parameterization	Reference	Abbreviation
$VIS = 0.027 q_l^{-0.88}$	Kunkel (1984)	K84
$VIS = 80 N_c^{-1.1}$	Meyer et al. (1980)	MJL80
$VIS = 44.989 N_c^{-1.1592}$	Gultepe et al. (2006)	GMB06a
$VIS = 1.002 (q_l N_c)^{-0.6473}$	Gultepe et al. (2006)	GMB06b

together, but do not directly reach the size where they precipitate. In order to determine analytically the expression of cloud droplet collection rate, the approach of Seifert and Beheng (2001) has been followed in parts :

$$\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{SCC}} = -k_c \rho^2 q_l \exp\left(9\sigma_c^2\right) + \varphi_{au} \rho q_l N_c, \tag{3.18}$$

where $k_c = 9.44 \times 10^9$ m^3 kg^{-2} s^{-1}, φ_{au} is the auto-conversion rate and defined in Berry and Reinhardt (1974).

Visibility As the work of Gultepe et al. (2006) indicate, the visibility should be parameterized as a function of both LWC and N_c. The different parameterizations proposed in the literature are listed here (Table 3.2) and will be tested in the sensitivity analysis section.

Turbulent closure

The parameterization of turbulent fluxes is an extremely important aspect of one-dimensional modeling of the boundary layer. The exchanges due to turbulent transport are universally recognized as the major factors for fog evolution. The lack of turbulence precludes fog growth, but an excess vertical turbulence will give a strong mixing with high layers that counteract the appearance of fog (Musson-Genon, 1987). The different turbulence closures available in one-dimensional *Mercure_Saturne* are presented by decreasing order of complexity in this section. These different closures are based on the diffusion coefficient relating turbulent fluxes to vertical gradients of the different mean variables.

The $k-\varepsilon$ closure The essence of the $k-\varepsilon$ closure method is to diagnose the values of the diffusion coefficient for the momentum $\mathrm{K_m}$ from the predicted values of the turbulence kinetic energy k and its viscous dissipation rate ε, through the relation $\mathrm{K_m} = C_\mu k^2/\varepsilon$. The values of C_μ and the other constants used in the $k-\varepsilon$ closure were taken from Duynkerke (1988). The energy term is written in following form :

$$\frac{\partial(\rho k)}{\partial t} = \underbrace{-\frac{\partial(\rho W k)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\mathrm{K_m}}{\sigma_k}\rho\frac{\partial(k)}{\partial z}\right)}_{\text{TRANS}} + \underbrace{\mathrm{K_m}\rho\left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2\right]}_{\text{SHEAR}} + \underbrace{\frac{\rho g}{\theta_v}\overline{W'\theta_v'}}_{\text{BUOY}} - \rho\varepsilon, \tag{3.19}$$

where the sources of k are transport (TRANS), shear (SHEAR), and buoyancy (BUOY). The buoyancy flux is computed from the turbulent flux of potential temperature. For buoyancy flux treatment, Duynkerke and Driedonks (1987) and Duynkerke (1988) used an "all or nothing" condensation scheme ; Bougeault (1981) used a partial condensation scheme ; here we use a sub-grid condensation scheme as described by Bouzereau et al. (2007).

The dissipation determined by its evolution equation :

$$\frac{\partial(\rho\varepsilon)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho W\varepsilon)}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\mathrm{K_m}}{\sigma\varepsilon}\rho\frac{\partial(\varepsilon)}{\partial z}\right) = \frac{\varepsilon}{k}\left(C_{1\varepsilon}\mathrm{P_{RD}} - C_{2\varepsilon}\rho\varepsilon\right), \tag{3.20}$$

in which $C_{1\varepsilon}$ and $C_{2\varepsilon}$ are constants, and $\mathrm{P_{RD}}$ is the local production of k :

$$\mathrm{P_{RD}} = \mathrm{SHEAR} + \max(0, \mathrm{BUOY}). \tag{3.21}$$

The first-order closure parameterizatoin scheme The Louis turbulence closure (hereafter noted as LTC) (Louis, 1979; Musson-Genon, 1995) is very commonly used in the operational weather forecasting models in Météo France and in European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF). In this closure, turbulent exchange coefficients are computed as a function of mixing length and bulk Richardson number : $\mathrm{K_m} = \left|\frac{\partial U}{\partial z}\right| l^2 F_m(R_i)$, $\mathrm{K_h} = \left|\frac{\partial U}{\partial z}\right| l^2 F_h(R_i)$, where U, l, F_m, F_h, R_i , and $\mathrm{K_h}$ are defined in Musson-Genon (1995), which allow to take into account the effect due to water phase changes.

Here, k and ε can be estimated by using the definition of $\mathrm{K_m}$ and $\mathrm{K_h}$ to use a subgrid condensation scheme with this closure.

Radiation

The radiation exchange plays a primary role in the evolution of fog. For radiation fog, the nocturnal infrared cooling is the predominant effect that brings the air temperature below the saturation threshold. During the fog development phase, the infrared cooling at the top of the fog layer leads to the mixing by turbulence inside the fog layer (cold air above warm air). Solar radiation is active during the day both inside the fog layer and at the ground where solar heating is a major process in fog disappearance. In one-dimensional *Mercure_Saturne*, the radiation scheme is designed to treat separately both longwave and shortwave.

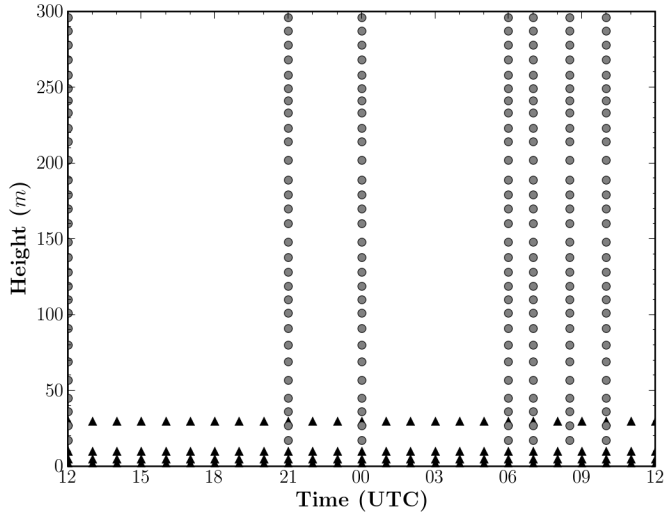
The longwave radiation transfer equation is solved by using the emissivity approximation. Gases absorption is computed for water vapor and its dimers, carbon dioxide and ozone. The effect of cloud is described by transmission functions for LWC overlapping gases absorption by means of extinction coefficient $\mathrm{K_{ext}}$ which does not depend on droplet size distribution. The cloud fraction, as determined in our subgrid condensation scheme, is taken into account following Bougeault (1985).

For solar radiation, a two-band model ($0.2 \sim 0.7\mu m$ and $0.7 \sim 4.0\mu m$) inspired from Lacis and Hansen (1974) scheme is used but with substantial improvements. Delta-Eddington approximation with Joseph's correction (Joseph et al., 1976) is used for the two stream method. Aerosol are now treated as cloud droplets but with different optical properties for single scatter albedo (SSA), asymmetry factor (AF) and optical thickness (OT). Clouds are defined by their LWC, cloud fraction and droplet size distribution that permit to determine a prognostic effective radius. For cloud droplet SSA, we can take into account the charge in pollutant (essentially black carbon) following Sandu et al. (2005), in which the cloud droplet SSA is parameterized as a function of the cloud droplet diameter, the BC's volume fraction, the wavelength and the effective refractive index, or more empirical formulation deduced from observation (Fouquart and Bonnel, 1980). For aerosol SSA, a climatological value of 0.84 for continental area is used following Leighton (1980). Eventually, in order to take into account the pollutant mixture, a more precise determination can be used following Tombette et al. (2008), in which the aerosol SSA depends on the aerosol optical thickness (AOT) and the total AOT : $\omega_a = AOT/AOT_{tot}$. From the original method we keep both the adding method but taking into account cloud fraction and the K distribution method for water vapor/liquid overlap.

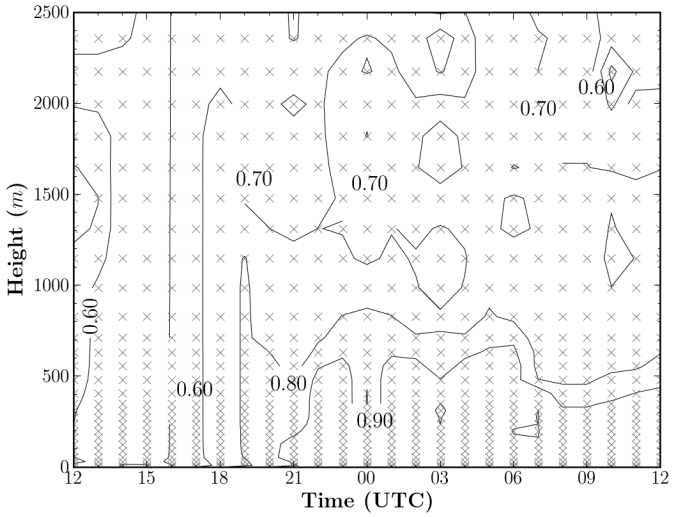
External data and objective analysis

It should be noted here that geostrophic wind components and horizontal advection are considered as external forcing parameters in SCM and can be estimated using the output of a mesoscale numerical model or from analyses of observed data. In this paper the horizontal advective terms were derived from observations taken during the ParisFog Intensive Observing Periods (IOPs) at the SIRTA site. In order to perform the physical tests of parameterization in analysis mode, a major problem is how to obtain the data required for the SCM. Because of lack of low-level information in the radiosonde, the 30-m mast and sonic anemometer will be added to the vertical information. Therefore, the process of transforming data from observations at irregularly spatio-temporal points into data at regularly arranged points for the simulation has been referred to as objective analysis technique. In this paper, the objective analysis technique used is based on the Cressman scheme (Cressman, 1959).

The Cressman objective analysis scheme assigns to each observation a circular radius of influence R. The first-guess field at each grid point P(x,t) is adjusted by taking into account all the observations which influence P(x,t). The differences between the first-guess field and the observations are calculated, and a distance-weighted average of these difference values is added to the value of the first-guess at P(x,t). Once all grid points have been adjusted, the adjusted field is used as the first guess for another adjustment cycle. Subsequent passes each use a smaller radius of influence. The weights are an exponential function of distance between grid point and observation. An example is shown in Fig. 3.2.



(a)



(b)

Fig. 3.2 : *An example of Cressman analysis. (a) spatial-temporal data distribution of the relative humidity over SIRTA site for 18-19 February 2007. Radiosonde data are presented as cirde marker and surface station data are presented as triangle-up marker; (b) interpolation results performed over the mesh grid for the simulation (cross marker present mesh grid).*

Boundary and initial conditions

Boundary conditions need to be physically sound and be specified as accurately as possible. The SCM assumes an atmospheric horizontal-homogeneity and therefore there are only top and bottom boundary conditions to set up. Above the top of the model (2500 m), a symmetry condition is imposed. At the surface (or more precisely at the roughness

height), a rough-wall boundary condition is applied.

The evolutions of land surface temperature T_s and humidity q_s can be treated through two different methods with reasonable results : the force-restore method (FRM) and atmospheric surface layer (ASL) method. The FRM has been employed with considerable success in numerical weather prediction models to estimate diurnal fluctuations in the land surface temperature by using an energy balance equation for the earth's surface (Deardorff, 1978). The ASL method (Musson-Genon et al., 2007), based on the Monin-Obukhov similarity theory, presents a technique for reconstruction of T_s and q_s evolutions based on measurements data of wind, temperature, and humidity at two different levels. This temporal dataset can replace the land-surface atmosphere model and will be imposed at the land surface as external parameters. It can be considered as a land-surface boundary layer forcing condition.

The initial conditions (temperature, humidity and wind) were obtained by Cressman objective analysis scheme from the radiosonde, sonic anemometer and 30-m mast data, as described above.

3.2.4 Simulation

Synoptic background

We will consider the fog that formed on the night of 18-19 February 2007. During the day of 18 February, the northern France is ridged with high pressure ; this brings clear skies and light winds over Palaiseau. As a result, the surface was very effectively cooled by longwave radiation. The temperature at 2-m dropped from 11 °C around sunset (1814 UTC) to a minimum of about 5.0 °C. The downward longwave flux measured showed that there was one short cloud passage during the afternoon, between 1800 and 1900 UTC, before the start of nocturnal cooling. The one-minute average relative humidity increases from about 45% (1300 UTC) to a maximum of nearly 100% during the night. The fog formed on the site toward 2300 UTC and became dense very quickly and this stage was continued until the dissipation (about 0840 UTC). During the fog event, the measurements of droplet number concentration and size distributions are performed, at the 2-m height every 10 minutes, by two PALAS WELAS-2000 particle spectrometers, in the 0.39-40 μm diameter range, with 20% uncertainty on particle number, per size bin.

Control simulation

The control simulation of the event began at 1200 UTC 18 February under the land surface forcing condition and then continued until 1200 UTC February 19 when the fog disappeared completely. Meanwhile, the SCM was operated in "nudging mode", where the temperature, humidity and wind profiles were nudged to the observed analyzed profiles (see above) using a specified time constant τ_n. As Lohmann et al. (1999) indicate, the difficulty is to find a nudging coefficient C_n (inverse of relaxation time : τ_n^{-1} s^{-1}) large enough to force the model close enough toward the observations but small enough to allow

the model to develop its own physical processes. The nudging coefficient used in control simulation was 10^{-4} s^{-1}, which is the same order as the Coriolis parameter. The complete list of the parameterizations used with a brief description of each of the adjustable parameters is shown in Table (3.3). It should be noted that the cloud droplet activation spectrum can be initiated through a fitting procedure by using scanning mobility particle sizer (SMPS) measurements of aerosol number size distribution (Fig. 3.3).

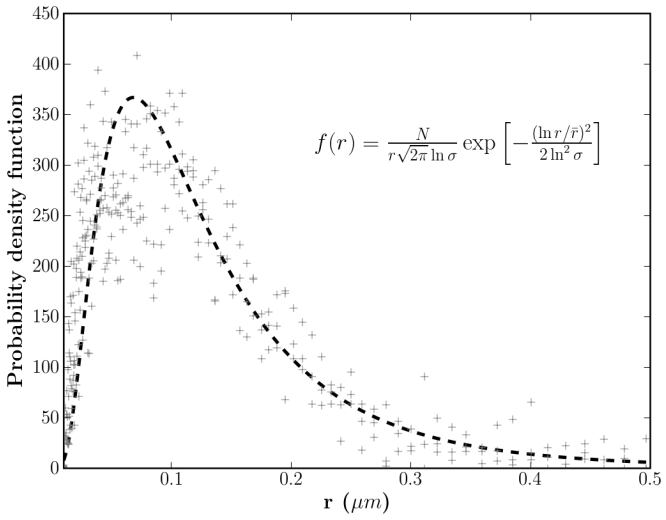


Fig. 3.3 : *Observed aerosol size number distribution (SMPS) with lognormal fits for 1800 UTC 18 February 2007. $N = 550$, $\sigma = 0.69$, and $\bar{r} = 0.11$. SMPS : plus markr, fitted lognormal function : dashed line.*

The surface energy balance is a result of a strong outgoing longwave radiative flux with a small upward ground flux : radiative cooling progresses to the point that the air just above the ground becomes supersaturated and fog droplet begin to form by condensation. After the onset of fog, the situation dramatically changes. The turbulence near the ground grows and the lowest layers of the column mixes up forming the so-called fog layer - the fog development is beginning. The time series of air temperature recorded at different levels, depicted in Fig. 3.4a, clearly shows a typical temperature mixing process and a movement of the inversion to upper levels. Here, we notice a turbulence kinetic energy (hereafter noted as TKE) underestimation of which value is about 30%, especially between 1700 and 0000 UTC (Fig. 3.4b). This TKE underestimation seems to be a common feature of the SCM modeling and this situation might necessitate a 3D modeling, which allows taking explicitly into account the spatial heterogeneity of the environment.

Figs. 3.4c and 3.4d show vertical profiles comparisons between the simulated and the observed (radiosonde data) for temperature and wind intensity, respectively. It should be mentioned that the simulated profiles are correctly reproduced, especially the appearance of a well mixed layer between 0000 and 0003 UTC, increasing within the fog layer. Meanwhile, we also noticed a temperature underestimation at 2100 UTC (Fig. 3.4c), and that is related to the equilibrium between turbulence and radiative cooling before the fog

Tab. 3.3 : *The adjustable parameters studies in the sensitivity experiments. A brief description of the parameter, the control value used and the calculated sensitivities are given.*

Parameterization	Description	Control version	Sensitivity tested
Turbulent closure	Dynamic	$k-\varepsilon$ (Duynkerke, 1988)	Louis (Musson-Genon, 1995)
K_{ext}	Extinction coefficient	120	150
ω_c	Cloud droplet single-scattering albedo	Sandu et al. (2005)	Fouquart and Bonnel (1980)
ω_a	Aerosol single-scattering albedo	Tombette et al. (2008)	Leighton (1980)
NUC	Nucleation term	Abdul-Razzak et al. (1998)	(1) Pruppacher and Klett (1997) ; (2) Cohard et al. (1998)
SED	Sedimentation term	ZGPB01	see Table 3.1
DEPO	Deposition term	ZGPB01	without deposition
SCC	Self-collection term	Seifert and Beheng (2001)	without SCC
C_n	Nudging coefficient	10^{-4}	10^{-3}

appearance. Since the $k - \varepsilon$ closure, the lack of turbulence in the SCM leads to insufficient cooling near the surface, moreover, the longwave radiation scheme ought to be more refined near the surface in order to precisely estimate the infrared cooling. During the

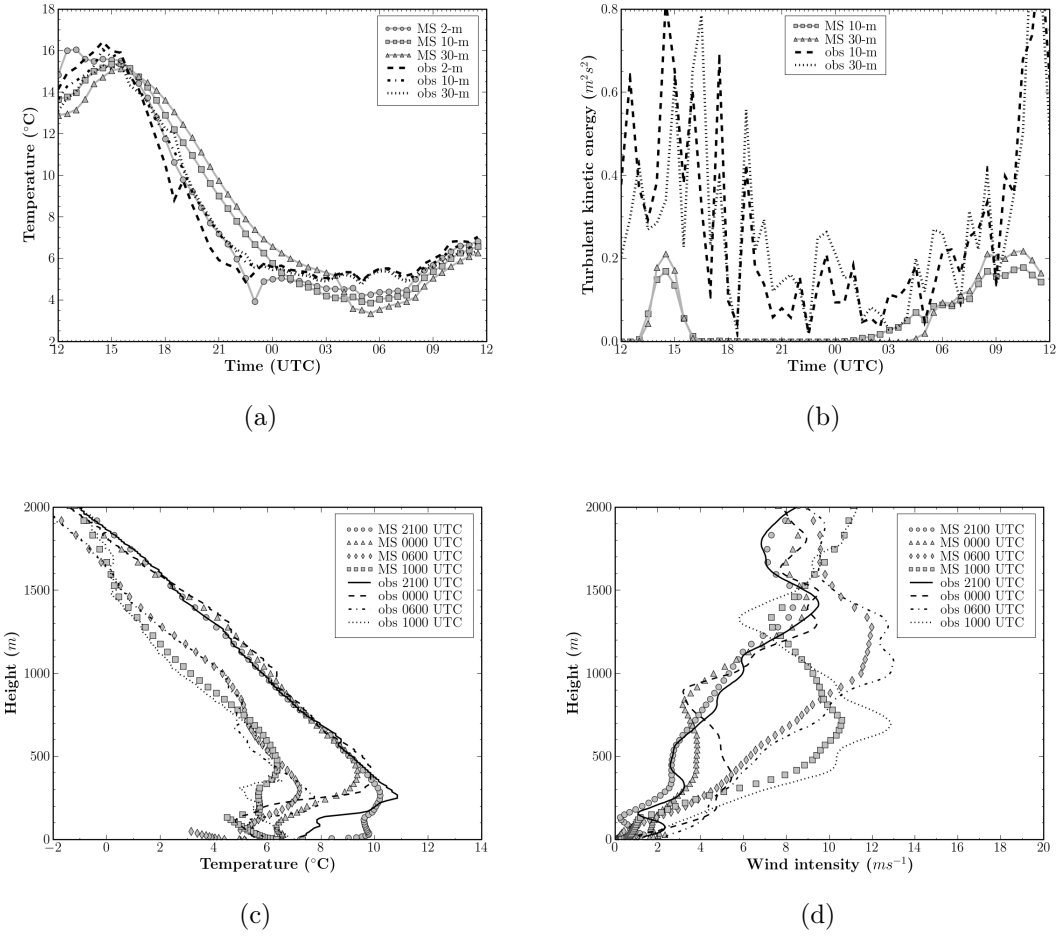


Fig. 3.4 : *Comparison between simulated ("MS") and observed ("obs") for (a) the temperatures at different levels ("2m", "10m", and "30m"), (b) the TKEs at different levels ("10m" and "30m"), (c) the different temperature profiles ("2100 UTC", "0000 UTC", "0600 UTC", and "1000 UTC"), and (d) the wind intensity profiles (with the same legend as (c)).*

initial stage of fog formation, as shown in Fig. 3.5a, infrared cooling continues at near the surface until the fog depth reaches several meters, deep enough to begin to absorb and re-emit radiation originating from the earth. As can be seen in the results reported in the comparison of simulated and observed visibility (Fig. 3.5b), the model correctly predicts the fog formation time with LWC $= 0.05\ g.kg^{-1}$, even though the visibility is about 200 m at this stage that is due to the exceeded temperature by the model at 2100 UTC. The fog dissipation starting at the ground after 0840 UTC is also correctly reproduced. After 0840 UTC the radiative heating near-surface begins to warm the lower portion of the fog layer and the fog begins to dissipate from below.

During the maintenance phase, the fog is more likely contain a large number of small droplets, rather than a small number of large droplets. As shown in Fig. 3.5c, the values and overall size range of droplets simulated are in good agreement with the observation (Fig. 3.5d), especially for the droplet number. However, the width of the cloud droplet spectrum is larger than the observations, this is entirely due to the subgrid condensation scheme used, which systematically exceeded the LWC during the simulation. In addition, we noticed that there are still some small particles present at 0900 UTC (Fig. 3.5d). As mentioned previously, the measurements of droplets has 20% uncertainty on number, this just might make it possible for some large aerosols being sampled.

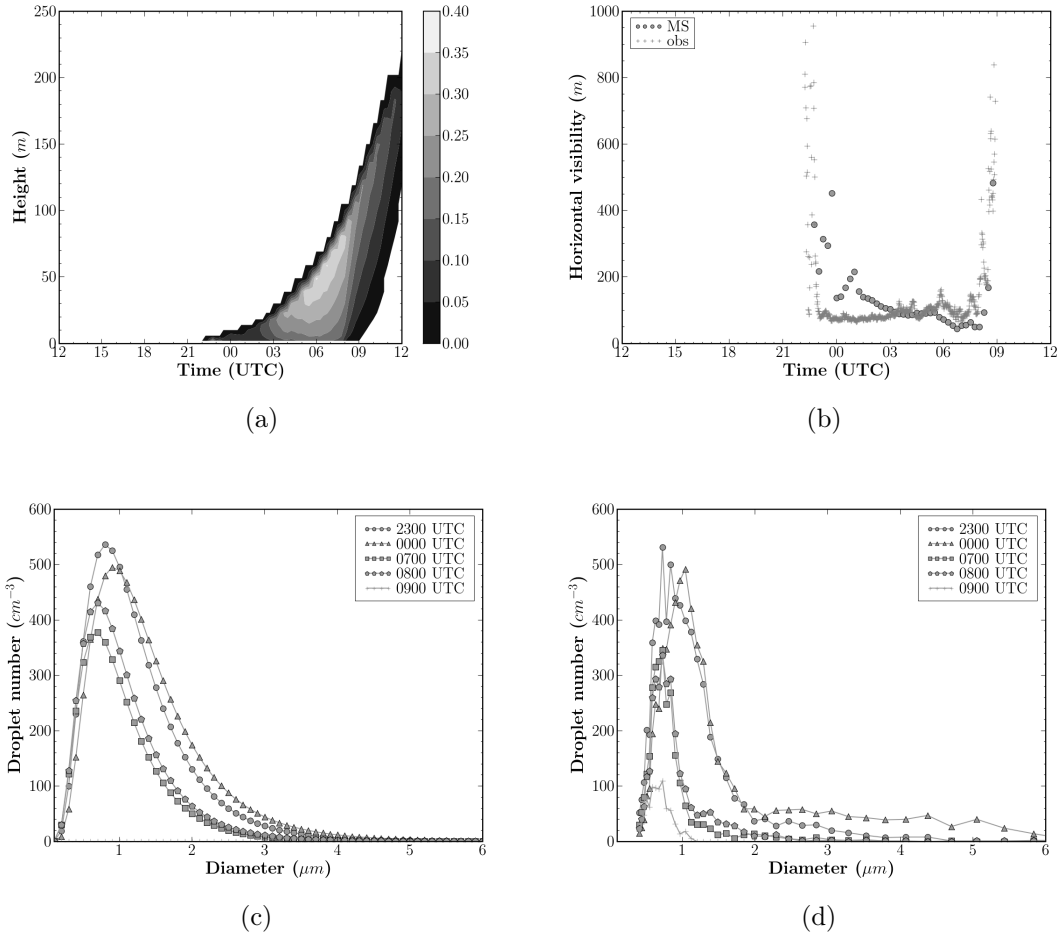


Fig. 3.5 : *Comparison between simulated and observed for (a) the simulated* LWC *time evolution, (b) the horizontal visibility simulated at 2-m height, (c) the cloud droplet size spectrum simulated at 2m height, and (d) the cloud droplet size spectrum observed at 2-m height.*

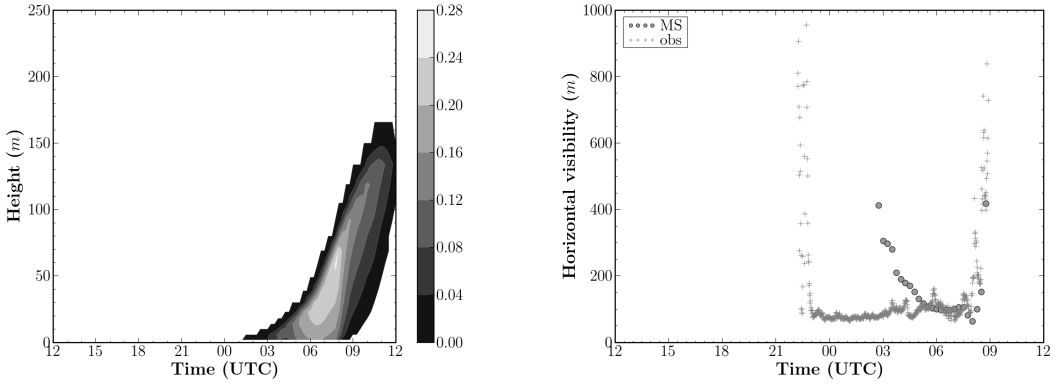
Here, it is necessary to mention that the value of the logarithmic spread of cloud droplet distribution, σ_c, is an operational variable to be determined. The value used in Bouzereau et al. (2008) was tested firstly and it gave a bias of about 2 μm in the median radius. To adapt for the fog simulation, σ_c is fitted to the observed data of cloud droplets

and this gives an acceptable result. The value will be employed for further work concerning the forecasting of radiation fog.

Sensitivity analysis

In this section, the sensitivity of the model to the various input parameters was tested. The list of the adjustable parameters for the sensitivity tests have been shown in Table (3.3). Besides the aforementioned tests dealing with the physical process, one more influence factor is considered : the treatment of land surface-atmosphere interactions, which plays an important role in predicting fog.

Sensitivity to turbulent closure In these experiments, the simulation was performed with the LTC. In spite of its simplicity, in this case-study, the closure gives comparable results to the $k-\varepsilon$ for near-surface temperature and TKE. However, the results for LWC and horizontal visibility are significantly different from the $k-\varepsilon$. On the whole, this is because the LTC tends to promote greater turbulent entrainment than $k-\varepsilon$. This produces smoother vertical profiles and therefore, the vertical distribution of LWC is different from $k-\varepsilon$ (Fig. 3.6a). On the other hand, the near-surface turbulence attenuates the gradient of temperature and humidity and therefore, the LWC near the surface is less and the fog formation predicted is 1 h late (Fig. 3.6b). However, the fog dissipation is correctly reproduced.



(a) (b)

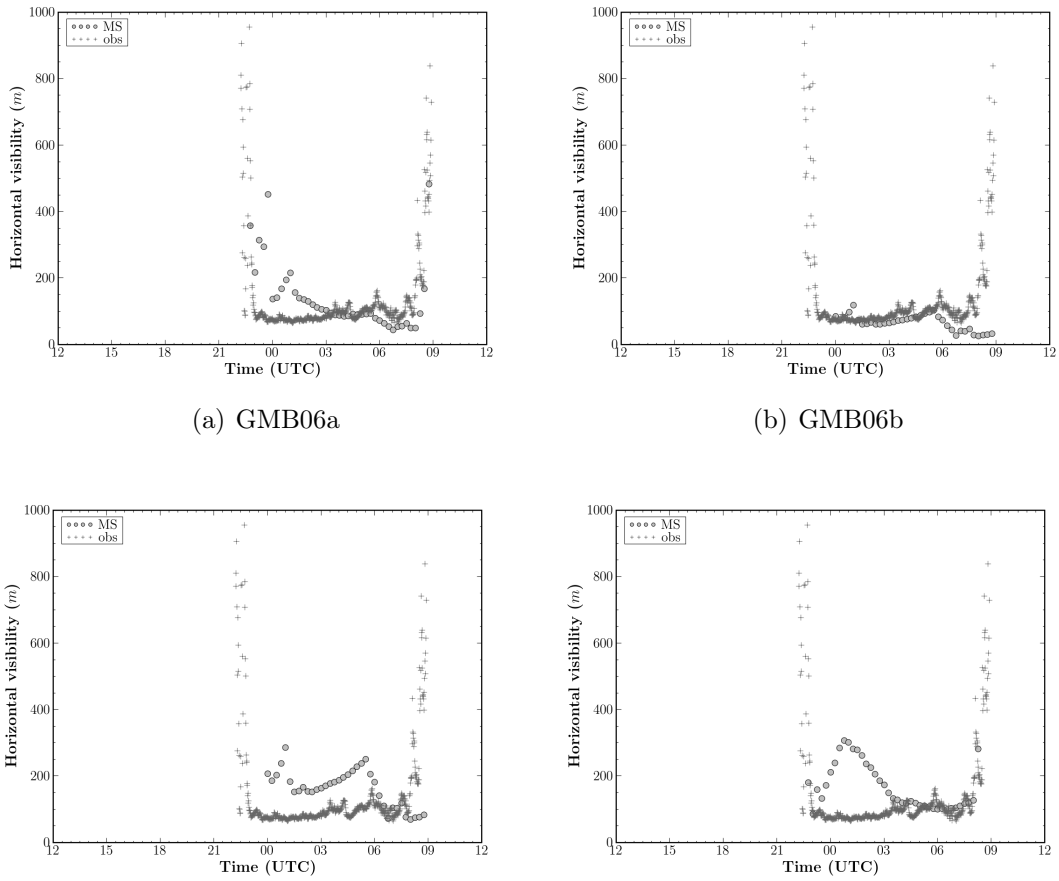
Fig. 3.6 : *The effects of the Louis closure on (a) the simulated* LWC *time evolution and (b) the horizontal visibility simulated at 2-m height.*

Sensitivity to SSA in the solar radiation In this section we investigate the sensitivity of the model results to the specification of cloud droplet SSA parameterization. Two cloud droplet SSA schemes are examined : (i) Sandu et al. (2005) ; and (ii) Fouquart and Bonnel (1980). The main difference between the two parameterizations is that (i) tends to have greater LWC in the lower atmosphere compared to (ii). This is because the

absorption of solar radiation is partially dependent on the aerosol chemical composition (especially black carbon) incorporated in cloud droplets. The parameterization of Fouquart and Bonnel (1980) seems to exceed the impact of absorption for cloud simulation. However, since the radiation fog usually occurs during night or early morning when solar radiation is absent, the simulation did not make much difference. Nevertheless, to simulate a dense fog event with long duration, it is still necessary to explicitly deduce the droplet SSA from the properties of the background aerosol.

Sensitivity to microphysics

Visibility parameterization test The Fig. 3.7 presents a comparison of different visibility parameterizations proposed by Gultepe et al. (2006), in which the parameterization GMB06a shows good agreement with the observation. Therefore this parameterization will be employed to examine the impacts of sedimentation and nucleation. Since the effects of N_c on the dynamical and thermodynamical variables are very slight, the consideration should be put on the visibility evolution and the water content evolution in following sections.



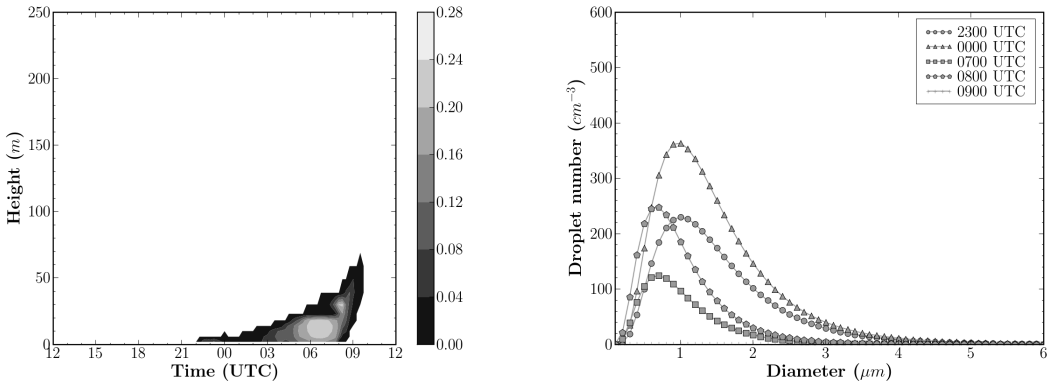
(a) GMB06a (b) GMB06b

(c) MJL80 (d) K84

Fig. 3.7 : *Comparison among different visibility parameterizations (Table 3.2).*

Effect of sedimentation parameterization The parameterization of the sedimentation used in the control run was replaced with alternate schemes in six additional runs (see Table 2.2). These runs produced different LWC and N_c, leading to a large difference in horizontal visibility. In particular, the use of the formula DD88 gives much more LWC in fog mature phase and consequently a delay in fog dissipation (Fig. 3.8a). Moreover, sedimentation of cloud droplets is important as a transport mechanism of liquid water for low levels. The N_c is therefore predicted unrealistically large (Fig. 3.8b). Furthermore, it is necessary to point out that the total suppression of sedimentation term gives an unrealistic LWC, greater than 0.5 $g.kg^{-1}$. For these reasons, an accurate sedimentation parameterization is a necessary condition for forecasting of visibility range.

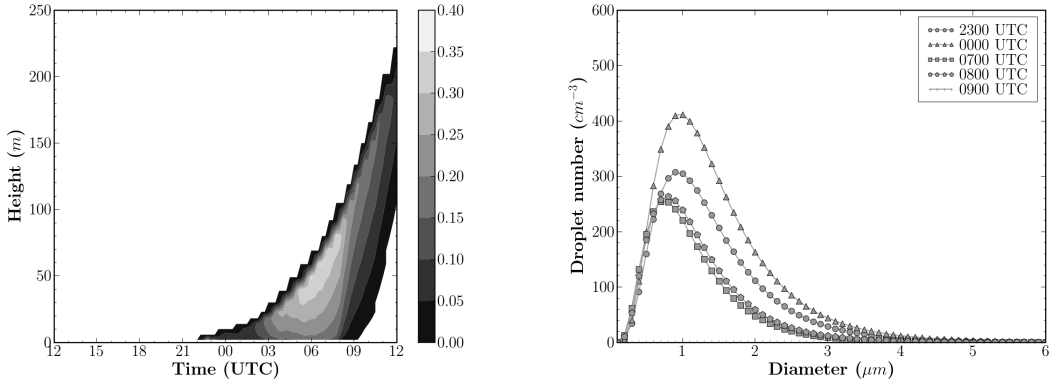
In this experiment, the effect of droplet deposition is not remarkable for fog evolution. From the deposition parameterization, it is possible that turbulent impaction has primary influence on deposition at high friction velocity. We have a friction velocity of the order of 5 $cm.s^{-1}$ simulated during the occurrence of fog, this may help explain why the liquid water and droplet concentration are little change in the fog life. Furthermore, one case does not guarantee that the simulation will be effective and efficient. We may need more cases with different local condition to study the fog deposition fluxes of water and particle.



(a) (b)

Fig. 3.8 : *The effects of the sedimentation parameterization of DD88 on (a) the simulated* LWC *time evolution and (b) the cloud droplet size spectrum simulated at 2-m height.*

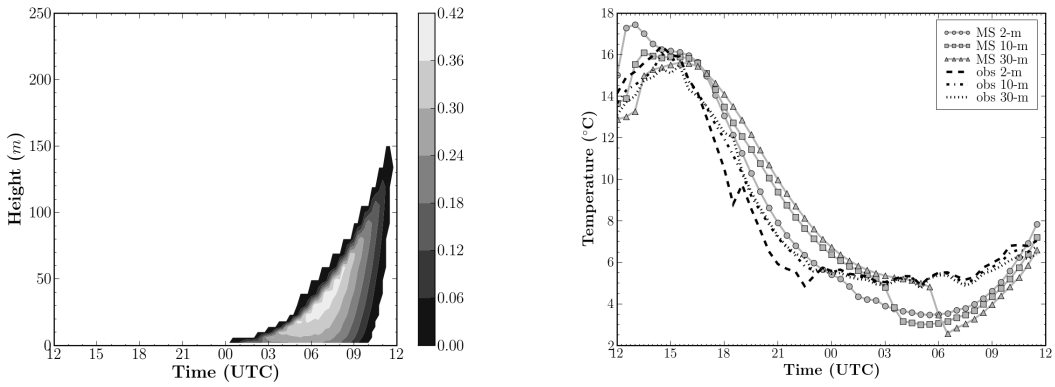
Effect of nucleation parameterization The same type of test was performed with the other two cloud droplet nucleation parameterizations. It should be noticed that the change of nucleation scheme has only an influence on the cloud droplet number concentration (very slight effect on other variables), as shown in Figs. 3.9a and 3.9b. Since aerosol can act as cloud condensation nuclei, the properties of aerosol in the ambient air play an important role in fog evolution. As a major source, the activation of fog droplet occurs at different supersaturation for different aerosol species. For this reason, the parameterization of Abdul-Razzak et al. (1998) gives good agreement for cloud droplet size spectrum.



(a) (b)

Fig. 3.9 : *The effects of the nucleation parameterization of Cohard et al. (1998) on (a) the simulated* LWC *time evolution and (b) the cloud droplet size spectrum simulated at 2-m height.*

Simulation with land surface-atmosphere model In this experiment, the temperature at z_0 is computed from the energy balance for the earth's surface (FRM). In the temperature evolution equation, the soil humidity flux will be equal to zero when the air just above the ground is saturated. Fig. 3.10 shows the LWC evolution and the horizontal visibility at 2-m height for this case. The simulation is close to that simulated with forced soil condition. In particular, the model is still able to predict well the fog dissipation phase in the morning. However, the fog evolution predicted, from the formation to the dissipation, is about 1 h late, which indicates that the modeling of the surface energy budget adds an additional uncertainty in operational forecasting models.



(a) (b)

Fig. 3.10 : *Results performed with land-surface atmosphere model. (a) the simulated* LWC *time evolution ; (b) the temperatures at different levels ("2m", "10m", and "30m").*

3.2.5 Discussion and conclusion

This paper has described numerical simulation of a radiation fog event with a complete parameterization of radiation fog physical processes. The results presented in this paper must be considered as first tests of a simulation of radiation fog with objective analysis. The simulations were compared with the observations made during the ParisFog campaign, on the SIRTA site.

The sensitivity tests have enabled us to study the influence of uncertainty in the turbulence, radiation and microphysics parameterizations of the one-dimensional model on radiation fog simulation. The detailed simulations are a preparatory work for numerical forecasting of radiation fog and 3D modeling of radiation fog over complex terrain. Here are some conclusions of this study.

In the turbulence tests section, the performance of Louis local K_m formulation and a TKE closure formulation ($k - \varepsilon$) were compared under the same forcing condition. The results indicate that the fog evolution depends heavily on the turbulent exchange coefficient. The sensitivity analysis of turbulence closure schemes showed clear variations, especially the LWC and the horizontal visibility. By the way, during the fog period, the fog distribution seems to be homogeneous horizontally ; the effect of condensation scheme is therefore very slight and can be neglected for the simulation.

In the radiation test section, the results show that our SCM is less sensitive to cloud SSA and aerosol SSA than the other parameters. However, compared to cloud SSA, the absorption coefficient ought to have an impact relatively important for the fog event with long duration.

By comparing the microphysical process parameterizations it can be seen that the probability density function of activation spectra and the sedimentation velocity are the two most important factors on fog simulation. The cloud droplet size spectrum is highly sensitive to the PDF activation spectra. Furthermore, the LWC of fog is also strongly influenced by the sedimentation flux, because it is the major factor determining the loss of condensed water in the air during the night. The SSC of small cloud droplets is less important than the SSC of large drops. This study also shows that the SSC has an insignificant impact on fog simulation compared to the two previous factors. It is no surprise to have that, because the fog droplet collection does not change the liquid water content in our semi-spectral parameterization. In addition, it is worth noting that the fog deposition has very little impact on local fog environment. However, for a long term conditions, such as urban system or forest ecosystem, this factor cannot be neglected any more. This is because cloud and fog water deposition is a process affecting water balance and chemistry in such systems.

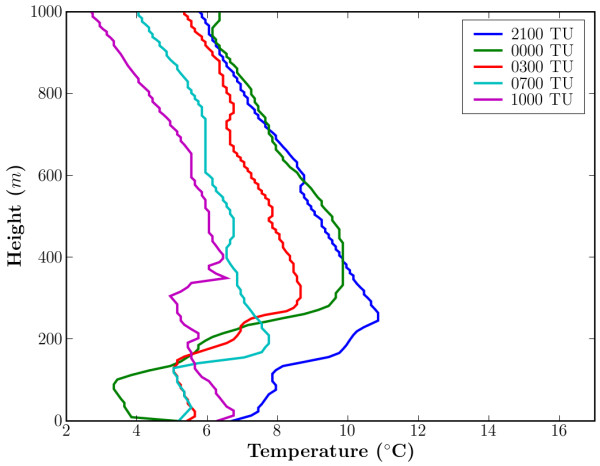
By using of Cressman objective analysis the nudging value assimilates surface data in addition to the radiosonde. The simulated results with land surface data assimilation is more accurate than the results without surface data, however, it is necessary to mention that, under synoptic conditions, the fog evolution is quite sensitive to the external parameter - nudging coefficient.

Acknowledgment

This study has been performed, during the Ph.D. thesis of Xiaojing Zhang, as part of the ParisFog project supported by the Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), and the Centre d'Enseignement et de Recherche en Environnement Atmosphérique (CEREA). We gratefully acknowledge all the people who worked on the ParisFog campaign. Computing resources were obtained from the Électricité de France (EDF) R&D Département MFEE. The authors would like to acknowledge very helpful suggestions and discussions with Thierry Bergot.

3.3 Étude sur l'épaisseur du brouillard

Dans la section précédente, la simulation du cas observé lors de la POI-13 a permis de montrer que le modèle *Code_Saturne* ***Atmo*** était capable de reproduire correctement les principaux processus mis en jeu dans le brouillard depuis sa formation jusqu'à sa dissipation, même si l'épaississement des couches stables reste un point faible de nos simulations. En revanche, une faible épaisseur du brouillard a été observée pendant la phase de formation, notamment entre l'heure de formation et 03 TU. D'après les radiosondages de 00 TU et 03 TU, nous pouvons clairement observer que la couche de brouillard était d'environ 170 m à 00 TU atteignant environ 200 m à 03 TU (Fig. 3.11).



(a) Température

Fig. 3.11 : *Radiosondages du SIRTA à 21 TU, 00 TU, 03 TU, 07 TU et 10 TU pour la température (18-19/02/2007).*

On sait qu'une couche de brouillard radiatif se forme lorsque l'air situé proche de la surface du sol se refroidit pour atteindre la température du point de rosée, puis le sommet de la couche continue de se refroidir favorisant son épaississement. Dans cette partie, on tente de comprendre quels sont les facteurs décisifs pour le développement vertical du brouillard. Bergot and Guedalia (1994) ont montré que le développement

vertical du brouillard est fortement influencé par l'advection horizontale ; pendant la nuit, cette influence est plus marquée dans la partie supérieure de la couche d'inversion que dans sa partie inférieure. De plus, le coefficient de viscosité turbulente peut jouer un rôle important dans le développement vertical du brouillard puisqu'il caractérise le transfert turbulent de quantité de mouvement par des tourbillons au sein d'un fluide ainsi que la répartition du contenu de l'eau liquide sur la verticale.

Dans la section précédente, la simulation débute à 12 TU pour vérifier le cycle diurne des variables thermodynamique et dynamique produites par notre modèle. Nous avons utilisé la technique de nudging pour modéliser le terme d'advection en assimilant des données de différentes échelles. Ce terme de nudging peut avoir une influence importante sur le développement du brouillard. En fait, une advection froide (le transport par le vent d'air relativement froid) peut détruire l'inversion nocturne de température et permettre ainsi au brouillard de se développer verticalement, inversement une advection chaude (transport d'air relativement chaud par le vent) peut renforcer l'inversion en altitude et empêcher ainsi le développement vertical du brouillard qui reste localisé près du sol.

De ce fait, on propose d'effectuer des simulations démarrant à une heure plus proche de la formation du brouillard sans ou avec nudging. L'heure de démarrage va être importante dans le cas sans nudging puisque sans terme de rappel, l'état initial peut fortement influencer la prévision à quelques heures. Selon la disponibilité des données sur le site, on a choisi de démarrer cette simulation à 21 TU.

Condition de simulation Le modèle est initialisé en utilisant le radiosondage réalisé sur le site à 21 TU et les données des mâts (température, humidité et vent) avec l'analyse objective de type Cressman.

On force le sol par des données analytiques en utilisant les lois de la couche limite de surface (Musson-Genon et al., 2007) (méthode itérative). Les paramètres d'entrée et les modèles physiques pour la turbulence, le rayonnement et la microphysique sont identiques au cas de référence démarrant à 12 TU.

3.3.1 Simulation démarrant à 21 TU

Dans cette simulation, on n'a pas de terme de rappel au forçage de grande échelle. L'évolution du brouillard est donc fortement dépendante des champs initiaux. Partant d'un état initial plus proche de l'heure de formation du brouillard, l'épaississement de la couche de brouillard est mieux reproduit que dans la simulation démarrant à 12 TU. Les hauteurs du brouillard à 00 TU et 03 TU sont environ 50 m (contre 10 m) et 100 m (contre 30 m) respectivement (voir la figure 3.12). Cette amélioration pourrait être liée à la phase de transition entre couche instable et couche stable.

À 21 TU, les couches stables au voisinage du sol sont déjà présentes dans la figure 3.11. L'inversion thermique au voisinage du sol favorise la formation, l'air plus chaud se trouvant au dessus de l'air froid. La couche limite atmosphérique est donc dans un état

thermiquement stable conduisant à une turbulence relativement peu développée, ce qui facilite l'apparition du brouillard. Dans le cas démarrant à 12 TU, bien avant l'heure de formation du brouillard, le modèle va très rapidement oublier ses conditions initiales. Dans ces conditions, sur cette situation où les processus d'advection ne sont pas totalement négligeables, l'ajout d'un terme de forçage est important et l'on ne peut se contenter de la modélisation des équilibres verticaux locaux décrit par le modèle 1D.

En regardant les résultats sur la visibilité mesurée à 2 m (Fig. 3.12(b)), on constate que l'apparition du brouillard a lieu à peu près à la bonne heure. Cependant, sa dissipation se produit un peu trop tard. De plus, on constate que le contenu en eau liquide nuageuse prévu est trop élevé, avec un maximum 0.9 $g.kg^{-1}$ (valeurs observées dans des brouillards : 0.1 à 0.5 $g.kg^{-1}$). C'est peut être dû à la sous-estimation par notre modèle du mélange vertical par la turbulence ralentissant l'épaississement de la couche de brouillard par érosion de l'inversion, la sédimentation n'étant pas assez efficace pour diminuer les contenus en eau liquide. La comparaison aux températures mesurées à différents niveaux sur le mât nous montrent une forte sous-estimation par notre modèle, d'environ 2.5 °C pendant la phase de formation du brouillard mais aussi tout au long de sa phase de développement. Cela se traduit par une apparition trop rapide du brouillard et par une légère surestimation de la teneur en eau liquide dans la partie basse de la couche de brouillard. Si l'on s'intéresse au flux de chaleur sensible, on constate une surestimation du flux au cours de l'évolution de brouillard (depuis sa formation jusqu'à sa dissipation vers 8-9 TU) ce qui traduit bien que les couches au voisinage du sol ne sont pas assez mélangées thermiquement. Le transport turbulent n'étant pas assez efficace, les gouttelettes crées par refroidissement radiatif sont retenues dans la partie basse de la couche de brouillard. Ceci conduit aussi à sous-estimer son développement vertical. Notre modèle semble avoir du mal à éroder au cours du temps la forte inversion sommitale comme en témoigne l'évolution des profils de température présentée sur la figure 3.12(e). Il faut toutefois relativiser cette analyse pour les premiers instants de simulation où l'équilibre du modèle n'est peut être pas atteint.

Dans ce contexte il est intéressant de regarder la sensibilité de notre modèle aux valeurs de viscosité turbulente.

3.3.2 Influence de la viscosité turbulente

Les échanges turbulents sont caractérisés par des flux turbulents verticaux (pour le vent, la température potentielle et la vapeur d'eau). Dans cette simulation sans nudging, on donne un seuil minimum pour le coefficient de viscosité turbulente $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$.

D'après la figure 3.13, on constate que les résultats concordent bien mieux avec les observations. Le brouillard apparaît à la bonne heure (Figs. 3.13(a) et 3.13(b)), il se forme à partir du sol par refroidissement radiatif (Fig. 3.13(c)) et puis prend de l'ampleur sur la verticale. La hauteur de la couche de brouillard atteint environ 80 m à 00 TU et 170 m à 03 TU. Cette hauteur se compare mieux aux mesures que dans le cas de la simulation précédente. La répartition de l'eau liquide nuageuse sur la verticale semble aussi plus

réaliste avec maximum 0.65 $g.kg^{-1}$. Pour les profils verticaux, la hauteur de la couche d'inversion à 00 TU n'est pas vraiment améliorée, mais cela semble plus lié à la structure thermique au dessus de la couche de brouillard où le très léger réchauffement des couches supérieures entre 21 TU et 00 TU n'est pas reproduit ainsi que le brutal refroidissement entre 00 TU et 06 puisque le profil modélisé n'évolue que sous l'effet du refroidissement radiatif modélisé. Ceci illustre bien la nécessité de tenir compte du forçage atmosphérique de plus grande échelle.

Toutefois cette analyse doit être nuancée puisque nous ne sommes pas tout à fait sûr de l'exactitude du radiosondage de 00 TU.

De plus, la phase de dissipation n'est pas reproduite correctement. Comme le cas précédent, le modèle prédit une surestimation de contenu de l'eau liquide entre 09 TU et 12 TU, qui se traduit par la présence de brouillard au lieu d'un stratus près du sol (Fig. 3.13(b)). Le stratus se forme par l'évolution du brouillard puis se développe en liaison avec le refroidissement advectif observé entre 00 TU et 06 TU au dessus de la couche de brouillard (Fig. 3.13(e)). Au moment où le brouillard se dissipe, on observe un changement du gradient de température (Fig. 3.13(c)) au voisinage du sol avec une configuration compatible avec le réchauffement du sol par le rayonnement solaire.

Au vu de ces résultats, il est intéressant de voir l'apport de la prise en compte des effets advectifs par l'utilisation de la technique du nudging.

3.3.3 Influence du nudging

Dans cette simulation, on choisit de prendre un coefficient de nudging faible près du sol, un plus fort à 15 km, et variant linéairement avec l'altitude : $C_n = 10^{-5} + 6.6\ 10^{-3}(z)$.

On constate ici (Fig. 3.14) que le fait ou non d'imposer un terme d'advection à travers la technique de nudging change les résultats, notamment l'évolution du contenu en eau liquide nuageuse et de la visibilité horizontale pour la phase de dissipation. Les résultats obtenus sont satisfaisants. Les heures de formation et dissipation concordent bien avec les observations. En plus, on constate que les profils verticaux sont plus lissés dans cette simulation conformément aux observations. La répartition de l'eau liquide nuageuse est aussi plus homogène. Toutefois cette prise en compte ne permet pas totalement de bien décrire l'évolution des profils de température au dessus de la couche de brouillard et notamment le refroidissement observé entre 00 TU et 06 TU (Fig. 3.14(e)) ce qui donnerait envie d'encore renforcer le coefficient de nudging dans cette couche.

On voit donc, comme on pouvait s'y attendre, que nos résultats sont fortement influencés par la prise en compte de ce nudging. Il est donc intéressant de mesurer la sensibilité de notre modèle au coefficient de nudging.

3.3.4 Influence du coefficient de nudging

Dans cette simulation, on garde la croissance linéaire pour C_n, mais on change la faible valeur près du sol par une valeur plus forte : $C_n = 10^{-4} + 6.6\ 10^{-3}(z)$.

D'après la figure 3.15, les résultats sont fortement dégradés par cette augmentation du coefficient de nudging au niveau de sol. L'apparition du brouillard se fait beaucoup plus tard, vers 06 TU. Le nudging dégrade le mécanisme physique du refroidissement dû aux effets radiatifs. La température supérieure de 1 °C pendant la phase de formation explique bien la difficulté à former le brouillard. Pour les profils verticaux, la couche de brouillard n'étant pas formée, on observe une évolution classique avec un refroidissement du sol la nuit et la formation de la couche de mélange dès que le soleil se lève que l'on peut observer à 10 TU sur le profil de température (Fig. 3.15(c)).

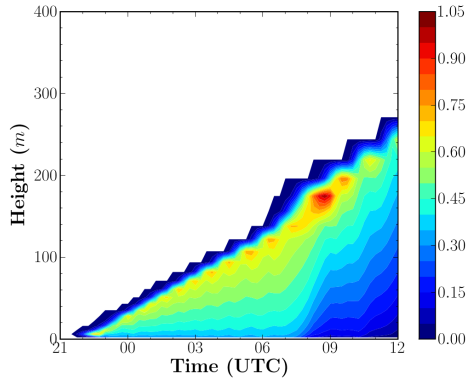
3.3.5 Bilan

Dans cette partie, nous avons effectué quatre simulations avec des conditions initiales identiques (démarrant à 21 TU), l'une sans advection, puis avec un seuil minimum de viscosité turbulente, et les deux autres avec un terme de rappel au forçage de grande échelle (forte ou faible valeur du coefficient de nudging).

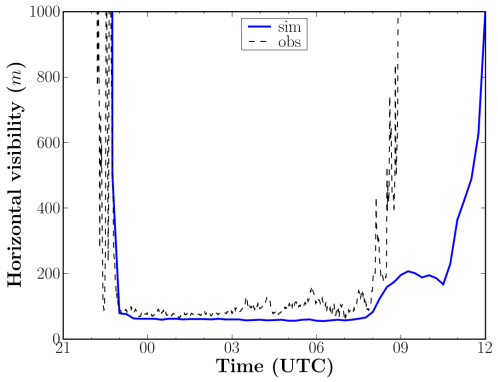
La première expérience illustre la nécessité de maintenir de la turbulence dans les couches stables même une faible valeur, ce que ne semble pas être capable de reproduire notre modèle $k-\varepsilon$ sans *"clipping"*. Comme attendu la bonne modélisation de la turbulence dans les couches stables est essentielle pour bien décrire la formation du brouillard. Néanmoins cette formation résultant aussi du refroidissement infrarouge des couches atmosphérique au voisinage du sol, une étude plus détaillée de la capacité des modèles de rayonnement à bien le reproduire serait nécessaire.

En ce qui concerne le nudging, son maniement pour reproduire le forçage atmosphérique dus aux phénomènes advectifs est délicat. Une trop faible valeur ne permet pas de prendre en compte des changements brutaux mais une valeur trop forte empêche les équilibres du modèle de se mettre en place.

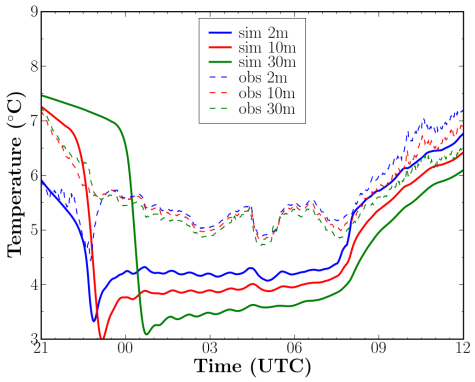
Comme nous l'avons déjà mentionné lors que l'analyse de nos résultats pour le cas démarré à 12 TU, l'épaississement de la couche de mélange est assez sensible au choix de la fermeture turbulente. Aussi les résultats sont sensiblement différents sur l'énergie cinétique turbulente. Un même type d'étude est effectué avec le modèle de *Louis*. Les résultats sont présentés en *annexe A*. On retrouve en grande partie les mêmes constats si ce n'est que le modèle de *Louis* utilisant un nombre de Richardson critique de 0.5 en stable est beaucoup moins sensible à l'utilisation d'un μ_{min} même si cela améliore un peu les résultats.



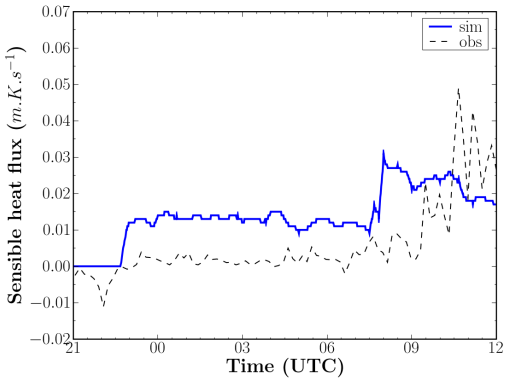
(a) Contenu en eau liquide



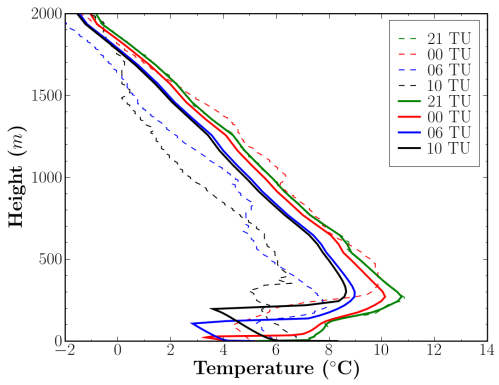
(b) Visibilité à 2 m



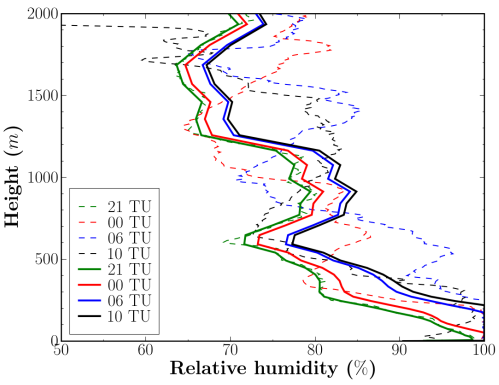
(c) Température



(d) Flux de chaleur sensible à 2 m

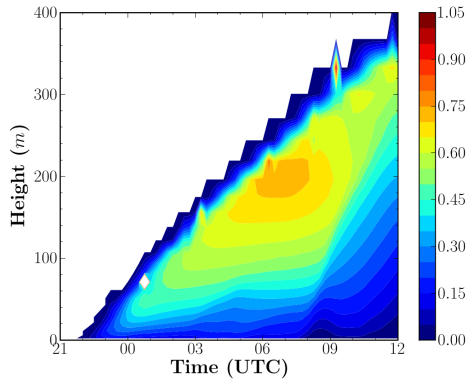


(e) Profils verticaux de température

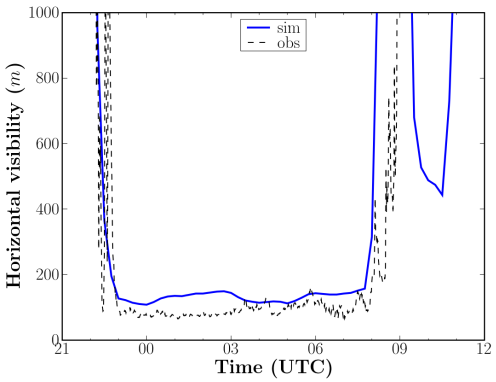


(f) Profils verticaux d'humidité relative

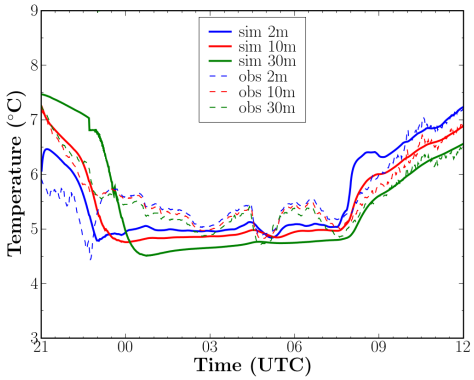
Fig. 3.12 : *Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle $k-\varepsilon$ sans nudging.*



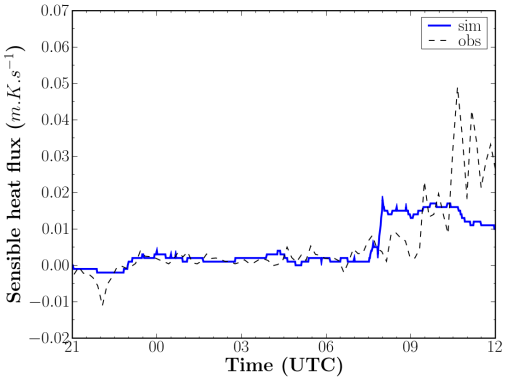
(a) Contenu en eau liquide



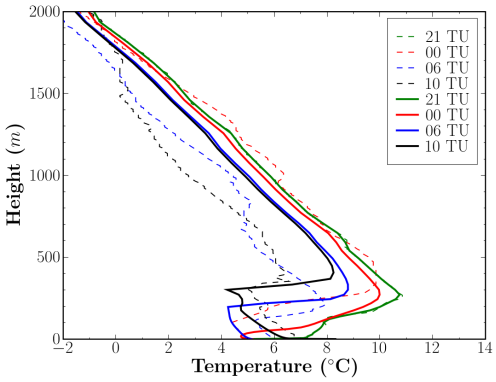
(b) Visibilité à 2 m



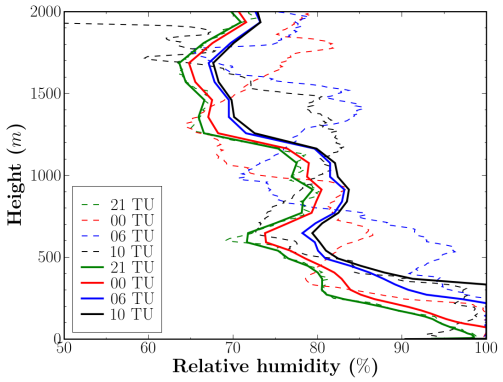
(c) Température



(d) Flux de chaleur sensible à 2 m

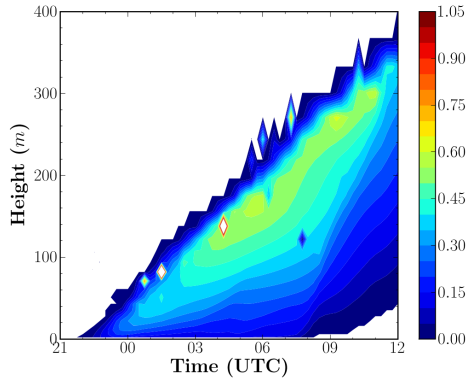


(e) Profils verticaux de température

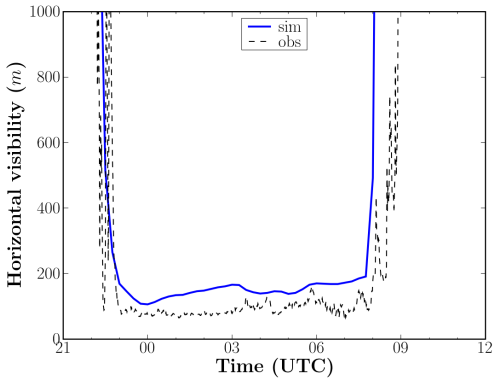


(f) Profils verticaux d'humidité relative

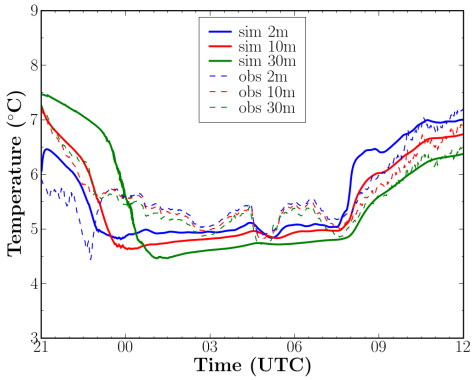
Fig. 3.13 : *Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle $k-\varepsilon$ sans nudging.* $\mu_{min} = 0.05$ $m^2.s^{-1}$.



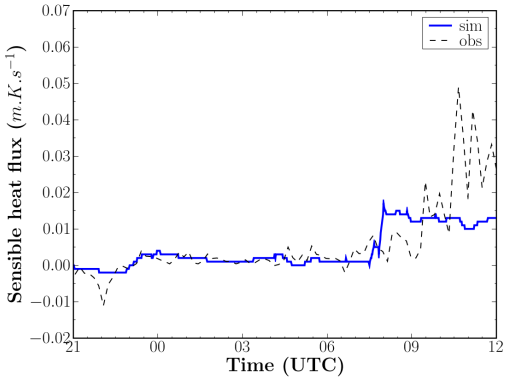
(a) Contenu en eau liquide



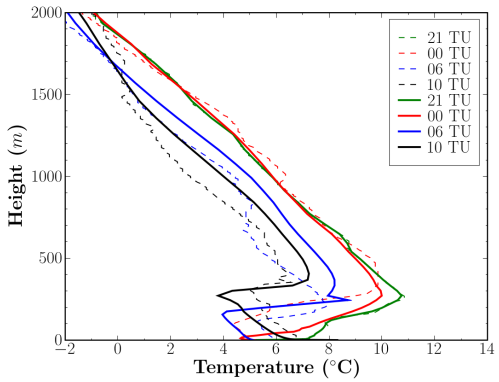
(b) Visibilité à 2 m



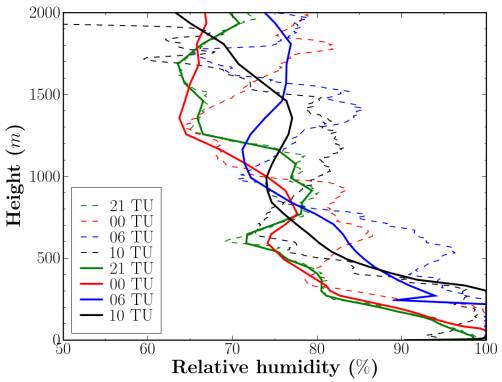
(c) Température



(d) Flux de chaleur sensible à 2 m

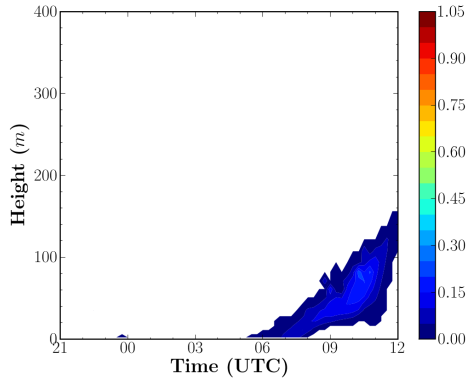


(e) Profils verticaux de température

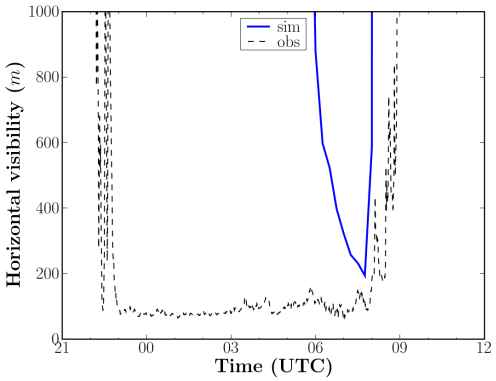


(f) Profils verticaux d'humidité relative

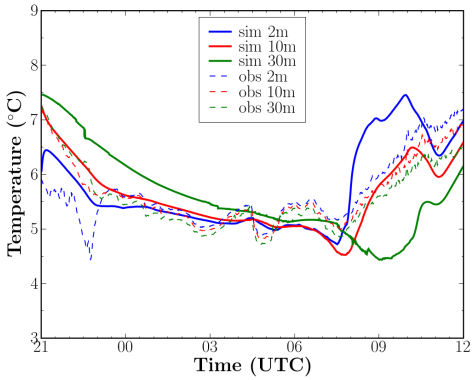
Fig. 3.14 : *Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle $k-\varepsilon$ avec nudging ($C_n = 10^{-5} + 6.6\ 10^{-3}(z)$). $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$.*



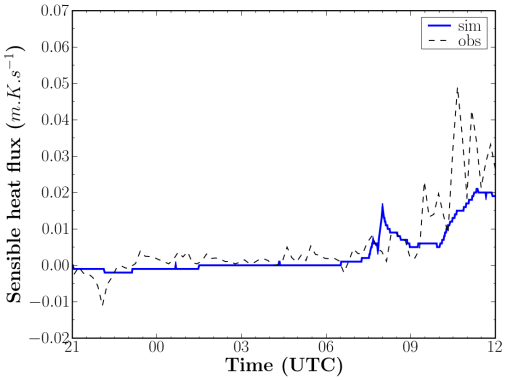
(a) Contenu en eau liquide



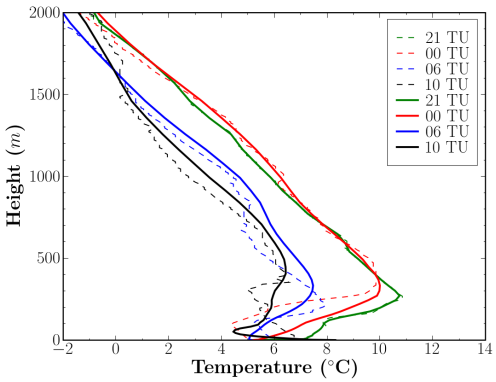
(b) Visibilité à 2 m



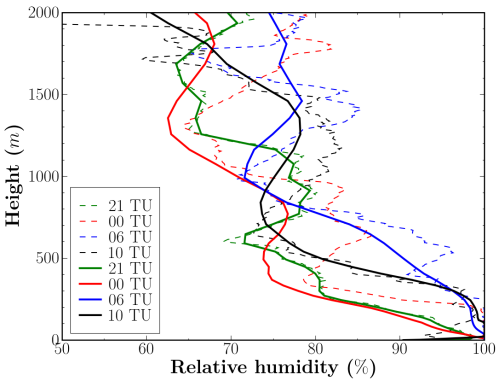
(c) Température



(d) Flux de chaleur sensible à 2 m



(e) Profils verticaux de température



(f) Profils verticaux d'humidité relative

Fig. 3.15 : *Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle $k-\varepsilon$ avec nudging ($C_n = 10^{-4} + 6.6\ 10^{-3}(z)$). $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$.*

Chapitre 4

Étude statistique durant la campagne ParisFog

Ce chapitre présente une étude en mode prévision sur l'ensemble des situations mesurées durant ParisFog. Il vise à déterminer l'apport de la technique nudging pour décrire le forçage à méso-échelle pour prévoir un épisode de brouillard à 36 heures d'échéance. Les simulations sont effectuées avec le modèle colonne durant les cinq mois qu'ont duré la campagne. Nous présentons d'abord la méthodologie retenue puis les résultats obtenus.

Sommaire

4.1 Objectif de l'étude 89
4.2 Méthodologie 90
4.2.1 Condition initiale 91
4.2.2 Condition de forçage 92
4.2.3 Méthode statistique de vérification 92
4.3 Prévision du brouillard avec nudging 94
4.3.1 Variables de surface 94
4.3.2 Prévision du brouillard 101
4.4 Prévision du brouillard sans nudging 105
4.4.1 Variables de surface 105
4.4.2 Prévision du brouillard 106
4.5 Étude statistique avec le modèle de *Louis* 109
4.6 Discussion et conclusion 109

4.1 Objectif de l'étude

Lorenz (Lorenz, 1965) a montré que la prévision parfaite du temps ne peut être atteinte, car *i*) les équations du comportement atmosphérique ne sont pas encore parfaitement connues et sont seulement des approximations, et *ii*) l'état initial n'est pas parfaitement déterminé. En fait, même un modèle parfait ne pourrait produire une prévision

parfaite, car les erreurs dans les conditions initiales iront en s'amplifiant lors de la prévision et celle-ci divergera de la réalité, le système atmosphérique étant chaotique.

Cette difficulté provient pour une part de la complexité des mécanismes physiques mis en oeuvre lors du passage à la saturation. Ce phénomène à seuil est très sensible aux conditions initiales, mais aussi à l'équilibre délicat entre les échanges radiatif, la turbulence et les processus microphysiques dépendant entres autres de la nature et de la taille des aérosols servant de noyaux de condensation. Dans ce domaine les modèles 3D de méso-échelle n'ont pas encore la résolution verticale suffisante pour décrire cet équilibre notamment en cas de stratification thermique stable même si l'on a vu que cela restait une difficulté pour la modélisation 1D.

Aussi, aujourd'hui encore l'approche 1D est utilisée à des fins opérationnelles (Bergot et al., 2005). Dans ce domaine des progrès sensibles ont été réalisés en améliorant sensiblement la connaissance de l'état initial par assimilation de données locales à l'aide de techniques variationelles. Il reste que, dans ces approches, le couplage avec un modèle de méso-échelle par détermination directe des termes d'advection horizontale n'a pas donné les améliorations escomptées en raison notamment de la nécessité de lisser les gradients horizontaux obtenus directement à partir des sorties des modèles opérationnels. Dans ce chapitre, nous nous proposons de revisiter ces conclusions en utilisant des techniques d'assimilation de données déjà anciennes mais simples de mise en oeuvre, basée sur des techniques de Cressman pour l'interpolation sur la verticale et de "nudging" pour le forçage synoptique à méso-échelle. La démarche que nous avons suivie est la suivante.

Dans une première étape le modèle 1D a été validé sur les situations les mieux documentées de l'expérience ParisFog. Ce travail présenté dans Zhang et al. (in revision) a permis de définir une version de référence du modèle. Cette version est à l'état de l'art en ce qui concerne la turbulence, la représentation des nuages dans les modèles de transfert radiatif, la modélisation de la nucléation et de la sédimentation à l'aide d'un modèle semi-spectral donnant accès à la distribution en taille de gouttes d'eau. Dans ce travail la technique d'assimilation de données par Cressman et nudging a été utilisée pour simuler l'évolution de la couche de brouillard dans des conditions les plus proches possibles des observations afin de tester les différentes paramétrisations déjà évoquées.

Nous proposons d'utiliser le modèle 1D en mode prévision durant l'ensemble de la campagne ParisFog afin d'étudier l'apport d'un couplage avec le modèle de méso-échelle MM5. Nous présentons d'abord la méthodologie utilisée (conditions initiales, forçage atmosphérique, ...), les scores statistiques utilisés, puis les résultats obtenus pour différentes options concernant le nudging sont présentés.

4.2 Méthodologie

Afin de tester cette méthode nous avons travaillé sur l'ensemble de la période ParisFog, de novembre 2006 à mars 2007, pour laquelle nous disposions de toutes les données nécessaires à cette étude. Ainsi nous réalisons chaque jour une prévision à 36 h en partant

de 00 TU ou 12 TU, heures où les données du radiosondage de Trappes sont disponibles pour initialiser le modèle.

4.2.1 Condition initiale

La reconstruction d'un champ initial est une étape importante, la restriction du nombre et de la qualité des données oriente la manière d'initialiser le modèle. On va donc lister d'abord les différentes données disponibles pendant la période simulée.

1. Les données issues du modèle MM5 (The Fifth-Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model) sur 4 jours, de J à $J+3$. Il est installé et utilisé en prévision expérimentale quotidienne au LMD à l'École Polytechnique pour une prévision à 96 h à partir des réseaux de 00 TU. Il prévoit et simule l'ensemble des paramètres météorologiques avec notamment une description explicite des nuages avec une résolution horizontale d'environ 5 km. On peut observer des écarts importants entre les valeurs données par ce modèle et les mesures in-situ au voisinage du sol.
2. Les radiosondages de Trappes. Ces radiosondages fournissent des données sur la température, l'humidité, le vent et la pression. Ces données sont en général assez fiables malgré quelques données manquantes. Au voisinage du sol, dans les premières centaines de mètres, elles peuvent aussi s'écarter des mesures du SIRTA à Palaiseau en raison de la variation des conditions locales entre Trappes et Palaiseau distants d'environ 23 km.
3. Les mesures des mâts de 30 mètres installés en zone 1 et zone 3 sur le site du SIRTA.

Pour nos simulations, le modèle est initialisé à 00 TU (ou 12 TU) en utilisant les radiosondages du Trappes en couplant avec les données du mât pour les niveaux bas. Pour compléter l'initialisation, on utilise les données provenant du dispositif dans le sol du SIRTA pour calculer la température profonde dans le sol, intervenant dans le bilan énergétique de surface comme température de rappel. Celle-ci est considérée comme égale à la moyenne sur les 5 derniers jours de la température mesurée à -50 cm.

Un contrôle des données a été effectué afin de retirer les situations où des données sont manquantes ou manifestement erronées, comme par exemple dans le cas de température en K négative. Au total 55 échantillons sont retenus pour cette étude, dont 4 échantillons seront retirer lors du calcul de l'occurence des situation de brouillard (en raison des données erronées de visibilité).

Normalement, les modèles de prévision doivent être construits de sorte que les données utilisées pour caler les paramètres diffèrent des données servant à évaluer les résultats. Un jeu d'apprentissage et un jeu de validation sont donc envisagés. En raison de faible nombre d'échantillons que l'on a, nous avons choisi de prendre directement le jeu de validation. De plus, un test de sensibilité sur les paramètres du modèle de sol-atmosphère concernant la constante C_{sol} est effectué pour estimer l'erreur de prévision entre différentes valeurs de cette constante. Les écarts de l'erreur quadratique moyenne de la température et de l'humidité relative à 2 mètres pour deux valeurs de C_{sol} : $C_{sol} = 0.4\ 10^{-5}\ m^2.K.J^{-1}$

Tab. 4.1 : *Les simulations retenues pour l'étude statistique.*

Date	*Date*	*Date*	*Date*	*Date*
20061108	20070103	20070122	20070206	20070313
20061109	20070104	20070123	20070209	20070314
20061218	20070105	20070124	20070210	20070315
20061219	20070110	20070127	20070228	20070316
20061220	20070111	20070130	20070301	20070319
20061223	20070112	20070131	20070302	20070320
20061224	20070113	20070201	20070306	20070321
20061227	20070114	20070202	20070307	20070322
20061228	20070115	20070203	20070310	20070325
20061229	20070116	20070204	20070311	20070326
20061230	20070121	20070205	20070312	20070327

et $C_{sol} = 0.6\ 10^{-5}\ m^2.K.J^{-1}$, sont de l'ordre de 0.3 °C et 4%, respectivement. L'écart est relativement faible, on peut donc négliger cette différence. La valeur $C_{sol} = 0.4\ 10^{-5}$ $m^2.K.J^{-1}$ est retenue (faible erreur quadratique moyenne).

4.2.2 Condition de forçage

Le forçage météorologique de grande échelle est introduit par un terme de nudging en utilisant comme profil de rappel les prévisions MM5 à 36 h par pas de 1 h. Notons qu'au dessus du domaine de calcul (2500 m), les profils de vent, de température et d'humidité sont utilisés afin de définir les couches nuageuses supérieures dont la description est nécessaire aux calculs radiatifs pour le réchauffement/refroidissement des couches atmosphériques et pour estimer les flux radiatifs atteignant le sol. Dans cette étude, un profil linéaire est utilisé qui correspond à une variation linéaire du coefficient de nudging de $10^{-4}\ s^{-1}$ à la surface et à $10^{-3}\ s^{-1}$ à 15000 m.

4.2.3 Méthode statistique de vérification

Selon les paramètres que l'on va évaluer (mesure d'un paramètre comme la température ou occurrence d'un phénomène comme la présence de brouillard) deux types de méthodes de vérification sont utilisés pour cette étude afin d'évaluer la capacité de prévision de notre modèle. Pour les paramètres directement mesurés en continu on utilisera le biais et l'erreur quadratique moyenne. Le deuxième type de score pour l'occurrence du brouillard est présenté sous forme d'une table de contingence à deux dimensions. Les catégories prévues et observées sont simplement classifiées dans une table de 2 lignes et de 2 colonnes (voir Tab. 4.2). Dans cette table, il y a une ligne pour chaque catégorie observée et une colonne pour chaque catégorie prévue. Une prévision "*hit*" signifie que le modèle prévoit une situation de brouillard et qu'il est présent ; une prévision "*false alarm*" signifie que

Tab. 4.2 : *Table de contingence à 2×2 dimensions. a représente "hit" évents, b "missed", c "false alarms" et d "correct rejections".*

	Prévision *oui*	Prévision *non*	Total
Observation *oui*	a (hit)	b (missed)	$a+b$
Observation *non*	c (false)	d (correct rejection)	$c+d$
Total	$a+c$	$b+d$	$a+b+c+d$

le modèle a prévu une situation de brouillard et qu'il n'est pas présent ; une prévision "*missed*" signifie que le modèle a prévu une journée sans brouillard mais qu'il était présent. A partir de cette table on peut former des scores de réussite de la prévision en termes d'indicateurs. Les formulations des indicateurs utilisés dans cette étude sont présentées ci dessous.

Méthode continue

1. Biais (B), il est une moyenne arithmétique, c'est-à-dire la somme des valeurs numériques divisée par le nombre de ces valeurs numériques. Il indique une déviation par rapport à l'observation, cependant il ne reflète pas l'amplitude de l'erreur. Autrement dit, il caractérise seulement l'erreur systématique du modèle (premier moment de la distribution des erreurs de prévision).

$$B = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(F_i - O_i\right), \tag{4.1}$$

   où F_i représente la valeur prévue, O_i représente la valeur observée, et N est la taille de l'échantillon.

2. L'erreur quadratique moyenne (Root-Mean-Square Error, RMSE). L'RMSE mesure l'écart moyen des scores (la dispersion des valeurs) par rapport à la moyenne arithmétique, et reflète ainsi la variabilité à l'intérieur de l'échantillon de données. Plus il est faible plus le modèle est précis (deuxième moment de la distribution des erreurs de prévision).

$$RMSE = \left[\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(F_i - O_i\right)^2\right]^{\frac{1}{2}} \tag{4.2}$$

Scores associé avec une table de contingence à 2 dimensions

Une table de contingence est une façon de représenter des données d'énumération (de comptage) d'individus classés en catégories. Une table de contingence est déjà le résultat d'un traitement des données, puisque les individus (observations) ont dû être préalablement classés, puis comptés. A partir de cette table de contingence on peut définir plusieurs scores :

1. Le pourcentage de bonnes prévisions (*percent correct*, PC). La somme des éléments diagonaux est divisée par le nombre total d'événement. Sa valeur en cas de prévision parfaite est égale à 1.
$$PC = \frac{a+d}{a+b+c+d}$$
2. La probabilité de détection (*probability of detection*, POD.). Elle mesure la capacité d'une prévision correcte (hit rate). La POD est souvent utilisé conjointement avec la proportion de fausse alarme (*fause alarm ratio*, FAR) pour un phénomène rare. Ces deux indicateurs varient entre 0 et 1. Leur valeur pour la prévision parfaite est égale à 1 pour la POD et 0 pour la FAR.
$$POD = \frac{a}{a+b}, \quad FAR = \frac{c}{a+c}$$
3. L'indice de succès critique (*critical success index*, CSI, ou *threat score*, TS). L'avantage de cet indicateur est d'être sensible à la fois à l'événement de fausse alarme et à l'événement de mauvaise détection. Il donne une représentation précise de ces deux situations. La fourchette des valeurs est comprise entre 0 et 1. La valeur de la prévision parfaite est égale à 1.
$$CSI = \frac{a}{a+b+c}$$
4. Indice de qualité d'Heidke (*Heidke skill score*, HSS). L'indice d'Heidke varie entre $-\infty$ et 1. Il vaut 1 dans le cas d'une prévision parfaite, il est négatif quand la prévision est moins bonne que celle obtenue par le hasard.
$$HSS = \frac{2(ad-bc)}{(a+b)(b+d)+(a+c)(c+d)}$$
5. Hanssen-Kuiper Score (appelé souvent *true skill statistic*, TSS). Il mesure la capacité d'un modèle de prévision en séparant les situations de brouillard des situations de non-brouillard. La fourchette de cet indicateur varie entre -1 et 1. Une valeur de -1 signifie que le modèle n'a aucune capacité prédictive (quand toutes les prévisions sont ratées). La valeur de la prévision parfaite est égale à 1.
$$TSS = \frac{ad-bc}{(a+b)(c+d)}$$

Il existe encore d'autres méthodes possibles (Jolliffe and Stephenson, 2003), mais les scores présentés ci-dessus ont été retenus parce qu'ils sont relativement simples à utiliser et d'emploi courant.

4.3 Prévision du brouillard avec nudging

4.3.1 Variables de surface

A noter que les simulations de périodes validation sont en réalité une succession de simulations de 36 h pour chacune des quelles les conditions initiales sont définies en deux cas différents : un démarrant à 00 TU (IC-00) et l'autre démarrant à 12 TU (IC-12).

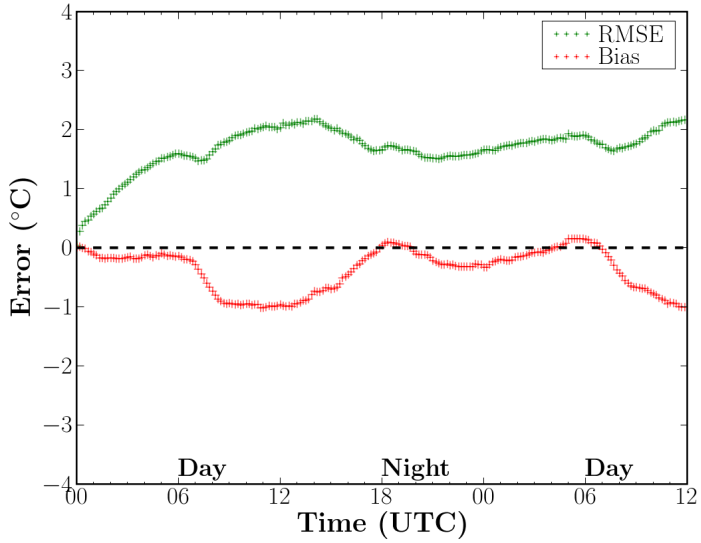
Cas IC-00

Dans cette section, les simulations sont démarrées à 00 TU. Avant de s'intéresser aux résultats concernant la prévision du brouillard, il est tout d'abord nécessaire de s'assurer de la bonne qualité prédictive générale de notre modèle 1D. La comparaison des paramètres météorologiques au voisinage du sol sont présentées en fonction de l'heure sur les figures suivantes.

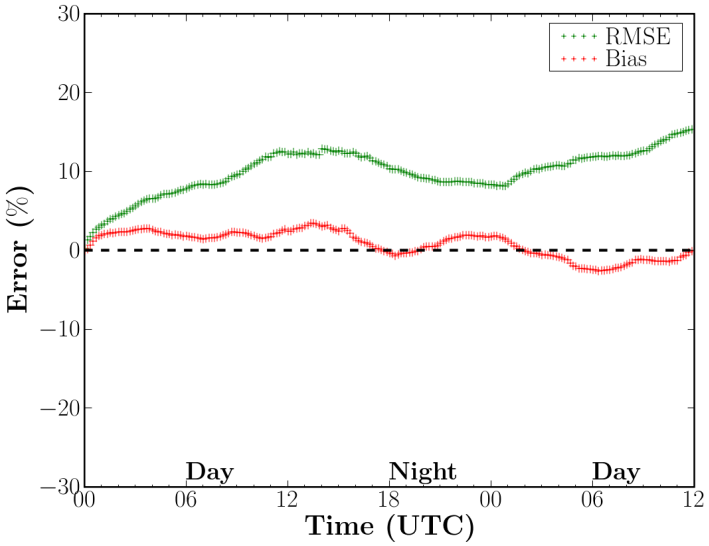
Le biais et l'erreur quadratique moyenne de la température et de l'humidité relative à 2 mètres en fonction d'échéance sont présentés dans la figure 4.1. Dans l'ensemble, les valeurs obtenues par notre modèle en démarrant à 00 TU se comparent assez favorablement aux mesures. On constate que la température et l'humidité relative à 2 m prévues sont très peu biaisées. Le biais de température évolue en effet entre -1 et 0 °C. L'erreur quadratique moyenne évolue entre 1 et 2 °C. Cela signifie que la température est un peu sous estimée pendant la période de prévision. Ce qui reste dans le même ordre de grandeur que l'erreur quadratique moyenne habituellement rencontrée dans des modèles de prévision numérique comme ALADIN (référence : *Contrôle des produits numérique utilisés pour la prévision météorologique* par Météo-France). Pour l'humidité relative à 2 m, le biais reste assez faible et inférieur à 5% et l'erreur quadratique moyenne est dans des ordres de grandeur classique entre 8% et 15%, comparativement à une erreur de 7.5% et 15% pour d'autres modèles.

Le biais et l'erreur quadratique moyenne de la vitesse du vent et de l'énergie cinétique turbulente à 10 mètres en fonction d'échéance sont présentés dans la figure 4.2. Les mesures considérées ici sont celles des anémomètres ultrasoniques de la zone 3. Á 10 m, la vitesse du vent est peu biaisée pour une plage horaire allant de 00 TU à 12 TU correspondant à une transition entre régime stable et instable. Au delà de 12 TU, le modèle surestime la vitesse de 0.5 $m.s^{-1}$, tandis que le biais de l'énergie cinétique turbulente devient positif (autour de 0.1 $m^2.s^{-2}$). L'erreur quadratique moyenne est de l'ordre de 1.5 $m.s^{-1}$. Ces résultats sont satisfaisants puisque notre modèle permet de prendre en compte les spécificités locales du site à travers le réglage des constantes de sol, même si le modèle de sol utilisé est assez simplifié. Il est difficile de connaître les raisons du biais positif de l'énergie cinétique turbulente après 18 TU. Il peut être lié à la surestimation de la vitesse du vent dû au forçage de grande échelle.

La comparaison des flux radiatifs au niveau 2 mètres fournis par le modèle et les mesures. Le flux d'infrarouge descendant et le flux solaire descendant à 2 mètres en fonction du temps sont présentés à la figure 4.3. Pour le rayonnement infrarouge, on observe un assez bon accord entre le calcul et les mesures (Fig. 4.3(a)) avec un biais pratiquement nul et une erreur quadratique moyenne de 11 $W.m^{-2}$, sauf durant la période nocturne, le modèle n'ayant pas prévu correctement la présence de la couverture nuageuse pendant toute cette période. On observe une erreur importante pour le flux solaire (Fig. 4.3(b)) avec une valeur maximalem d'erreur quadratique moyenne d'environ 80 $W.m^{-2}$. Cette erreur est due aux erreurs sur le contenu en aérosols et en gouttelettes d'eau. En fait, par temps clair, le rayonnement solaire est bien plus élevé. Par contre, quand l'atmosphère est chargée de

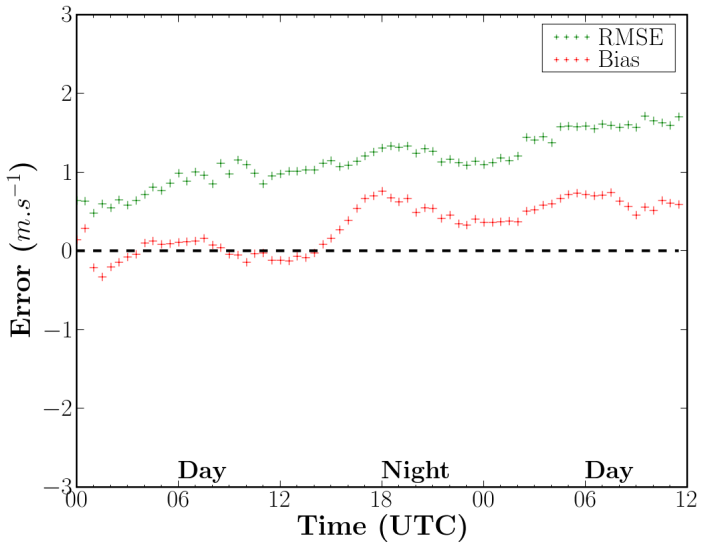


(a) Température à 2 m

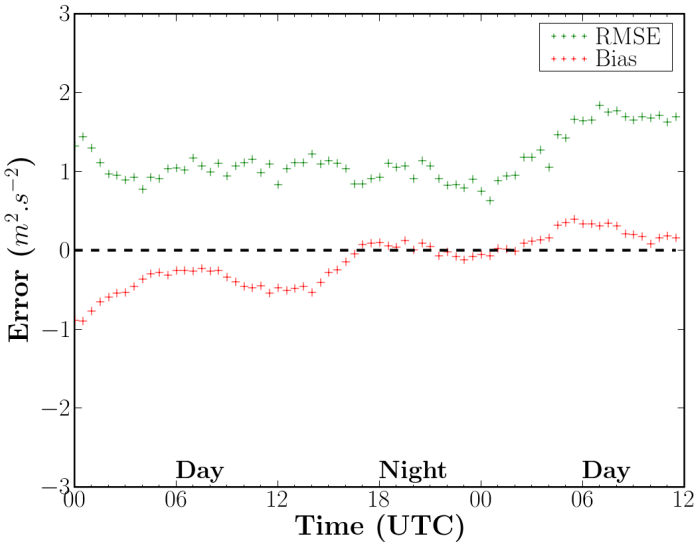


(b) Humidité relative à 2 m

Fig. 4.1 : *Prévision avec nudging, cas démarré à 00 TU (IC-00). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour la température et l'humidité relative à 2 m.*



(a) Vitesse du vent à 10 m



(b) Énergie cinétique turbulente à 10 m

Fig. 4.2 : *Prévision avec nudging, cas démarré à 00 TU (IC-00). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente à 10 m.*

gouttelettes d'eau ou de poussières (aérosols), le rayonnement solaire au sol est atténué. Au total, le rayonnement reçu en atmosphère turbide est moins élevé qu'en atmosphère limpide, à cause de la forte atténuation subie par le rayonnement solaire direct.

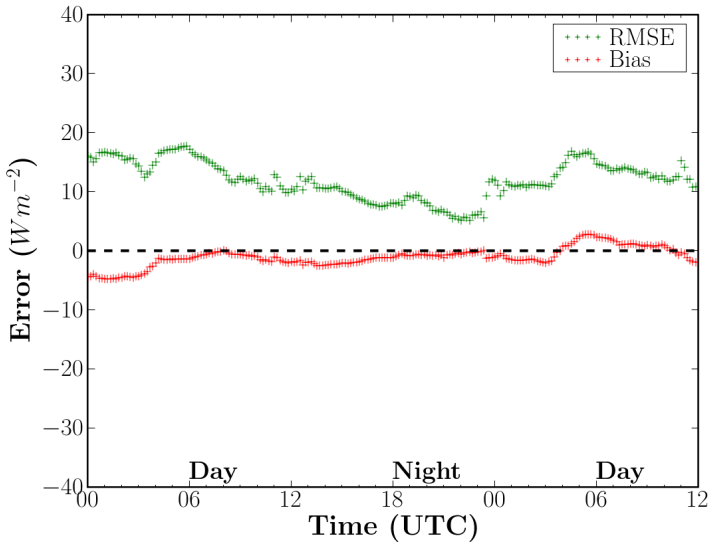
Test sur les journées de ciel clair (Fig. 4.4)

Afin de tester notre paramétrisation du rayonnement, un test "ciel clair" est effectué. C'est-à-dire en l'absence de nuage et de brouillard dans le domaine de calcul, la teneur en eau liquide q_l est forcée à 0. Au total, 5 journées ont été simulées : les 20061220, 20070203, 20070311, 20070312 et 20070326. On constate que les erreurs quadratiques moyennes pour les deux flux radiatifs sont bien réduites, notamment pour le flux solaire ($RMSE_{solar} < 15$ $W.m^{-2}$). On constate toutefois un fort biais entre 00 TU et 04 TU sur le flux infrarouge (Fig. 4.4(a)). La mesure par télémètre indique que pendant cette période du 3 février 2007 on observe une valeur plus élevée de ce flux en raison de la présence d'une couche nuageuse située entre 400 m et 1000 m et non représentée par le modèle. Cela conduit à une erreur importante dans la statistique.

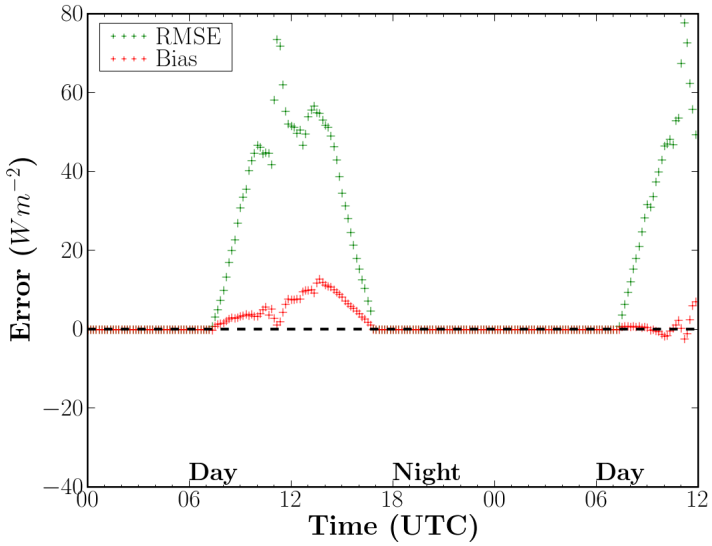
Cas IC-12

Pour le cas démarrant à 12 TU (IC-12), le biais et l'erreur quadratique moyenne des paramètres météorologiques au voisinage du sol en fonction de l'échéance sont présentés dans les figures 4.5, 4.6 et 4.7. On observe des erreurs importants au départ de la simulation (12 TU). C'est en fait dû à la présence d'une couche nuageuse à haute altitude non représentée par le modèle. Les valeurs d'erreur quadratique moyenne sont un peu plus élevées que celles du cas IC-00. Le biais de la température varie avec le cycle diurne (Fig. 4.5(a)). Au début de la simulation, en raison de la surestimation du flux de rayonnement solaire (comme mentionné dans le cas IC-00), la température est un peu surestimée dans l'après-midi, de l'ordre de 1 °C. Le modèle tend à refroidir durant la période du lever du soleil (de l'ordre de 1 °C). Cela peut s'expliquer par le choix des paramètres de l'interface sol-atmosphère, mais aussi par la tendance du modèle à créer un peu trop facilement de l'eau liquide. Après, la surestimation du flux solaire tend à réchauffer le sol puis la température au contact jusqu'au coucher du soleil. En ce qui concerne l'humidité relative, elle varie en fonction de la température comme attendu (Fig. 4.5(b)).

Pour le vent et l'énergie cinétique turbulente (Fig. 4.6), les biais sont similaires à ceux du cas IC-00 mais sont renforcés. Le vent est très biaisé (Fig. 4.6(a)) avec un écart moyen supérieur à 1 $m.s^{-1}$. On constate que le plus mauvais biais négatif de la vitesse du vent se trouve vers 13 TU (de l'ordre de 1 $m.s^{-1}$) et le plus mauvais biais positif se trouve vers 18 TU (de l'ordre de 2 $m.s^{-1}$). De plus, la valeur d'erreur quadratique moyenne de vitesse est de l'ordre de 2 $m.s^{-1}$. Cette forte valeur du $RMSE$ est cependant fortement influencée par quelques situations pour lesquelles une grosse erreur a été constatée. Ceci peut être lié à la paramétrisation dynamique dans le modèle. Or il est probablement du à la façon du calcul des scores qui est une incertitude non physique. Puisque la valeur d'erreur quadratique moyenne est sensible à l'influence de grosse erreur que le petit nombre d'échantillons. En

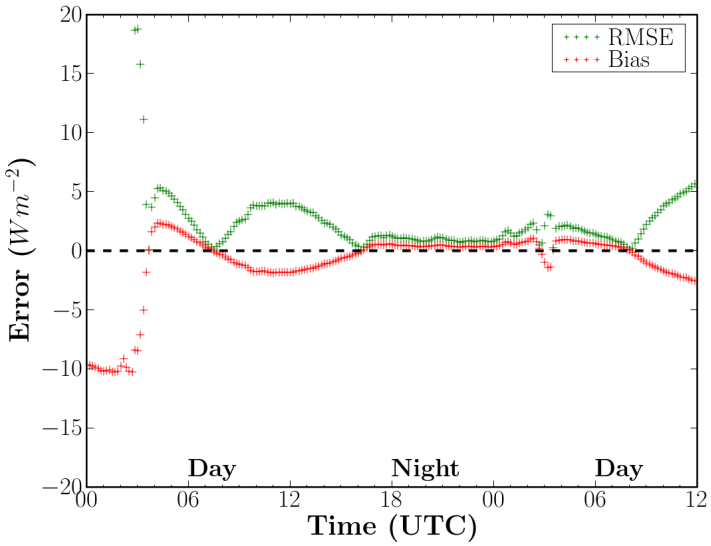


(a) Flux IR descendant à 2 m

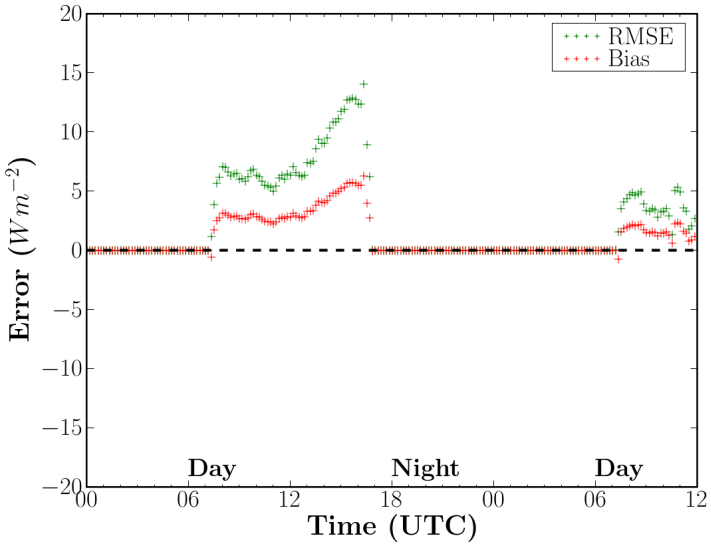


(b) Flux solaire descendant à 2 m

Fig. 4.3 : *Prévision avec nudging, cas démarré à 00 TU (IC-00). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour les flux radiatifs descendants à 2 m.*



(a) Flux IR descendant à 2 m



(b) Flux solaire descendant à 2 m

Fig. 4.4 : *Test sur les journées de ciel clair (20061220, 20070203, 20070311, 20070312 et 20070326). Les biais (rouge) et les erreurs quadratiques moyennes (rouge) pour les flux radiatifs descendants à 2 m.*

Tab. 4.3 : *Table de contingence à 2 dimensions. Cas démarré à 00 TU avec nudging pour 36 h d'écheance.*

	Prévision *oui*	Prévision *non*	Total
Observation *oui*	10 (hit)	1 (missed)	11
Observation *non*	15 (false)	25 (correct rejection)	40
Total	25	26	51
Scores	$PC = 0.68$, $POD = 0.91$, $FAR = 0.60$, $CSI = 0.38$, $TSS = 0.53$, $HSS = 0.36$		

raison de la surestimation de la vitesse du vent et l'effet du nudging, la turbulence est finalement assez peu biaisée.

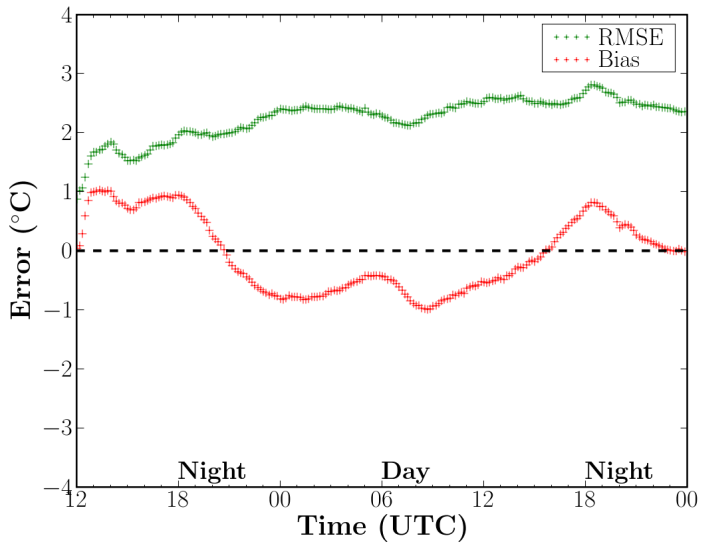
Comme nous l'avions vu lors du cas IC-00 pour la distribution d'erreur du flux radiatif, on surestime le flux solaire descendant à 2 m (de l'ordre de 80 $W.m^{-2}$ au maximum) (non présenté). Cette erreur est due à la mauvaise prévision de la couverture nuageuse. Celle-ci peut aussi expliquer les valeurs du $RMSE$ pour le flux infrarouge.

4.3.2 Prévision du brouillard

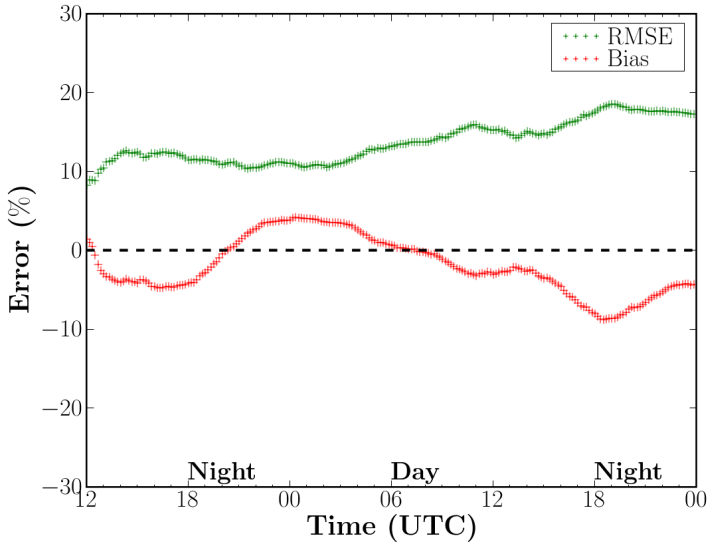
Dans cette section, les résultats de l'occurence des situations de brouillard sont présentés. On s'intéresse à la présence du brouillard en termes de tableaux de contingence et à la durée du brouillard en termes d'heures de formation et de dissipation. La classification des situations de brouillard est présentée au *chapitre 2*. Ici, on rappelle qu'une situation de brouillard est définie par une visibilité inférieure à 1000 m sur une période d'au moins de 30 minutes.

Les tableaux de contingences sur l'occurrence du brouillard montrent que, pendant la période simulée, dans le cas IC-00 (Tab. 4.3) le brouillard est plus fréquent que dans le cas IC-12 (Tab. 4.4). Environ 68% de prévision sont correctes dans le cas IC-00 et 41% dans le cas IC-12. En gros, plus de 90% des situations du brouillard observé sont correctement prévues dans le cas IC-00, et seulement 45% dans le cas IC-12. De plus, il y a environ 60% de FAR dans le cas IC-00, et plus de 80% de FAR dans le cas IC-12. Une valeur de CSI supérieure à 0.38 signifie qu'il y a plus d'environ 1/3 d'épisodes de brouillard (observé et/ou prévu) qui est correctement prévu. On remarque que le modèle surestime le champ d'humidité, ceci conduit à augmenter la fréquence de formation du brouillard. Qui peut expliquer pourquoi nous avons une valeur élevée de POD pour le cas IC-00. La valeur de TSS (supérieure à 0.50 pour le cas IC-00) montre que notre modèle a toutefois une assez bonne capacité à prévoir le brouillard.

La figure 4.8 illustre la distribution des erreurs sur les heures de formation et dissipation du brouillard pour le cas IC-00 à 36 h d'échéance. Une occurrence de brouillard est définie sur une période de 36 h. Sur l'heure de formation on observe que, dans environ 65% des cas, l'intervalle de l'heure de formation du brouillard entre prévision et observation est inférieur à 3 h. Dans 10% des cas, l'heure de formation est retardé d'environ 20 h.

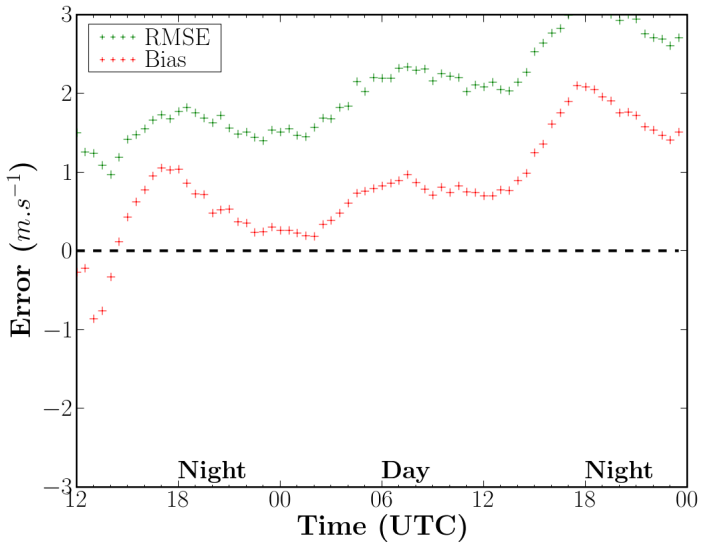


(a) Température à 2 m

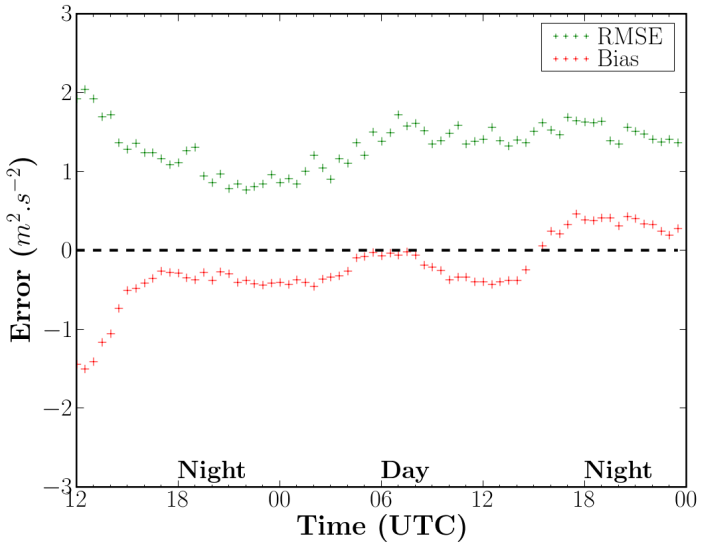


(b) Humidité relative à 2 m

Fig. 4.5 : *Prévision avec nudging, cas démarré à 12 TU (IC-12). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour la température et l'humidité relative à 2 m.*



(a) Vitesse du vent à 10 m



(b) Énergie cinétique turbulente à 10 m

Fig. 4.6 : *Prévision avec nudging, cas démarré à 12 TU (IC-12). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente à 10 m.*

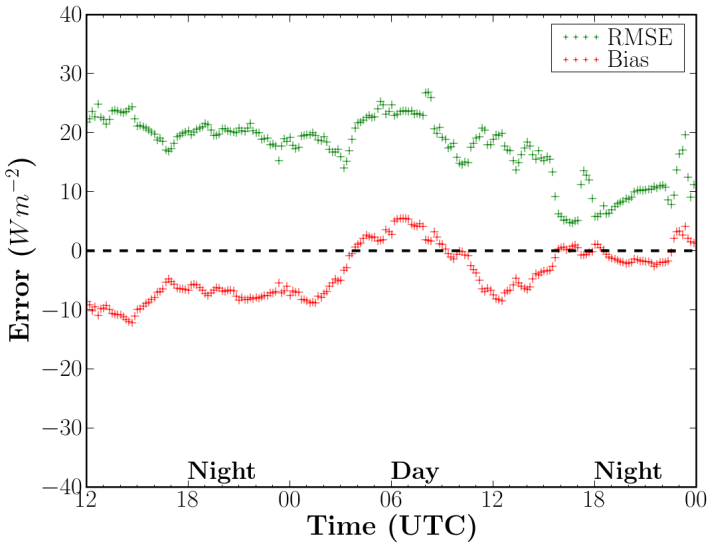
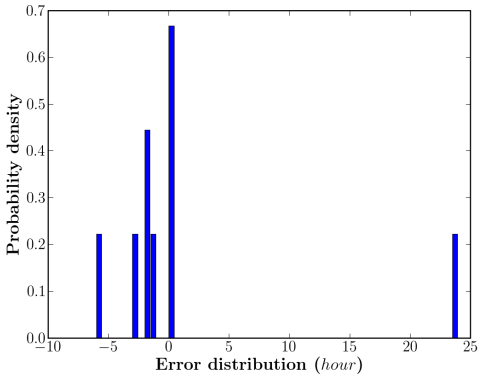


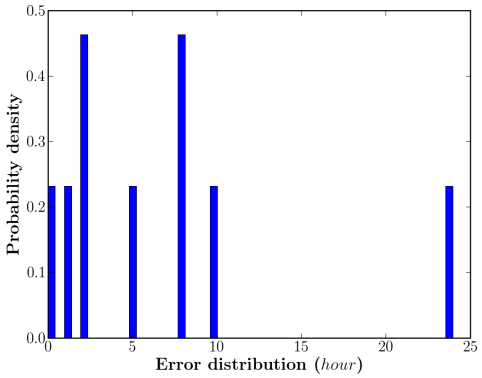
Fig. 4.7 : *Prévision avec nudging, cas démarré à 12 TU (IC-12). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour le flux infrarouge descendant à 2 m.*

Tab. 4.4 : *Table de contingence à 2 dimensions. Cas démarré à 12 TU avec nudging pour 36 h d'écheance.*

	Prévision *oui*	Prévision *non*	Total
Observation *oui*	5 (hit)	6 (missed)	11
Observation *non*	24 (false)	16 (correct rejection)	40
Total	29	22	51
Scores	$PC = 0.41$, $POD = 0.45$, $FAR = 0.82$, $CSI = 0.14$, $TSS = -0.15$, $HSS = -0.09$		



(a) Heure de formation. $N_{bins} = 60$, $dx = 0.5$ heure



(b) Heure de dissipation. $N_{bins} = 50$, $dx = 0.48$ heure

Fig. 4.8 : *Distribution des erreurs de prévisions pour l'heure de formation (a) et l'heure de dissipation (b) du brouillard. Cas démarré à 00 TU avec nudging. La densité de probabilité de l'intervalle $[a, b]$ est donnée par $\int_a^b f(x)dx = 1$ (Idem pour les figures suivantes)*

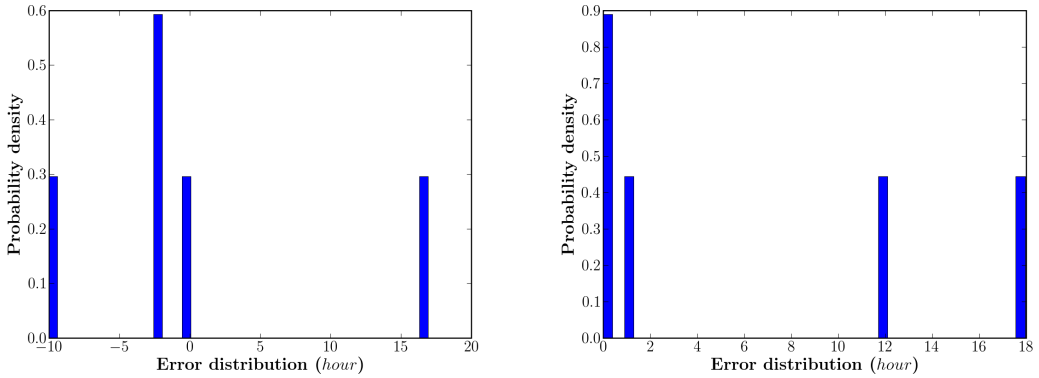
Ceci peut être lié à la prévision des conditions météorologiques de plus grande échelle. Sur l'heure de dissipation, le modèle est en retard sur toutes les situations de brouillard prévues. Ceci reste à étudier de manière détaillé afin d'améliorer la qualité de prévision du modèle. On peut toutefois suspecter la tendance de notre modèle à donner trop d'eau liquide. Pour le cas IC-12, la distribution est plus discrète que celle dans le cas IC-00, notamment pour l'heure de dissipation (Fig. 4.9). Dans l'ensemble, les scores du réseau de 12 *TU* sont moins bons que ceux du réseau de 00 *TU*. Ceci semble finalement assez compréhensible puisque le brouillard apparait plutôt en fin de soirée où la nuit et donc à des périodes proches de 00 *TU*.

4.4 Prévision du brouillard sans nudging

Dans cette section, on présente quelques résultats sans la prise en compte des prévisions à méso-échelle par l'utilisation de la technique de nudging.

4.4.1 Variables de surface

Pour le cas démarrant à 00 *TU*. On constate que sans la prise en compte du nudging les résultats sont sensiblement dégradés, avec une augmentation du biais sur la température pouvant atteindre 1 °C (Fig. 4.10(a)). Cependant la forme de l'évolution temporelle de la température reste identique à celle du cas avec nudging. Le mélange vertical sur une épaisseur de l'ordre de quelques centaines de mètres conduit à influencer les paramètres météorologiques près du sol par la prise en compte du nudging (notamment par une valeur plus élevée du coefficient de nudging). Les différences *"sans nudging"* et *"avec nudging"* sont également marquées pour l'humidité relative à 2 mètres (Fig. 4.10(b)),



(a) Heure de formation. $N_{bins} = 40$, $dx = 0.675$ heure

(b) Heure de dissipation. $N_{bins} = 40$, $dx = 0.45$ heure

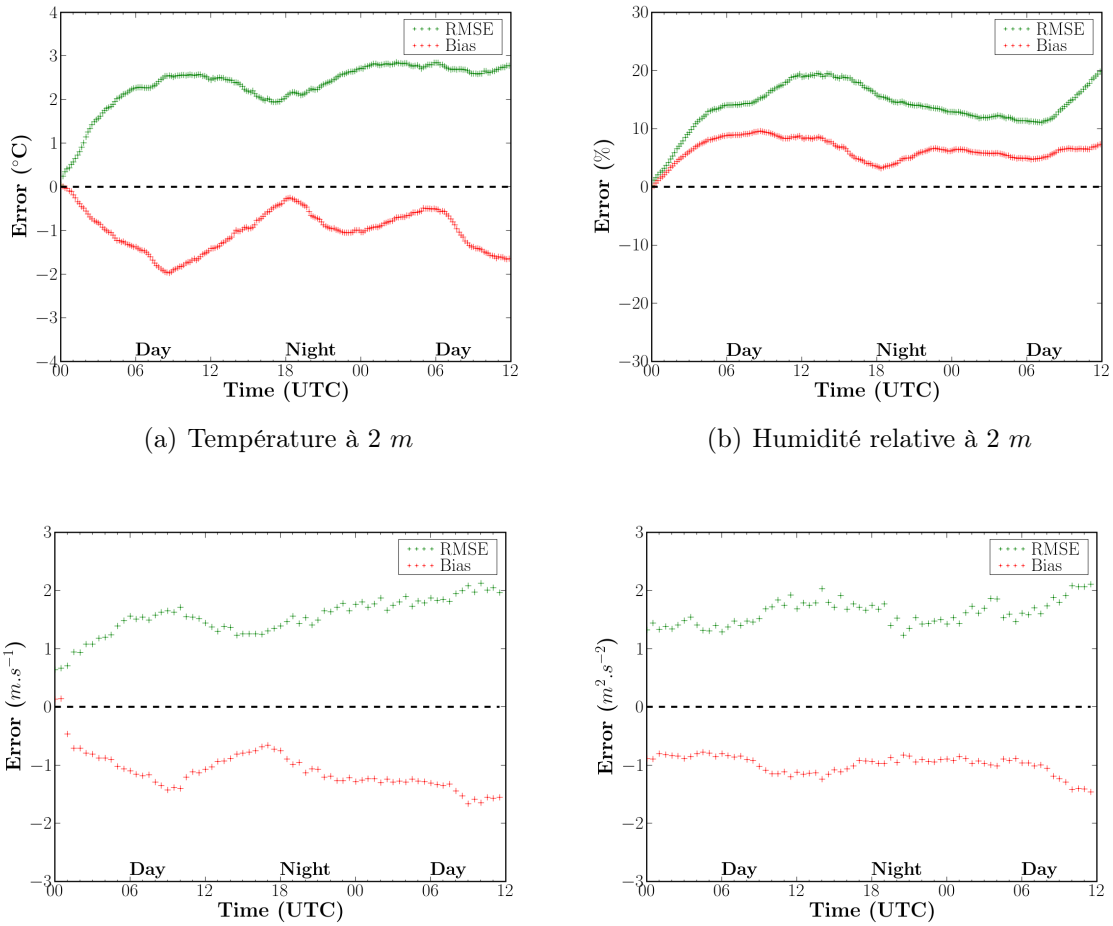
Fig. 4.9 : *Distribution des erreurs de prévisions pour l'heure de formation (a) et l'heure de dissipation (b) du brouillard. Cas démarré à 12 TU avec nudging.*

l'erreur quadratique moyenne est de l'ordre de 10 à 20 % au lieu de 8 à 15 %. Sur la dynamique (Fig. 4.10(c) et Fig. 4.10(d)), l'apport du nudging est clair. Au voisinage du sol, la prise en compte du nudging modifie la turbulence créée par le rappel au forçage de grande échelle.

Le biais et l'erreur quadratique moyenne entre le modèle et les mesures pour le cas démarrant à 12 TU, pour la température à 2 m, l'humidité relative à 2 m, la vitesse du vent à 10 m et l'énergie cinétique turbulente à 10 m sont présentés dans la figure 4.11. Ici encore, l'absence du nudging dégrade les résultats. L'erreur quadratique moyenne de la température est de l'ordre de 2 à 3 °C, et l'humidité relative de 10 à 20 %. Pour la dynamique, l'erreur quadratique moyenne de la vitesse du vent est de l'ordre de 2.3 $m.s^{-1}$, et sur l'énergie cinétique turbulente de 2.1 $m^2.s^{-2}$. Ceci permet de mettre en évidence le rôle positif de nudging, qui illustre aussi la qualité de la prévision MM5.

4.4.2 Prévision du brouillard

Les tableaux de contingences sur l'occurrence du brouillard montrent que la qualité de prévision en l'absence du nudging est bien moins bonne que dans le cas avec le nudging. Il s'en suit une dégradation du taux de bonnes prévisions par rapport au cas avec nudging de l'ordre de 30%. La probabilité de détection passe de 0.91 à 0.55 par rapport au cas avec nudging (cas IC-00). Les valeurs de TSS pour les deux cas, IC-00 et IC-12, sont négatives. Ce mauvais résultat de prévision est à relier à une valeur relativement importante de la proportion de fausse alarme. Sans la prise en compte du nudging on peut sous-estimer le mélange vertical et ne pas reproduire les assèchements par advection. Ceci conduit à augmenter le nombre de situations de brouillard (FAR augmente), qui peut être lié au biais négatif sur la température à 2 m (et donc au biais positif sur l'humidité relative à 2 m).



(a) Température à 2 m

(b) Humidité relative à 2 m

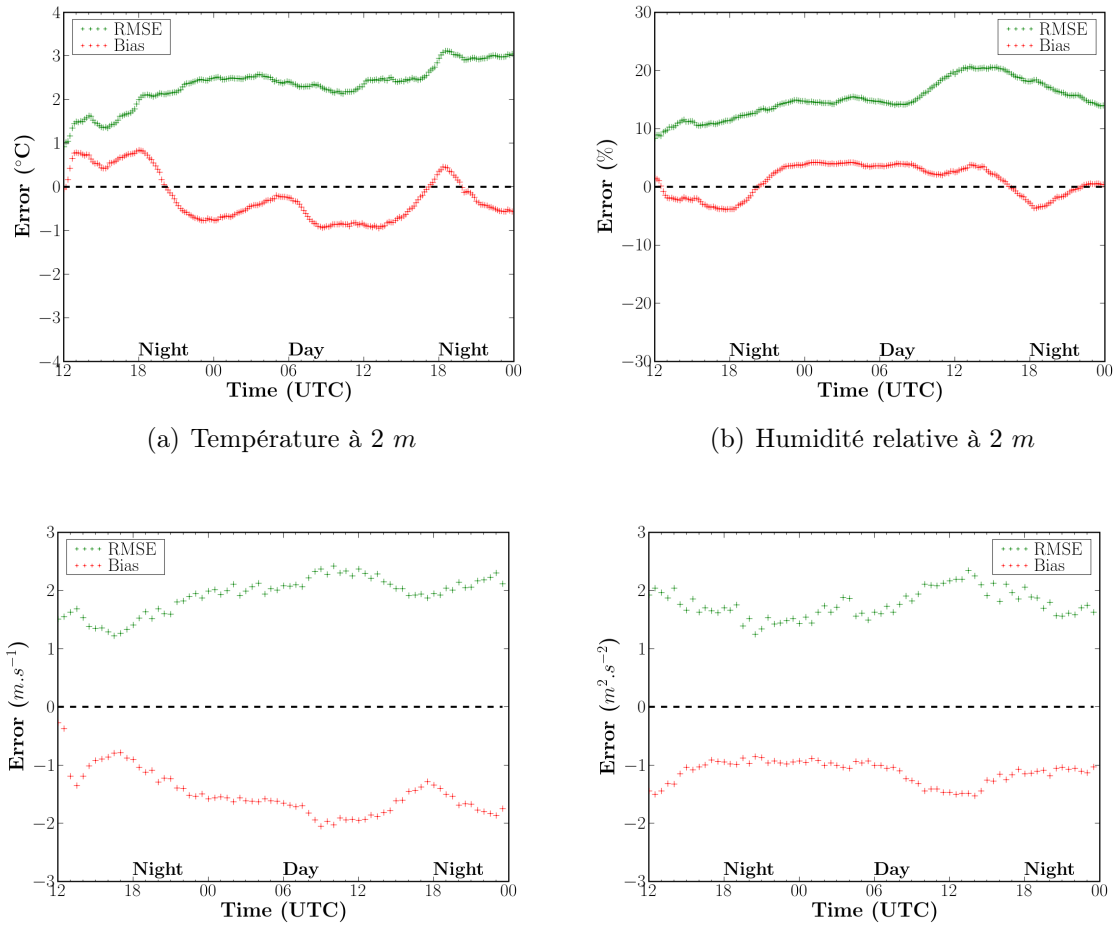
(c) Vitesse du vent à 10 m

(d) Énergie cinétique turbulente à 10 m

Fig. 4.10 : *Prévision sans nudging, cas démarré à 00 TU (IC-00). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour les paramètres météorologiques au voisinage du sol.*

Tab. 4.5 : *Table de contingence à 2 dimensions. Cas démarré à 00 TU sans nudging pour 36 h d'échéance.*

	Prévision *oui*	Prévision *non*	Total
Observation *oui*	6 (hit)	5 (missed)	11
Observation *non*	25 (false)	15 (correct rejection)	40
Total	31	20	51
Scores	$PC = 0.41$, $POD = 0.55$, $FAR = 0.81$, $CSI = 0.17$, $TSS = -0.08$, $HSS = -0.05$		



(a) Température à 2 m

(b) Humidité relative à 2 m

(c) Vitesse du vent à 10 m

(d) Énergie cinétique turbulente à 10 m

Fig. 4.11 : *Prévision sans nudging, cas démarré à 12 TU (IC-12). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour les paramètres météorologiques au voisinage du sol.*

Tab. 4.6 : *Table de contingence à 2 dimensions. Cas démarré à 12 TU sans nudging pour 36 h d'échéance.*

	Prévision *oui*	Prévision *non*	Total
Observation *oui*	5 (hit)	6 (missed)	11
Observation *non*	23 (false)	17 (correct rejection)	40
Total	28	23	51
Scores	$PC = 0.43$, $POD = 0.45$, $FAR = 0.82$, $CSI = 0.15$, $TSS = -0.12$, $HSS = -0.08$		

Tab. 4.7 : *Table de contingence à 2 dimensions. Cas démarré à 00 TU avec le modèle de Louis avec nudging pour 36 h d'écheance.*

	Prévision *oui*	Prévision *non*	Total
Observation *oui*	6 (hit)	5 (missed)	11
Observation *non*	25 (false)	15 (correct rejection)	40
Total	31	20	51
Scores	$PC = 0.41$, $POD = 0.55$, $FAR = 0.81$, $CSI = 0.17$, $TSS = -0.08$, $HSS = -0.05$		

4.5 Étude statistique avec le modèle de *Louis*

Comme nous l'avons déjà mentionné lors de l'analyse de nos résultats dans l'étude 1D sur la POI-13, l'épaississement de la couche de mélange est assez sensible au choix de la fermeture turbulente. Cette étude statistique a été reconduite pour le modèle diagnostique de *Louis* en démarrant à 00 TU.

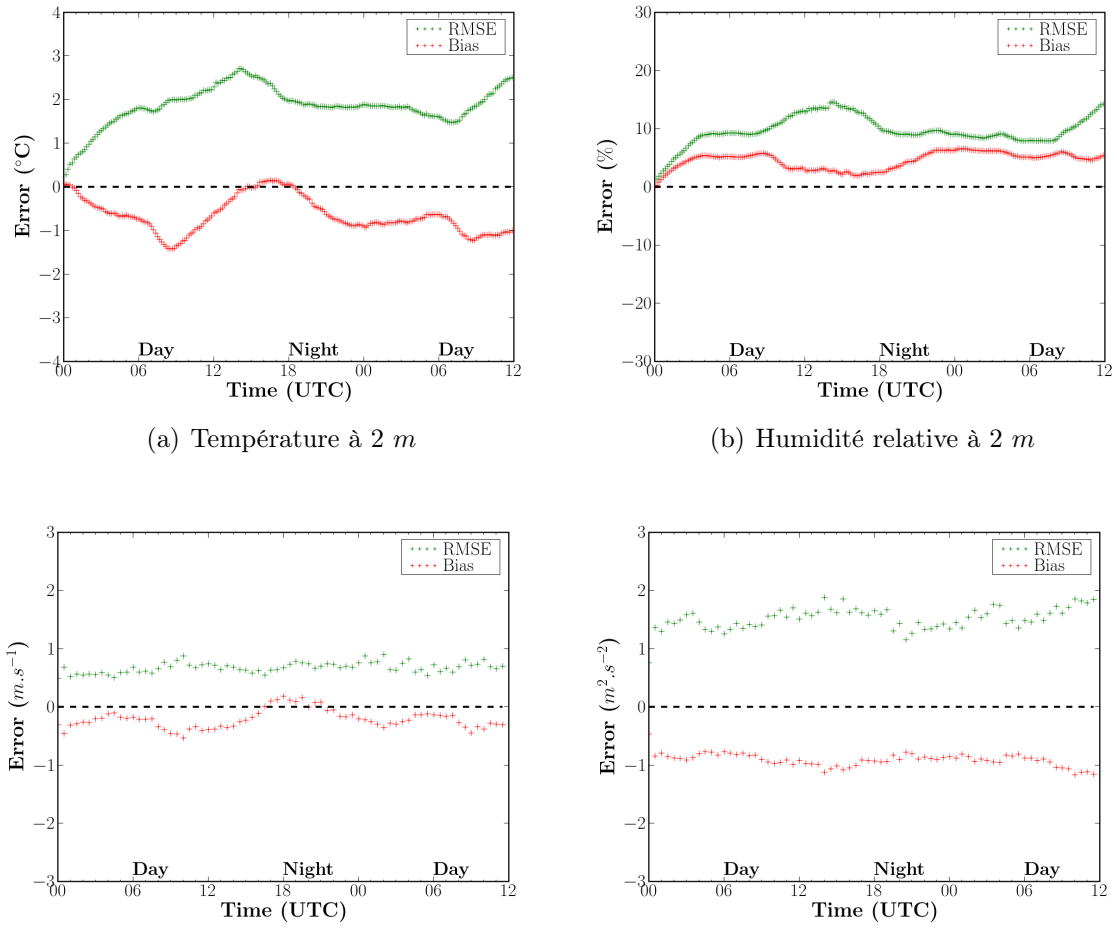
On constate que le modèle de *Louis* donne des écarts comparables au modèle $k-\varepsilon$ (Fig. 4.12). Les erreurs quadratiques moyennes de la température et de l'humidité relative sont de l'ordre de 2 °C et 11 % respectivement. Elles sont du même ordre de grandeur que les erreurs dans le modèle de prévision habituel. En ce qui concerne la vitesse du vent (Fig. 4.12(c)), le modèle de *Louis* est plus précis que le modèle $k-\varepsilon$, puisqu'il conduit à une erreur quadratique moyenne inférieure à 1 $m.s^{-1}$ au lieu de 1 à 2 $m.s^{-1}$ pour le modèle $k-\varepsilon$. En revanche, le modèle de *Louis* sous-estime la vitesse alors que le modèle $k-\varepsilon$ la surestime (excepté au moment du coucher du soleil). De plus, le modèle de *Louis* sous-estime l'énergie cinétique turbulente pendant toute la simulation, qui peut conduire à diminuer le mélange sur la verticale avec un impact sur la formation du brouillard.

Les tableaux de contingence (Tab. 4.7) permettent de le mettre en évidence. Le pourcentage de bonne prévision est de moins de 50% avec une valeur négative de TSS. La surestimation de l'humidité relative peut conduire à une surestimation de l'eau liquide. Cela conduit à une valeur élevée du FAR.

4.6 Discussion et conclusion

Une étude statistique sur l'ensemble de la période de ParisFog (novembre 2006-mars 2007) en mode prévision a été présentée. Dans ces simulations, le modèle 1D est couplé avec les données de prévisions issues du modèle méso-échelle MM5 sous une condition de nudging.

Sur les paramètres classiques, les scores obtenus en mode couple se comparent globalement assez favorablement aux scores des modèles opérationnels de prévision notamment en démarrant sur le réseau de 00 TU. En ce qui concerne la prévision du brouillard, les scores issus des tableaux de contingences ont permis de montrer que notre modèle a une



(a) Température à 2 m

(b) Humidité relative à 2 m

(c) Vitesse du vent à 10 m

(d) Énergie cinétique turbulente à 10 m

Fig. 4.12 : *Prévision avec le modèle de diagnostique de Louis avec nudging, cas démarré à 00 TU (IC-00). Biais (rouge) et erreur quadratique moyenne (verte) de prévision à 36 heures par rapport aux mesures pour les paramètres météorologiques au voisinage du sol.*

assez bonne capacité à prévoir le brouillard à courte terme (au moins 36 h à l'avance) avec une valeur du *true skill statistic* TSS supérieur à 0.5. Le pourcentage de bonne prévision est du même ordre de grandeur que celui trouvé dans le modèle COBEL-ISBA (Bergot et al., 2005). En revanche, l'heure de dissipation prévue est souvent retardée par rapport à celle observée. Une étude plus détaillée sur ce point est à envisager.

Sans la prise en compte du nudging, la dégradation des résultats est significative. L'erreur quadratique moyenne augmente environ d'un facteur 1.5 pour les paramètres météorologiques. Cela dégrade la précision du modèle. De plus, la valeur de TSS devient négative, ce qui montre une mauvaise prévision. Ceci permet de mettre en évidence le rôle positif de nudging.

Le modèle de *Louis* en mode prévision est moins performant que le modèle $k-\varepsilon$. La bonne valeur de l'erreur quadratique moyenne sur la vitesse du vent ne compense pas les erreurs observées pour la température, l'humidité et l'énergie cinétique turbulente. Les erreurs conduisent à une mauvaise prévision du brouillard ($TSS < 0$). C'est pourquoi pour la suite nous choisirons le modèle de turbulence $k-\varepsilon$.

La prévision du brouillard de rayonnement sur un site avec des fortes hétérogénéités spatiales est une tâche difficile. L'utilisation de technique de nudging et d'un forçage méso-échelle a permis de s'affranchir de certaines difficultés et d'obtenir finalement une prévision relativement bonne. Il reste que ce travail demanderait à être approfondie en réalisant une étude plus fine des cas d'échec de la prévision sur cette période. La qualité des données mesurées sur le site du SIRTA durant ParisFog devrait le permettre. Par ailleurs un couplage avec les modèles opérationnels de Météo-France pourrait améliorer les scores. Ceci reste à déterminer.

Chapitre 5

Étude tridimensionnelle du brouillard

*Après avoir évalué les performances de Code_Saturne **Atmo** sur différents cas, en mode analytique et en mode prévision, l'objectif de ce chapitre est d'étudier l'effet des hétérogénéités spatiales sur la formation du brouillard. Dans ce but, nous nous appuyons sur des résultats expérimentaux issus des données de la POI-13 (18-19 février 2007). Nous mettons en oeuvre sur ce cas des simulations Code_Saturne **Atmo** en modélisant de manière fine l'influence des obstacles (incluant les bâtiments et la forêt) sur la formation du brouillard. Le travail s'effectuera en deux étapes. La première consistera à travailler sur le site considéré comme homogène horizontalement, sans la prise en compte du relief, des obstacles naturels (haies d'arbre, forêt, surface d'eau, ...) et des bâtiments du site. Puis nous étudierons l'effet de la prise en compte des bâtiments et des hétérogénéités à l'aide d'une rugosité variable. Il s'agira ici de comparer la version 3D de Code_Saturne **Atmo** avec l'ensemble des paramétrisations physiques utilisé dans la modélisation 1D.*

Sommaire

5.1 Introduction 113
5.2 Calcul parallèle 114
5.3 Étude sur un domaine homogène horizontalement 115
5.3.1 Maillage et option de calcul 115
5.3.2 Conditions initiales et conditions aux limites 116
5.3.3 Résultats 117
5.4 Introduction des hétérogénéités spatiales 123
5.4.1 Maillage et conditions de simulation 123
5.4.2 Cas avec différentes classes de rugosité 126
5.4.3 Cas avec prise en compte de la forêt par une technique de trainée 134
5.5 Discussion et conclusion 142

5.1 Introduction

Le passage d'un calcul 1D à 3D nécessite une augmentation très importante de la puissance de calcul. Une mise à jour du code a donc été effectuée. Ceci nous à conduit à

étendre les possibilités du parallélisme de *Code_Saturne* aux simulations atmosphériques incluant la microphysique.

Dans *Code_Saturne*, les parallélisations de la dynamique et de la microphysique sont effectuées automatiquement. Pour le rayonnement, l'hypothèse d'isotropie permet de décrire le champ de rayonnement diffus uniquement à l'aide du flux descendant et du flux montant (l'approximation des deux flux). En 3D, en maillage non structuré, ces calculs ne sont pas parallélisables. En effet, nous nous plaçons dans l'hypothèse dite des *plans parallèles*, selon laquelle on admet que localement l'atmosphère peut être représentée par une succession de couches parallèles planes, homogènes et superposées, et nous supposons la symétrie axiale autour de l'axe vertical de l'atmosphère. Dans le modèle de rayonnement colonne, les fonctions de transmission et de réflexion ainsi que le calcul de diffusion sont déterminés en agrégeant couche par couche. Cette méthode de calcul est incompatible avec les maillages non-structurés (la notion de verticale n'est pas définie). De ce fait, nous proposons une technique pour simuler l'effet du rayonnement dans nos simulations 3D pour le brouillard.

Nous avons donc choisi de simuler l'effet du rayonnement total ainsi que le refroidissement radiatif pour la nucléation par un forçage évolutif. Le forçage des profils des flux de rayonnement est fourni par des données simulées provenant du modèle de colonne. Ils sont imposés toutes les 10 minutes sur le domaine de calcul. Autrement dit, ces flux sont considérés comme homogène horizontalement sur l'ensemble du domaine de calcul.

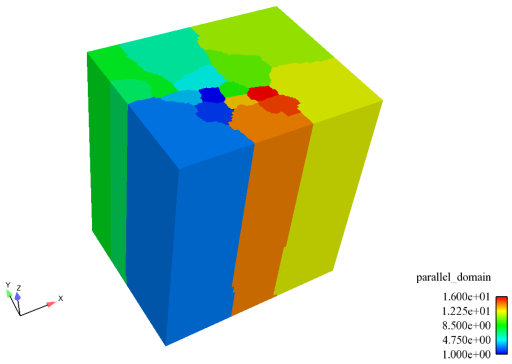
5.2 Calcul parallèle

Les techniques de calcul parallèle sont diverses et intéressantes. Une introduction simple est illustrée ici avant de présenter l'étude tridimensionnelle.

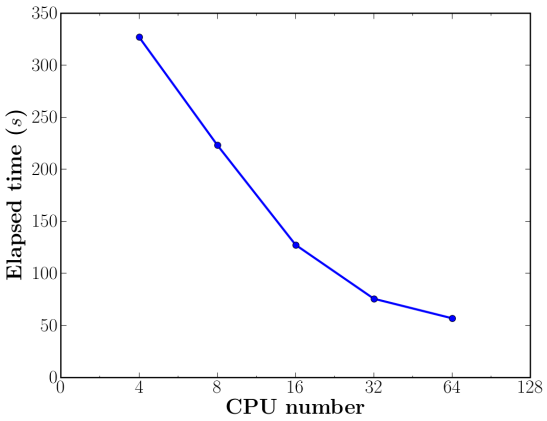
Code_Saturne permet d'exécuter un traitement pouvant être partitionné en tâches élémentaires adaptées afin de pouvoir fractionner les calculs entre plusieurs processeurs opérant simultanément. Ceci en vue de traiter plus rapidement que dans une exécution séquentielle des problèmes plus complexes (comme le brouillard). C'est ce que l'on appelle : *le calcul parallèle*. Dans ce cas-là, le découpage du domaine de calcul sera activé. Chaque processeur devra travailler sur un domaine, en synchronisant ses données avec ses voisins par passages de messages (voir la figure 5.1). Il permet de :

- répartir des calculs longs sur un ensemble de processeurs disponibles afin de diminuer le temps de restitution (ou le temps d'exécution) ;
- répartir un volume de données important sur un ensemble de processeurs, allégeant ainsi les besoins en mémoire propres à chaque processeur.

De plus, chaque processeur peut calculer sur une partie du maillage en ayant la connaissance des mailles frontières des processeurs voisins. Cela nécessite de distribuer les données en fonction des processeurs et d'échanger des données entre processeurs. MPI (Message Passing Interface) et openMP (Open Multi-Processing) sont deux solutions techniques



(a) Exemple de découpage d'un maillage par *Code_Saturne*. Ici, le maillage SIRTA est découpé automatiquement en 16 sous-domaines non réguliers mais de nombre de mailles équivalent.



(b) Exemple d'illustration pour le temps de restitution en fonction du nombre de processeur utilisé. Cas de brouillard avec un maillage de 600000 cellules pour 10 itérations.

Fig. 5.1 : *Le parallélisme dans Code_Saturne.*

normalisées qui permettent d'implémenter des traitements parallèles au sein d'un programme compilé. Dans *Code_Saturne*, la solution MPI est utilisée. C'est en effet un parallélisme en mémoire distribuée. Le code est répliqué sur l'ensemble des CPUs. Chaque processus s'exécute indépendamment et n'a pas en mémoire les autres processus. Les communications de données se font à travers une librairie d'échange de message qui utilise le réseau d'interconnexion entre les noeuds du calculateur. On remarque que, en général, l'augmentation du nombre de processeurs a pour conséquence d'augmenter le temps total de calcul et de réduire le temps de restitution. Il s'agit des surcouts dus aux halos qui deviennent plus importants lorsque les domaines deviennent plus petits. Ici avec 64 processeurs, il y a moins de 10000 mailles par processeur et donc un halo important (Fig. 5.1(b)).

5.3 Étude sur un domaine homogène horizontalement

5.3.1 Maillage et option de calcul

La figure 5.2 montre le domaine de calcul et le maillage utilisé dans cette étude : un domaine de 2200×1800 m^2 couvrant le site du SIRTA en maillage structuré de 31064 mailles hexaédriques (88×72×49). La résolution horizontale est de 25 m. Sur la verticale, on dispose de 49 niveaux dont les 30 premiers niveaux sont identiques à ceux du modèle colonne utilisé pour la simulation 1D. Le premier niveau se situe à 2 mètres et le dernier vers 2500 mètres.

Dans cette étude, le calcul sera effectué en mode parallèle sur 16 processeurs. Pour les résultats présentés ici, nous avons retenu le modèle de turbulence $k-\varepsilon$ pour la dynamique,

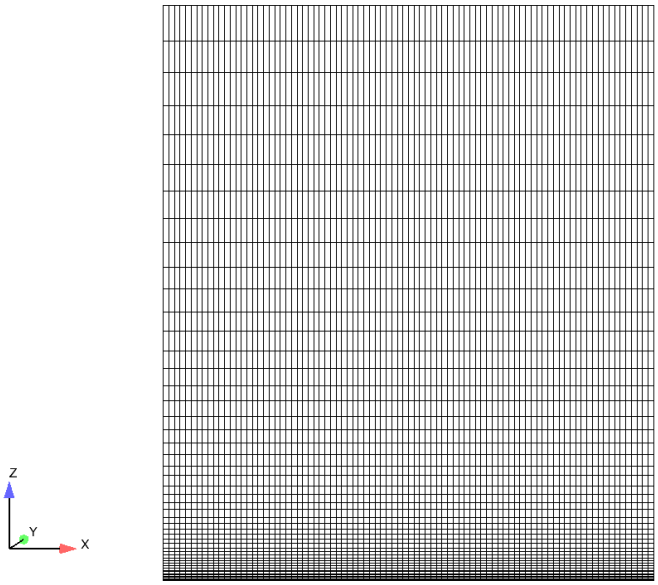


Fig. 5.2 : *Domaine de calcul (plan vertical) pour le cas homogène.*

le modèle d'Abdul-Razzak pour la nucléation et le modèle de Stokes modifié pour la sédimentation. Le pas de temps est uniforme et constant, $\Delta t = 1\ s$, la rugosité $z_0 = 0.1\ m$. Une telle étude en 3D étant extrêmement coûteuse en temps de calcul, la simulation sera divisée en deux parties. La première partie sera démarrée à 21 TU pour un temps physique de 3 heures qui correspond à la phase de formation du brouillard. La deuxième partie sera démarrée à 07 TU également pour 3 heures qui correspondent à la phase de dissipation du brouillard.

5.3.2 Conditions initiales et conditions aux limites

Conditions initiales Les champs de température, d'humidité, de vent sont initialisés par le radiosondage du 21 TU réalisé sur le site du SIRTA et complétés par les mesures du mât en zone 1. Les champs initiaux de la concentration en nombre de gouttes et le contenu en eau liquide sont supposés nuls.

Conditions aux limites latérales Pour toutes les faces latérales, nous laissons le code déterminer s'il s'agit d'une face où le signe du vecteur normal à cette face est positif, auquel cas, la face sera une face d'entrée. Une condition de Dirichlet est alors imposée pour la température T, l'humidité spécifique q_v, la concentration en nombre de gouttes N_c et le contenu en eau liquide q_l et les vitesses du vent u, v ; Sinon, la face sera une face dite de *sortie libre* où la pression est imposée et une condition de Neumann pour les autres variables. Les données météorologiques pour les conditions d'entrée sont issues de la simulation 1D démarrant à 21 TU avec des conditions favorables au développement du brouillard (avec la prise en compte de la viscosité turbulente minimum $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$

et la condition de nudging $C_n = 10^{-5} + 6.6\ 10^{-3}(z)$. voir le *chapitre 3*, la section 3.3). Avec un test préliminaire en imposant q_l et N_c aux bords, l'évolution de l'eau liquide dans le domaine est fortement influencée par les conditions aux limites que l'on a imposées. Dans cette étude 3D, les conditions aux limites pour q_l et N_c sont mises à 0 afin de laisser le brouillard se former à l'intérieur du domaine.

Frontière supérieure Pour les surfaces au sommet du domaine, nous utilisons des conditions de symétrie (dérivée nulle), c'est-à-dire une condition de flux nul imposée à toutes les grandeurs moyennes.

Condition au sol Disposant de mesures à deux niveaux à partir des mâts instrumentés durant la POI-13, il est possible de recalculer, en utilisant les lois de la couche limite de surface, les valeurs au sol (en fait à la hauteur de rugosité) de la température et de l'humidité spécifique sur toute la durée de la simulation. Dans ces conditions, ces valeurs reconstituées sont imposées au sol au lieu de modéliser les processus au niveau de l'interface sol-atmosphère. L'intérêt est de pouvoir tester la modélisation d'autres processus (par exemple les processus microphysiques dans une couche de brouillard) sans que les résultats ne soient trop influencés par la modélisation de l'interface sol-atmosphère.

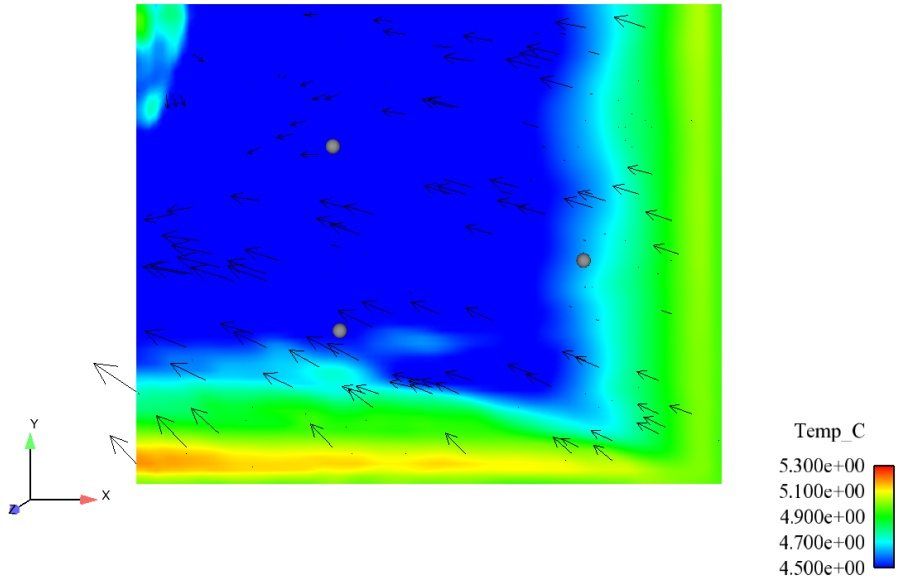
5.3.3 Résultats

Description des caractéristiques de l'écoulement

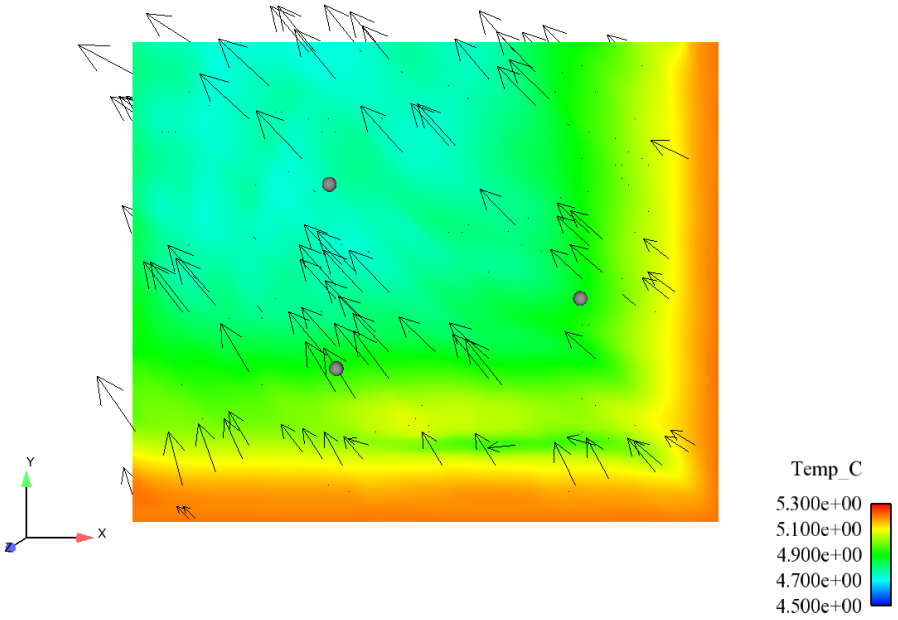
Dans ce cas homogène, l'effet 3D par rapport au cas 1D se traduira par la prise en compte de la vitesse verticale du vent et l'effet des conditions aux limites du bord. On constate que l'évolution de la température est pilotée par le vent (Fig. 5.3). On observe une première zone en amont (coté sud-est) pour laquelle les profils initiaux de température, d'humidité, de vent et d'énergie cinétique turbulente entrés en conditions limites restent développés et évoluent jusqu'à la formation du brouillard vers 2230 TU. Il semble que le brouillard apparait sur le bord et est transporté par le vent de sud-est vers le centre du domaine à 2300 TU. En revanche, la distribution de l'eau liquide est uniforme à la fin de simulation (2400 TU) où le brouillard s'installe sur l'ensemble du site (Fig. 5.4). La différence de température entre l'intérieur du domaine et le bord d'entrée traduit une différence dans la dynamique de formation du brouillard. Les évolutions de la vitesse du vent et de la vitesse verticale sont présentées dans *l'annexe B*.

Comparaisons 1D-3D-Observation en zone 1

Température et humidité Une comparaison entre la simulation 1D, la simulation 3D et l'observation en fonction de l'heure est présentée. Dans les figures 5.5 à 5.8, les résultats 1D sont présentés par traits "+", les résultats 3D en traits pleins et les observations sont présentées par traits pointillés. Les évolutions de la température sont correctement reproduites, surtout au niveau 10 mètres (Fig. 5.5(a)). Comme attendu, le forçage de la température et de l'humidité au sol améliore grandement les résultats, même si la

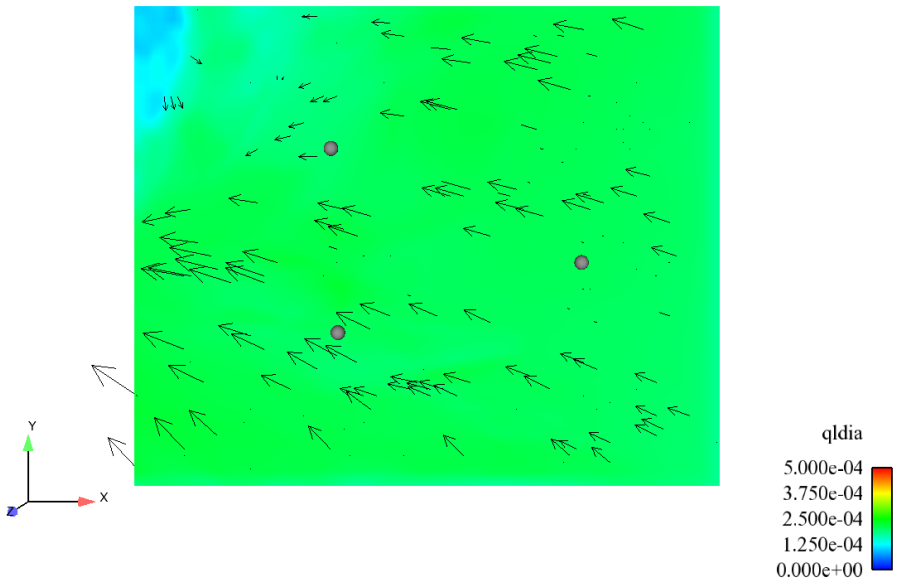


(a) T, 2300 *TU*

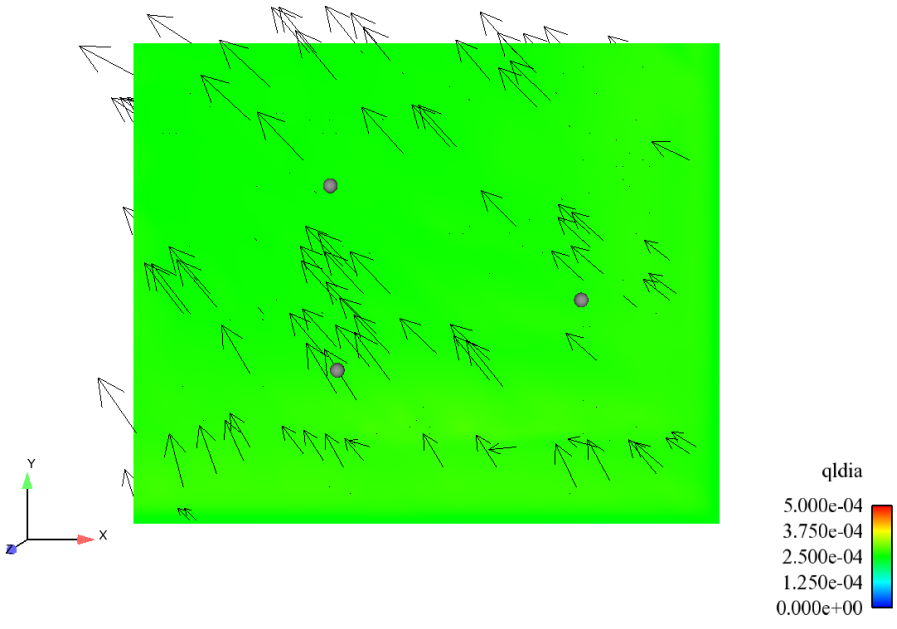


(b) T, 2400 *TU*

Fig. 5.3 : *Phase de formation en cas homogène. Visualisation des champs horizontaux (plan $\vec{xy}$, $z = 2\ m$) de la température à 2300 TU et 2400 TU. La direction du vent est indiquée par des flèches noires. Seule une partie des flèches est représentée pour ne pas alourdir la figure. (Idem pour les figures suivantes)*

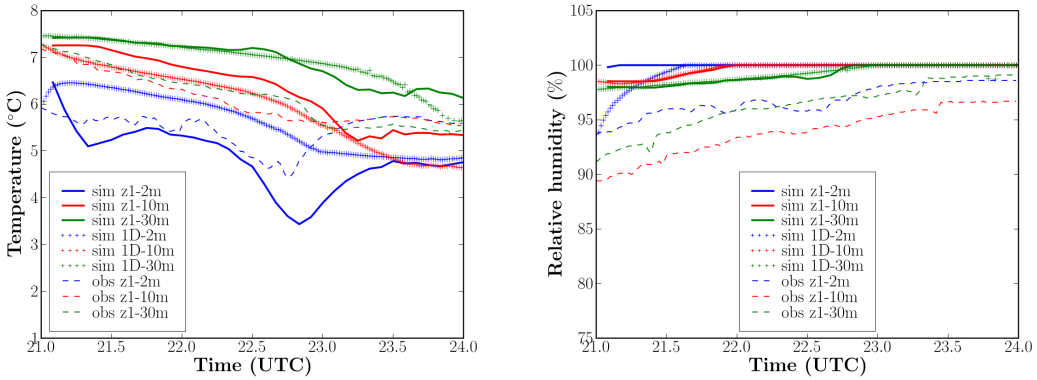


(a) LWC, 2300 *TU*



(b) LWC, 2400 *TU*

Fig. 5.4 : *Phase de formation en cas homogène. Visualisation des champs horizontaux (plan* $\vec{xy}$*,* $z = 2\ m$*) de la teneur en eau liquide à 2300 TU et 2400 TU.*



(a) Température à 2 m, 10 m et 30 m (b) Humidité relative à 2 m, 10 m et 30 m

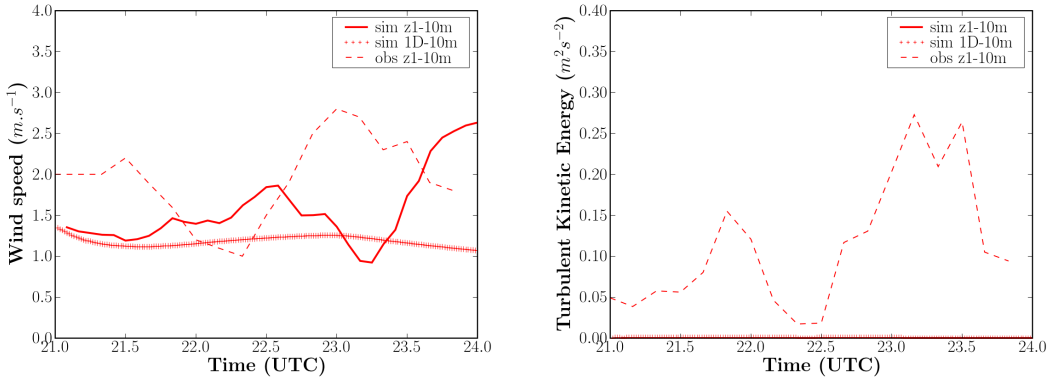
Fig. 5.5 : *Phase de formation en cas homogène. Comparaison 1D-3D-Observations pour la température et humidité relative à 2 m (bleu), 10 m (rouge) et 30 m (verte) en zone 1. Les résultats 1D présentés par traits "+", les résultats 3D présentés par traits pleins et les observations présentées par traits pointillés.*

température au niveau 2 mètres, à l'heure de formation du brouillard, est un peu sous-estimée. Cette sous-estimation de la température peut dépendre du traitement de l'effet radiatif. Comme mentionné précédemment, on a choisi de simuler l'effet radiatif par un forçage horizontal issu du modèle 1D. Cette méthode utilisée pour le 3D ne permet pas de réaliser un couplage dynamique interactif à chaque pas de temps du modèle. Comme pour ce calcul en 3D homogène, on observe des inhomogénéités des champs sur l'horizontale, ceci peut avoir un effet non négligeable sur les structures verticales de température voire d'humidité. Néanmoins, les températures à 10 m et à 30 m sont très proches de celles du cas 1D, ainsi que pour l'humidité relative.

L'évolution des humidités relatives est assez bien reproduite, malgré une légère surestimation qui peut s'expliquer comme précédemment. On remarque que cette surestimation conduira à une formation du brouillard plus tôt. (Fig. 5.5(b))

Vitesse du vent et énergie turbulente Comme dans la simulation 1D, la vitesse du vent est mal évaluée sur cette simulation homogène (Fig. 5.6(a)). On tend ainsi à légèrement sous estimer l'intensité du vent au début de la simulation au niveau 10 mètres et, d'autre part, à la surestimer à la fin de la simulation. Par rapport au 1D, on note une différence sur l'évolution temporelle de la vitesse, avec dans la simulation 3D une accélération entre 23 TU et 24 TU, dont l'origine reste incertain.

Durant la période de formation du brouillard où l'atmosphère est très stable au voisinage du sol on annule quasiment l'énergie cinétique turbulente dans le code alors que les mesures indiquent une turbulence non négligeable (Fig. 5.6(b)). On retrouve là les limites du modèle $k-\varepsilon$ qui n'est pas capable de reproduire la turbulence dans les couches stables comme l'ont d'ailleurs illustrés nos simulations 1D. Cette turbulence dans les couches stables semble avoir deux origines. L'une est liée à la présence de tourbillons appelée



(a) Vitesse du vent à 10 m (b) Énergie cinétique turbulente à 10 m

Fig. 5.6 : *Phase de formation en cas homogène. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et énergie cinétique turbulente en zone 1.*

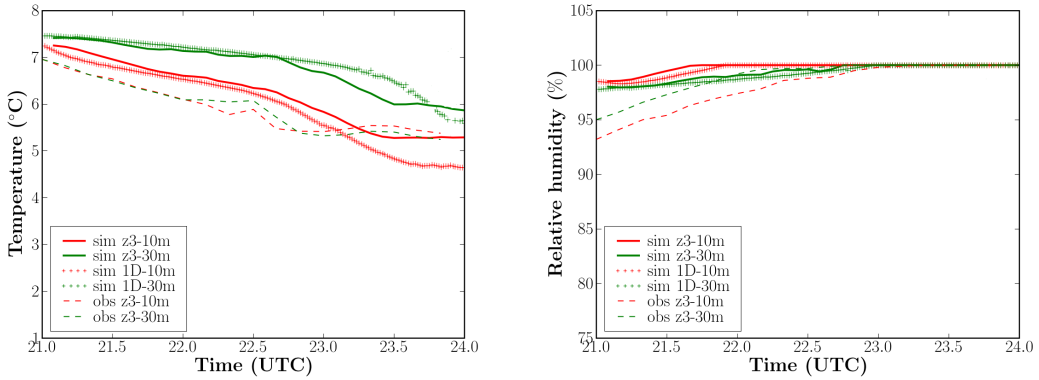
"streaks", Drobinski et al. (2004). Ces structures turbulentes sont formées plus haut dans la CLS où les effets du cisaillement sont prépondérants. Elles viennent frapper le sol dans une couche appelée *"eddy surface layer"* (généralement de l'ordre de 10 mètres). Sous l'effet du blocage par la surface, ces structures turbulentes s'allongent dans le sens de l'écoulement et perdent leur caractère isotrope. Mais, la sous-estimation de la turbulence peut être aussi liée à l'intermittence de la turbulence observée dans la couche stable durant la nuit. Ceci reste à déterminer de manière plus fine. Par ailleurs la présence des obstacles (notamment des forêts) autour du site d'expérimentation crée de la turbulence impossible à reproduire correctement dans le cas homogène.

Comparaisons 1D-3D-Observation en zone 3

Température et humidité On remarque tout d'abord le peu de différence entre les mesures aux mêmes niveaux entre la zone 1 et la zone 3, ce qui tend à montrer que le brouillard s'est formé de manière homogène sur l'ensemble du site et ce qui justifie notre choix, dans un premier temps, de ne pas prendre en compte les variations spatiales de l'occupation du sol.

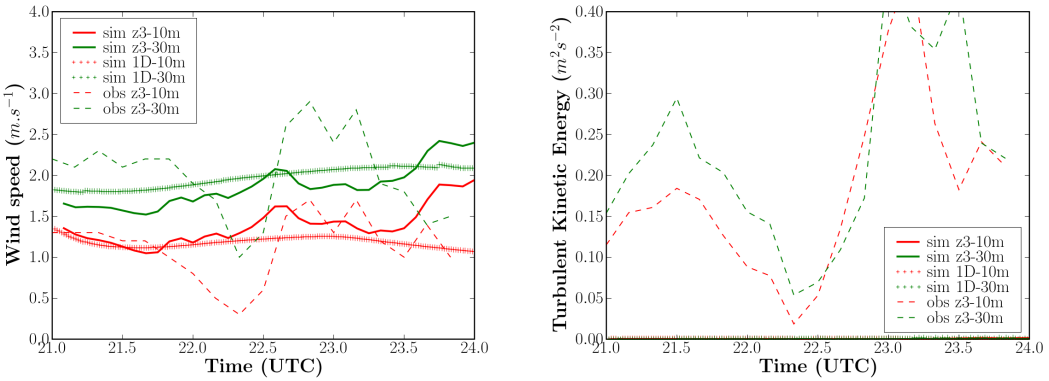
On retrouve les mêmes caractéristiques que pour la zone 1. Les températures sont surestimées, surtout au niveau 30 mètres avec un écart d'environ 2 °C (Fig. 5.7(a)). En revanche, les humidités relatives sont correctement évaluées avant l'apparition du brouillard. Une fois le brouillard formé, le mélange sur la verticale donne une diminution de la température au niveau 10 mètres (Fig. 5.7(b)).

Vitesse du vent et énergie turbulente Dans cette zone, l'interprétation des résultats concernant l'évolution des vitesses du vent est plus compliquée. Pendant les première 45 minutes de simulation, la vitesse au niveau 10 mètres est très bien simulée (Fig. 5.8(a)). Puis on constate une atténuation de la vitesse du vent mesurée avant l'apparition du brouillard, qui n'est pas reproduite par notre simulation. L'absence de la prise en compte



(a) Température à 10 m et 30 m (b) Humidité relative à 10 m et 30 m

Fig. 5.7 : *Phase de formation en cas homogène. Comparaison des observations et simulations pour la température et l'humidité relative en zone 3.*



(a) Vitesse du vent à 10 m et 30 m (b) Énergie cinétique turbulente à 10 m et 30 m

Fig. 5.8 : *Phase de formation en cas homogène. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et énergie cinétique turbulente en zone 3.*

de l'effet des hétérogénéités (surtout la forêt) peut expliquer cette différence, mais cela reste à vérifier. L'énergie cinétique turbulente est pratiquement nulle durant toute la simulation pour les mêmes raisons que celles évoquées pour la zone 1.

Comparaisons des zones z1 et z3

Profils verticaux Dans cette section, les comparaisons sur les profils verticaux entre la zone 1 et la zone 3 sont présentées. Globalement, il y a peu d'écart entre la zone 1 et la zone 3 (Fig. 5.9). On retrouve sur les profils verticaux le manque de développement de la couche de brouillard par rapport au radiosondage de 00 TU lié en grande partie au manque d'énergie cinétique turbulente comme nous l'avons déjà évoqué. Cependant il existe quelques différences pour la vitesse du vent et l'eau liquide entre ces deux zones liées vraisemblablement à la propagation des conditions aux limites dans le domaine.

Comme on peut le voir sur les figures 5.9(e) et 5.9(f), on sous-estime nettement la vitesse du vent au dessus de 100 mètres, qui est en effet la hauteur de la base de la couche d'inversion (voir le radiosondage de la température au à 00 *TU* (Fig. 5.9(a)). Dans la couche d'inversion, le profil du vent en zone 3 est plus lissé que celui de la zone 1. Cela pourrait expliquer la différence entre les profils de températures et d'humidité. L'origine de ces différences vient vraisemblablement de l'effet du bord, la zone 3 étant plus proche du bord où l'on impose les conditions d'entrée que la zone 1. Cela peut se voir sur les figures représentant l'évolution de l'eau liquide (Fig. 5.4).

La visibilité est calculée en utilisant la formule proposée par Kunkel (1984). Elle est en bon accord avec les mesures à partir de 23 *TU* (Fig. 5.10). L'apparition du brouillard a lieu un peu plus tôt que dans les mesures de l'ordre de 1 heure. Une oscillation avant l'apparition sur la zone 1 est observée qui est due à la variation temporelle de la vitesse verticale du vent (présentée en *annexe B*). Le contenu en eau dépend de la vitesse verticale et du taux de refroidissement radiatif qui est homogène sur le plan horizontal, puisque ceux-ci contrôlent le taux de CCN activés et donc la concentration en gouttelettes nuageuses. Signalons que l'on observe une petite différence sur les visibilités mesurées entre les zones 1 et 3, le brouillard apparaissant plus tard en zone 3 qu'en zone 1 (Fig. 5.10(b)).

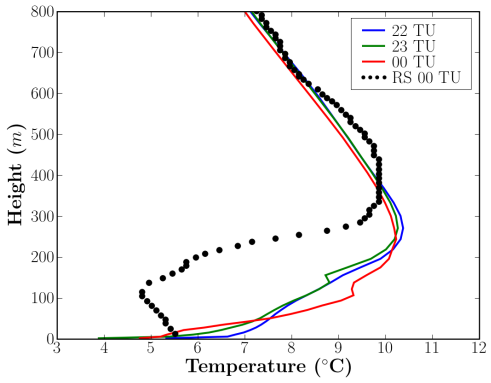
L'heure de l'apparition du brouillard en zone 3 est tout de même simulée plut tôt que celle observée, le brouillard apparaissant vers 2200 *TU*. Dans les deux zones, l'apparition précoce du brouillard peut s'expliquer par la surestimation de l'humidité relative.

5.4 Introduction des hétérogénéités spatiales

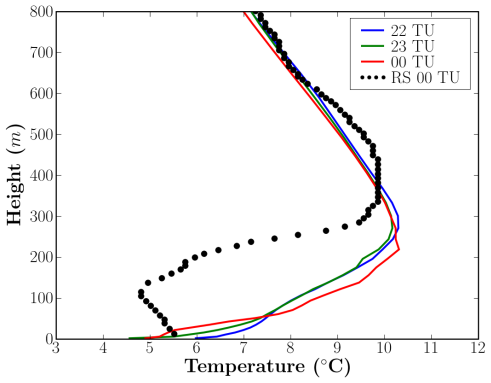
Les hétérogénéités se traduisent par la présence des bâtiments se trouvant sur le campus de l'École Polytechnique (Fig. 5.11) et différentes classes de rugosité de la surface (Fig. 5.13).

5.4.1 Maillage et conditions de simulation

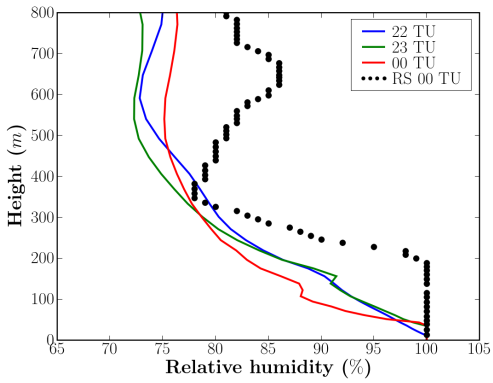
Afin d'étudier l'impact du milieu bâti sur l'écoulement, un maillage détaillé du site SIRTA a été réalisé en maillage non structuré de 608902 mailles (principalement en hexaèdres avec 3.3% de pentaèdres). Ce maillage a pour dimension 2200×1800×2454 mètres. Le maillage global du domaine s'effectue en deux étapes. Dans un premier temps, un maillage surfacique optimisé est réalisé au niveau du sol. Dans un second temps, il est procédé à une technique d'élévation du maillage surfacique jusqu'au sommet du domaine afin de créer le maillage 3D. Nous avons gardé seulement l'aspect global des bâtiments se trouvant dans le campus de l'École Polytechnique, avec quatre hauteurs possibles : 5, 10, 15 et 20 mètres (il y a 4 mailles de 5 mètres, soit une maille par niveau de bâtiment). Aussi, en dessous du premier niveau de 5 mètres, les bâtiments comme les résidences d'habitation ne seront pas maillés explicitement, et seront traités via la rugosité de sol. Un schéma de principe est donné sur la figure 5.11.



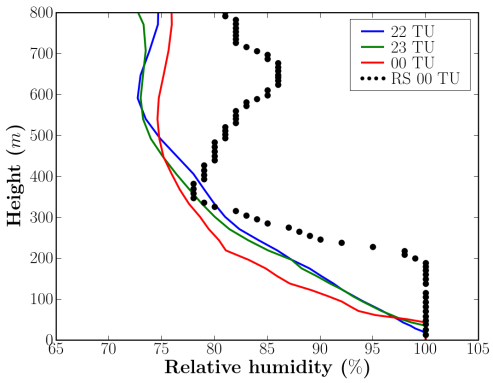
(a) Zone 1. Profils de température.



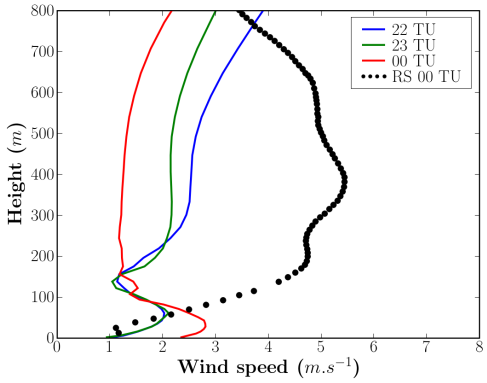
(b) Zone 3. Profils de température.



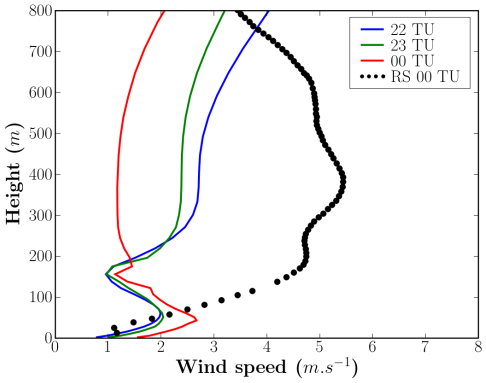
(c) Zone 1. Profils d'humidité relative.



(d) Zone 3. Profils d'humidité relative.

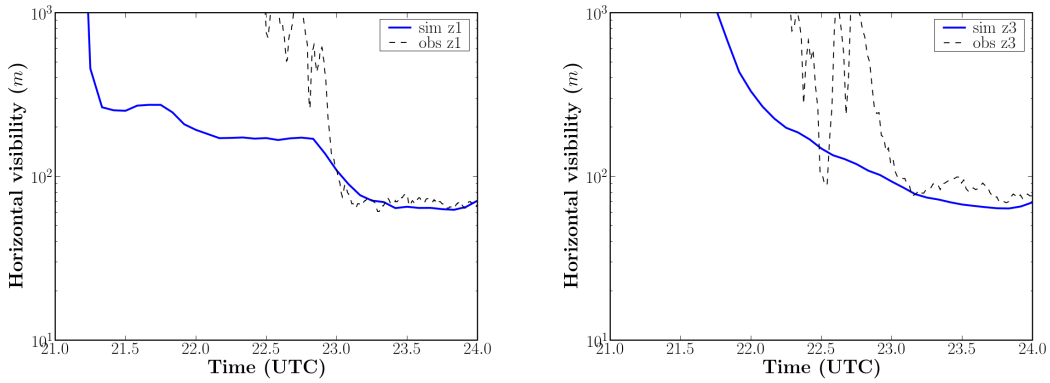


(e) Zone 1. Profils de vitesse du vent.



(f) Zone 3. Profils de vitesse du vent.

Fig. 5.9 : *Phase de formation en cas homogène. Comparaison des profils issus des simulations pour 22 TU, 23 TU et 00 TU entre la zone 1 (colonne gauche) et la zone 3 (colonne droite). Les profils sont zoomés sur les 800 premiers mètres.*



(a) Zone 1 (b) Zone 3

Fig. 5.10 : *Phase de formation en cas homogène. Comparaison des observations et simulations pour la visibilité horizontale à 2 m en zone 1 et zone 3.*

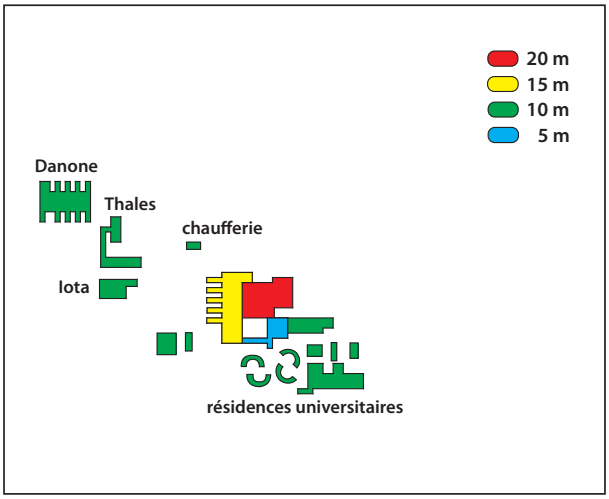


Fig. 5.11 : *Schéma de principe du milieu bâti du site SIRTA pour le maillage avec les bâtiments légende.*

Niveau	z	Δz	Niveau	z	Δz	Niveau	z	Δz
26	2500	292	17	427.46	87.17	8	53.38	11.35
25	2208	292	16	340.29	69.50	7	42.03	9.06
24	1916	292	15	270.79	55.41	6	32.97	7.21
23	1624	292	14	215.38	44.19	5	25.76	5.76
22	1332	270.48	13	171.19	35.23	4	20	5
21	1061.5	215.67	12	135.96	28.09	3	15	5
20	845.85	171.96	11	107.87	22.39	2	10	5
19	673.85	137.11	10	85.48	17.86	1	5	5
18	536.78	109.32	9	67.62	14.24	–	0	–

Tab. 5.1 : *Coordonnées des interfaces verticales entre deux mailles pour le maillage du site de SIRTA. z est le niveau de surface supérieure d'une maille (par rapport au sol), Δz est la distance verticale entre les centres de deux mailles.*

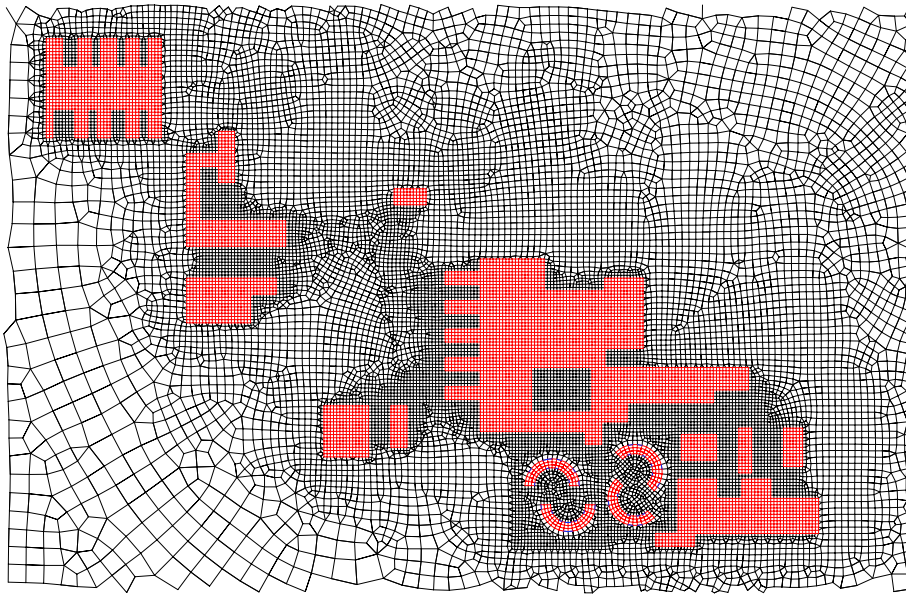
Les niveaux verticaux, la position des intervalles entre deux mailles, sont donnés dans le tableau 5.1. Des représentations du maillage complet sont donnés sur la figure 5.12.

Dans cette étude, les simulations sont effectuées sur 16 processeurs. Les paramétrisations physiques utilisées sont identiques à celles du cas homogène. On garde les mêmes conditions aux limites pour le domaine. Pour les surfaces des bâtiments, on impose une condition de Dirichlet pour la température (15 °C) et une condition de Neumann pour l'humidité (flux nul).

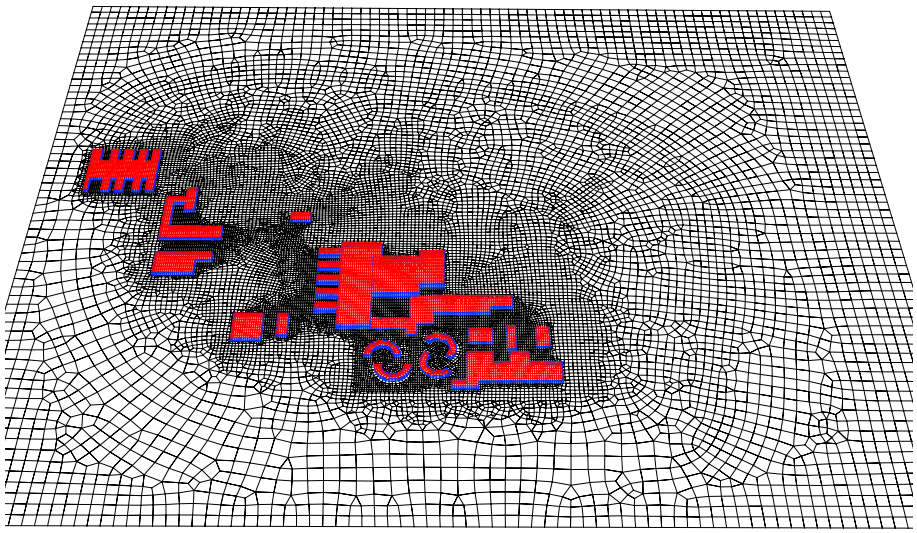
5.4.2 Cas avec différentes classes de rugosité

En réalité, si l'on se place à plus petite échelle, on peut distinguer à la base de la couche de surface une sous-couche rugueuse dont l'épaisseur est de l'ordre de 1 à 3 fois la hauteur de la rugosité et dont les caractéristiques très irrégulières sont fortement influencées par les dimensions et la répartition des éléments rugueux. La rugosité du terrain est un paramètre qui décrit la nature aérodynamique de la surface du sol : une étendue d'eau est peu rugueuse et la vitesse du vent y est plus forte, un paysage de bocage est plus rugueux et la vitesse du vent y est plus faible, etc. Les écoulements atmosphériques sont donc soumis à de brusques changements des caractéristiques de la surface : passage de la campagne à la ville, des quartiers résidentiels situés à la périphérie au centre de celles-ci, passage des champs aux forêts ...

Afin d'étudier l'effet de la variabilité spatiale multi-échelle sur la formation du brouillard, une rugosité de surface variable dans l'espace mais restant constante au cours du temps est utilisée. Pour ce faire, la base de données est constituée des différentes classes de rugosité définies à partir des indicateurs d'occupation du sol (ODS) issus des bases de données de l'Institut Géographique National (IGN) (Fig. 5.13). Le code va lire un fichier ODS de l'IGN et met en forme ces données afin de constituer pour chaque point de maille une valeur de rugosité correspondante. On remarque que le fichier ODS original a été modifié

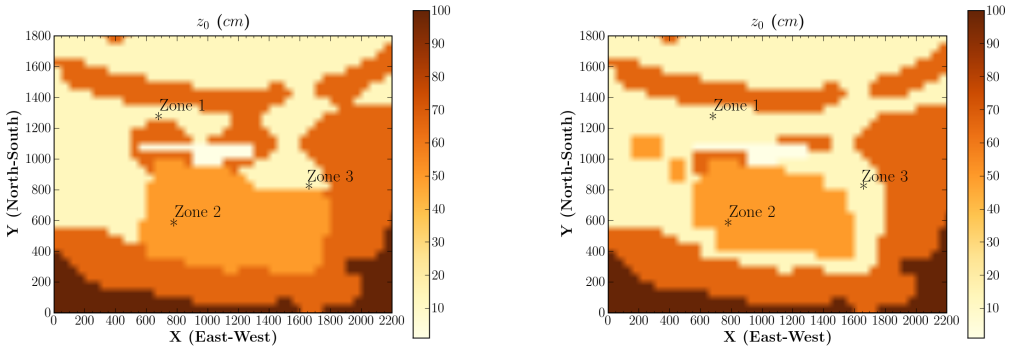


(a) Visualisation du maillage surfacique dans la zone comprenant les bâtiments utilisé pour les simulations sur le campus de l'École Polytechnique.



(b) Visualisation de la surface du domaine de calcul pour le campus de l'École Polytechnique.

Fig. 5.12 : *Domaine de calcul avec prise en compte des bâtiments.*



(a) Carte originale (b) Carte modifiée

Fig. 5.13 : *Cartographie de rugosité (en cm) projetée sur le maillage au sol avec indicateurs du sol issus des bases de données de l'IGN, avant et après modification des données avec la photo satellite.*

Classe de rugosité	Longueur de rugosité (cm)	Type de d'occupation des sols
9	0.1	Eau libre
7	3	Prairie
4	50	Zones industrielle
8	75	Forêt
5	100	Zones d'habitation

Tab. 5.2 : *Classes et longueur de rugosité*

de manière à se conformer à la carte satellite du site SIRTA issu de Google Earth (voir la figure 2.2). On définit pour chacune de ces occupations du sol une classe de rugosité dans le tableau 5.2. Les cartographies de rugosité avant et après modification sont présentées à la figure 5.13.

Description des caractéristiques de l'écoulement

L'analyse qualitative des champs thermodynamiques permet de scinder le domaine de calcul en trois zones distinctes (Figs. 5.14). Une première zone en amont des bâtiments (le coté sud-est) pour laquelle les profils initiaux entrés en conditions limites restent développés et évoluent jusqu'à la fin de la simulation. Une deuxième zone affectée par les bâtiments où l'on observe un déficit de vitesse et de multiples zones secondaires avec un déficit encore plus prononcé qui s'étend au cours du temps avec des températures plus élevées dans cette zone. Ces différences sur la température et la vitesse atteignent leur maximum lorsque le brouillard se forme. Une troisième zone se trouvant à l'aval du domaine. Cette zone en aval des bâtiments reste influencée par la modification de l'écoulement engendrée par le sillage des bâtiments.

Si on regarde les figures 5.15, l'effet global des bâtiments sur l'écoulement à travers

la création des sillages est caractérisé par des températures et une turbulence plus élevée conduisant à une formation plus tardive du brouillard dans le sillage. L'évolution de la teneur en eau liquide est donc sensiblement différente par rapport au cas homogène. Par contre, à 24 TU la distribution de l'eau liquide est uniforme avec une valeur moyenne de 0.3 $g.kg^{-1}$. Les figures dans le plan vertical permettent de mettre en évidence la formation d'une couche de brouillard homogène qui apparaît vers 2300 TU puis s'étend progressivement verticalement et horizontalement. Les figures présentées ici illustrent la complexité de l'écoulement dans la zone des bâtiments. Elles montrent l'influence de la présence des bâtiments qui induisent des recirculations complexes, ainsi qu'une élévation de la température, qui a pour effet d'empêcher le processus de condensation et de retarder la formation du brouillard autour de ces bâtiments.

Cependant, l'énergie cinétique turbulente n'est pas vraiment améliorée par rapport au cas homogène (Figs. 5.16). Même si l'on observe une zone turbulente autour des bâtiments, les valeurs obtenues restent très faibles (de l'ordre de 10^{-2} $m^2.s^{-2}$). En stratification thermique stable, les forces de flottabilité vont s'opposer à toute élévation des masses d'air, les plus chaudes se trouvant au dessus des plus froides. Les effets thermiques vont ainsi contrer le développement des fluctuations turbulentes verticales engendrées par les contraintes de cisaillement du vent. L'inhibition de la turbulence dans les couches stables semblent être trop importante dans notre fermeture en $k - \varepsilon$ comme nous l'avions déjà remarqué lors des simulations 1D.

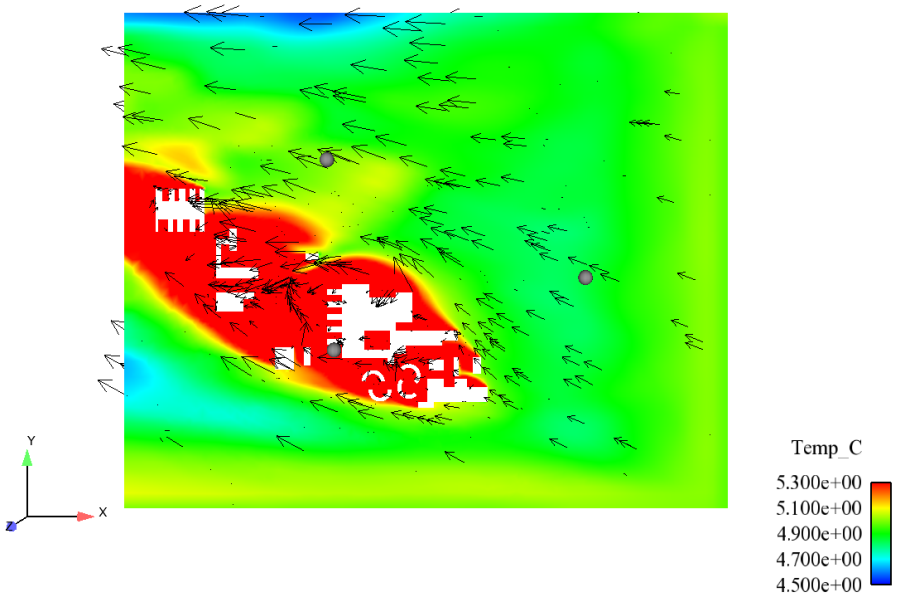
Comparaisons simulation-observation en zone 1

Température et humidité La figure 5.17 décrit l'évolution de la température et de l'humidité pour l'observation et le modèle. Les températures sont correctement reproduites, surtout au niveau 10 mètres. Par rapport au cas homogène, la prise en compte de rugosités variables semble conduire à une amélioration nette de la température et de l'humidité relative à 2 mètres.

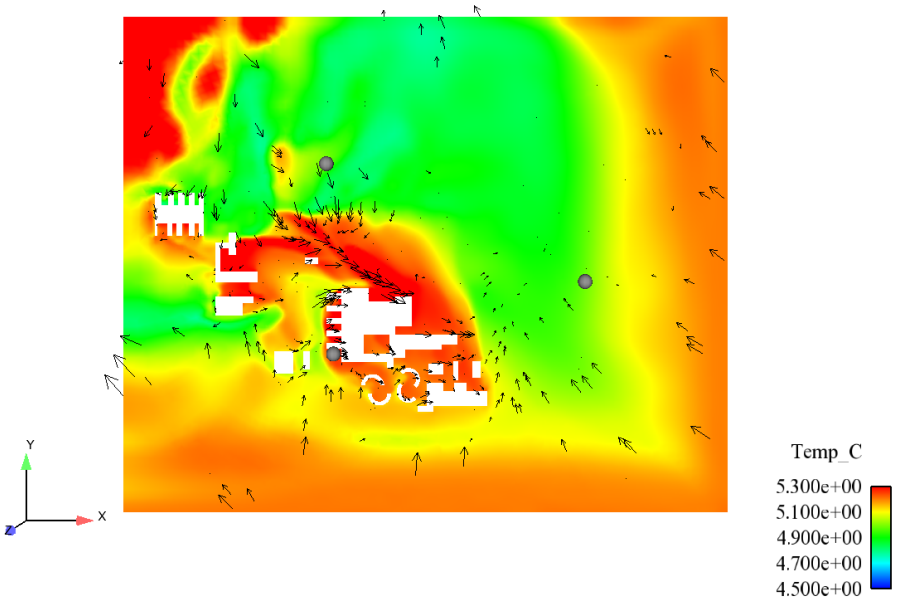
Vitesse du vent et énergie turbulente La figure 5.18 décrit l'évolution de la vitesse du vent et de l'énergie cinétique turbulente pour l'observation et le modèle. On observe un déficit global en vitesse durant toute la simulation. En présence de fortes rugosités (forêts et bâtiments), avec une répartition assez dense de ces éléments, il n'est pas étonnant que la vitesse au voisinage du sol soit plus faible que dans le cas homogène où la rugosité était constante et faible. Toutefois, il reste que la valeur nulle de l'énergie cinétique turbulente n'est pas satisfaisante, mais nous nous sommes déjà expliqués sur ce point.

Comparaisons simulation-observation en zone 3

Les figures 5.19 et 5.20 décrivent la comparaison entre l'observation et la simulation pour l'évolution de la température, de l'humidité, de la vitesse du vent et de l'énergie turbulente. Par rapport au cas homogène, l'ajout d'une rugosité variable n'a pas vraiment amélioré nos résultats en zone 3.

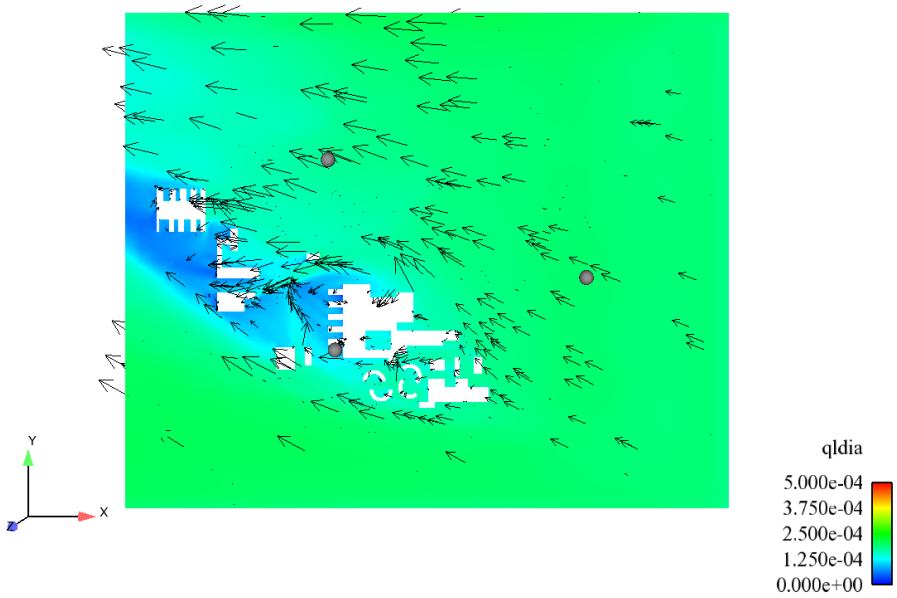


(a) T, 2300 *TU*

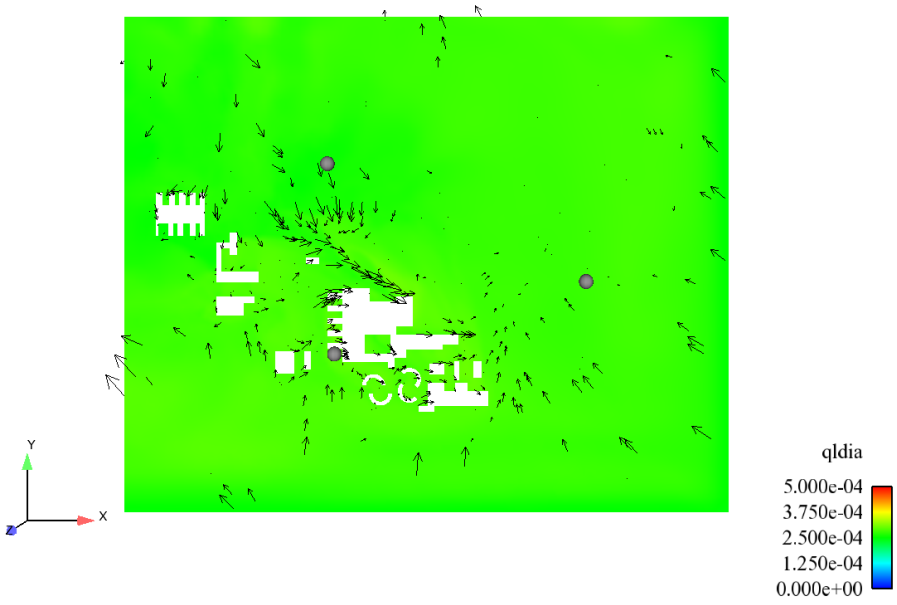


(b) T, 2400 *TU*

Fig. 5.14 : *Phase de formation en cas rugosité variable. Visualisation des champs horizontaux (plan $\vec{xy}$, $z = 2$ m) de la température à 2300 TU et 2400 TU.*



(a) LWC, 2300 *TU*



(b) LWC, 2400 *TU*

Fig. 5.15 : *Phase de formation en cas rugosité variable. Visualisations des champs horizontaux (plan $\vec{xy}$, $z = 2$ m) de la teneur en eau liquide à 2300 TU et 2400 TU.*

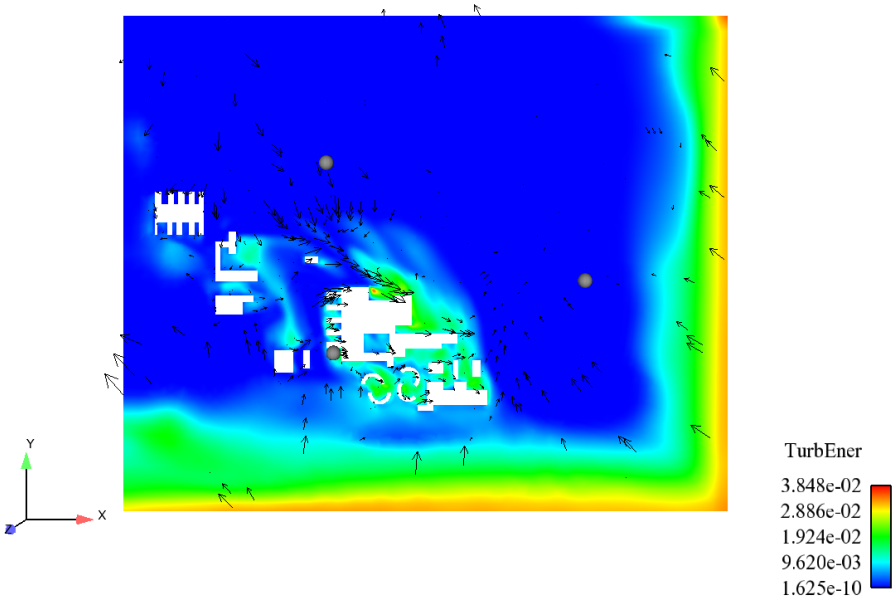
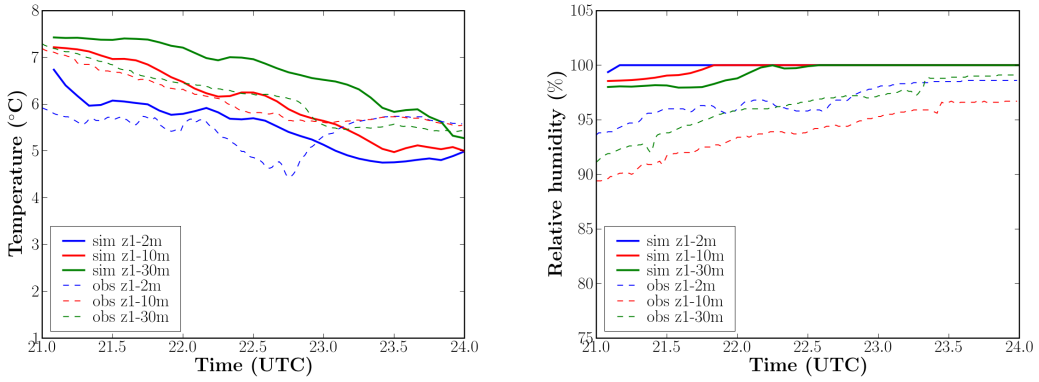
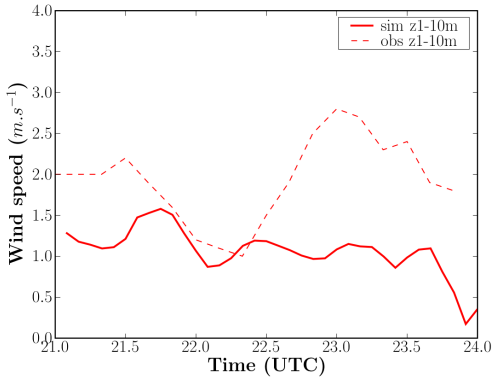


FIG. 5.16 : *Phase de formation en cas rugosité variable. Visualisations du champ horizontal (plan $\vec{xy}$, $z = 2\ m$) de l'énergie cinétique turbulente à 2400 TU.*

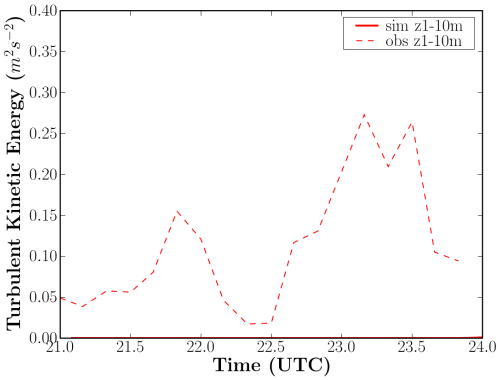


(a) Température à 2 m, 10 m et 30 m (b) Humidité relative à 2 m, 10 m et 30 m

FIG. 5.17 : *Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des observations et simulations pour la température et l'humidité relative en zone 1.*

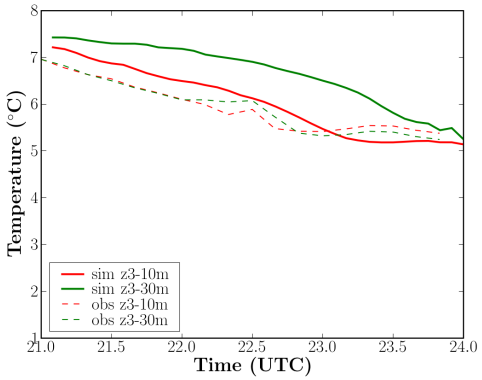


(a) Vitesse du vent à 10 m

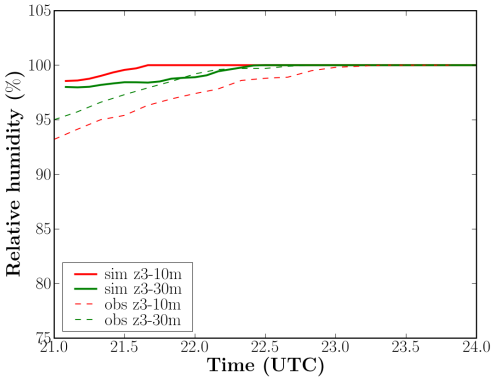


(b) Énergie cinétique turbulente à 10 m

Fig. 5.18 : *Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 1.*

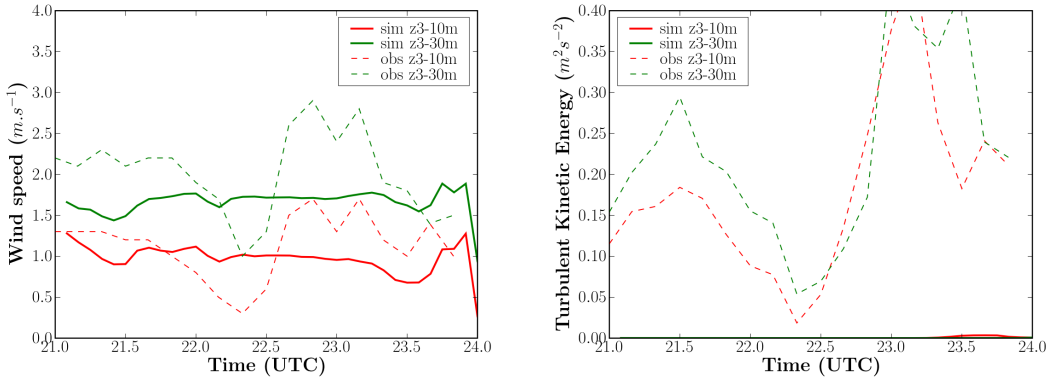


(a) Température à 10 m et 30 m



(b) Humidité relative à 10 m et 30 m

Fig. 5.19 : *Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des observations et simulations pour la température et l'humidité relative en zone 3.*



(a) Vitesse du vent à 10 m et 30 m

(b) Énergie cinétique turbulente à 10 m et 30 m

Fig. 5.20 : *Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 3.*

Comparaisons des zones z1 et z3

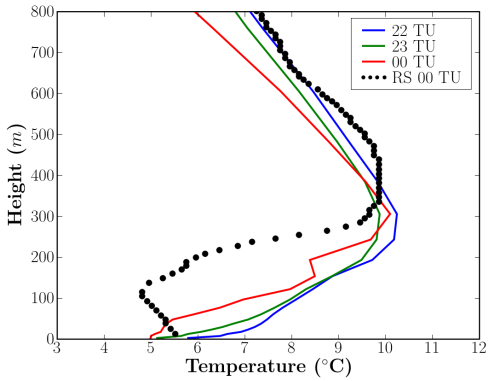
Les différences entre les deux zones sont faibles entre 22 TU et 23 TU (Figs. 5.21). En revanche des différences apparaissent à 24 TU. Sur la température en zone 1, une deuxième couche de mélange se forme au niveau 150 m que l'on observe aussi pour l'humidité relative et la vitesse du vent. Cette deuxième inversion d'ailleurs très légèrement perceptible dans les observations n'est pas simulée en zone 3. Cette différence de comportement est difficile à expliquer, l'interaction mal simulée avec les effets radiatifs n'y est peut être pas étrangère.

Par ailleurs, il faut aussi noter la mauvaise prévision de la force du vent en altitude au dessus de 100 m, présentée d'ailleurs dans le forçage 1D, qui peut aussi expliquer la faiblesse de l'épaississement de la couche de brouillard lié au manque de brassage sur la verticale.

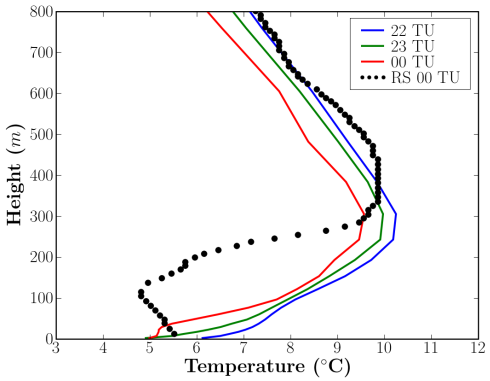
Des légères différences se trouvent sur les profils de teneur en eau liquide à 22 TU et 23 TU (Fig. 5.22). Elles sont de l'ordre de 0.05 $g.kg^{-1}$. L'origine de cette différence provient de la fluctuation de vitesse verticale (présentée en *annexe B*) différente entre les deux zones. Pour la visibilité (Fig. 5.23), les valeurs obtenues sur les deux zones sont comparables, excepté au début de la simulation où l'on observe un pic en zone 1 lié vraisemblablement à l'influence des conditions au bord du domaine.

5.4.3 Cas avec prise en compte de la forêt par une technique de trainée

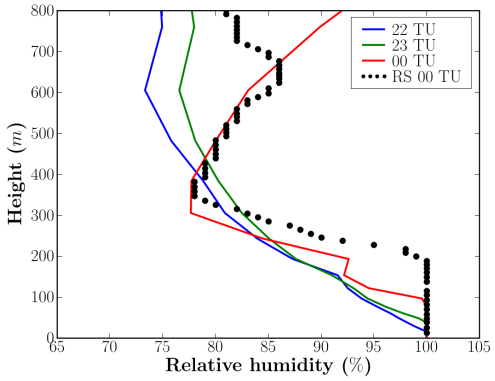
Les obstacles perméables au vent freinent l'écoulement en aval de l'obstacle. La manière dont le vent sera freiné par l'obstacle dépend de sa porosité qui, pour une forêt dépend de l'indice foliaire. Dans cette section, les effets de la forêt sont représentés par l'approche de traînée-porosité. Une carte de la rugosité aux sols a été donnée sur la figure (Fig. 5.13). Dans l'approche traînée-porosité, la force de traînée exercée par la forêt sur l'écoulement



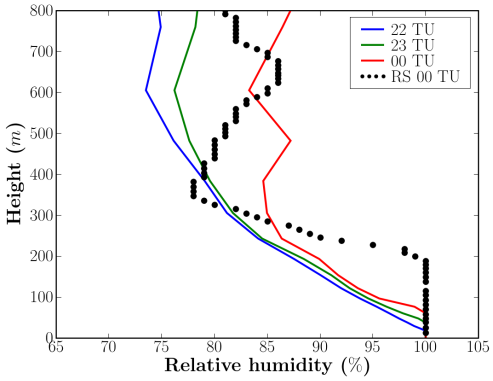
(a) Zone 1. Profils de température.



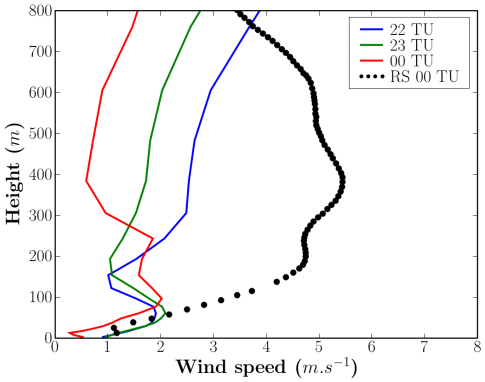
(b) Zone 3. Profils de température.



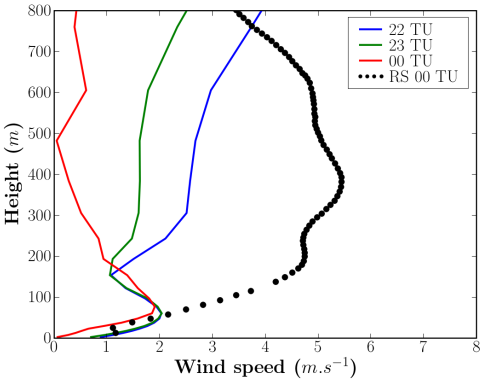
(c) Zone 1. Profils d'humidité relative.



(d) Zone 3. Profils d'humidité relative.

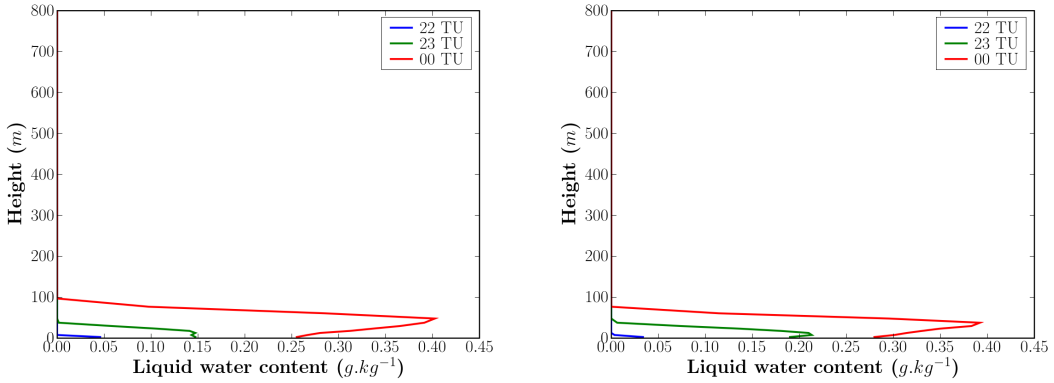


(e) Zone 1. Profils de vitesse du vent.



(f) Zone 3. Profils de vitesse du vent.

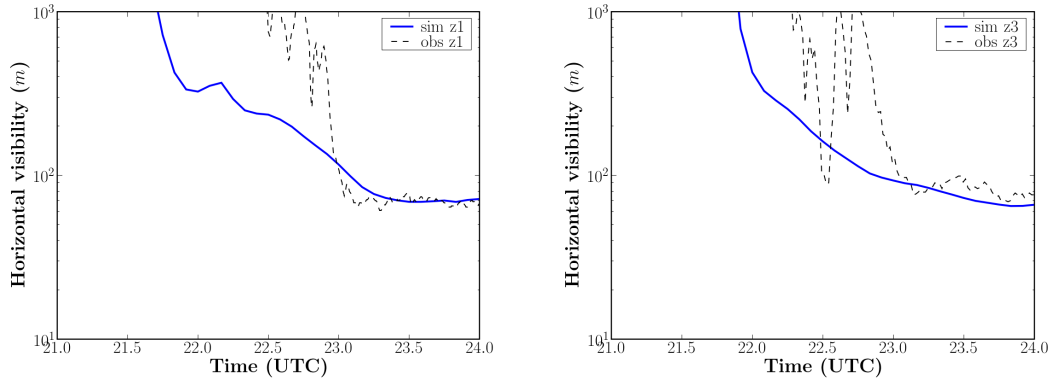
Fig. 5.21 : *Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des profils issus des simulations pour 22 TU , 23 TU et 00 TU entre la zone 1 (colonne gauche) et la zone 3 (colonne droite). Les profils sont zoomés sur les 800 premiers mètres.*



(a) Zone 1. Profils de teneur en eau liquide.

(b) Zone 3. Profils de teneur en eau liquide.

Fig. 5.22 : *Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des profils (suite).*



(a) Zone 1

(b) Zone 3

Fig. 5.23 : *Phase de formation en cas rugosité variable. Comparaison des observations et simulations pour la visibilité horizontale à 2 m en zone 1 et zone 3.*

est modélisée. Son expression est introduite comme un terme source dans les équations de Navier-Stokes et les équations de $k-\varepsilon$. Les équations de transport modifiées ne seront résolues que dans les cellules dont l'indicateur d'occupation du sol correspond au type forêt. On suppose que la hauteur moyenne des arbres est 15 mètres. Dans ces conditions on peut écrire une force de traînée (da Costa et al., 2006) :

$$F_i = -\frac{1}{2}\rho\alpha C_D|U|\overline{U_i}, \tag{5.1}$$

où α est la densité foliaire en $m^2.m^{-3}$, C_D est le coefficient de traînée et $\overline{U_i}$ est la composante de la vitesse moyenne du vent. De la même manière, les termes sources ajoutés aux équations de transport du modèle $k-\varepsilon$ sont donnés par :

$$S_k = \frac{1}{2}\rho\alpha C_D|U|^3, \tag{5.2}$$

$$S_\varepsilon = \frac{\varepsilon}{2k}C_{4\varepsilon}\rho\alpha C_D|U|^3, \tag{5.3}$$

où $C_{4\varepsilon}$ est une constante du modèle de forêt, fixée à 1.95. Pour les autres constantes, elles sont fixées en fonction du type d'arbres. Pour le type d'arbre présent sur le site : $\alpha = 0.7$ $m^2.m^{-3}$, $C_D = 0.2$ (da Costa et al., 2006).

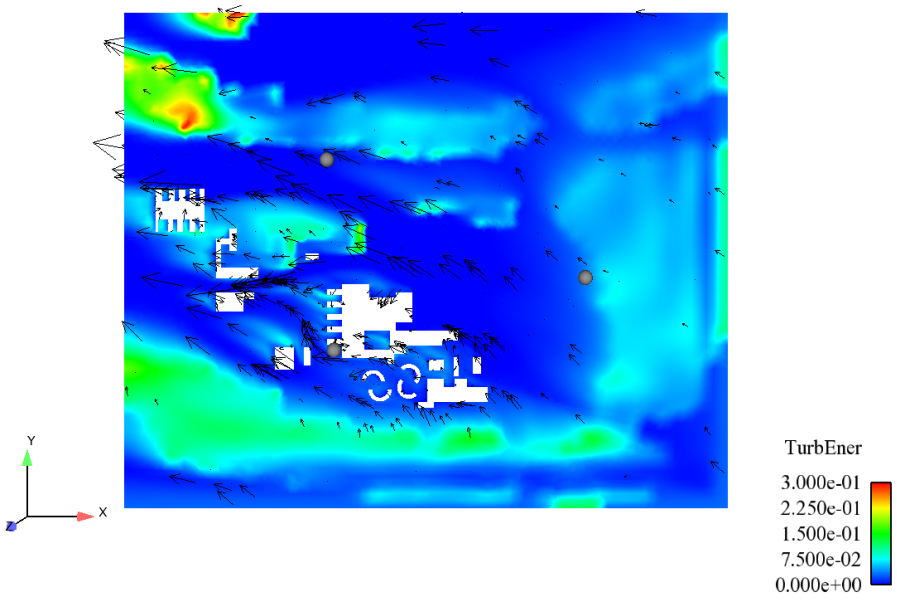
Description des caractéristiques de l'écoulement

Les figures 5.24 (a) et (b) représentent l'évolution des champs horizontal à 2 mètres et vertical de l'énergie cinétique turbulente. Comme attendu, une nette amélioration est observée en utilisant le modèle de trainée. L'énergie cinétique turbulente augmente par rapport au cas avec rugosité variable seule. La turbulence se développe dans le sillage de la parcelle forestière suivant la direction du vent. On peut le voir à l'augmentation de l'énergie cinétique turbulente derrière la canopée forestière. La turbulence générée au niveau de la zone de bâtiments et au sommet de la forêt est pour sa part transportée par l'écoulement plus en aval sur la frontière du domaine si bien que le niveau de turbulence est plus élevé que celui observé en amont sur le site (coté sud-est de l'École Polytechnique).

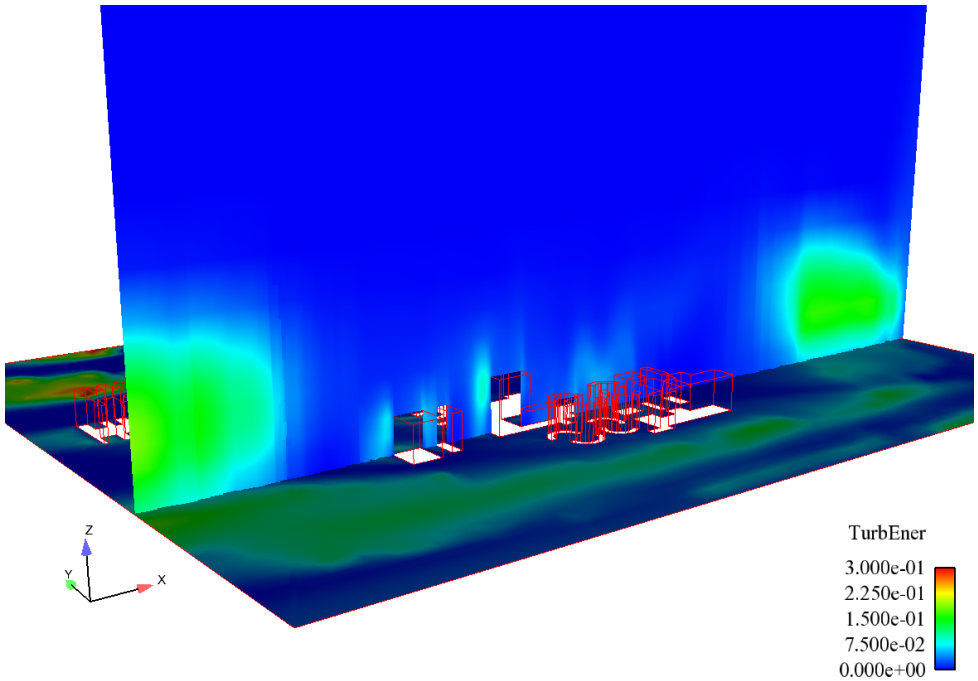
La figure 5.25 montre que le brouillard se forme plus tard et de manière moins homogène que dans le cas de la rugosité variable seule (Fig. 5.25(a)). En revanche, une fois le brouillard installé, la distribution horizontale reste homogène, exceptée dans la zone de forêt qui se trouve en aval où la quantité de l'eau liquide est légèrement inférieure à celle à l'extérieur de la forêt.

Comparaisons simulation-observation en zone 1

Les figures 5.26 et 5.27 comparent la vitesse, l'énergie cinétique turbulente, les températures et les humidités entre le modèle et les mesures en zone 1. Nous observons une amélioration pour l'énergie cinétique turbulente (Fig. 5.26(b)), bien que toujours sous-estimée et une assez bonne évolution de la vitesse en zone 1, même si sa valeur est aussi

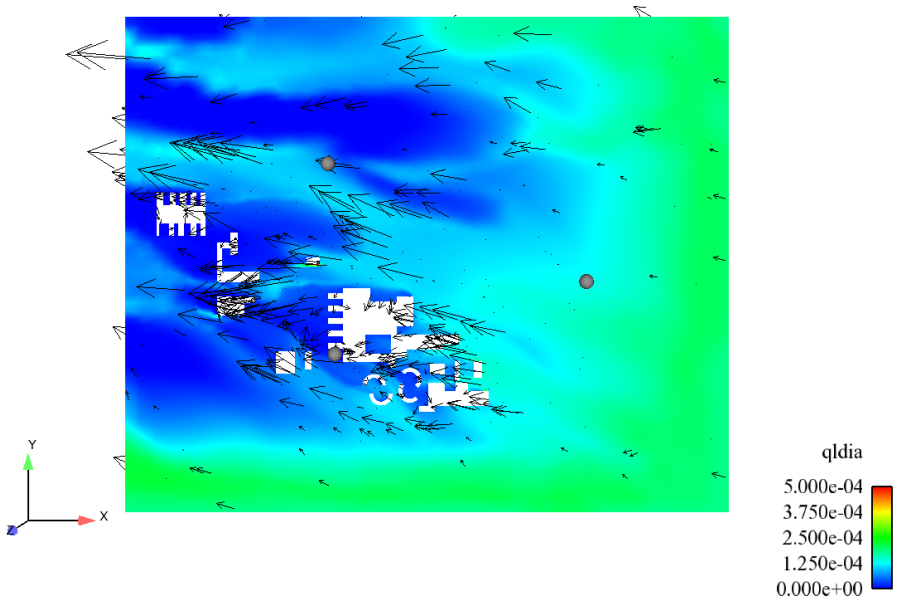


(a) TKE, 2400 TU, plan $\vec{xy}$, $z = 2\ m$

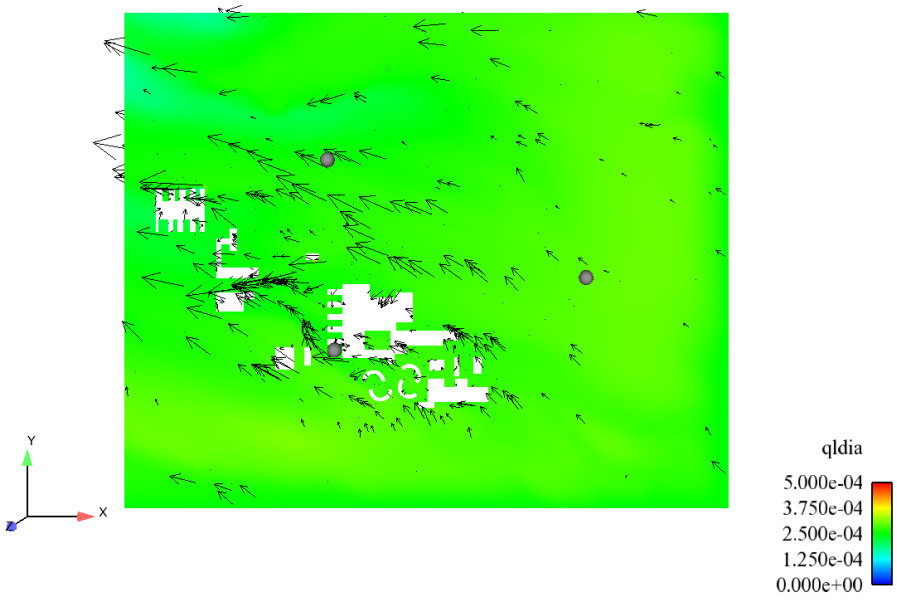


(b) TKE, 2400 TU, plan $\vec{xz}$, $y = 575\ m$

Fig. 5.24 : *Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Visualisations du champ horizontal et du champ vertical de l'énergie cinétique turbulente à 2400 TU.*

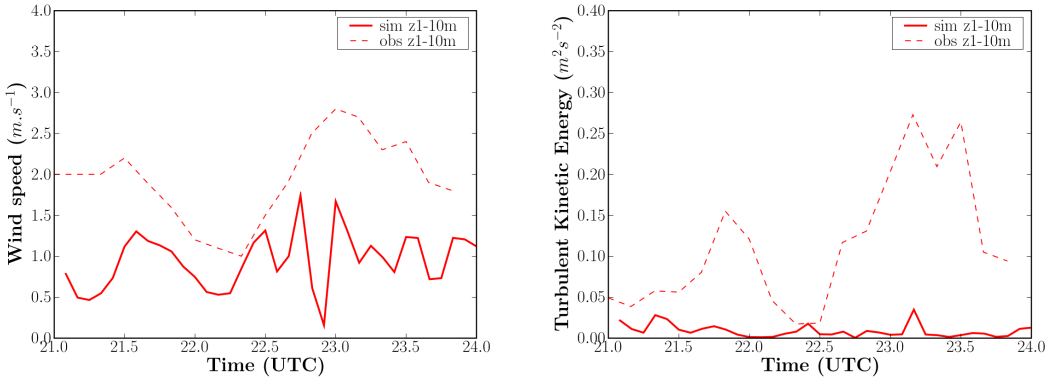


(a) LWC, 2300 *TU*



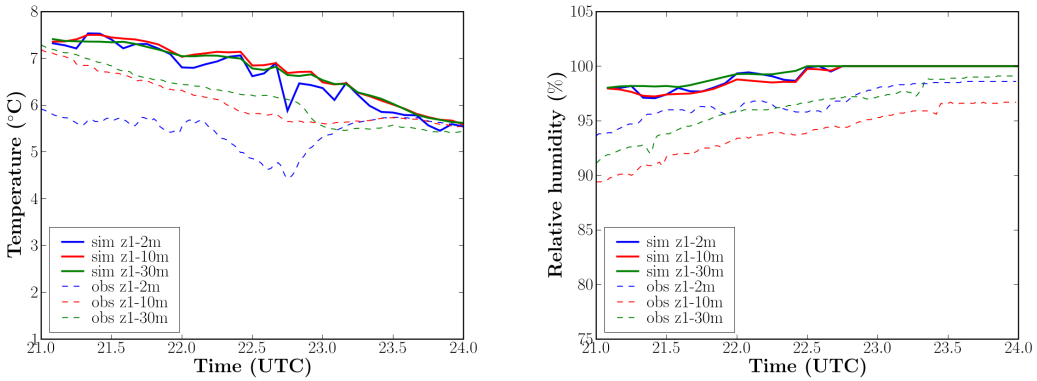
(b) LWC, 2400 *TU*

Fig. 5.25 : *Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Visualisations des champs horizontaux (plan $\vec{xy}$, $z = 2$ m) de la teneur en eau liquide à 2300 TU et 2400 TU.*



(a) Vitesse du vent à 10 m (b) Énergie cinétique turbulente à 10 m

Fig. 5.26 : *Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 1.*



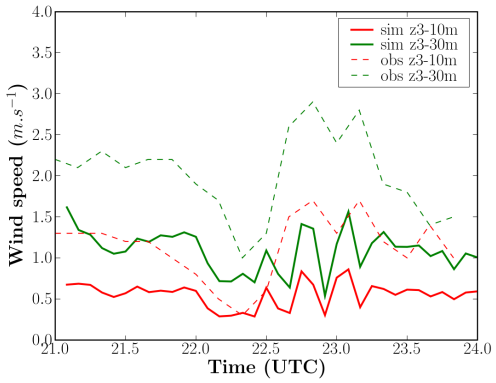
(a) Température à 2 m, 10 m et 30 m (b) Humidité relative à 2 m, 10 m et 30 m

Fig. 5.27 : *Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la température et l'humidité relative en zone 1.*

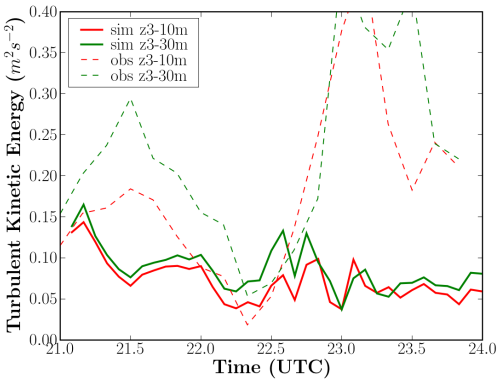
sous estimée. Cette amélioration de l'énergie cinétique turbulente favorise un bon mélange de la température et de l'humidité relative (Fig. 5.27) même exagérée entre 2 m et 10 m pour la température. La température à 30 mètres reste surestimée comme dans les simulations précédentes.

Comparaisons simulation-observation en zone 3

Les mêmes comparaisons pour la zone 3 sont présentées sur les figures 5.28 et 5.29. Nous observons aussi une amélioration de l'énergie cinétique turbulente et de la vitesse aux niveaux 10 mètres et 30 mètres, ce qui permet d'obtenir ici encore un bon mélange sur la verticale pour la température et l'humidité (Fig. 5.29).

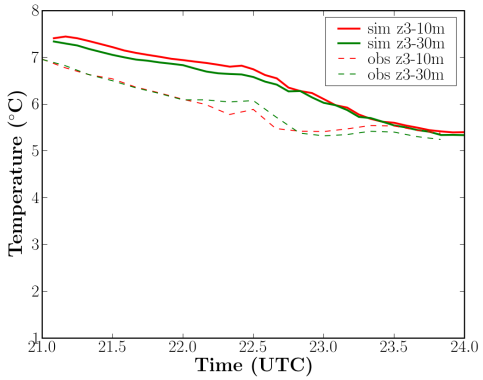


(a) Vitesse du vent à 10 m et 30 m

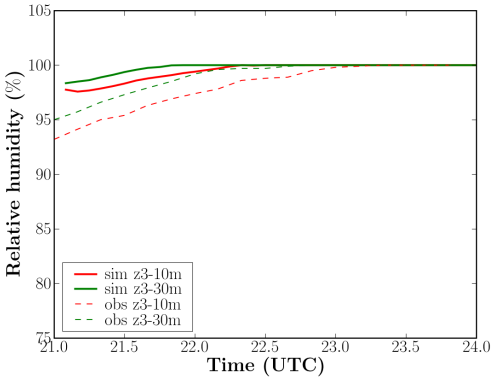


(b) Énergie cinétique turbulente à 10 m et 30 m

Fig. 5.28 : *Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 3.*



(a) Température à 10 m et 30 m



(b) Humidité relative à 10 m et 30 m

Fig. 5.29 : *Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la température et l'humidité relative en zone 3.*

Comparaisons des zones z1 et z3

Si nous regardons les comparaisons entre la zone 1 et la zone 3 sur les profils verticaux, on observe que la couche mélangée est mieux reproduite, même si sa hauteur est encore sous estimée. Comme nous pouvons le voir, les profils en zone 3 sont un peu plus proches de la réalité que ceux de la zone 1 (Fig. 5.30). La zone 3 se trouve à l'aval des arbres (suivant la direction du vent) qui produisent plus de turbulence, ce qui influe sur le développement du brouillard. Les visibilités calculées sur les deux zones sont similaires, excepté une augmentation de la visibilité sur la zone 1 due à la distribution hétérogène de la teneur en eau liquide (Fig. 5.31).

Ces résultats doivent être pris avec précaution car le modèle de trainée pour la forêt n'a pas été validé sur un grand nombre de situations sur le site du SIRTA et le réglage des constantes n'est peut être pas totalement adapté. Le modèle semble réagir comme on s'y attend mais la légère amélioration de nos résultats ne doit pas masqué les déficiences de notre modèle de turbulence.

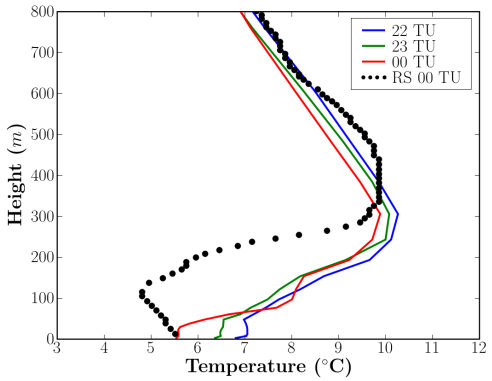
5.5 Discussion et conclusion

L'objectif de ce chapitre est de présenter l'étude de l'effet des hétérogénéités spatiales du site sur la formation du brouillard. En raison d'une limitation liée au mode de calcul du code en non structuré, l'effet de rayonnement, facteur clé pour la formation du brouillard, a été traité comme un forçage horizontal homogène. La méthode utilisée pour simuler l'effet de rayonnement conduit vraisemblablement à une surestimation de la température dans la couche de d'inversion, ce qui empêche son développement. Toutefois l'utilisation d'un modèle de trainée semble améliorer les résultats notamment pour l'énergie cinétique turbulente.

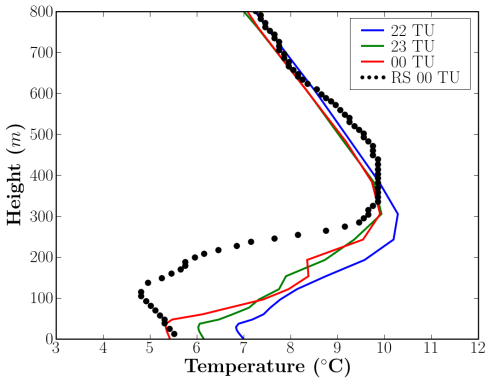
L'effet des bâtiments du site sur la formation du brouillard, notamment dans la partie sillage, est important. De plus, la prise en compte de la forêt par le modèle de trainée conduit à une augmentation de l'énergie cinétique turbulente dans le sillage et une formation du brouillard plus tard de manière moins homogène. En revanche, une fois le brouillard installé, la distribution horizontale reste homogène.

En plus de l'intermittence de la turbulence observée dans la couche stable, comme nous l'avons mentionné dans la simulation du cas homogène horizontalement (voir la section 5.3.3), les principales sources de turbulence près du sol sont crées par les hétérogénéités (notamment par la forêt) et par l'effet des *"streaks"* (Drobinski et al., 2004) liés aux structures cohérentes prenant naissance dans la couche de surface. Si la modélisation des effets des hétérogénéités sur la turbulence semble être améliorée par la technique de trainée la prise en compte des *"streaks"* est plus difficile en mode RANS. Afin d'étudier le processus de transfert de l'énergie entre les différentes échelles, une Simulation des Grandes Échelles (LES) (ainsi qu'un modèle de paroi adapté) peut être alors envisagée.

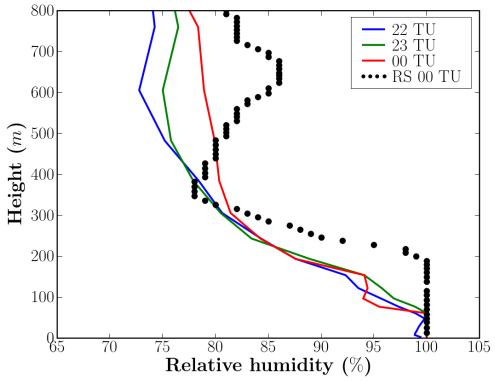
Toutefois pour les méthodes RANS, il existe dans la littérature quelques propositions visant à améliorer les modèles en énergie cinétique turbulente. On peut penser à la propo-



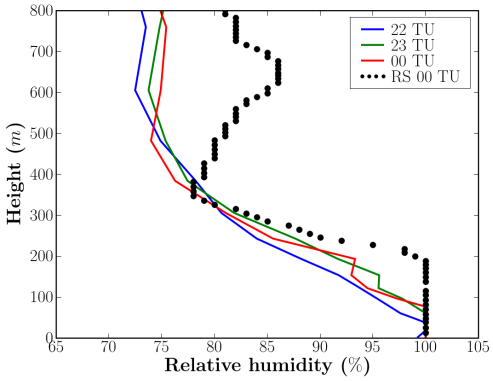
(a) Zone 1. Profils de température.



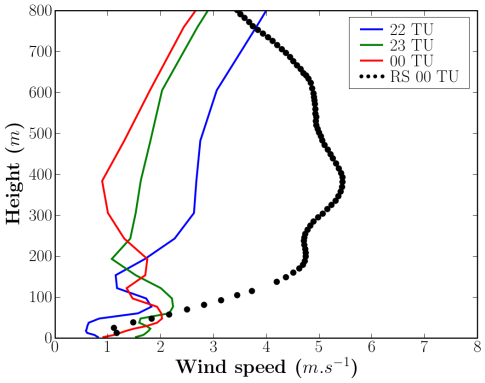
(b) Zone 3. Profils de température.



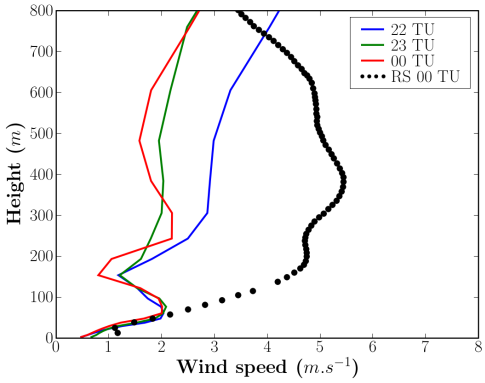
(c) Zone 1. Profils d'humidité relative.



(d) Zone 3. Profils d'humidité relative.

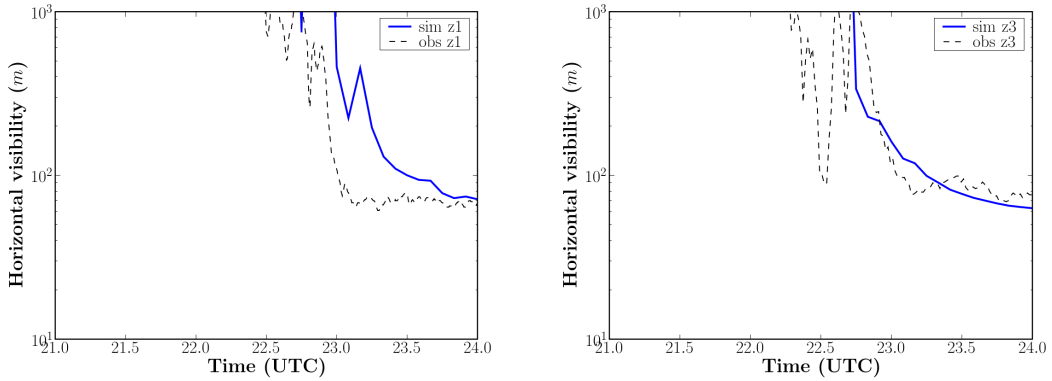


(e) Zone 1. Profils de vitesse du vent.



(f) Zone 3. Profils de vitesse du vent.

Fig. 5.30 : *Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des profils issus des simulations pour 22 TU, 23 TU et 00 TU entre la zone 1 (colonne gauche) et la zone 3 (colonne droite). Les profils sont zoomés sur les 800 premiers mètres.*



(a) Zone 1 (b) Zone 3

Fig. 5.31 : *Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la visibilité horizontale à 2 m en zone 1 et zone 3.*

sition de Duynkerke and Driedonks (1987) visant à rajouter un terme de production du au cisaillement dans l'équation de la dissipation dans le cas des couches stables, ou la prise en compte des hétérogénéités horizontales des moments d'ordre deux comme proposé par Redelsperger and Sommeria (1981) et qui peut s'avérer pertinente dans nos simulations 3D sur ce site assez hétérogène.

De plus, pour la microphysique, la présence des obstacles peut modifier l'heure de formation du brouillard (*retarder* dans nos simulations), mais cela reste à vérifier puisque l'effet du rayonnement IR n'est pas encore simulé correctement.

Enfin, les résultats de la phase dissipation du brouillard (de 07 TU à 10 TU) en cas homogène et en cas avec le modèle de trainée sont présentés dans *l'annexe C*. La qualité des résultats est influencée par les conditions aux bords. En gros, les comparaisons effectuées sur la zone 3 sont plus satisfaisantes que celles sur la zone 1. Le brouillard se dissipe suivent l'écoulement. Ceci peut être lié au choix de la méthode utilisée pour simuler l'effet du rayonnement.

Il convient de souligner que ces résultats en 3D sont préliminaires. Une analyse plus approfondie et des simulations complémentaires restent à faire afin de mieux comprendre les structures des champs 3D et leurs effets sur la formation et la dynamique du brouillard.

Conclusions et perspectives

Nous faisons ici tout d'abord le bilan de l'ensemble du travail effectué où nous présenterons les conclusions générales, puis nous proposerons quelques perspectives à court ou moyen terme.

Conclusions

Dans cette thèse, sur les données ParisFog, deux versions de *Code_Saturne* ont été utilisées à des fins différentes. La version 1D se focalisait sur l'étude des processus microphysiques et le test des paramétrisations développées, notamment pour la nucléation et la sédimentation, et sur leurs interactions avec les effets radiatifs. La version 3D nous a permis d'étudier l'effet des hétérogénéités spatiales incluant le milieu bâti.

Une première étape a consisté à évaluer des simulations de ce modèle en approche 1D sur les données des journées de ParisFog les mieux documentées en ce qui concerne les distributions en tailles des gouttelettes de brouillard et des aérosols (18-19 février 2007, POI-13). Les résultats de ces simulations ont été comparées aux observations pour plusieurs grandeurs telles que la température, l'humidité, la vitesse du vent, l'énergie cinétique turbulente et la microphysique notamment pour la visibilité et le spectre des gouttes. On a pu alors valider le modèle *Code_Saturne* ***Atmo*** sur le cas étudié. La simulation des cas observés a permis de montrer que notre modèle était capable de reproduire correctement les principaux processus mis en jeu dans le brouillard depuis sa formation jusqu'à sa dissipation. Une étude de sensibilité aux différentes paramétrisations physiques choisies a montré que la dynamique du brouillard est particulièrement sensible à la fermeture turbulente, la teneur en eau à la sédimentation et le spectre des gouttes au schéma de nucléation. Par ailleurs on a montré que l'utilisation de la technique de nudging pour assimiler des données prévues par un modèle de plus grande échelle ou des observations, pouvait améliorer sensiblement les résultats même si le réglage de la constante de nudging restait délicat, un terme de rappel trop important empêchant le modèle d'atteindre son équilibre.

Le modèle, même s'il donne des résultats réalistes sur le cas étudié, a toutefois besoin d'être évalué sur différentes situations. Pour cela, un grand nombre de simulation sur l'ensemble de la période de la campagne ParisFog ont été réalisées en mode prévisionnel. Ceci afin d'une part de valider notre modèle et d'autre part d'évaluer sa capacité de prévision sous condition de forçage par un modèle de méso échelle (ici MM5). L'analyse

de différents indicateurs statistiques associés aux tableaux de contingence nous a permis de montrer que le modèle a un bon potentiel de prévision à courte terme (au moins 36 heures à l'avance) avec une valeur de *true skill statistic* $TSS > 0.50$. À l'inverse, une valeur négative de TSS est obtenue lorsque la prévision est effectuée sans prendre en compte le nudging.

Enfin, une étude de l'effet des hétérogénéités spatiales du site du SIRTA sur la formation du brouillard a été présentée. Trois simulations ont été réalisées : *(1)* site homogène horizontalement, *(2)* prise en compte explicite des bâtiments et rugosité variable en fonction du type de sol, *(3)* ajout à *(2)* d'un modèle de trainée pour les zones forestières. Selon ces configurations, des comparaisons entre la zone 1 et la zone 3 du site du SIRTA ont permis de mettre en évidence l'influence des hétérogénéités spatiales sur la formation du brouillard même si la comparaison aux mesures s'est avérée difficile. L'effet principal sur le brouillard est de retarder son heure de formation dans les zones bâties. La turbulence est sensiblement augmentée notamment par la prise en compte de l'effet de la forêt par un terme de trainée. On suspecte que la simplification du traitement des effets radiatifs dans nos simulations 3D où le rayonnement n'est plus interactif avec le reste de la physique conduit à une surestimation de la température.

La performance de la prévision du brouillard du modèle 1D a été évaluée de manière statistique à l'aide des données de ParisFog. Les indicateurs statistiques nous ont permis de montrer que notre modèle 1D a toutefois une assez bonne capacité à prévoir le brouillard, les erreurs restent du même ordre de grandeur que les erreurs habituellement rencontrées dans les modèles de prévision numérique comme ALADIN, ou COBEL-ISBA. La performance de la qualité 3D du modèle a été évaluée sur un épisode de brouillard en terrain complexe incluant des bâtiments avec un maillage non-structuré. Les résultats montrent la capacité du modèle à reproduire la formation de brouillard de manière satisfaisante. Cependant, il convient de souligner que ces résultats en 3D ne sont que préliminaires. Une analyse plus approfondie et des simulations complémentaires restent à faire afin de mieux comprendre les structures des champs 3D et leurs effets sur le brouillard.

En 1D, nous avons observé une sous-estimation importante de la turbulence dans la couche très stable, qui est en effet liée aux hétérogénéités spatiale du site. Quand nous sommes passés à la modélisation 3D, les résultats obtenus n'étaient toujours pas satisfaisants. Il faudrait donc peut être que l'on ajoute, au modèle, une trainée pour avoir une production d'énergie cinétique turbulente plus importante, mais même avec cette amélioration la production d'énergie n'est toujours pas suffisante. Cela prouve que la paramétrisation de la turbulence utilisée dans la couche très stable n'est pas optimale. Le modèle est donc encore incapable de reproduire la turbulence dans la couche très stable.

Perspectives

L'évaluation du modèle 3D sur le brouillard en milieu bâti a été uniquement abordée au cours de ce travail à travers l'utilisation du modèle *Code_Saturne* ***Atmo***. Il est intéressant

de comparer à d'autre modèle comme par exemple : COSMO-PAFOG ou Méso-NH, à échelle fine pour le brouillard. Ce travail pourra être utilisé comme étude d'impact sur les écoulements atmosphériques saturés comme par exemple, les études des interactions entre panaches d'aéroréfrigérant et brouillard. De plus ce travail pourra être utilisé aussi dans le domaine de la modélisation de la pollution atmosphérique avec la prise en compte de la phase condensée de l'eau pour la chimie en phase acqueuse.

Les perspectives en matière de modélisation peuvent se décliner sur plusieurs aspects.

- **Modèle de rayonnement en milieu complexe.** Un des premiers objectifs concerne l'amélioration de la paramétrisation du rayonnement actuel dans le *Code_Saturne* ***Atmo*** qu'il n'est pas possible d'utiliser dans l'état actuel avec un maillage non-structuré. La solution consiste à résoudre l'équation tridimensionnelle du transfert radiatif. De ce fait, nous proposons d'utiliser le schéma radiatif utilisé pour la modélisation en milieu bâti et proposé dans la thèse de Milliez (2006). Cette approche, qui résout l'Equation du Transfert Radiatif 3D dans tout le domaine de calcul par la méthode des ordonnées discrètes, permet de déterminer les flux radiatifs dans chaque maille entre les bâtiments. Cette approche est assez facile à généraliser pour une atmosphère nuageuse dans le cadre du rayonnement infrarouge où les processus de diffusion par les gouttes et les aérosols peuvent être négligés. Elle l'est moins pour le cas du rayonnement solaire où, vu la taille respective des aérosols et des gouttes d'eau par rapport à la longueur d'onde, les processus de diffusion ne sont plus négligeables. L'inconvénient de ces techniques est bien sûr le coût calcul qui peut être prohibitif et qui exclut toute application en prévision mais cette limitation est déjà inhérente à la mécanique des fluides atmosphérique à très petite échelle en maillage non-structuré.
- **Modèle de turbulence** Il est clair que le modèle $k - \varepsilon$ dans sa version standard n'est pas bien adaptée aux stratifications atmosphériques stables que l'on rencontre lors des phases d'apparition du brouillard. Aussi, afin d'étudier la structure tridimensionnelle du brouillard de rayonnement (l'instabilité de Kelvin-Helmholtz dans la couche d'inversion, voir Nakanishi (2000)) et l'interaction de l'atmosphère avec les couverts végétaux, une approche simulation des grandes échelles (LES) avec un modèle de paroi adapté est envisagée. Cette approche nous permettra de simuler des effets turbulents, comme l'effet de *streaks* (Drobinski et al., 2004) dans la CLS par exemple, que nous n'avons pas reproduit dans nos simulations 3D.
- **Modèle d'aérosol** C'est simple, sans aérosol, pas de brouillard ! La caractéristique physico-chimique des aérosols influence directement le phénomène de condensation d'eau à l'origine du brouillard. Le nombre et la taille des gouttes d'eau varient donc selon la nature des aérosols. Notre modèle semi-spectral de nuage chaud permet de prendre en compte la composition et la taille des aérosols dans le processus de nucléation pour déterminer le nombre de gouttes à travers une distribution log-normale qui a donné satisfaction, mais la teneur en eau liquide reste déterminée par un schéma de condensation sous maille et non directement calculé à partir de l'activation de noyaux de condensation. De ce fait, le couplage avec le modèle d'aé-

rosol SIREAM du CEREA sera envisagé afin de simuler explicitement l'activation des gouttelettes à partir d'une particule d'aérosol.

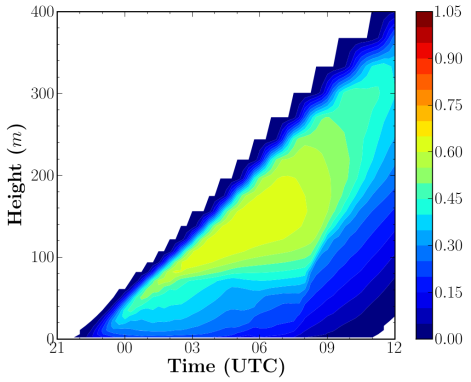
– **Pilotage aux frontières** On a vu que dans certaines configurations, les conditions aux bords étaient prédominantes au point de se demander si le brouillard se formait sur place ou était advecté par le vent depuis les bords. Cette question est récurrente dans la modélisation en CFD atmosphérique sur un petit domaine où les bords ne sont jamais loin, le domaine ne pouvant être trop étendu pour des raisons de temps calcul. Une solution à envisager consiste à assurer un forçage aux conditions de plus grande échelle, non seulement sur les bords, mais aussi sur l'ensemble du domaine de calcul. La technique d'assimilation par nudging peut être intéressante dans ce domaine.

Ces développements devraient nous permettre d'appréhender dans le futur les interactions entre les panaches humides issus des installations industrielles comme les tours de réfrigération, ou les rejets des incinérateurs, et les nuages bas et brouillards naturels en milieu bâti. On disposera aussi d'un outil complet pour étudier la pollution formant le smog en zone urbaine, permettant l'étude de la chimie en phase aqueuse, mais beaucoup de chemin reste à parcourir.

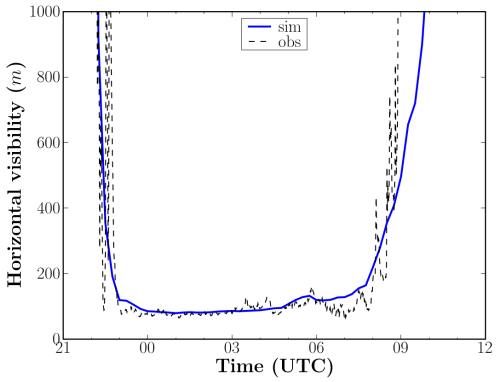
Annexe A

Étude sur l'épaisseur du brouillard avec le modèle de *Louis*

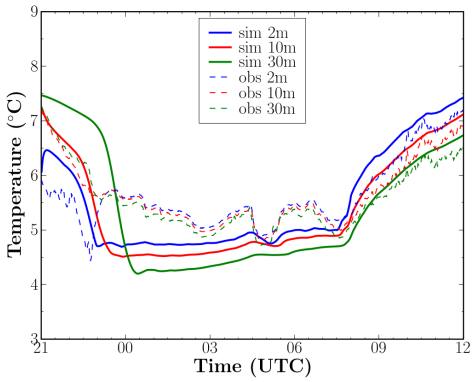
Nous fournissons ici les résultats de simulation avec le modèle diagnostique de *Louis* pour l'étude sur l'épaisseur du brouillard. Pour plus de détails consulter la section 3.3.



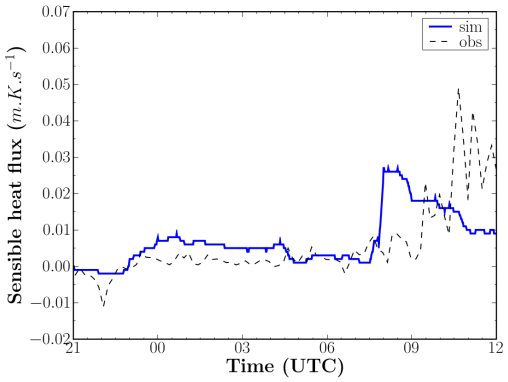
(a) Contenu en eau liquide



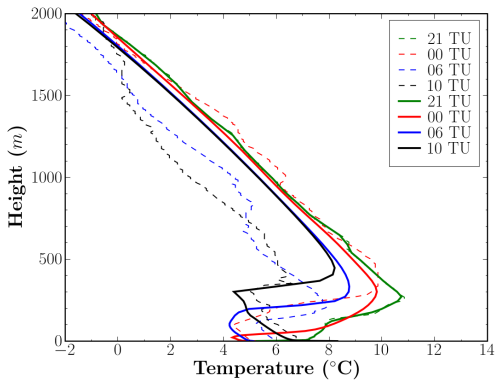
(b) Visibilité à 2 m



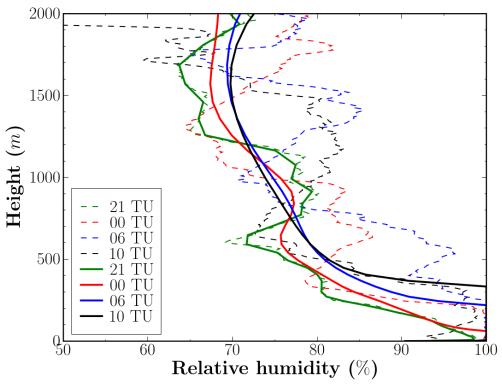
(c) Température



(d) Flux de chaleur sensible à 2 m

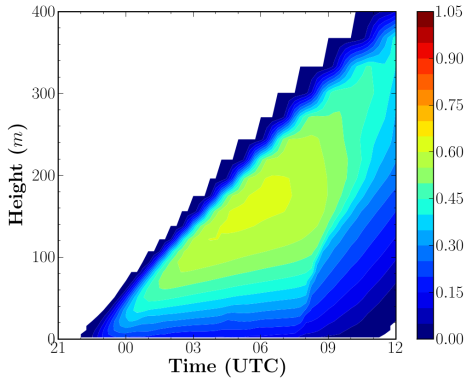


(e) Profils verticaux de température

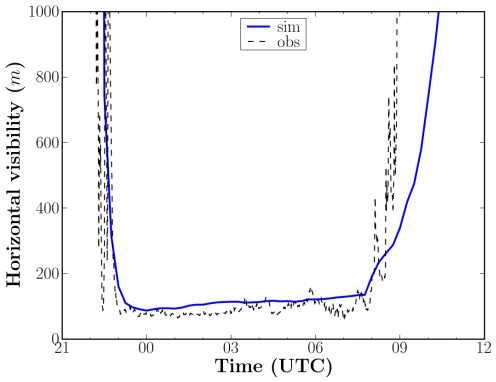


(f) Profils verticaux d'humidité relative

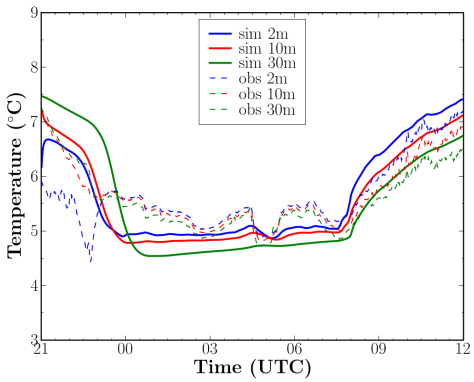
Fig. A.1 : *Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle diagnostique de Louis sans nudging.*



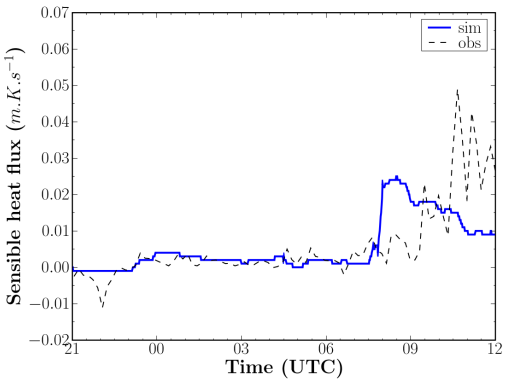
(a) Contenu en eau liquide



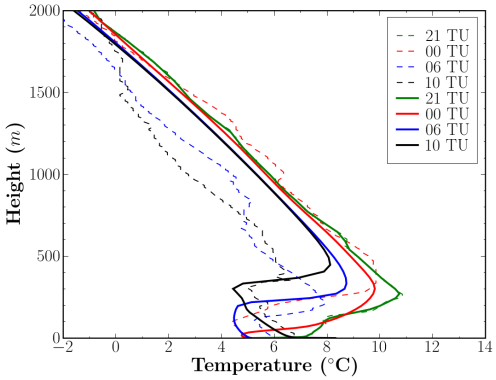
(b) Visibilité à 2 m



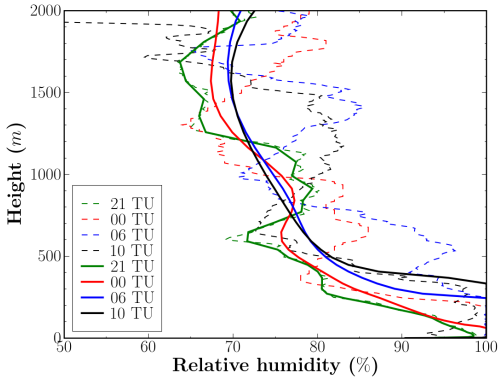
(c) Température



(d) Flux de chaleur sensible à 2 m

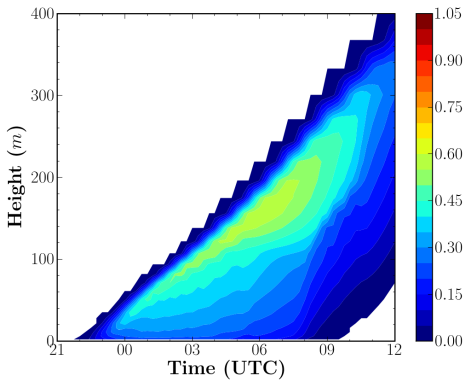


(e) Profils verticaux de température

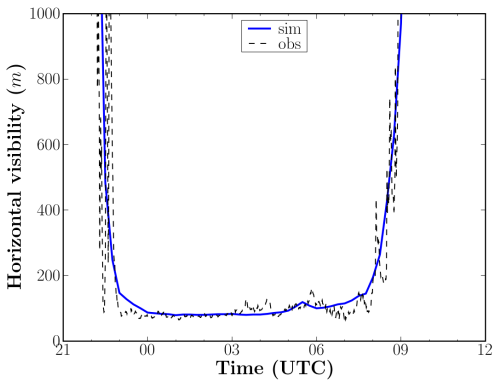


(f) Profils verticaux d'humidité relative

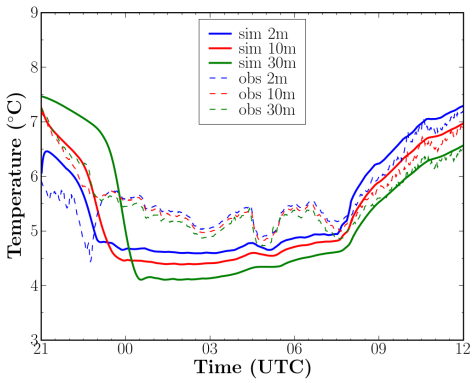
Fig. A.2 : *Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle diagnostique de Louis sans nudging.* $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$.



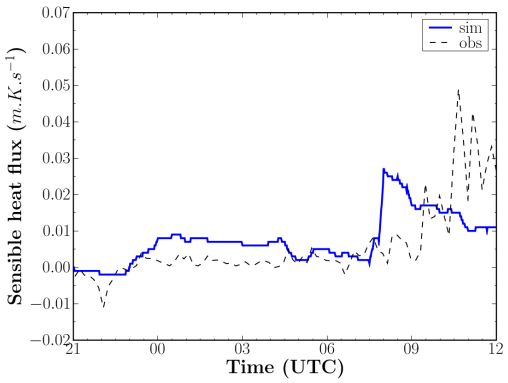
(a) Contenu en eau liquide



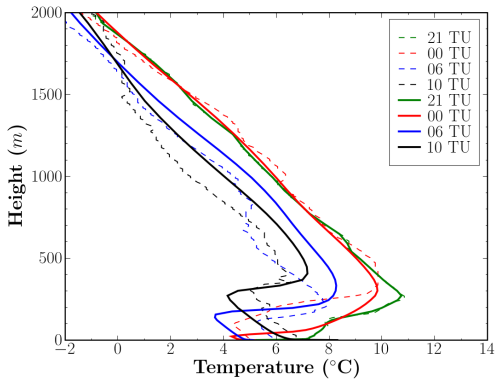
(b) Visibilité à 2 m



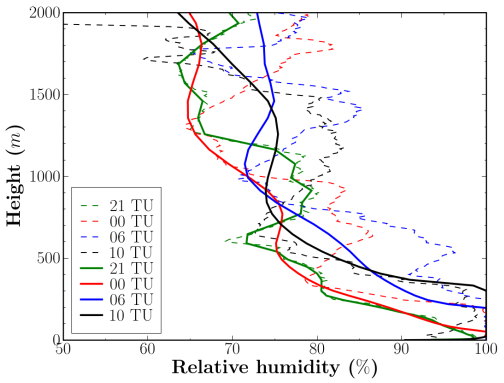
(c) Température



(d) Flux de chaleur sensible à 2 m

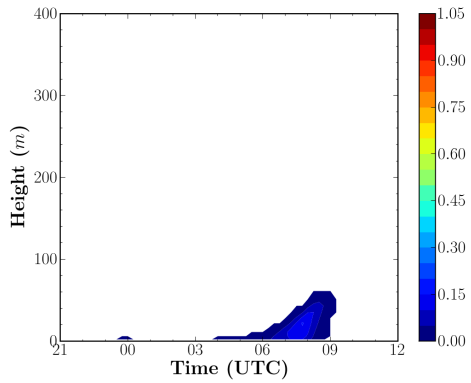


(e) Profils verticaux de température

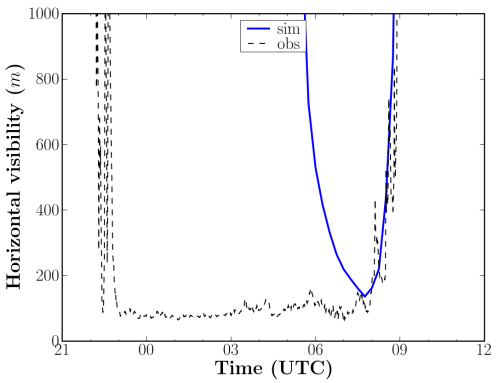


(f) Profils verticaux d'humidité relative

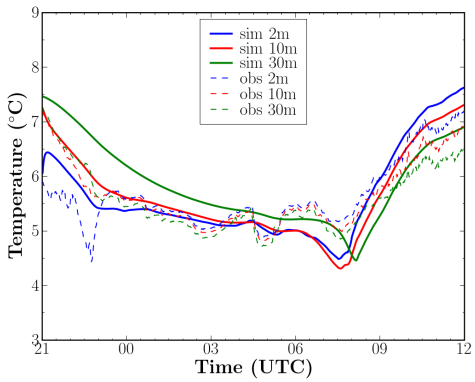
Fig. A.3 : *Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle diagnostique de Louis avec nudging* ($C_n = 10^{-5} + 6.6\ 10^{-3}(z)$). $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$.



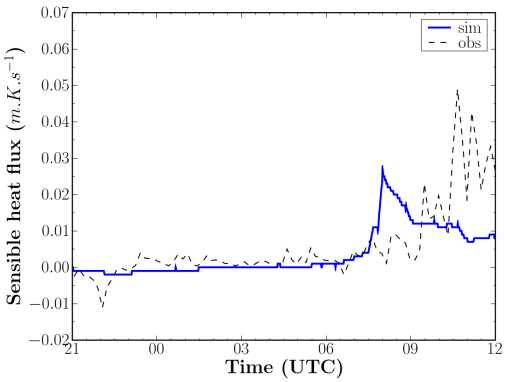
(a) Contenu en eau liquide



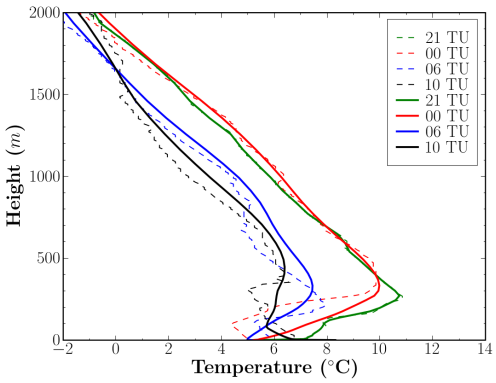
(b) Visibilité à 2 m



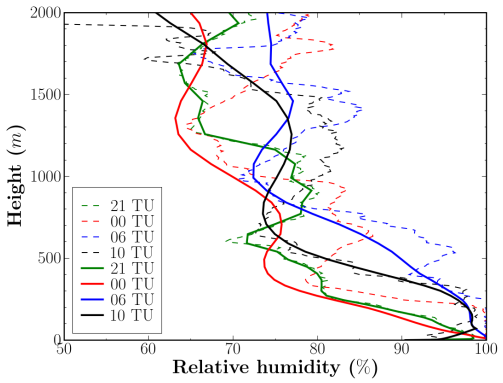
(c) Température



(d) Flux de chaleur sensible à 2 m



(e) Profils verticaux de température



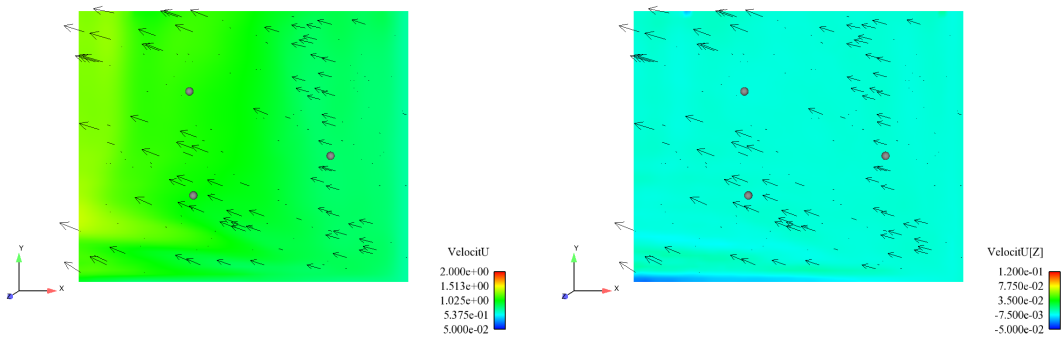
(f) Profils verticaux d'humidité relative

Fig. A.4 : *Simulation démarrant à 21 TU avec le modèle diagnostique de Louis avec nudging* ($C_n = 10^{-4} + 6.6\ 10^{-3}(z)$). $\mu_{min} = 0.05\ m^2.s^{-1}$.

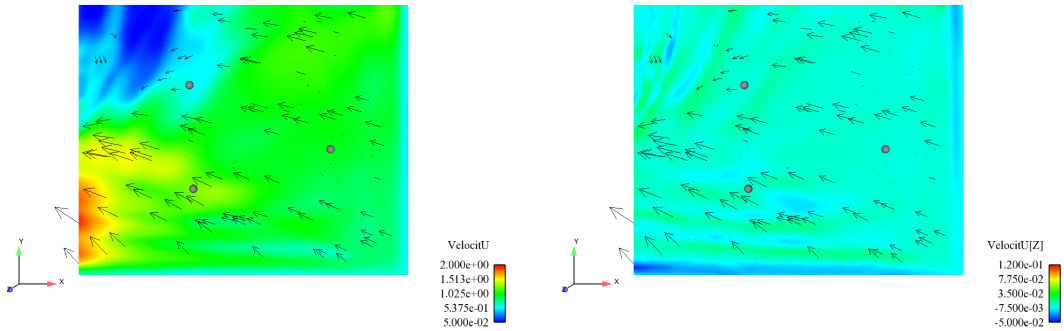
Annexe B

Sortie du modèle 3D pour la phase de formation du brouillard

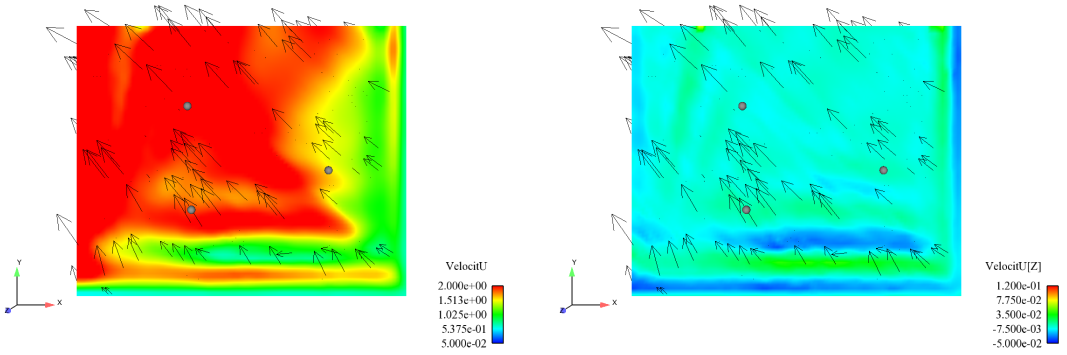
Nous fournissons ici les champs horizontaux (plan $\vec{xy}$) au niveau 2 mètres issus du modèle 3D pour la température, l'énergie cinétique turbulente et la composante verticale de la vitesse du vent en toutes les 30 minutes. Tous les champs 2D sont présentés en trois cas différents : cas homogène, cas avec rugosité variable et cas avec le modèle de trainée. Nous présentons d'abord les résultats correspondant à la phase de formation (de 21 TU à 24 TU), puis la phase de dissipation (de 07 TU à 10 TU).



(a) $|V|$, 2200 TU (b) w, 2200 TU

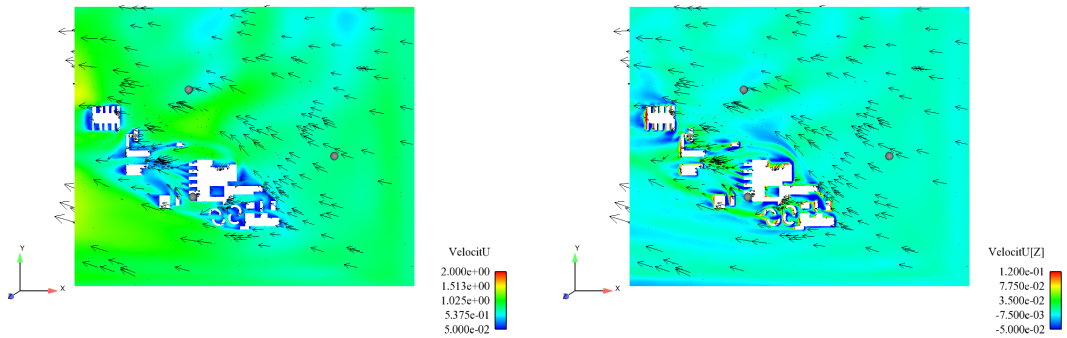


(c) $|V|$, 2300 TU (d) w, 2300 TU

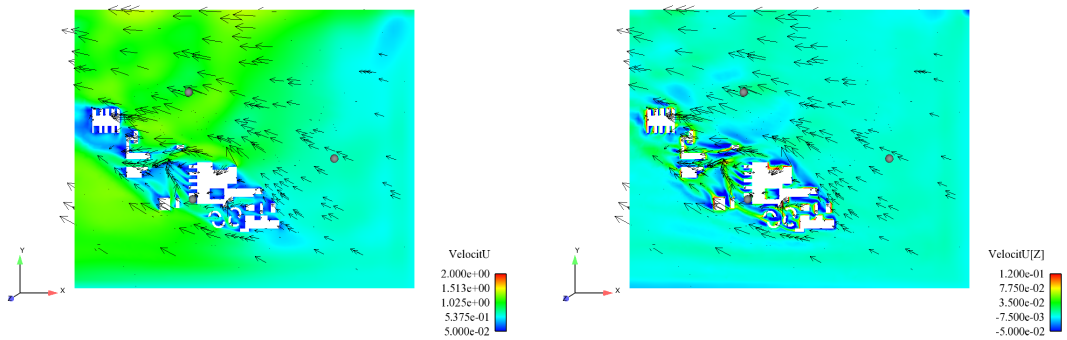


(e) $|V|$, 2400 TU (f) w, 2400 TU

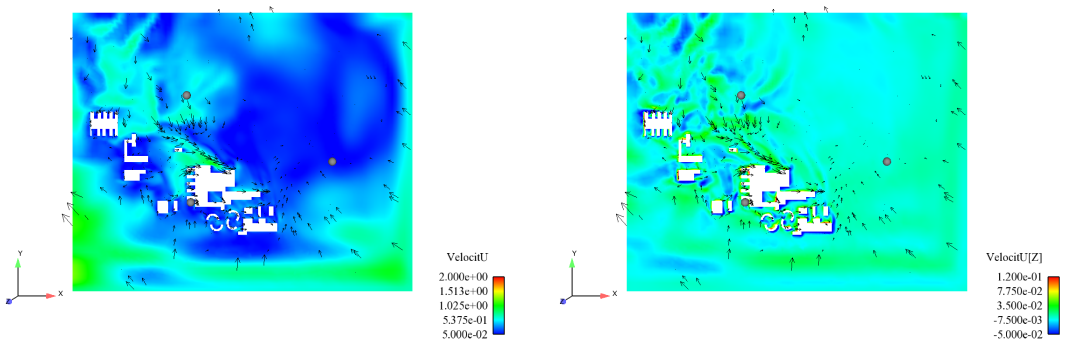
Fig. B.1 : *Phase de formation en cas homogène. Visualisation des champs horizontaux de la vitesse du vent (colonne gauche) et la composante verticale de la vitesse du vent (colonne droite) au niveau 2 m à 2200 TU, 2300 TU et 2400 TU.*



(a) $|V|$, 2200 TU (b) w, 2200 TU

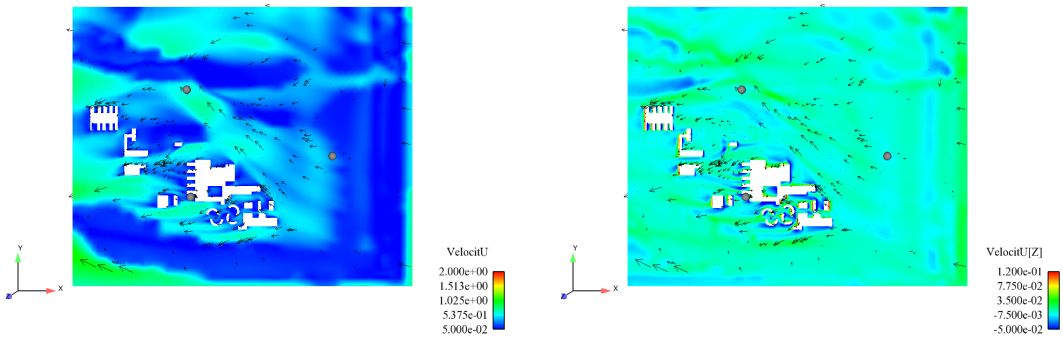


(c) $|V|$, 2300 TU (d) w, 2300 TU

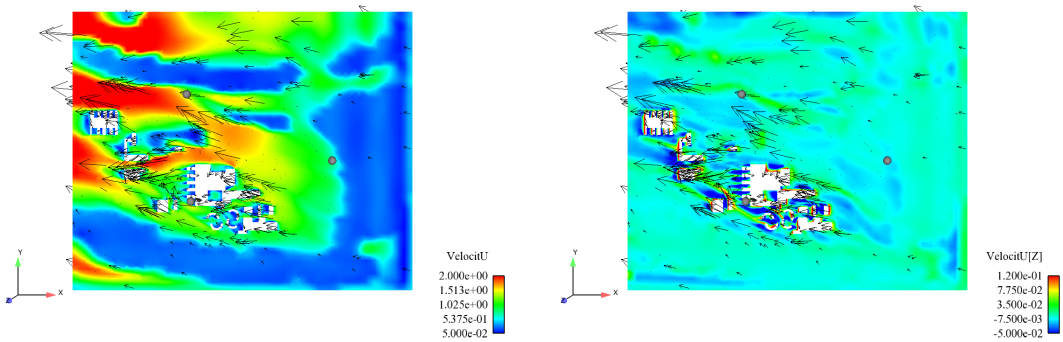


(e) $|V|$, 2400 TU (f) w, 2400 TU

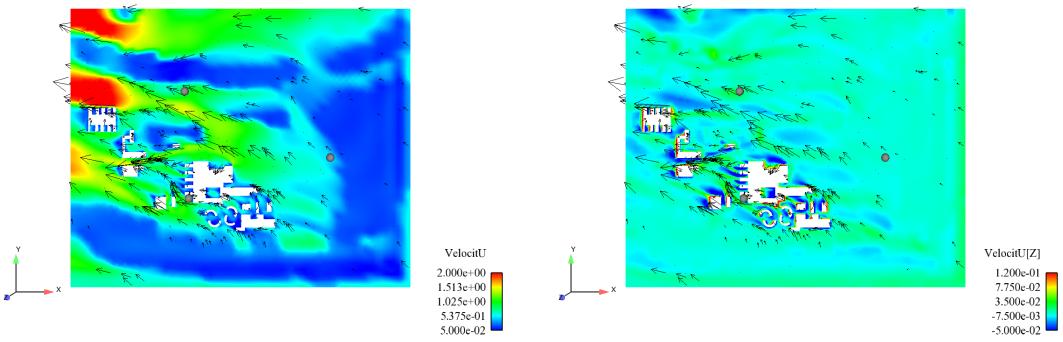
Fig. B.2 : *Phase de formation en cas rugosité variable. Visualisation des champs horizontaux de la vitesse du vent (colonne gauche) et la composante verticale de la vitesse du vent (colonne droite) au niveau 2 m à 2200 TU, 2300 TU et 2400 TU.*



(a) $|V|$, 2200 TU (b) w, 2200 TU



(c) $|V|$, 2300 TU (d) w, 2300 TU

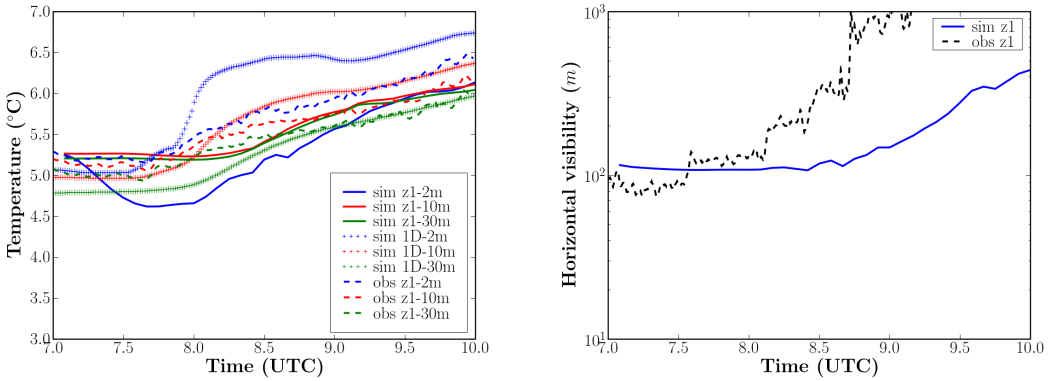


(e) $|V|$, 2400 TU (f) w, 2400 TU

Fig. B.3 : *Phase de formation en cas avec le modèle de trainée. Visualisation des champs horizontaux de la vitesse du vent (colonne gauche) et la composante verticale de la vitesse du vent (colonne droite) au niveau 2 m à 2200 TU, 2300 TU et 2400 TU.*

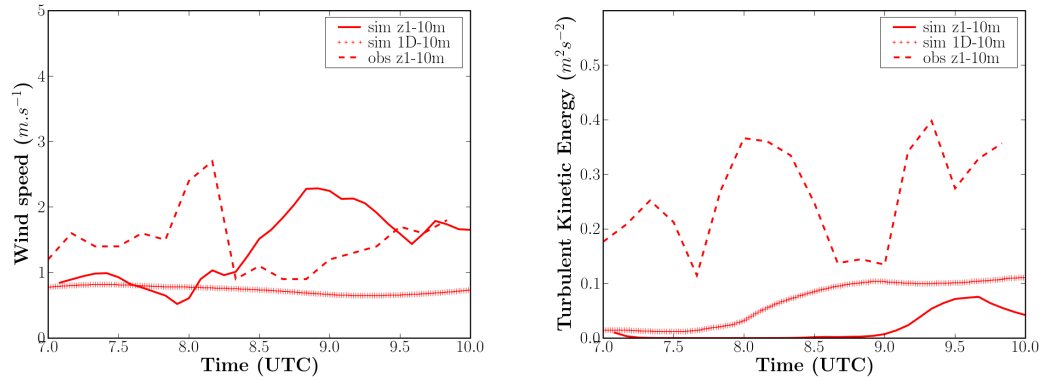
Annexe C

Sortie du modèle 3D pour la phase de dissipation du brouillard



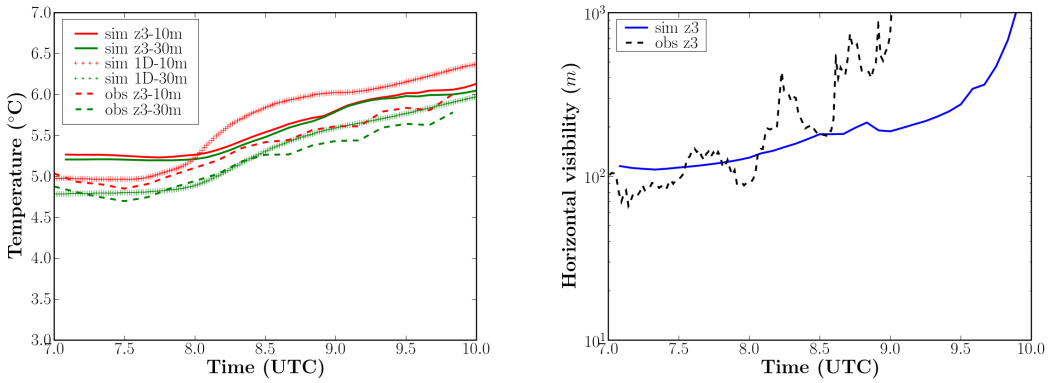
(a) Température à 2 m, 10 m et 30 m (b) Visibilité à 2 m

Fig. C.1 : *Phase de dissipation en cas homogène. Comparaison entre la simulation 1D, la simulation 3D et les observations pour la température et la visibilité en zone 1 pendant la période dissipation.*



(a) Vitesse du vent à 10 m (b) Énergie cinétique turbulente à 10 m

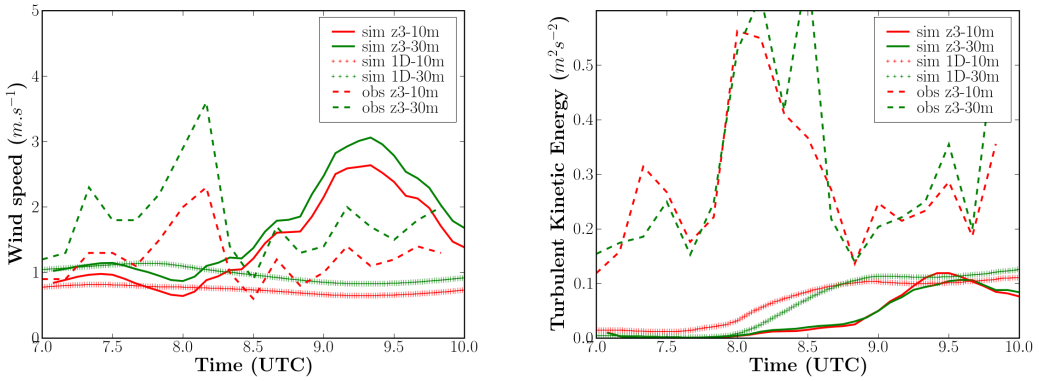
Fig. C.2 : *Phase de dissipation en cas homogène. Comparaison entre la simulation 1D, la simulation 3D et les observations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 1 pendant la période dissipation.*



(a) Température à 10 m et 30 m

(b) Visibilité à 2 m

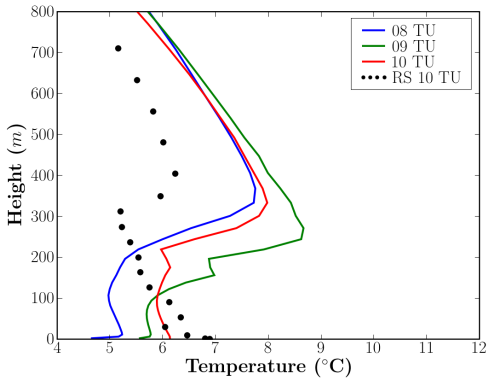
Fig. C.3 : *Phase de dissipation en cas homogène. Comparaison entre la simulation 1D, la simulation 3D et les observations pour la température et la visibilité en zone 3 pendant la période dissipation.*



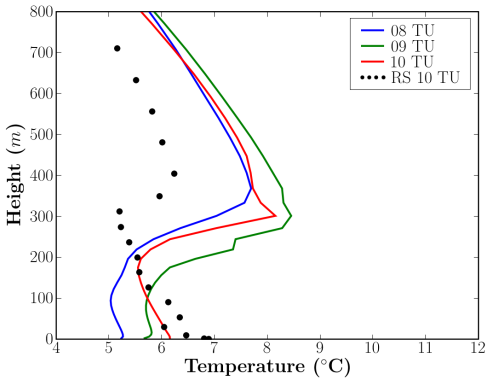
(a) Vitesse du vent à 10 m et 30 m

(b) Énergie cinétique turbulente à 10 m et 30 m

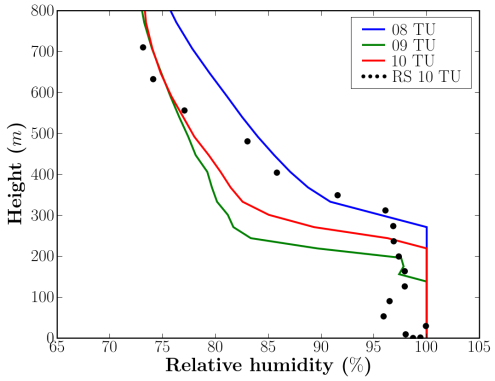
Fig. C.4 : *Phase de dissipation en cas homogène. Comparaison entre la simulation 1D, la simulation 3D et les observations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 3 pendant la période dissipation.*



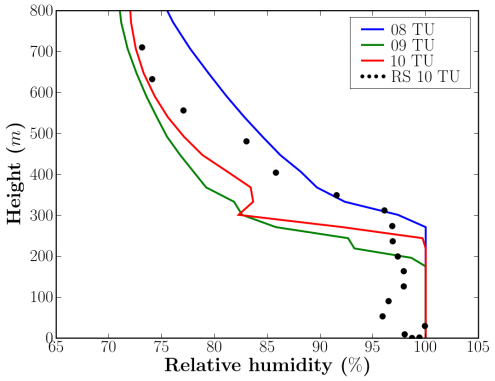
(a) Zone 1. Profils de température.



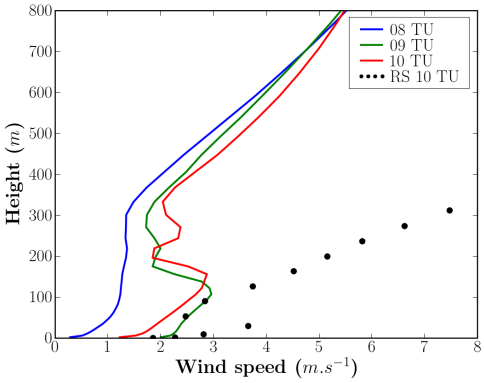
(b) Zone 3. Profils de température.



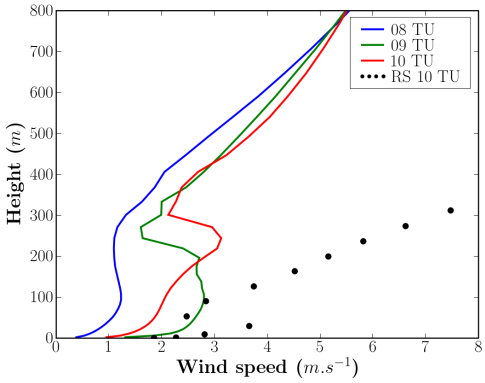
(c) Zone 1. Profils d'humidité relative.



(d) Zone 3. Profils d'humidité relative.

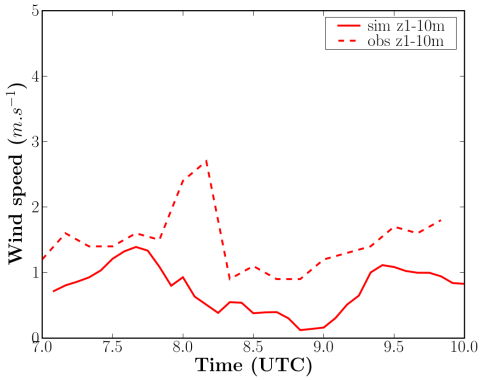


(e) Zone 1. Profils de vitesse du vent.

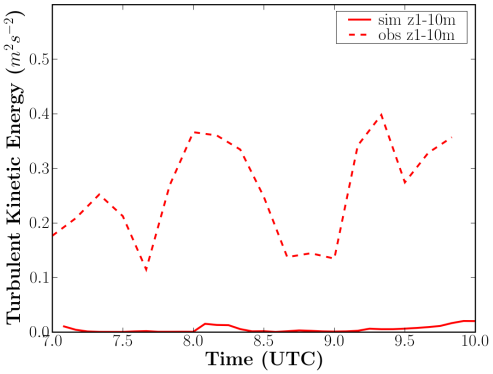


(f) Zone 3. Profils de vitesse du vent.

Fig. C.5 : *Phase de dissipation en cas homogène. Comparaison des profils issus des simulations pour 08 TU, 09 TU et 10 TU entre la zone 1 (colonne gauche) et la zone 3 (colonne droite). Les profils sont zoomés sur les 800 premiers mètres.*

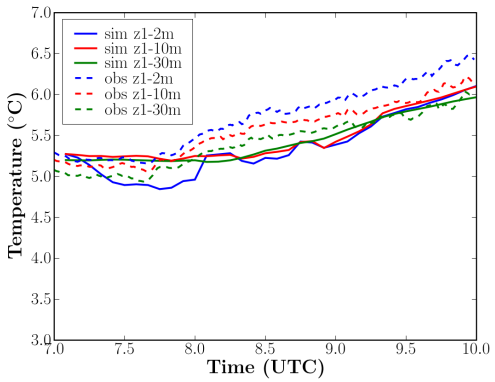


(a) Vitesse du vent à 10 m

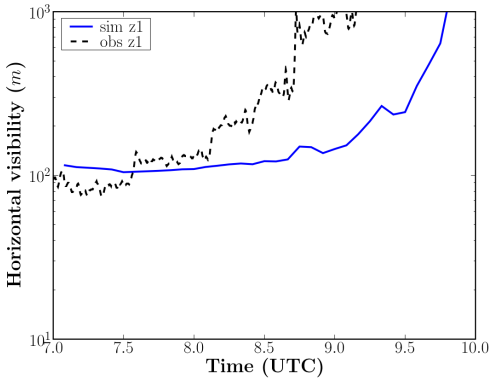


(b) Énergie cinétique turbulente à 10 m

Fig. C.6 : *Phase de dissipation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 1 pendant la période dissipation.*

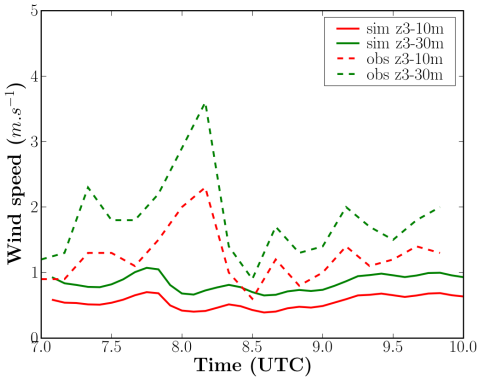


(a) Température à 2 m, 10 m et 30 m

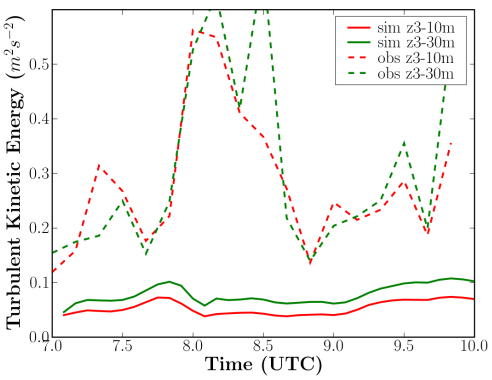


(b) Visibilité à 2 m

Fig. C.7 : *Phase de dissipation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la température et la visibilité en zone 1 pendant la période dissipation.*

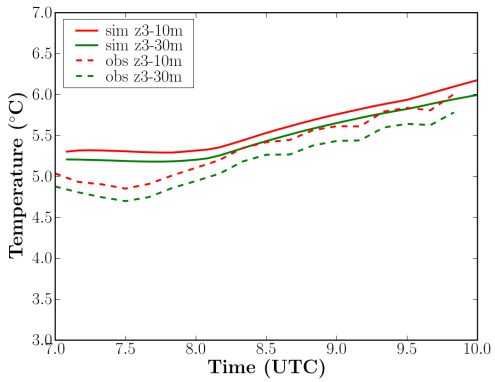


(a) Vitesse du vent à 10 m et 30 m

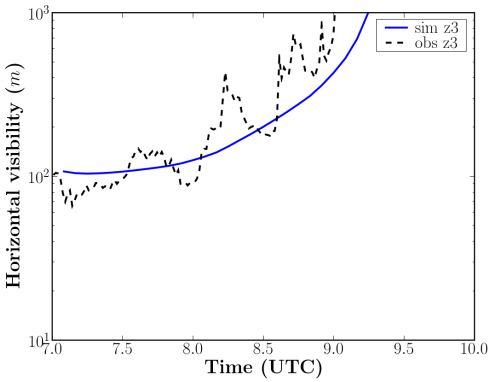


(b) Énergie cinétique turbulente à 10 m et 30 m

Fig. C.8 : *Phase de dissipation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la vitesse du vent et l'énergie cinétique turbulente en zone 3 pendant la période dissipation.*

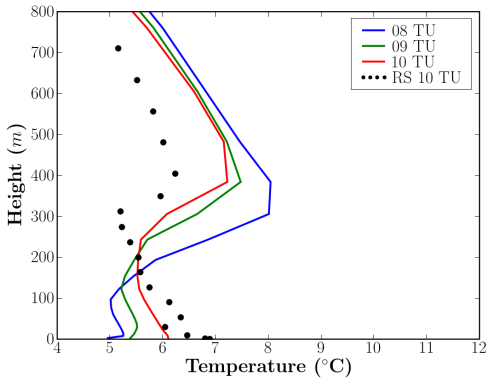


(a) Température à 10 m et 30 m

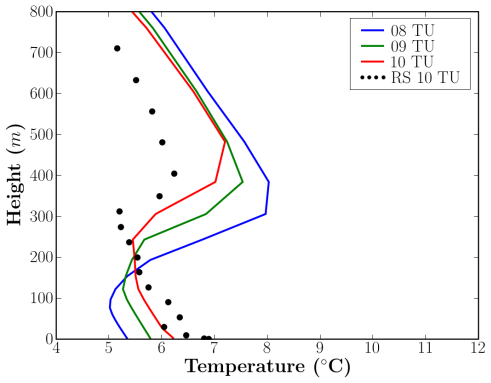


(b) Visibilité à 2 m

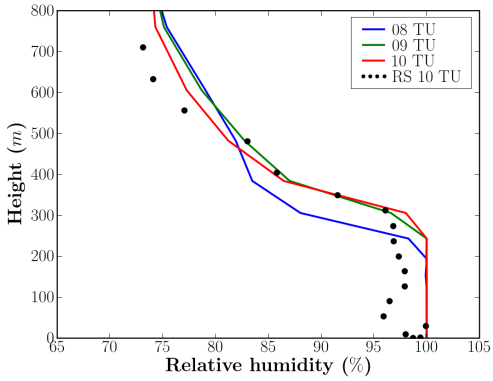
Fig. C.9 : *Phase de dissipation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des observations et simulations pour la température et la visibilité en zone 3 pendant la période dissipation.*



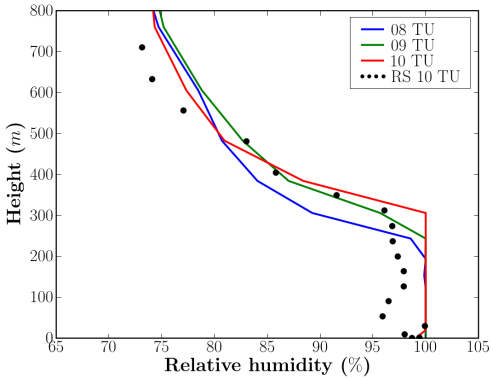
(a) Zone 1. Profils de température.



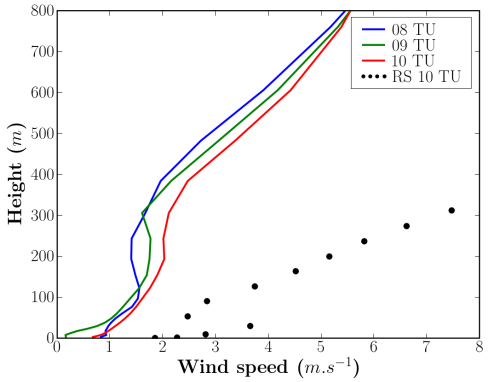
(b) Zone 3. Profils de température.



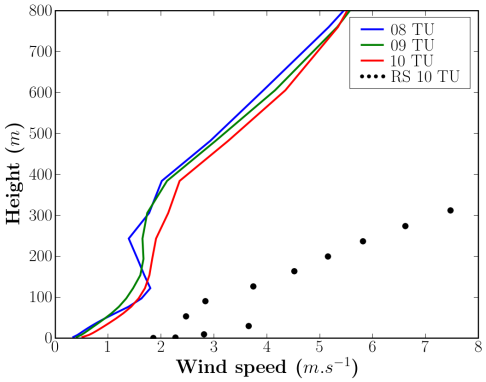
(c) Zone 1. Profils d'humidité relative.



(d) Zone 3. Profils d'humidité relative.



(e) Zone 1. Profils de vitesse du vent.



(f) Zone 3. Profils de vitesse du vent.

Fig. C.10 : *Phase de dissipation en cas avec le modèle de trainée. Comparaison des profils issus des simulations pour 08 TU, 09 TU et 10 TU entre la zone 1 (colonne gauche) et la zone 3 (colonne droite). Les profils sont zoomés sur les 800 premiers mètres.*

Annexe D

Liste des acronyms

ALADIN	:	Air Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational
ARPEGE	:	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
CAM	:	Community Atmosphere Model
CEREA	:	Centre d'Enseignement et de Recherche en Environnement Atmosphérique
CFD	:	Computational Fluid Dynamics
CLA	:	Couche Limite Atmosphérique
CLS	:	Couche Limite de Surface
COBEL-ISBA	:	Couche Brouillard Eau Liquide - Interaction Between Soil, Biosphere and Atmosphere
DNS	:	Direct Numerical Simulation
ECMWF	:	European Centre for Medium-Range Weather Forecasting
HIRLAM	:	High Resolution Limited Area Model
IPSL	:	Institue Pierre Simon Laplace
INRA	:	Institut National de la Recherche Agronomique
LES	:	Large Eddy Simulation
Méso-NH	:	Non-hydrostatic mesoscale atmospheric model
MFEE	:	Département Mécanique des Fluides, Énergies et Environnement d'EDF R&D
MM5	:	The fifth-generation Pennsylvania State University-NCAR Mesoscale Model
NCAR	:	National Center for Atmospheric Research (USA)
NOAA	:	National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
RANS	:	Reynolds Average Navier Stokes
SIREAM	:	Size Resolved Aerosol Model
UKMO	:	UK Meteorological Office
WRF	:	Weather Research and Forecasting model

Bibliographie

Abdul-Razzak, H. and S. Ghan, 2000 : A parameterization of aerosol activation. 2. multiple aerosol types. *J. Geophys. Res.*, **105**, 6837–6844.

Abdul-Razzak, H., S. Ghan, and C. Rivera-Carpio, 1998 : A parameterization of aerosol activation. 1. single aerosol type. *J. Geophys. Res.*, **103**, 6123–6131.

Bergot, T., D. Carrer, J. Noilhan, and P. Bougeault, 2005 : Improved site-specific numerical prediction of fog and low clouds : A feasibility study. *Wea. Forecasting*, **20**, 627–646.

Bergot, T. and D. Guedalia, 1994 : Numerical forecasting of radiation fog. part i : Numerical model and sensitivity tests. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1218–1230.

Bergot, T., E. Terradellas, J. Cuxart, A. Mira, O. L. M. Müller, and N. Nielsen, 2007 : Intercomparison of single-column numerical models for the prediction of radiation fog. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 504–521.

Bergot, T., M. Haeffelin, L. Musson-Genon, R. Tardif, M. Colomb, C. Boitel, G. Bouhours, T. Bourriane, D. Carrer, J. Challet, P. Chazette, P. Drobinski, E. Dupont, J.-C. Dupont, T. Elias, C. Fesquet, O. Garrouste, L. Gomes, A. Guerin, F. Lapouge, Y. Lefranc, D. Legain, P.Morange, C. Pietras, A. Plana-Fattori, A. Protat, J. Rangognio, J. C. Raut, S. Remy, D. Richard, B. Romand, and X. Zhang, 2008 : Paris-fog : des chercheurs dans le brouillard. *La Météorologie*, **62**, 45–58.

Berry, E. X. and R. Reinhardt, 1974 : An analysis of cloud drop growth by collection. Part II : single initial distributions. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1825–1831.

Betts, A. K., 1973 : Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 178–196.

Bonnel, B., Y. Fouquart, J.-C. Vanhoutte, C. Fravalo, and R. Rosset, 1983 : Radiative properties of some african and midlatitude stratocumulus clouds. *Beitr. Phys. Atmos.*, **56**, 409–428.

Bougeault, P., 1981 : Modeling the trade-wind cumulus boundary layer. Part I : testing the ensemble cloud relations against numerical data. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2414–2428.

Bougeault, P., 1985 : The diurnal cycle of the marine stratocumulus layer : A higher-order model study. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2826–2843.

Bouzereau, E., L. Musson-Genon, and B. Carissimo, 2007 : On the definition of the cloud water content fluctuations and its effects on the computation of a second-order liquid water correlation. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 665–669.

Bouzereau, E., L. Musson-Genon, and B. Carissimo, 2008 : Application of a semi-spectral cloud water parameterization to cooling tower plumes simulations. *Atmos. Res.*, **90**, 78–90.

Brown, R. and W. T. Roach, 1976 : The physics of radiation fog : II - a numerical study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 335–354.

Chuang, C. C., J. E. Penner, J. M. Prospero, K. E. Grant, G. H. Rau, and K. Kawamoto, 2002 : Cloud susceptibility and the first aerosol indirect forcing : Sensitivity to black carbon and aerosol concentrations. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4564, doi : 10.1029/2000JD000215.

Cohard, J., J. Pinty, and C. Bedos, 1998 : Extending twomey's analytical estimate of nucleated cloud droplet concentrations from ccn spectra. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3348–3357.

Cohard, J., J. Pinty, and K. Suhre, 2000 : On the parameterization of activation spectra from cloud condensation nuclei microphysical properties. *J. Geophys. Res.*, **105**, 11 753–11 766.

Corradini, C. and G. Tonna, 1980 : The parameterization of the gravitational water flux in fog models. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2535–2539.

Cressman, G. P., 1959 : An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367–374.

da Costa, J. C. L., F. A. Castro, J. M. L. M. Palma, and P. Stuart, 2006 : Computer simulation of atmospheric flows over real forests for wind energy resource evaluation. *J. of Wind Eng. and Industrial Aerodynamics*, **94**, 603–620.

Deardorff, J., 1978 : Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889–1903.

Drobinski, P., P. Carlotti, R. Newsom, R. Banta, R. Foster, and J. Redelsperger, 2004 : The structure of the near-neutral atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 699–714.

Duynkerke, P., 1988 : Application of the $E - \varepsilon$ turbulence closure model to the neutral and stable atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 865–880.

Duynkerke, P., 1991 : Radiation fog : A comparison of model simulation with detailed observations. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 324–341.

Duynkerke, P. and A. Driedonks, 1987 : A model for the turbulent structure of the stratocumulus-topped atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 43–64.

Duynkerke, P. and A. Driedonks, 1988 : Turbulent structure of a shear-driven stratus-topped atmospheric boundary layer : A comparison of model results with observations. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2343–2351.

Fabbian, D., R. de Dear, and S. Lellyett, 2007 : Application of artificial neural network forecasts to predict fog at Canberra International Airport. *Wea. Forecasting*, **22**, 372–381.

Fisher, E. and P. Caplan, 1963 : An experiment in numerical prediction of fog and stratus. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 425–437.

Fouquart, Y. and B. Bonnel, 1980 : Computations of solar heating of the earth's atmosphere : A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.*, **53**, 35–62.

Fuzzi, S., M. Facchini, G. Orsi, J. Lind, W. Wobrock, M. Kessel, R. Maser, W. Jaeschke, K. Enderle, B. Arends, A. Berner, I. Solly, C. Kruisz, G. Reischl, S. Pahl, U. Kaminski, P. Winkler, J. Ogren, K. Noone, A. Hallberg, H. Fierlinger-Oberlinninger, H. Puxbaum, A. Marzorati, H. Hansson, A. Wiedensohler, I. Svenningsson, B. Martinsson, D. Schell, and H. Georgii, 1992 : The Po Valley fog experiment 1989 : an overview. *Tellus*, **44**, 448–468.

Fuzzi, S., P. Laj, L. Ricci, G. Orsi, J. Heintzenberg, M. Wendisch, B. Yuskiewicz, S. Mertes, D. Orsini, M. S. A. Wiedensohler, F. Stratmann, O. Berg, E. Swietlicki, G. Frank, B. Martinsson, A. GÃijnther, J. Dierssen, D. Schell, W. Jaeschke, A. Berner, U. Dusek, Z. Galambos, C. Kruisz, S. Mesfin, W. Wobrock, B. Arends, and H. ten Brink, 1998 : Overview of the Po Valley fog experiment 1994 (CHEMDROP). *Contrib. Atmos. Phys*, **71**, 3–19.

Guedalia, D. and T. Bergot, 1994 : Numerical forecasting of radiation fog. Part II : a comparison of model simulation with several observed fog events. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1231–1246.

Gultepe, I., M. Müller, and Z. Boybeyi, 2006 : A new visibility parameterization for warm-fog applications in numerical weather prediction models. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **45**, 1469–1480.

Haeffelin, M., T. Bergot, T. Elias, R. Tardif, D. Carrer, P. Chazette, M. Colomb, P. Drobinski, E. Dupont, J.-C. Dupont, L. Gomes, L. Musson-Genon, C. Pietras, A. Plana-Fattori, A. Protat, J. Rangognio, J.-C. Raut, S. Rémy, D. Richard, J. Sciare, and X. Zhang, submitted : PARISFOG, shedding new light on fog physical processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*

Jolliffe, I. T. and D. B. Stephenson, 2003 : *Forecast Verification : A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*. Wiley, 254 pp.

Joseph, J., W. Wiscombe, and J. Weinman, 1976 : The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2452–2459.

Khairoutdinov, M. and Y. Kogan, 2000 : A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 229–243.

Klemm, O. and T. Wrzesinsky, 2007 : Fog deposition fluxes of water and ions to a mountainous site in Central Europe. *Tellus*, **59**, 705–714.

Kogan, Y., M. Khairoutdinov, D. Lilly, Z. Kogan, and Q. Liu, 1995 : Modeling of stratocumulus cloud layers in a large eddy simulation model with explicit microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2923–2940.

Kunkel, B., 1984 : Parameterization of droplet terminal velocity and extinction coefficient in fog models. *J. Appl. Meteor.*, **23**, 34–41.

Lacis, A. and J. Hansen, 1974 : A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118–133.

Leighton, H., 1980 : Application of the delta-Eddington method to the absorption of solar radiation in the atmosphere. *Atmos.-Ocean*, **18**, 43–52.

Lohmann, U., N. McFarlane, L. Levkov, K. Abdella, and F. Albers, 1999 : Comparing different cloud schemes of a single column model by using mesoscale forcing and nudging technique. *J. Climate*, **12**, 438–461.

Lorenz, E. N., 1965 : A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, **17**, 321–333.

Louis, J.-F., 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-layer Meteor.*, **17**, 187–202.

Masbou, M., 2008 : LM-PAFOG- a new three-dimentional fog forecast model with parametrised microphysics. Ph.D. thesis, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand, 190 pp., [Available from Deutsche National Bibliothek Online Publications.].

Meyer, M., J. Jiusto, and G. Lala, 1980 : Measurements of visual range and radiation-fog (haze) microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 622–629.

Meyer, M., G. Lala, and J. Jiusto, 1986 : Fog-82 : A cooperative field study of radiation fog. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 825–832.

Milliez, M., 2006 : Modélisation micro-météorologique en milieu urbain : dispersion des polluants et prise en compte de effets radiatifs. Ph.D. thesis, École National des Ponts et Chaussées, 228 pp., [Available from *http ://cerea.enpc.fr/en/theses.html*].

Milliez, M. and B. Carissimo, 2007 : Numerical simulations of flow and pollutant dispersion in an idealized urban area, for different meteorological conditions. *Boundary-Layer Meteor.*, **122**.

Milliez, M. and B. Carissimo, 2008 : Computational fluid dynamical modelling of concentration fluctuations in an idealized urban area. *Boundary-Layer Meteor.*, **127**.

Müller, M., C. Schmutz, and E. Parlow, 2007 : A one-dimensional ensemble fog forecast and assimilation system for fog prediction. *Pure appl. geophys.*, **164**, 1241–1264.

Musson-Genon, L., 1987 : Numerical simulation of a fog event with a one-dimensional boundary layer model. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 592–607.

Musson-Genon, L., 1995 : Comparison of different simple turbulence closures with a one-dimensional boundary layer model. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 163–180.

Musson-Genon, L., E. Dupont, and D. Wendum, 2007 : Reconstruction of the surface-layer vertical structure from measurements of wind, temperature and humidity at two levels. *Bound.-layer Meteor.*, **124**, 235–250.

Nakanishi, M., 2000 : Large-eddy simulation of radiation fog. *Bound.-layer Meteor.*, **94**, 461–493.

Pruppacher, H. R. and J. D. Klett, 1997 : *Microphysics of Clouds and Precipitation*. D. Reidel Publishing Company, 714 pp.

Randall, D., K. Xu, R. Somerville, and S. Iacobellis, 1996 : Single-column models and cloud ensemble models as links between observations and climate models. *J. Climate*, **9**, 1683–1697.

Rangognio, J., P. Tulet, T. Bergot, L. Gomes, O. Thouron, and M. Leriche, 2009 : Influence of aerosols on the formation and development of radiation fog. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **9**, 17 963–18 019.

Redelsperger, J. L. and G. Sommeria, 1981 : Méthode de représentation de la turbulence d'échelle inférieure à la maille pour un modèle tri-dimensionnel de convection nuageuse. *Boundary-Layer Meteor.*, **21**, 599–530.

Roach, W. T., R. Brown, S. J. Caughey, J. A. Garland, and C. J. Readings, 1976 : The physics of radiation fog : I - a field study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 313–333.

Roquelaure, S. and T. Bergot, 2008 : A local ensemble prediction system for fog and low clouds : Construction, bayesian model averaging calibration, and validation. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 3072–3088.

Sandu, I., P. Tulet, and J. Brenguier, 2005 : Parameterization of the cloud droplet single scattering albedo based on aerosol chemical composition for LES modelling of boundary layer clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19 814.1–L19 814.4.

Seifert, A. and K. D. Beheng, 2001 : A double-moment parameterization for simulating autoconversion, accretion and selfcollection. *Atmos. Res.*, **59**, 265–281.

Silverman, B. and B. Kunkel, 1970 : A numerical model of warm fog dissipation by hygroscopic particle seeding. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 627–633.

Tardif, R. and R. Rasmussen, 2007 : Event-based climatology and typology of fog in the new york city region. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 1141–1168.

Tombette, M., P. Chazette, B. Sportisse, and Y. Roustan, 2008 : Simulation of aerosol optical properties over Europe with a 3-D size-resolved aerosol model : comparisons with AERONET data. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **8**, 1321–1365.

Turton, J. and R. Brown, 1987 : A comparison of a numerical model of radiation fog with detailed observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 37–54.

Von der Emde, K. and U. Wacker, 1993 : Comments on the relationship between aerosol spectra, equilibrium drop size spectra, and CCN spectra. *Beitr. Phys. Atmos.*, **66**, 157–162.

Westcott, N., 2007 : Some aspects of dense fog in the Midwestern United States. *Wea. Forecasting*, **22**, 457–465.

Zhang, L., S. Gong, J. Padro, and L. Barrie, 2001 : A size-segregated particle dry deposition scheme for an atmospheric aerosol module. *Atmos. Environ.*, **35**, 549–560.

Zhang, X., L. Musson-Genon, B. Carissimo, and E. Dupont, in revision : Numerical sensitivity analysis of a radiation fog event with a single-column model. *J. Appl. Meteor. Climatol.*