



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *Jeudi 15 octobre 2015* par :

Driss BARI

**Etude du brouillard en zone côtière par modélisation des processus
physiques de la couche limite atmosphérique:
Cas du Grand Casablanca (Maroc)**

JURY

SERGE CHAUZY
JOAN CUXART
LUC MUSSON-GENON
THIERRY BERGOT
MOHAMED EL KHLIFI
ABDALLAH MOKSSIT
MARC PONTAUD

Président
Rapporteur
Rapporteur
Directeur de thèse - France
Directeur de thèse - Maroc
Invité
Invité

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de Recherche :

CNRM-GAME (UMR 3589)

Directeur(s) de Thèse :

Thierry BERGOT et Mohamed EL KHLIFI

Rapporteurs :

Joan CUXART et Luc MUSSON-GENON

A la mémoire de mon très cher père,

*Aucune dédicace ne sera en mesure d'exprimer mon amour.
J'aurais tant souhaité que tu partages ce moment avec moi pour voir l'aboutissement de
mes ambitions et mes espoirs.
Que ton âme repose en paix, puisse Dieu te combler de sa miséricorde éternelle.*

A ma très chère mère,

*Puisse ce travail t'exprimer mon grand amour, ma profonde gratitude
et te témoigner ma reconnaissance pour tes nobles sacrifices, tes prières et ton soutien.
Puisse Dieu te procurer santé, bonheur et longue vie.*

A ma très chère femme et mes très chers enfants

*Je vous fais une spéciale dédicace pour l'affection et la compréhension que vous m'avez
toujours témoignés. Que vous trouvez ici ma gratitude qui, si grande qu'elle puisse être,
ne sera à la hauteur du soutien que vous m'avez prodigué tout le long de ce travail.*

A mes chers frères et chères sœurs

*Pour tout l'encouragement et l'affection que vous m'avez toujours témoignés,
trouvez ici l'expression de mon amour et ma considération.
Que Dieu, le tout puissant vous préserve et vous procure bonheur et prospérité.*

Table des matières

Remerciements	5
Résumé long	7
Extended Abstract	9
1 Introduction générale	11
1.1 Enjeux de la prévision du brouillard	11
1.2 Etat de l'art de la recherche sur le brouillard	13
1.2.1 Généralités	13
1.2.2 Synthèse des études en zones côtières	14
1.2.2.1 La climatologie	16
1.2.2.2 La modélisation unidimensionnelle	16
1.2.2.3 La modélisation tridimensionnelle	17
1.3 Objectifs de la thèse	18
1.4 Stratégie de l'étude	19
1.4.1 Etude climatologique	19
1.4.2 Simulation numérique de cas typiques	19
1.4.3 Vers la spécification du système de prévision adéquat	20
2 Etude climatologique	21
2.1 Introduction	22
2.2 Présentation de la région du Grand Casablanca	22
2.3 Série de données climatologiques utilisée	24
2.4 Méthodologie	24
2.4.1 Identification et caractéristiques des événements de brouillard	25
2.4.2 Classification des situations synoptiques	26
2.4.3 Classification en types de brouillard	27
2.4.4 Identification des processus physiques	33
2.4.5 Spatialisation des événements de brouillard	33
2.5 Résultats	35
2.5.1 Analyse des processus synoptiques	35
2.5.1.1 Classification des situations météorologiques	35
2.5.1.2 Processus synoptique lors de la formation du brouillard	36
2.5.2 Classification des événements de brouillard	38
2.5.2.1 Caractéristiques des événements de brouillard	38

	2.5.2.2	Processus physiques lors de la formation du brouillard . . .	44
	2.5.2.3	Variabilité spatiale des événements de brouillard	48
2.6		Conclusion	49
2.7		Article soumis pour publication	50
3		Simulation numérique de cas typiques	69
3.1		Introduction	70
3.2		Le modèle de recherche Méso-NH	70
	3.2.1	Présentation Générale du modèle	71
	3.2.2	Dynamique du modèle	72
	3.2.2.1	Système d'équations	72
	3.2.2.2	Discrétisation	75
	3.2.2.3	Système de coordonnées :	75
	3.2.2.4	Les conditions aux limites :	76
	3.2.2.5	Imbrication des modèles (Grid Nesting)	76
	3.2.3	Physique du modèle :	77
	3.2.3.1	Schéma microphysique	78
	3.2.3.2	Schéma de turbulence	79
3.3		Méthodologie	81
	3.3.1	Présentation des simulations	81
	3.3.1.1	Configuration unidimensionnelle	81
	3.3.1.2	Configuration tridimensionnelle	82
	3.3.2	Outils de diagnostique	84
	3.3.2.1	Trajectoires lagrangiennes	84
	3.3.2.2	Détection du brouillard et/ou nuages bas à partir des données MSG	84
	3.3.3	Sélection des cas d'étude	85
	3.3.3.1	Cas du brouillard de la nuit du 21-22 Janvier 2008	86
	3.3.3.2	Cas du brouillard de la nuit du 23-24 Décembre 2013	86
3.4		Résultats du cas d'étude de la nuit du 21-22 Janvier 2008	86
	3.4.1	Simulation numérique 3D de référence	88
	3.4.2	Expériences de sensibilité	91
	3.4.3	Simulation numérique 1D	91
	3.4.3.1	Simulation 1D de référence	91
	3.4.3.2	Impact de la résolution verticale	95
	3.4.4	Conclusion	99
3.5		Article publié	100
3.6		Résultats du cas d'étude de la nuit du 23-24 Décembre 2013	113
	3.6.1	Analyse du cas d'étude à l'aide des observations	113
	3.6.2	Simulation numérique 3D de référence	116
	3.6.2.1	Impact de la résolution horizontale	117
	3.6.2.2	Analyse du cycle de vie du brouillard simulé	118
	3.6.3	Expériences de sensibilité	120
	3.6.3.1	Sensibilité à la température de la surface de la mer	122
	3.6.3.2	Sensibilité à la topographie locale	123
	3.6.3.3	Sensibilité à l'occupation du sol	124
	3.6.4	Analyse de la phase de formation à l'aide de la technique de rétrotrajectoires	126

3.6.5	Simulation numérique 1D	128
3.6.5.1	Simulation 1D de référence	128
3.6.5.2	Sensibilité au moment d'initialisation	131
3.6.6	Conclusion	133
4	Vers la spécification du système de prévision	135
4.1	Introduction	135
4.2	Méthodologie	136
4.2.1	Description des épisodes de brouillard au cours de l'hiver 2013-2014	136
4.2.2	Outils de diagnostique	138
4.3	Résultats	140
4.3.1	Etude systématique de la prévision numérique du brouillard	141
4.3.1.1	Evaluation temporelle	141
4.3.1.2	Couverture Spatiale	145
4.3.2	Diagnostic de la prévision des paramètres thermodynamiques près de la surface	149
4.4	Conclusion	151
5	Conclusions et perspectives	153
5.1	Conclusions générales	153
5.2	Perspectives	156
	Bibliographie	159
	Acronymes	167
	Table des figures	169
	Liste des tableaux	175

Remerciements

Ce travail de thèse est le fruit d'une codirection entre l'Université Toulouse III - Paul Sabatier de Toulouse (France) et l'Université Hassan II de Casablanca (Maroc). Cette thèse a été réalisée conjointement à l'UMR 3589 (CNRM/GAME) de l'école doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E) à Toulouse et au laboratoire de Mathématiques, Cryptographie et Mécanique de la Faculté des Sciences et Techniques de Mohammedia, faisant partie du Centre d'Etudes Doctorales "Sciences, Techniques, Ingénierie et Développement Durable" (STIDD).

Cette thèse s'est déroulée sous la direction conjointe de Monsieur Thierry BERGOT, chercheur HDR à Météo France à Toulouse, et de Monsieur Mohamed EL KHLIFI, Professeur à l'Université Hassan II de Casablanca.

Je remercie tout particulièrement Monsieur Thierry BERGOT pour la qualité de son encadrement, sa disponibilité et surtout sa rigueur professionnelle. Son expertise dans la modélisation du brouillard m'a beaucoup apporté au cours de cette thèse qui lui doit énormément. A son contact, j'ai pu apprécier ce qu'est le milieu de la recherche. Ce manuscrit et les articles doivent énormément à ses relectures critiques et diligentes ; qu'il reçoive ici l'expression de toute ma gratitude. J'ai été à la fois très heureux et honoré d'avoir travaillé avec lui. Je le remercie d'avoir accepté de m'encadrer au cours de ces trois années.

Je remercie vivement Monsieur Mohamed EL KHLIFI d'avoir suivi la réalisation de ce travail, pour ses suggestions, ses conseils et ses discussions fructueuses. Je tiens à témoigner ma grande estime pour ses qualités de chercheur dynamique et rigoureux, ainsi que pour son aide et son soutien permanents. Je le remercie de tout mon coeur de m'avoir offert la possibilité de faire cette thèse. Son œil critique m'a été très précieux pour structurer le travail.

Je présente mes sincères remerciements à Monsieur Abdallah MOKSSIT, Directeur de la Météorologie Nationale Marocaine, pour m'avoir permis de m'inscrire en thèse dans le cadre de coopération bilatérale entre Météo France et Maroc Météo, pour son aide et son soutien.

Je remercie particulièrement mon collègue Mohamed NABHANI pour son soutien sans faille et pour toutes les discussions scientifiques intéressantes ainsi que pour la part de son temps qu'il a consacré à la relecture des articles et de ce manuscrit. C'est grâce à

lui que j'ai pu faire connaissance à Monsieur Mohamed EL KHLIFI et initier ainsi l'idée de faire cette thèse.

Je tiens ensuite à remercier Messieurs Luc MUSSON-GENON et Joan CUXART d'avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse. Merci également à Monsieur Serge CHAUZY d'avoir présidé le jury. Je remercie aussi Messieurs Abdallah MOKSSIT et Marc PONTAUD d'avoir accepté de venir assister à ma soutenance en tant qu'invités et d'apporter leurs critiques à mon travail.

Un grand merci aux membres des équipes Méso-NH et SURFEX pour leur aide précieuse et leur collaboration à distance par mail qui m'a guidé dans le labyrinthe des routines et modules du modèle. Je n'oublierai jamais les bons moments que j'ai partagés avec eux lors des pauses café pendant mes séjours à Toulouse. Je remercie tout le personnel administratif du CNRM pour m'avoir simplifié les démarches et pour leur disponibilité, en particulier Régine et Ouria pour leur gentillesse et leur compétence. Merci à Laaziz et Abida pour les verres de thé à la marocaine lors de mes séjours à Toulouse.

Je tiens à remercier tout le personnel de la Direction de la Météorologie Nationale, qui m'a soutenu tout au long de cette thèse, en particulier mes collègues du Centre National de Recherches Météorologiques, ceux de la Direction Régionale Météorologique du Centre ainsi que le personnel des deux stations synoptiques de la région du Grand Casablanca. Je les remercie de m'avoir permis d'entreprendre ce travail dans les meilleures conditions qui soient.

Sur le plan personnel, je ne remercierais jamais assez ma famille pour l'encouragement et le soutien constants. Je tiens à remercier du fond du cœur Amina, ma femme, qui a contribué à créer un environnement favorable, sans lequel ce travail n'aurait pu être mené à son terme. Je la remercie pour sa patience, son soutien inconditionnel et d'avoir pris soin de nos enfants Yasser et Anas pendant tous mes séjours à l'étranger loin d'eux. Mille mercis.

Résumé long

Le brouillard est un phénomène météorologique très difficile à prévoir, même à très courte échéance, et qui a un impact sur la sécurité des personnes et des biens ainsi que sur diverses activités économiques et militaires. L'objectif de cette thèse est d'améliorer notre connaissance du brouillard en zone côtière et de proposer un système de prévision numérique adéquat en vue d'améliorer sa prévision, en particulier sur la région du Grand Casablanca (Maroc).

Pour mieux comprendre les différents mécanismes mis en jeu dans le cycle de vie du brouillard côtier, la première étape de cette thèse a consisté en une étude climatologique sur la région du Grand Casablanca basée sur la notion d'événement de brouillard. La caractérisation des conditions de formation, de maturité ainsi que de dissipation du brouillard a été effectuée à la base de l'analyse des observations conventionnelles horaires aux deux stations synoptiques permanentes de la région sur une période de 9 ans (2001-2009). Une version modifiée de l'algorithme de classification de Tardif et Rasmussen (2007) a été développée et utilisée dans cette étude pour classer les événements de brouillard au sein des types de brouillard les plus rencontrés (radiatif, advection-rayonnement, affaissement de stratus et advection). Cette classification climatologique a mis en évidence la prédominance du type advection-rayonnement, suivi des types radiatif et celui d'affaissement de stratus, et a montré la rareté du type advectif sur cette région côtière. L'analyse des processus synoptiques et des conditions météorologiques locales a mis en évidence que les processus advectifs liés à la circulation de brise de mer au cours de l'après-midi, suivis des processus radiatifs en début de nuit jouent un rôle très important dans la formation du brouillard sur la région. De plus, la distribution spatiale du brouillard sur la région a montré qu'il a souvent un caractère isolé. Quand le brouillard intéresse simultanément les deux stations synoptiques de la région, la probabilité d'observer deux types différents, est assez élevée malgré que la distance entre les deux stations est de 30km.

Afin d'étudier en détail les mécanismes physiques et d'identifier les principaux facteurs contrôlant le cycle de vie du brouillard côtier, des simulations numériques de deux cas d'étude ont été menées à l'aide du modèle méso-échelle non hydrostatique, Méso-NH. Le premier cas d'étude choisi reflète la configuration où un événement de brouillard a deux types différents lorsqu'il intéresse simultanément les deux stations. La simulation numérique 3D a confirmé que les processus physiques, impliqués dans la formation d'un événement de brouillard, peuvent être différents selon la nature géographique de la surface. De plus, en utilisant un modèle méso-échelle 3D, la prévision

numérique du brouillard en zone côtière spatialement hétérogène s'est avérée sensible à plusieurs facteurs : la température de la surface de la mer, la topographie locale et l'occupation du sol. Le deuxième cas d'étude choisi reflète le type le plus dominant sur la région (brouillard d'advection-rayonnement). Sa simulation numérique 3D a montré que la prévision du brouillard sur une telle zone côtière dépend fortement de la capacité du modèle à reproduire correctement la succession des processus advectifs liés à la circulation de brise au cours de l'après-midi et les processus radiatifs en début de nuit. D'autre part, l'applicabilité de modèle colonne (1D) pour la prévision du brouillard côtier s'est avérée très sensible aux conditions initiales et profils verticaux utilisés comme forçage extérieur.

A l'issue des résultats obtenus lors des deux étapes précédentes, une étude systématique de la prévision des cas de brouillard au cours de l'hiver 2013-2014 est effectuée. Cette étude a montré que le modèle Meso-NH est capable de reproduire l'occurrence du brouillard avec un taux de fausses alarmes relativement élevé à la station côtière. Ceci est dû à la surestimation de la prévision du brouillard à cette station. Le diagnostic de la prévision des paramètres thermodynamiques près de la surface (température à 2m, humidité relative à 2m, et vitesse du vent à 10m) a mis en évidence la sous-estimation de la température en début de nuit aux deux stations, ainsi que celle du refroidissement. Ce refroidissement a favorisé la formation précoce du brouillard, en particulier à la station aéroportuaire, due à la surestimation de l'humidification en début de nuit par le modèle.

Extended Abstract

Fog is one of the most important weather phenomena which occur in the Atmospheric Boundary Layer (ABL) and has a considerable impact on human activities and affects many socio-economic sectors. Its prediction remains difficult despite improvements in numerical weather prediction models. This PhD work aims to improve our understanding of fog behavior over coastal areas, and to define the suitable fog forecast system which could be implemented over the Grand Casablanca region (Morocco).

To better understand the physical processes involved in fog formation over coastal areas, a fog climatology study is carried out over the Grand Casablanca (GCB) region based on the fog event approach. The local meteorological and synoptic characteristics of fog are investigated during the period 2001-2009, with emphasis on temporal variability and spatial distribution of the fog events. To achieve this purpose, hourly surface meteorological observations, at two synoptic stations of the region, are used. A modified version of the objective fog-type classification described by Tardif and Rasmussen (2007), has been developed in this work and used to discriminate the fog events into the well known types (radiation, advection-radiation, cloud base lowering and advection). Results show that the fog is predominantly of advection-radiation type, followed by radiation fog and fog resulting from cloud base lowering. A noteworthy feature is the advection type rarity over the region especially in the coastal station. The analysis of local meteorological and synoptic conditions suggests that advective processes almost associated with sea breeze circulation during the daylight, followed by the radiative processes early in the night often leads to fog formation over GCB region. The spatial distribution of fog events points out the localized character of fog occurrence over such coastal region. Besides, two different fog types can occur when fog simultaneously concerns the two stations even if the distance between them is about 30km.

To gain more insight about the factors that govern the whole life cycle of fog over coastal areas, deeper investigations of the physical processes associated with the coastal fog formation are carried out through numerical simulation of two case studies using the Meso-NH model. The first selected case study represents the scenario when a fog event occurs simultaneously at the two synoptic stations and has two different types. Results point out that the same fog event can have two different types depending on the geographical standpoint and the physical processes involved in its spatial evolution are distinct. It was also found that numerical coastal fog prediction using non-hydrostatic 3D model is very sensitive to sea surface temperature (SST), land local topography and

land cover. The second selected case study represents the most common fog type over the region (advection-radiation). Numerical simulation results point out that a better numerical coastal fog prediction, particularly over heterogeneous area, using 3D mesoscale model depends on the model's ability to reproduce the advective processes linked to sea breeze circulation during the daylight followed by the radiative processes early in the night. Moreover, a properly configured single column model is found to be very sensitive to the reliable specification of the initial surface conditions, the initial vertical profiles and the external forcing.

Based on the aforementioned issues, systematic numerical simulations of the fog events that occurred during the winter 2013-2014 have been performed. This systematic study indicates the Meso-NH's ability to well capture the fog occurrence with a relatively high false alarm rate over the coastal station. This high rate is due to the overestimation of fog forecasting over this station. In relation with predictability of the near surface thermodynamic parameters, diagnostic of weaknesses and strengths of this fog forecast system shows that it underestimates the 2-m temperature and cooling early in the night at the two stations. This cooling favors then the fog occurrence, particularly at the inland station, due the overestimation of relative humidity in the low levels of the atmosphere early in the night.

Introduction générale

Sommaire

1.1 Enjeux de la prévision du brouillard	11
1.2 Etat de l'art de la recherche sur le brouillard	13
1.2.1 Généralités	13
1.2.2 Synthèse des études en zones côtières	14
1.2.2.1 La climatologie	16
1.2.2.2 La modélisation unidimensionnelle	16
1.2.2.3 La modélisation tridimensionnelle	17
1.3 Objectifs de la thèse	18
1.4 Stratégie de l'étude	19
1.4.1 Etude climatologique	19
1.4.2 Simulation numérique de cas typiques	19
1.4.3 Vers la spécification du système de prévision adéquat	20

1.1 Enjeux de la prévision du brouillard

La définition internationale du brouillard consiste en une suspension, au voisinage du sol, de poussières, de gouttelettes ou de particules glacées réduisant la visibilité horizontale à une valeur inférieure à 1km (WMO, 1992). C'est un phénomène météorologique dont les nuisances sur la vie socio-économique sont importantes. En effet, le brouillard peut entraîner des retards importants et des perturbations dans les systèmes de transport aérien, maritime et routier. De plus, l'apparition du brouillard peut dégrader la qualité de l'air en milieu urbain comme dans le cas du Smog¹ qui affecte Londres dans des conditions anticycloniques (Bell *et al.*, 2004). En effet, en présence d'une couche d'inversion² associée au brouillard, les concentrations des polluants ainsi que les particules fines peuvent augmenter fortement dans les basses couches (généralement en dessous de quelques centaines de mètres) et atteindre des

1. Le terme *Smog* est formé à partir des deux mots anglais *Smoke* (fumée) et *Fog* (brouillard). Ce néologisme fut inventé par Henry Antoine Des Vœux en 1905 pour décrire le mélange de brouillard et de fumée qui accablait périodiquement Londres.

2. Une couche d'inversion dans la troposphère est une couche où la température croît avec l'altitude.

valeurs ayant un impact néfaste sur la santé humaine.

Pour la circulation routière au Maroc, un épais brouillard était la principale cause de 6 accidents sur l'autoroute Casablanca-Mohammed V, le 17 janvier 2011, provoquant d'importants dégâts touchant une cinquantaine de véhicules et une dizaine de blessés.

Concernant la circulation aérienne, les vols vers un aéroport couvert de brouillard sont souvent reportés ou annulés, et les vols de correspondance peuvent l'être à leur tour ce qui peut entraîner des retards "en cascade". Ces retards ou annulations ont des conséquences économiques directes et indirectes. A titre d'exemple, le brouillard givrant³ observé à l'aéroport Heathrow de Londres le 21 décembre 2006, a immobilisé tous les avions durant près de 3 jours. Ceci a causé des pertes estimées à 25 millions de Livres sterling pour la seule compagnie British Airways (Gadher et Baird, 2006). Au Maroc, l'épais brouillard du 21 janvier 2008 a engendré le déroutement de 21 avions, devant atterrir à l'aéroport Mohamed V, situé dans la région du Grand Casablanca, vers d'autres aéroports nationaux (Marrakech, Agadir, Tanger, Fès et Ouarzazate). Parfois, le brouillard peut causer des accidents aériens très graves. En fait, l'accident aérien le plus meurtrier de l'histoire de l'aviation civile, avec 583 victimes, a eu lieu le 27 mars 1977 à cause de la présence d'un épais brouillard sur l'aéroport de Ténériffe dans les îles des Canaries.

Pour les compagnies aériennes, le déroutement des avions est synonyme de dépenses plus importantes en kérosène, de prise en charge de passagers, de remboursements, etc. Pour réduire l'incidence de ce genre de nuisance, l'Office National Des Aéroports (ONDA) au Maroc a équipé les deux pistes de l'aéroport Mohamed V en instruments d'aide à l'atterrissage automatisé catégorie III-A, respectivement en décembre 2004 et avril 2007. Cette catégorie permet une approche⁴ et un atterrissage de précision aux instruments avec une portée visuelle de piste⁵ au moins égale à 200 mètres et une hauteur de décision⁶ au-delà de 30 mètres (100 pieds). Les conditions d'atterrissage de catégorie III-A nécessitent, par contre, la qualification des pilotes ainsi que la dotation des aéronefs de certains équipements spécifiques. Malheureusement, ces conditions ne sont pas toujours vérifiées. Ainsi, le trafic est souvent perturbé et les procédures d'exploitation de la circulation aérienne mises en place diffèrent selon les conditions minimales de chaque catégorie.

Selon l'arrêté ministériel n°2565-06 de 2007 fixant les conditions d'exploitation des aérodromes au Maroc, les procédures d'exploitation par faible visibilité (LVP pour Low Visibility Procedure en anglais) sont mises en oeuvre à l'aéroport Mohammed V lorsque la visibilité horizontale est inférieure à 600 mètres (présence de brouillard) ou lorsque le

3. Le brouillard givrant est un brouillard composé de gouttelettes d'eau surfondue c-à-d à l'état liquide par température négative. Ainsi, elles gèlent au moindre contact.

4. La procédure d'approche d'un avion définit les trajectoires et altitudes à respecter avant l'atterrissage. Elle peut s'effectuer à vue ou aux instruments. Le pilote est tenu de respecter les procédures publiées dans des cartes d'approche par les autorités du pays.

5. Portée visuelle de piste (RVR) : Distance jusqu'à laquelle le pilote d'un aéronef placé sur l'axe de la piste peut voir les marques ou les feux qui délimitent la piste ou qui balisent son axe.

6. Dans le cas d'une approche de précision, la hauteur de décision est la hauteur de l'avion par rapport à l'altitude du seuil de piste utilisé pour l'atterrissage.

plafond nuageux⁷ (Présence de nuage bas) est inférieur à 60 mètres (200 pieds). Ainsi, en situation de visibilité réduite, l'organisation de l'aéroport est fortement perturbée et son activité est réduite. A titre d'exemple, [Bergot *et al.* \(2005\)](#) mentionnent que la capacité de l'aéroport Paris Charles de Gaulle est réduite de moitié en conditions LVP. Ceci est la conséquence d'une augmentation des distances de sécurité entre les avions lors des phases de décollage/atterrissage, une re-planification de vols (retard ou annulation), ainsi qu'une mise en alerte d'effectifs supplémentaires. Toutes ces mesures ont bien entendu un coût humain et financier, que les autorités aéronautiques désirent minimiser en disposant de prévision fiable des conditions LVP.

Il s'avère qu'une bonne connaissance des conditions favorables à la formation du brouillard sera d'un grand apport pour les prévisionnistes météorologiques; ce qui réduira en conséquence les erreurs de prévision et aidera ainsi à une bonne gestion des transports en condition de basse visibilité ([De Villiers et Van Heerden, 2007](#)).

1.2 Etat de l'art de la recherche sur le brouillard

1.2.1 Généralités

[Gultepe *et al.* \(2007\)](#) résument dans un article de synthèse les principales réalisations des travaux de recherche sur le brouillard et explicitent les diverses approches abordées pour mieux comprendre ce phénomène : campagnes de mesure, études climatologiques, modélisation numérique et études statistiques.

Du point de vue de l'observation, l'analyse spatiale reste très difficile car la densité des observations en surface est bien souvent insuffisante et sa détection satellitaire est très délicate (distinction entre brouillard et nuages bas, occultation des brouillards par la présence de nuages, etc.). Plusieurs campagnes de mesures ont été mises en place sur des régions continentales (par exemple, Cabauw en Hollande, Carnin et Paris en France). Ces études de terrain ont ciblé principalement les brouillards qui se forment à cause du refroidissement radiatif sur des terrains homogènes (ex. [Bergot et Guedalia, 1994](#)).

Les données historiques des observations météorologiques sur de longues périodes sont riches en information, en particulier pour l'étude du brouillard. Ainsi, plusieurs études climatologiques ont été menées pour étudier les caractéristiques locales du brouillard et pour identifier les types de brouillard dominants (ex. [Muraca *et al.*, 2001](#)). D'autres études avaient pour objectif d'élaborer une climatologie de brouillard à la base des données satellitaires (ex. [Bendix, 2002](#)). Certains chercheurs ont procédé à la classification des situations météorologiques à l'échelle synoptique et qui correspondent aux journées avec brouillard. Cette approche permet d'associer la formation du brouillard aux processus de grande échelle et a été utilisée par plusieurs études climatologiques, à titre d'exemple, [Houssos *et al.* \(2009\)](#) sur la région Ioannina en Grèce, [Fedorova *et al.* \(2008\)](#) sur les côtes du Brésil et [Tardif et Rasmussen \(2008\)](#) sur la région New-Yorkaise aux USA.

7. Le plafond nuageux désigne la hauteur de la base du nuage le plus bas et qui couvre plus de 5/8 du ciel.

Du point de vue de la prévision opérationnelle, le brouillard reste un défi car il met en œuvre des processus de petite échelle, à la fois horizontale et verticale, et particulièrement des interactions complexes entre les processus dynamiques, turbulents, microphysiques et radiatifs (Duynderke, 1991). Ces processus de très petite échelle sont encore mal représentés dans les modèles numériques opérationnels.

Pour étudier plus en détails les processus microphysique et dynamique qui interviennent lors de la formation du brouillard, quelques chercheurs ont fait appel à la modélisation numérique unidimensionnelle. Cette approche consiste à utiliser un modèle colonne à haute résolution verticale et une paramétrisation physique assez détaillée de la couche limite atmosphérique (Musson-Genon, 1987; Bergot et Guedalia, 1994; Koracin *et al.*, 2001; Bott et Trautmann, 2002; Müller *et al.*, 2007). D'autres chercheurs ont utilisé une version 1D de modèles 3D de prévision numérique (Clark et Hopwood, 2001; Terradellas et Cano, 2007). La modélisation numérique unidimensionnelle fait l'hypothèse d'homogénéité horizontale. Par contre, les modèles 3D peuvent prendre en compte les hétérogénéités aux échelles résolues par leur résolution horizontale. Ces modèles sont généralement limités par leur résolution verticale et leurs paramétrisations physiques simplifiées, dictées par la puissance de calcul disponible (Pagowski *et al.*, 2004; Capon *et al.*, 2007; Müller *et al.*, 2010; Masbou, 2008; Yang *et al.*, 2010).

D'autres chercheurs ont eu recours aux méthodes statistiques pour la prévision des brouillards et stratus bas telles que les statistiques issues des modèles de prévisions -MOS pour Model Output Statistics- (Koziana *et al.*, 1983), les réseaux de neurones artificiels -ANN pour Artificiel Neural Network- (Fabbian *et al.*, 2007; Bremnes et Michaelides, 2007) et les arbres de décisions -Decision Tree- (Tag et Peak, 1996). Pour ces méthodes statistiques la variable à prévoir est appelée le prédicant et les variables nécessaires à l'obtention de la prévision sont les prédicteurs. La physique du phénomène à prévoir est transmise par les prédicteurs, par conséquent leur choix est crucial. L'inconvénient majeur de ces méthodes statistiques est la perte du lien physique entre les prédicteurs et le prédicant car la méthode agit comme une "boîte noire" dont seules les entrées et la sortie sont physiquement interprétables.

L'un des brouillards les plus complexes et qui mérite plus d'attention est le brouillard en zone côtière. Celui-ci se forme dans des régions complexes et peut dépendre entre autres de la topographie, de l'hétérogénéité spatiale terre-mer et de la forme de la côte. Une synthèse de l'état de l'art de la recherche sur le brouillard en zone côtière fait l'objet de la section suivante.

1.2.2 Synthèse des études en zones côtières

Kim et Yum (2010) mentionnent que les brouillards, se formant sur les régions côtières, peuvent être classés en deux catégories : les brouillards côtiers, qui se forment directement sur la partie continentale et leur extension est limitée à ces régions, et les brouillards marins, qui se développent en plein océan et peuvent s'étendre ou se déplacer vers les régions côtières. Du point de vue géographique, les recherches scientifiques sur le brouillard en zone côtière se sont focalisées plus sur les côtes américaine, anglaise, chinoise, coréenne et japonaise.

Concernant les brouillards marins, [Lewis et al. \(2004\)](#) ont publié une synthèse d'articles de recherche sur ce type de brouillard en Angleterre et aux Etats-Unis d'Amérique. Ces travaux de recherche se sont focalisés en particulier sur la côte nord de l'Ecosse ([Findlater et al., 1989](#); [Ballard et al., 1991](#)) et la côte ouest de la Californie ([Pilié et al., 1979](#); [Leipper, 1994](#); [Lewis et al., 2003](#)). D'autres études se sont focalisées sur l'analyse du brouillard marin intéressant la partie est de l'Asie près de la chine, en particulier la mer jaune ([Wong et Lai, 2010](#); [Diao, 1996](#); [Zhou et Du, 2010](#)). [Heo et al. \(2010\)](#) ont étudié les brouillards intéressant la côte coréenne. Les brouillards marins étudiés sont souvent de trois types : 1) advection, 2) « fumée de mer » -Steam fog-, et 3) brouillard résultant d'affaissement de stratus. Le brouillard d'advection ([Fu et al., 2010](#)) se forme lorsqu'une couche limite atmosphérique, en général bien mélangée, est advectée sur une surface plus froide (surface de neige ou de glace, surface d'eau froide). Il est lié au refroidissement de l'atmosphère au contact de cette surface froide, qui se propage par turbulence dans les couches voisines entraînant la condensation de la vapeur d'eau si l'atmosphère est suffisamment humide. Le brouillard de type « fumée de mer » ([Heo et al., 2010](#)) se forme en général en hiver, au-dessus d'un étang ou d'un cours d'eau lorsque de l'air froid surmonte une surface d'eau plus chaude. Ce type de brouillard est associé à l'évaporation de l'eau liquide. En effet, la différence de tension de vapeur⁸ entre l'air et la surface d'eau conduit à l'évaporation, et ensuite le mélange de la vapeur d'eau dans l'air froid conduit à la supersaturation⁹ et par conséquent à la formation du brouillard. Le brouillard résultant d'affaissement de stratus se forme souvent en conséquence du refroidissement au sommet du nuage bas ([Oliver et al., 1978](#)), en combinaison parfois avec une subsidence persistante qui entraîne l'amincissement de la hauteur de la couche limite marine ([Koracin et al., 2001](#)).

Concernant les brouillards côtiers, qui se forment directement sur la partie continentale des régions côtières et leur extension est limitée à ces régions, [Ryznar \(1977\)](#) a montré que le brouillard d'advection-rayonnement est un phénomène côtier qui résulte du refroidissement radiatif de l'air humide qui a été advecté sur le continent à partir de l'océan ou à partir d'une grande étendue d'eau au cours de l'après midi. L'un des brouillards côtiers le plus souvent étudié est celui d'advection. ([Choi et Speer, 2006](#)) ont analysé et ont décrit les mécanismes physiques conduisant à la formation d'un brouillard d'advection à travers un cas d'étude sur la mer Jaune, près de la côte coréenne. Ces auteurs ont montré que les reliefs qui délimitent cette région côtière influent sur le processus de formation de ce brouillard sur la côte en combinaison avec le cycle de brise.

Ces études confirment que les brouillards étudiés en zones côtières sont influencés par plusieurs facteurs d'échelles spatio-temporelles différentes (les transports advectifs, les échanges turbulents, le relief, etc.). Dans la littérature, les zones côtières de la partie est de l'Atlantique nord et qui connaissent une haute fréquence de brouillard sont peu étudiées en détail, en particulier la côte nord-ouest du Maroc. D'où l'intérêt de mener cette étude pour mieux comprendre la spécificité des facteurs contrôlant le cycle de vie

8. La tension de vapeur e est la pression partielle de la vapeur d'eau. Pour un volume d'air V à température T , $e = m_v R_v T / V$ où m_v est la masse de la vapeur d'eau et $R_v = 461.5 J.kg^{-1}.K^{-1}$ est la constante spécifique de la vapeur d'eau.

9. Dans une particule d'air, la vapeur est dite saturante lorsque cette particule ne peut plus absorber davantage de vapeur sans que cette dernière change d'état. L'air est alors saturé de vapeur d'eau.

du brouillard côtier sur cette zone.

Dans la suite, une synthèse des résultats de recherche des études climatologiques et celles de la modélisation numérique est présentée et discutée.

1.2.2.1 La climatologie

Plusieurs chercheurs ont mené des études climatologiques pour caractériser la distribution spatio-temporelle du brouillard. Meyer et Lala (1990) ont élaboré une climatologie du brouillard radiatif sur la région d'Albany, New York. Ils ont montré que les mois de septembre et octobre connaissent la plus haute fréquence d'occurrence de ce type de brouillard avec une haute fréquence de formation au voisinage du lever du soleil. Tardif et Rasmussen (2007) ont généralisé l'étude de la fréquence du brouillard sur la région de New York en tenant compte de tous les types de brouillard fréquents sur cette région. Pour atteindre leur objectif, ils ont développé un algorithme objectif pour la classification en types de brouillard, en se basant sur les mécanismes primaires conduisant à la formation de chacun des types les plus cités dans la littérature à savoir : brouillard de rayonnement (Taylor, 1917; Roach *et al.*, 1976), brouillard d'advection (Baars *et al.*, 2003), brouillard d'évaporation matinale (Arya, 2001), brouillard de précipitation (Petterssen, 1940) et brouillard résultant d'affaissement de stratus (Oliver *et al.*, 1978; Pilié *et al.*, 1979; Koracin *et al.*, 2001). Ainsi, les auteurs ont mis en évidence que le brouillard de précipitation est le plus dominant, particulièrement au cours de l'hiver, suivi du brouillard résultant d'affaissement de stratus. Les zones côtières sont plutôt intéressées par les brouillards d'advection durant le printemps. Les brouillards radiatifs sont fréquents sur les zones suburbaines et rurales en fin d'été et début d'automne. Durant la saison chaude, la plaine côtière de New Jersey est souvent intéressée par le brouillard advection-radiation. Sur la côte ouest de l'Afrique du Sud, Van Schalkwyk et Dyson (2013) ont montré que le type radiatif est prédominant à l'aéroport international de Cape Town, en particulier au cours de l'hiver. Ces études montrent que les zones côtières étudiées connaissent l'occurrence de divers types de brouillard et que la distribution spatio-temporelle dépend fortement des conditions environnementales de la zone côtière (urbaine, suburbaine et rurale) et de la saison. Ainsi, une étude climatologique sur la région du Grand Casablanca, située sur la côte nord-ouest du Maroc s'avère nécessaire pour mettre en exergue les types dominants sur cette région côtière.

D'autres études climatologiques avaient pour objectif d'investiguer les processus physiques possibles qui pilotent la formation de certains types de brouillard comme celui dû aux précipitations à New York sur la côte ouest des Etats Unis d'Amérique par Tardif et Rasmussen (2008). L'application de telle approche sur les types de brouillard dominant sur la région du Grand Casablanca sera de grande utilité pour la compréhension des scénarios les plus probables d'occurrence du brouillard sur la région.

1.2.2.2 La modélisation unidimensionnelle

Koracin *et al.* (2001) ont étudié la transition d'un stratus en brouillard à l'aide d'un modèle unidimensionnel et d'observations. Leurs résultats ont montré que le refroidissement radiatif au sommet du nuage et la subsidence à grande échelle étaient des

facteurs importants dans la formation du brouillard marin sur la côte de Californie. En utilisant un modèle 1D dans une configuration idéalisée, [Oliver *et al.* \(1978\)](#) ont étudié en détail les interactions entre les processus radiatifs et turbulents lors de la phase de formation d'un brouillard marin résultant d'affaissement de stratus. Ils ont suggéré que le refroidissement radiatif au sommet du nuage bas induit un mélange turbulent sur la verticale qui transporte l'air refroidit radiativement vers le bas. Ce processus refroidit la sous-couche en dessous du nuage bas et entraîne ainsi l'affaissement de la base du nuage sur la surface de la mer. Ces études de recherche mettent en évidence l'utilité de l'utilisation des modèles 1D pour la compréhension des mécanismes physiques qui pilotent la phase de formation du brouillard en zones côtières. Mais, leur applicabilité en mode prévision opérationnelle sur de telles zones n'a jamais été discutée dans la littérature. Ceci fait l'objet de notre étude sur la région du Grand Casablanca.

1.2.2.3 La modélisation tridimensionnelle

[Pagowski *et al.* \(2004\)](#) ont analysé et simulé à l'aide du modèle méso-échelle de recherche MM5 un événement de brouillard très dense qui a intéressé la région d'Ontario au Canada. Les auteurs suggèrent que la convergence liée à la brise de terre développée au bord du lac et l'advection d'humidité résultante ont été la cause principale de la formation de cet événement de brouillard. En utilisant le modèle RAMS (Régional Atmospheric Modeling System), [Fu *et al.* \(2010\)](#) ont analysé et simulé un brouillard marin ayant lieu sur la mer jaune près de la côte chinoise. Ce brouillard s'est formé suite à une advection d'air humide et chaud sur l'eau froide de la mer jaune. Il a pris fin lorsqu'un front froid s'est mis en place et a ramené du nord de l'air froid et sec. En zone côtière coréenne, [Choi et Speer \(2006\)](#) ont utilisé le modèle méso-échelle LAS-V pour analyser un brouillard d'advection qui a intéressé la péninsule ouest de la Corée. Ces auteurs ont montré l'impact des montagnes de la région sur l'évolution de ce brouillard d'advection. [Gao *et al.* \(2007\)](#) ont montré que le brouillard marin, ayant lieu en mars 2005 sur la mer jaune près de la chine et simulé à l'aide du modèle MM5, s'est formé en réponse à la persistance du flux de sud ramenant de l'air chaud et humide sur une surface de mer froide. Ils ont montré que le mélange turbulent par cisaillement du vent est le mécanisme primaire pour le refroidissement et l'humidification de la couche limite marine. Dans un cadre lagrangien, [Koracin *et al.* \(2005\)](#) ont analysé et simulé une couche de brouillard à l'aide du modèle MM5. Ce brouillard d'affaissement de stratus a intéressé la côte de la Californie et a été analysé à l'aide de la technique des rétrotrajectoires. Ces auteurs ont montré que le refroidissement au sommet du nuage a joué un rôle très important dans le refroidissement de la couche marine et la génération de la turbulence le long de la trajectoire effectuée par la masse d'air jusqu'à la formation du brouillard. Sa dissipation était la conséquence d'une interaction complexe entre l'advection, l'évolution synoptique et le développement de circulations locales.

En conclusion, les études de recherche sur le brouillard en zone côtière mettent en exergue que son cycle de vie est influencé par l'hétérogénéité terre-mer, le relief de proximité, les processus synoptiques (advection), les circulations de brise et l'interaction entre les processus physiques. Ces résultats ont été majoritairement constatés pour les brouillards marins, mais peu étudiés pour les brouillards côtiers. De plus, les brouillards étudiés sont souvent d'un seul type de brouillard et leur distribution spatiale dépend des conditions environnementales locales (urbain, suburbain, côtier, etc.). Il convient

cependant de regarder les facteurs qui influent sur le cycle de vie du brouillard côtier affectant la région du Grand Casablanca (Maroc). Ceci constitue l'axe de principal de recherche de cette thèse dont les objectifs et la stratégie pour les atteindre sont explicités dans les sections qui suivent.

1.3 Objectifs de la thèse

Du point de vue géographique, les brouillards en zone côtière de la partie est de l'Océan Atlantique ont reçu peu d'intérêt, en particulier la région du Grand Casablanca au Maroc. A part quelques études internes effectuées sur le brouillard au service météorologique national marocain et suite au manque de publications scientifiques sur les caractéristiques du brouillard sur la région du Grand Casablanca, sa maîtrise reste délicate sur la région. Cette région est caractérisée par une côte presque rectiligne orientée sud-ouest/nord-est, et limitée par des montagnes relativement basses (hauteur inférieure à 1000m) du côté est. De plus, elle est caractérisée par une hétérogénéité spatiale en termes de conditions environnementales (urbaine, suburbaine et rurale). Cette région contient des zones industrielles et connaît un niveau assez haut de pollution. Tous ces facteurs peuvent influencer potentiellement l'évolution de la dynamique de la couche limite atmosphérique.

Une étude climatologique menée sur le brouillard à l'aéroport Mohamed V sur la période 2009-2012 ([Benoualidi et Rhilmane, 2013](#)) avait pour objectif de vérifier statistiquement la qualité de la prévision du brouillard à partir des TAF (Terminal Aerodrome Forecats). Ainsi, les scores de diagnostique comme le Taux de Détection¹⁰ (POD pour Probability Of Detection) et le Taux de Fausses Alarmes¹¹ (FAR pour False Alarm Ratio) ont été calculés. Les résultats de cette étude ont montré que le POD atteint 60% pour les TAF de nuit mais il ne dépasse pas 20% pour les TAF de jour. Le FAR dépassait 60% quand le brouillard se forme au delà de 3 heures à partir de l'heure d'élaboration du TAF. Ceci induit une nécessité d'amélioration de la prévision du brouillard sur la région, en particulier sur l'aéroport.

Ainsi, l'objectif du travail de cette thèse est double :

- Améliorer notre connaissance sur le comportement du brouillard en zone côtière, ainsi que les mécanismes physiques associés, en étudiant ses caractéristiques à l'échelle locale et synoptique et en identifiant les principaux facteurs (proximité de l'océan, hétérogénéité de la surface, occupation du sol et conditions environnementales -urbaine, suburbaine et rurale-) contrôlant son cycle de vie.
- Proposer un système de prévision numérique adéquat en vue d'améliorer la prévision opérationnelle du brouillard en zone côtière, en particulier sur la région du Grand Casablanca.

10. Le taux de détection POD mesure la fraction des événements observés effectivement prévus

11. Le taux des fausses alarmes FAR mesure la fraction des événements prévus qui n'ont pas été observés

1.4 Stratégie de l'étude

Afin d'atteindre les objectifs précités, la stratégie adoptée est orientée selon 3 axes de développement et de recherche. Tout d'abord, une étude climatologique basée sur des données observées est réalisée pour mettre en évidence les principales caractéristiques du brouillard sur la région du Grand Casablanca et d'identifier les types de brouillard les plus fréquents. Ensuite, la simulation numérique de quelques cas typiques est entreprise pour déceler les principales conditions influençant l'apparition, l'évolution et la dissipation d'une couche de brouillard en zone côtière. Selon les résultats obtenus lors des phases précédentes, les spécifications du système de prévision numérique, pouvant être utilisées pour la prévision opérationnelle du brouillard sur la région du Grand Casablanca, sont enfin précisées.

1.4.1 Etude climatologique

La première étape consiste en une étude climatologique ayant pour objectif d'identifier les principales caractéristiques locale et synoptique du brouillard sur la région du Grand Casablanca. Ainsi, la distribution spatio-temporelle du brouillard est étudiée à l'aide des données horaires observées au cours de la période 2001-2009 aux deux stations synoptiques permanentes¹² de la région. L'approche adoptée est basée sur la notion d'événement de brouillard¹³ et qui sera appelé simplement *événement* dans la suite. Les événements sont identifiés et classés en types de brouillard à l'aide d'un algorithme objectif. Ils sont également caractérisés selon leur durée, leur intensité matérialisée par la visibilité minimale observée au cours de chaque événement, et les heures de début et de fin. En terme de distribution spatiale, les événements sont classés en 2 catégories (isolé et étendu) selon l'extension spatiale de la couche du brouillard. L'identification des situations synoptique les plus favorables à l'occurrence du brouillard sur la région est effectuée à la base d'un traitement statistique de la pression au niveau de la mer. Ainsi, les processus synoptiques sont examinés en combinaison avec les conditions météorologiques locales et les conditions environnementales (urbaine, suburbaine et rurale) sans oublier l'effet de proximité de l'océan.

Les résultats de cette étude font l'objet d'un article intitulé : « *Local meteorological and large scale weather characteristics of fog over the Grand Casablanca region, Morocco* », et actuellement soumis pour publication au Journal of Applied Meteorology and Climatology (JAMC).

1.4.2 Simulation numérique de cas typiques

Des simulations numériques à méso-échelle sont menées à l'aide du modèle de recherche Méso-NH (Lafore *et al.*, 1998) et ont concerné deux cas d'étude de brouillard, qui reflètent les caractéristiques du brouillard sur la région issues de l'étude climatologique, afin d'étudier les circulations méso-échelle et d'évaluer l'impact des

12. Une station synoptique permanente est une station qui fonctionne 24h/24h en présence d'un observateur.

13. Un événement de brouillard se définit par ses heures de début et de fin sans tenir compte des journées où son début et sa fin ont lieu. Par exemple, un événement de brouillard peut commencer à 1900UTC le jour (J) et prendre fin le lendemain (J+1) à 1100UTC. Sa durée est ainsi de 16 heures et il est réparti sur deux jours.

hétérogénéités, dans une bande côtière, sur la simulation du brouillard. Cette étude vise à définir l'importance relative des conditions de surface, des paramétrisations physiques au sein du modèle ainsi que l'impact de la résolution horizontale. Ceci permettra aussi d'explorer les principales conditions influençant l'apparition, l'évolution et la dissipation d'une couche de brouillard dans la zone côtière de Casablanca. Cette étape de notre étude sert aussi à tirer des conclusions et des recommandations pour les spécificités de la configuration (3D ou 1D) du système de prévision à utiliser pour l'amélioration de la prévision du brouillard en zones côtières.

Les résultats du cas d'étude du brouillard qui a intéressé la région au cours de la nuit du 21-22 janvier 2008 ont fait l'objet d'un article publié au Quarterly Journal of Royal Meteorology Society (QJRMS) et intitulé : « *Numerical study of a coastal fog event over Casablanca, Morocco* », DOI :10.1002/qj.2494 (2015).

1.4.3 Vers la spécification du système de prévision adéquat

La dernière étape consiste à spécifier le système de prévision numérique pouvant être utilisé pour la prévision opérationnelle du brouillard sur la région du Grand Casablanca. A l'issue des résultats des étapes précédentes et selon l'impact des hétérogénéités spatiales sur le cycle de vie du brouillard, la configuration du système de prévision est déterminée : modèle unidimensionnel si l'impact des hétérogénéités est faible ou modèle tridimensionnel dans le cas contraire. Une étude statistique est menée pour évaluer la qualité de la prévision du brouillard du système proposé. Cette évaluation est effectuée à la base de scores de vérification les plus utilisés dans la littérature (taux de détection, taux de fausses alarmes et biais). Ensuite, une phase de diagnostique des qualités et des défauts du système proposé est effectuée. De plus, la qualité prédictive de certains paramètres météorologiques est évaluée.

Après ce chapitre introductif où nous avons dressé l'état de l'art sur le brouillard, en particulier en zones côtières ainsi que les objectifs de ce travail de recherche et la stratégie pour les atteindre, le second chapitre est consacré à l'étude climatologique du brouillard sur la région du Grand Casablanca. Les simulations numériques des deux cas typiques à l'aide du modèle Méso-NH sont examinées en détail et leurs résultats sont discutés au cours du troisième chapitre. Ensuite, la vérification statistique de la performance du système de prévision proposé ainsi que le diagnostique de ses défauts et ses qualités sont détaillés dans le chapitre 4. Enfin, une conclusion générale permettra de résumer l'essentiel des résultats obtenus. Des perspectives seront proposées à la fin de l'étude.

Chapitre 2

Etude climatologique

Sommaire

2.1	Introduction	22
2.2	Présentation de la région du Grand Casablanca	22
2.3	Série de données climatologiques utilisée	24
2.4	Méthodologie	24
2.4.1	Identification et caractéristiques des événements de brouillard	25
2.4.2	Classification des situations synoptiques	26
2.4.3	Classification en types de brouillard	27
2.4.4	Identification des processus physiques	33
2.4.5	Spatialisation des événements de brouillard	33
2.5	Résultats	35
2.5.1	Analyse des processus synoptiques	35
2.5.1.1	Classification des situations météorologiques	35
2.5.1.2	Processus synoptique lors de la formation du brouillard	36
2.5.2	Classification des événements de brouillard	38
2.5.2.1	Caractéristiques des événements de brouillard	38
2.5.2.2	Processus physiques lors de la formation du brouillard	44
2.5.2.3	Variabilité spatiale des événements de brouillard	48
2.6	Conclusion	49
2.7	Article soumis pour publication	50

2.1 Introduction

Ce chapitre, consacré à l'étude climatologique des brouillards sur la région du Grand Casablanca, a pour objectif d'identifier les principales caractéristiques, locale et synoptique, du brouillard sur cette région. Ainsi, la distribution spatio-temporelle du brouillard a été étudiée en s'appuyant sur les données horaires observées au cours de la période 2001-2009 aux deux stations synoptiques permanentes de la région. L'approche adoptée est basée sur la notion d'événement de brouillard. Cette approche mène à des résultats plus réalistes dû au fait que le brouillard est un phénomène qui peut se former vers la fin d'une journée et pourra prendre fin au cours de la journée suivante. Elle permet d'éviter de compter le même événement de brouillard deux fois par opposition à la climatologie élaborée à la base des journées avec brouillard. D'autre part, elle permet d'éviter la séparation d'un événement de brouillard en plusieurs événements trop courts causés par des améliorations temporaires de la visibilité. Les événements ont été identifiés et classés en types de brouillard à la base d'un algorithme objectif développé au cours de cette étude. Pour chaque événement, la durée, l'intensité matérialisée par la visibilité minimale observée au cours de chaque événement, et ses heures de début et de fin ont été déterminés.

En termes de distribution spatiale, les événements ont été classés en 2 catégories (isolé et étendu) selon l'extension spatiale de la couche du brouillard. L'identification des situations synoptiques¹ les plus favorables à l'occurrence du brouillard sur la région est effectuée à la base de la technique « K-means cluster »² (Sharma, 1995) en utilisant les réanalyses³ ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) de la pression au niveau de la mer à 0000UTC issues des archives du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT). Ainsi, les processus synoptiques ont été examinés en combinaison avec les conditions météorologiques locales et les conditions environnementales (urbaine, suburbaine et rurale) en considérant l'effet de proximité de l'océan. A cet effet, nous avons utilisé les réanalyses ERA-Interim du CEPMMT de la température de la surface de la mer (SST), extraite avec une résolution horizontale de $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ (environ 11km x 11km), au point de grille le plus proche de la station côtière, pour évaluer le rôle de l'hétérogénéité terre-mer dans la phase de formation des événements du brouillard.

2.2 Présentation de la région du Grand Casablanca

La région du Grand Casablanca est située sur la côte nord-ouest du Maroc au bord de l'océan Atlantique (Figure 2.1(a)) et représente la première métropole du Maghreb.

1. La situation synoptique est déterminée à partir du tracé des lignes isobares de la pression ramenée au niveau de la mer sur une carte. Ce tracé permet de distinguer différentes structures isobariques sur une surface horizontale : anticyclone (zone de maximum de pression), dépression (zone de minimum de pression), dorsale (axe de hautes pressions), thalweg (axe de basses pressions), col (minima relatifs de pression le long d'un axe de fortes valeurs) et marais barométriques (zones où la pression est presque constante).

2. La technique « *K-means cluster* » est une méthode statistique qui permet de séparer des individus d'un échantillon en classes différentes selon le critère de vraisemblance choisi.

3. Une réanalyse est considérée comme une pseudo-observation. En fait, c'est une estimation de l'état réel de l'atmosphère, à l'aide d'un modèle de prévision numérique du temps, calculée à partir de l'ensemble des données d'observation disponibles et d'une prévision précédente valable pour cet instant dans un processus appelé *assimilation de données*.

La ville de Casablanca est la capitale économique du pays, elle est située au sud de la capitale administrative Rabat et contient le second port du Maghreb (www.casablanca.ma). Elle est connue pour sa densité démographique et par son important trafic routier et aérien. Elle contient l'aéroport international Mohamed V, situé à 30km de la ville de Casablanca, classé catégorie III-A et certifié iso 9001/2008. Cet aéroport, qui représente le hub national et international du trafic aérien au Maroc, a enregistré au cours de l'année 2013 un mouvement de trafic commercial de 637079 passagers avec une hausse de 8.07% par rapport à l'année 2012 (www.onda.ma).

La région du Grand Casablanca est une zone côtière, qui contient deux stations météorologiques synoptiques permanentes : Casa-Anfa (GMMC, OMM-ID = 60155) et Casa-Nouasseur (GMMN, OMM-ID = 60156). GMMC est située juste à 4km de l'océan à une altitude de 58m au nord de la région connue pour sa densité urbaine contrairement à GMMN située à 30km de la mer à une altitude de 200m, et qui est représentative de la moitié sud de la région caractérisée par son environnement moins dense et plus dégagé (Figure 2.1(b)).

La complexité de la topographie de la région, en particulier la forme et l'orientation de la côte, la diversité des conditions environnementales (urbaine, suburbaine, rurale), le taux élevé de la pollution et l'existence du relief à l'est de la région (Figure 2.1(a)), représentent des facteurs importants qui peuvent affecter potentiellement la dynamique de la couche limite et les caractéristiques microphysiques du brouillard et des nuages bas.

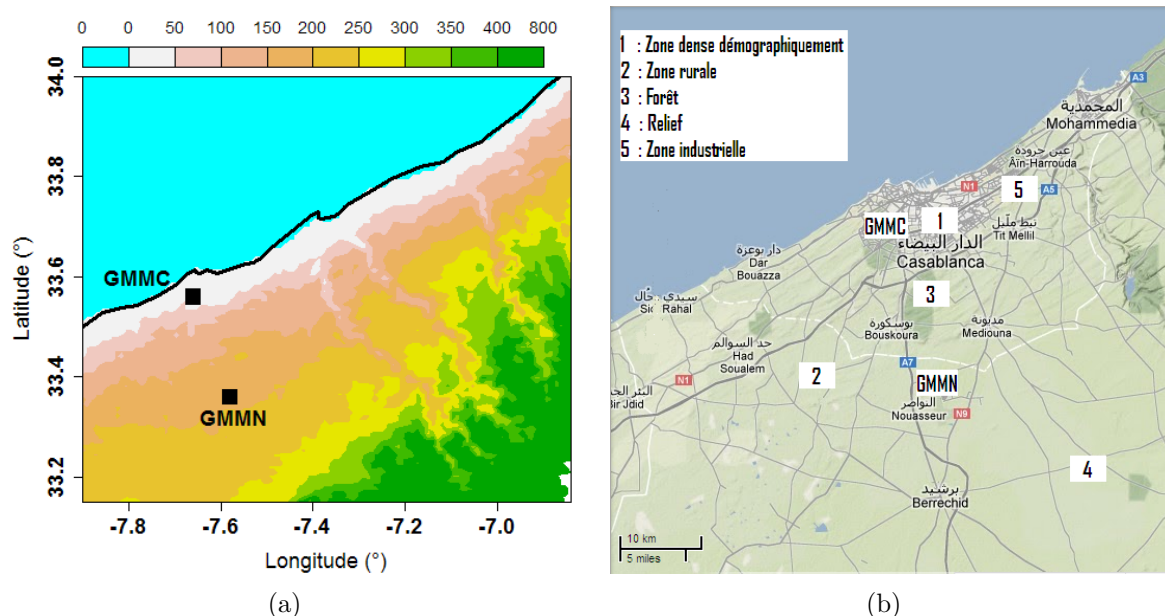


FIGURE 2.1 – (a) Caractéristiques topographiques de la région du Grand Casablanca. (b) Caractéristiques physiographiques de la région GCB et la position des deux stations synoptiques utilisées.

2.3 Série de données climatologiques utilisée

Pour mener à terme cette étude climatologique, deux types de données couvrant la période de 9 ans, allant de 2001 à 2009, ont été utilisés : les observations météorologiques conventionnelles aux deux stations synoptiques permanentes de la région GMMC et GMMN, et les réanalyses ERA-Interim aux points de grille issues du modèle de CEPMMT.

Pour examiner les caractéristiques locales du brouillard sur cette région, les observations horaires des paramètres météorologiques standards couvrant une période de 9 ans (2001-2009) ont été utilisées. Quatre paramètres sont estimés par l'observateur : la visibilité horizontale, la nébulosité⁴ totale, la nébulosité de la couche nuageuse la plus basse et la hauteur de la base du nuage le plus bas. Cinq paramètres sont mesurés : la température de l'air, la température du point de rosée⁵, les précipitations, et le vent (direction et vitesse). Selon l'OMM⁶, la vitesse du vent est arrondie à l'entier le plus proche. Ainsi, la précision dans les mesures de vent est de $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Pour mettre en évidence les caractéristiques de la distribution spatiale du brouillard et sa corrélation avec les processus synoptiques sur le domaine d'étude, les réanalyses ERA-Interim et quelques paramètres météorologiques standards cités auparavant sont utilisés :

- La série quotidienne des réanalyses de la pression au niveau de la mer (MSLP) à 0000UTC est utilisée pour identifier les situations météorologiques synoptiques favorables à l'occurrence du brouillard.
- La série quotidienne des réanalyses de la température de la surface de la mer (SST), extraites chaque 6 heures au point de grille le plus proche de la station côtière GMMC, et la série horaire des données observées de la température à 2m aux deux stations sont utilisées pour caractériser le contraste terre-mer et sa corrélation avec l'occurrence du brouillard.
- La série horaire des données observées du vent à 10m aux deux stations synoptiques est utilisée pour mettre en évidence la dépendance de l'occurrence du brouillard à la distribution du vent synoptique à 10m.

2.4 Méthodologie

Dans cette section, les méthodes utilisées pour étudier les caractéristiques locales et synoptiques du brouillard à l'aide des données climatologiques sont présentées. Deux approches sont adoptées lors de cette étude :

- La première approche consiste à identifier les événements de brouillard au niveau de chaque station (cf. section 2.4.1) et à déterminer les situations synoptiques typiques favorables à leur occurrence à l'aide d'une technique de classification objective. Ensuite, les processus à grande échelle qui pilotent la formation du

4. La nébulosité est la fraction du ciel couverte par les nuages. Elle est chiffrée en octas (=1/8). Un ciel couvert correspond à 8 octas.

5. Si l'on refroidit un volume d'air humide de température T à pression constante pour qu'il soit juste saturé, sa température atteint la température du point de rosée.

6. OMM : Organisation Météorologique Mondiale

brouillard sur la région sont étudiés tenant compte du contraste terre-mer sur la bande côtière de cette région (cf. section 2.4.2).

- La deuxième approche vise à classer les événements identifiés sur la région en types de brouillard à l'aide d'un algorithme objectif, et à examiner en détail leurs caractéristiques météorologiques locales. Cette méthode est explicitée dans la section 2.4.3. De plus, les processus physiques qui pilotent la formation des types dominants de brouillard, sont étudiés à travers l'analyse des tendances thermodynamiques avant la formation du brouillard. Cette méthode est détaillée en section 2.4.4. Cette approche vise aussi à étudier la distribution spatiale du brouillard en examinant son caractère localisé ou généralisé (cf. section 2.4.5).

2.4.1 Identification et caractéristiques des événements de brouillard

Principe d'identification des événements de brouillard

Pour caractériser la climatologie du brouillard sur la région du Grand Casablanca, nous avons adopté l'approche d'identification basée sur la notion d'événement de brouillard. L'identification des événements est effectuée à partir des observations horaires de la visibilité horizontale en utilisant le concept M-of-N (Setiono *et al.*, 2005) où une construction M-of-N est dite positive s'il existe M heures avec brouillard dans une séquence de N heures d'observations consécutives. Une construction est dite négative s'il y a moins de M heures de brouillard dans une séquence de N heures d'observations consécutives. A la base de ce concept, un événement de brouillard commence à la première occurrence de brouillard dans la première construction positive rencontrée, et prend fin après la dernière occurrence de brouillard de la première construction négative rencontrée (Figure 2.2).

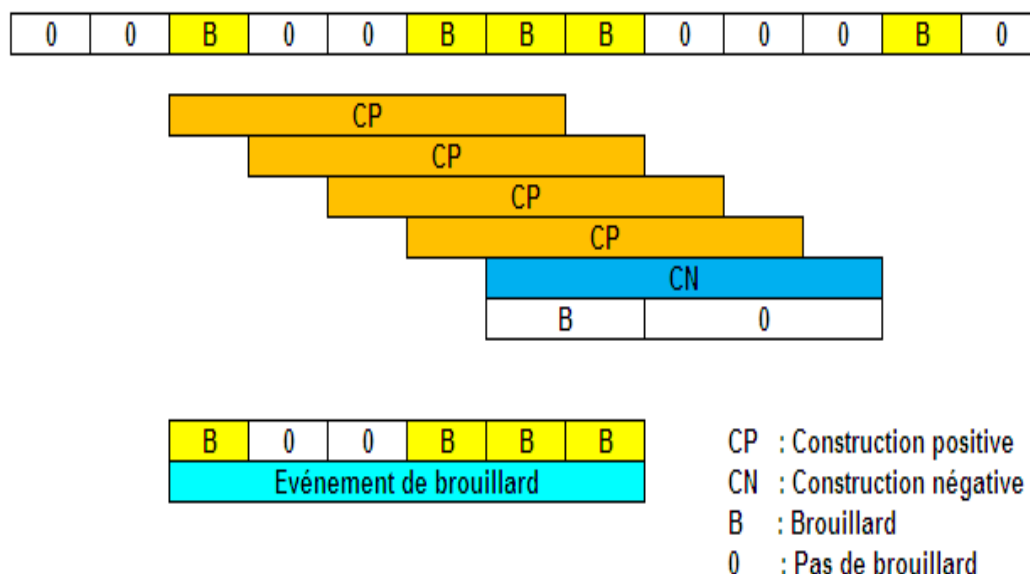


FIGURE 2.2 – Exemple schématique de la détermination d'un événement de brouillard

Les seuils $M=3$ et $N=5$ ont été retenus comme ceux utilisés dans [Tardif et Rasmussen \(2007\)](#) (notée TR07 dans la suite). Par conséquent, seuls les événements qui contiennent au moins 3 heures de brouillard au cours de 5 heures d'observation consécutives ont été retenus. Ce choix est justifié par le fait qu'il est très difficile d'identifier, avec des données horaires, les mécanismes physiques induisant l'occurrence d'un événement court. Pour étudier des événements courts de brouillard, il faudrait utiliser une série de données observées à haute résolution. A titre d'exemple, [Roquelaure et al. \(2009\)](#) ont utilisé les données observées par pas de 6-min pour identifier les événements de brouillard sur l'aéroport de Paris Charles de Gaulle en France.

Caractéristiques d'un événement de brouillard

Chaque événement de brouillard est caractérisé par ses heures de formation et de dissipation, sa durée et sa visibilité horaire minimale. De plus, l'étude des caractéristiques des événements de brouillard est effectuée à travers l'analyse de la distribution des fréquences mensuelle et journalière des heures de formation et de dissipation de ces événements. Ainsi, la fréquence de la formation ou de la dissipation des événements ($F_{m,h}$) à l'heure h au cours du mois m est calculée selon la formule suivante :

$$F_{m,h} = 100 \times \left(\frac{N_{m,h}}{N_{tot}} \right), \quad (2.1)$$

où $N_{m,h}$ est le nombre des événements qui se forment ou se dissipent à l'heure h au cours du mois m , et N_{tot} est le nombre total des événements.

Ainsi, la fréquence horaire (F_h) est déduite de la relation :

$$F_h = \sum_m F_{m,h}, \quad (2.2)$$

et la fréquence mensuelle (F_m) est calculée comme suit :

$$F_m = \sum_h F_{m,h} \quad (2.3)$$

2.4.2 Classification des situations synoptiques

A l'échelle synoptique, la formation du brouillard dépend fortement de la distribution spatiale du champ de pression au niveau de la mer (MSLP). Cette distribution met en évidence les centres d'action et les flux associés qui sont favorables à l'occurrence du brouillard. Cette approche statistique et climatologique permettant d'associer la formation du brouillard aux processus de grande échelle est utilisée dans plusieurs travaux de recherche (ex. [Tardif et Rasmussen, 2008](#); [Fedorova et al., 2008](#); [Houssos et al., 2011](#)).

Ainsi, pour identifier les situations synoptiques favorables à la formation du brouillard sur la région du Grand Casablanca, nous avons procédé à une classification objective de la distribution spatiale du champ MSLP à 0000UTC. Celui-ci est extrait des réanalyses ERA-Interim du CEPMMT ([Dee et al., 2011](#)) à une résolution spatiale de 1° et correspond aux journées d'occurrence des événements de brouillard. Les données sont extraites en

676 points de grille sur un domaine (Figure 2.3) couvrant le Maroc et le sud de l'Europe (20°W-5°E et 20°N-45°N) et couvre la période 2001-2009. La matrice construite avec les valeurs de la pression au niveau de la mer consiste en 431 lignes qui correspondent aux journées où les événements de brouillard ont lieu à la région GCB et 676 colonnes qui correspondent aux points de grille. Ensuite, la technique « K-means cluster » (Sharma, 1995) a été appliquée à cette matrice, et a permis de classer les 431 situations synoptiques en classes homogènes distinctes. En appliquant la méthode « gap statistic » (Tibshirani *et al.*, 2001), le nombre optimal des classes est de 4.

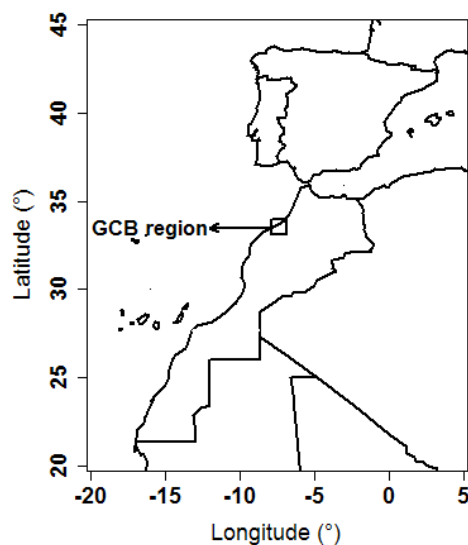


FIGURE 2.3 – *Domaine utilisé pour la classification des situations synoptiques.*

2.4.3 Classification en types de brouillard

Pour la classification des événements identifiés en types de brouillard, nous avons adopté l'approche suivie par TR07. En effet, ces auteurs se sont inspirés de la classification de George (1951) et ont développé un algorithme objectif de classification, à la base des publications relatives aux mécanismes de formation du brouillard (Figure 2.4). TR07 ont proposé une classification en cinq types : brouillard dû aux précipitations (PCP), brouillard de rayonnement⁷ (RAD), brouillard d'advection⁸ (ADV), brouillard résultant de l'affaissement du stratus (CBL) et brouillard d'évaporation matinale (EVP). Un événement de brouillard est dit de type indéterminé (UNK) s'il ne répond à aucun critère qui lui permet d'être classé dans l'un des cinq types de brouillard, ou bien si les données au cours des heures qui précèdent sa formation sont insuffisantes. Cette approche de classification a été aussi utilisée par Stolaki *et al.* (2009) sur l'aéroport de Thessaloniki en Grèce, par Dupont *et al.* (2012) et Menut *et al.* (2014) sur le site SIRTÀ à Paris en France, et par Roquelaure *et al.* (2009) sur l'aéroport Paris Charles de Gaulle en France. Cependant, l'occurrence des types de brouillard dépend fortement des caractéristiques physiographiques de la région d'étude et l'algorithme de classification doit ainsi être adapté comme l'ont fait Van Schalkwyk et Dyson (2013) sur l'aéroport

7. Le brouillard de rayonnement est aussi appelé brouillard radiatif

8. Le brouillard d'advection est aussi appelé brouillard advectif

international de Cape Town en Afrique de Sud. Par conséquent, une version adaptée de l'algorithme de TR07, aux données observées sur la région du Grand Casablanca, a été développée et utilisée au cours de notre étude pour identifier les types de brouillard.

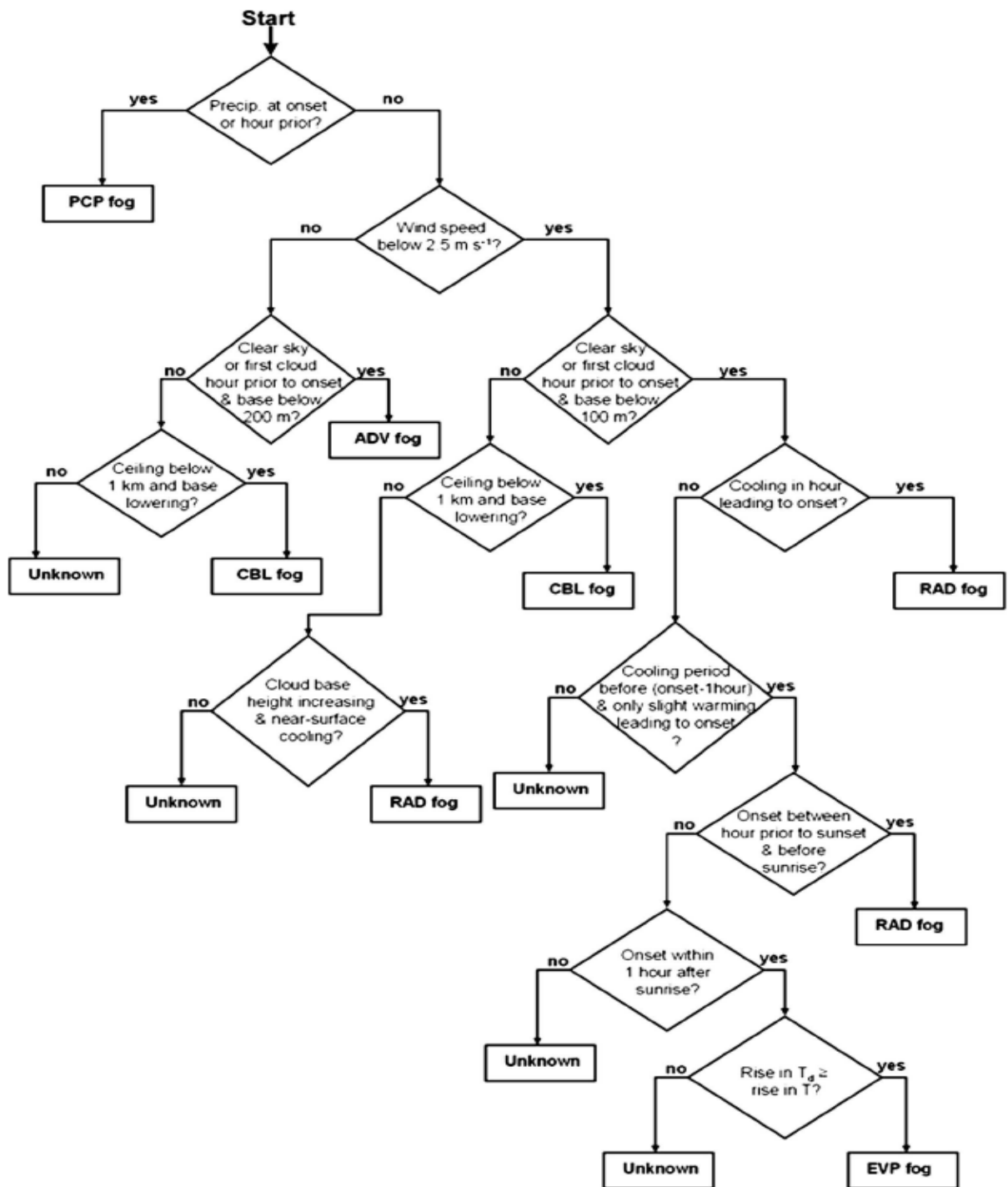


FIGURE 2.4 – *Algorithme original de Tardif et Rasmussen (2007)*

L'algorithme de classification initial développé par TR07 a été appliqué aux séries horaires des données observées sur la région du Grand Casablanca. Sur l'ensemble des événements, aucun brouillard de type EVP ni de type PCP n'a été détecté sur la région et tous les événements RAD ont eu lieu durant la nuit. Contrairement aux résultats de

TR07, aucun événement RAD n'a été associé au scénario où le refroidissement de l'air près de la surface (à 2m) a été observé en l'absence de plafond nuageux sous des conditions de vent faible. Ainsi, toutes les branches correspondantes à ces scénarios, qui n'ont jamais eu lieu sur la région, ont été supprimées. De plus, le taux du type indéterminé est de 36.45% sur la région. Ce taux est trop élevé comparativement aux 5% de type indéterminé lors de l'étude menée par TR07. Après plusieurs investigations de l'algorithme, nous avons pu déceler que l'imprécision due à l'estimation de la hauteur de la base des nuages par l'observateur, en particulier au cours de la nuit, est la principale source d'erreur générant des conditions ne permettant pas de classer ces événements parmi l'un des cinq types précités. La table 2.1 récapitule la distribution de l'occurrence des événements de brouillard en fonction des classes de la hauteur estimée de la base des nuages au cours de l'heure précédant la formation du brouillard. Cette table montre que 95.1% et 84.6% des événements, se formant dans des conditions nuageuses respectivement à GMMN et GMMC au cours de la dernière heure, sont associés à des nuages en dessous de 600m.

Hauteur de la base du nuage le plus bas -HBN- (m)	GMMN	GMMC
Ciel Clair	32	40
$0 < \text{HBN} \leq 100$	12	0
$100 < \text{HBN} \leq 200$	100	5
$200 < \text{HBN} \leq 300$	160	61
$300 < \text{HBN} \leq 400$	2	1
$400 < \text{HBN} \leq 500$	46	21
$500 < \text{HBN} \leq 600$	11	0
$600 < \text{HBN} \leq 700$	0	0
$700 < \text{HBN} \leq 800$	0	2
$800 < \text{HBN} \leq 900$	0	0
$900 < \text{HBN} \leq 1000$	0	0
$\text{HBN} > 1000$	17	14
Total	380	144

TABLE 2.1 – *Distribution de l'occurrence des événements de brouillard en fonction de la classe de la hauteur de la base du nuage le plus bas (HBN) au cours de l'heure qui précède la formation de chaque événement au cours de la période (2001-2009).*

La figure 2.5 représente la distribution de la fréquence du type indéterminé en fonction des seuils de la hauteur de la base du nuage mentionnés aux noeuds 2 et 6 (Figure 2.6). Cette figure montre que cette fréquence décroît et puis reste constante quand les seuils précités atteignent leurs valeurs optimales de 600m et 400m respectivement pour les noeuds 2 et 6.

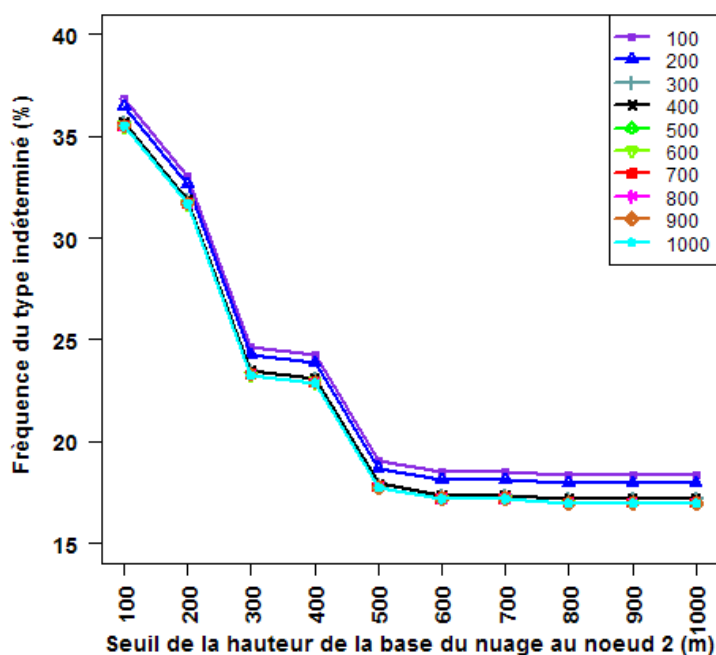


FIGURE 2.5 – Distribution de la fréquence du type indéterminé pour divers seuils de la hauteur de la base du nuage au noeud 6 en fonction de ceux du noeud 2 de l'algorithme de classification (Figure 2.6).

D'autre part, l'analyse synoptique a mis en évidence que les conditions météorologiques à grande échelle sont favorables à l'occurrence du brouillard d'advection-rayonnement (ADV-RAD) sur la région (cf. section 2.5.1.2). Ce type de brouillard fait partie de la classification de [George \(1951\)](#). Il est fréquent dans certaines régions côtières comme celle de Los Angeles ([Baars et al., 2003](#)). Il résulte du refroidissement radiatif de l'air humide advecté sur terre depuis la mer ou à partir d'une grande étendue d'eau au cours de la journée ([Ryznar, 1977](#)). L'analyse synoptique confirme que les mécanismes secondaires peuvent jouer un rôle important en plus des mécanismes primaires sur lesquels se basent l'algorithme objectif de TR07. Ceci nous a conduit à modifier l'algorithme initial de TR07 pour l'adapter aux données de la région GCB. Ainsi, dans la version adaptée de l'algorithme et adoptée au cours de cette étude (Figure 2.6), on préconise quatre types de brouillard, à savoir : RAD, ADV, ADV-RAD et CBL. Les types des événements de brouillard sont issus de 7 branches de l'algorithme : 2 scénarios pour ADV-RAD (1-2-3-4 et 1-2-3-4-5), 2 scénarios pour RAD (1-2-3-6 et 1-2-3-6-7), 2 scénarios pour CBL (1-2-8 et 1-9-10) et un seul scénario pour ADV (1-9).

En appliquant le nouvel algorithme développé, le nombre des événements de type indéterminé est largement réduit (17.4% contrairement à la version initiale de l'algorithme où le taux était 36.45%). Ceci est dû aux incertitudes dans l'estimation de trois paramètres météorologiques (visibilité horizontale, hauteur de la base du nuage et la nébulosité) et à la précision de $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ sur les mesures de vent.

Un événement de brouillard est dit de type radiatif (RAD) si son occurrence a eu lieu sous des conditions de vent faible (nœud 1, Figure 2.6), associé à un refroidissement de la température à 2m au cours de l'heure précédente (nœud 6, Figure 2.6) avec ciel clair, ou en présence de nuages épars dont la hauteur de base est en dessous de 600m (nœud 2, Figure 2.6), ou avec une tendance à la baisse de la température à 2m au cours des 3 heures précédentes avec un léger réchauffement au cours de la dernière heure (nœud 7, Figure 2.6). Ce dernier scénario englobe les cas où le brouillard se forme entre deux observations horaires et la température augmente légèrement au cours de la phase de brouillard.

Un événement de brouillard est dit de type advectif (ADV) si une masse d'air est advectée par un vent dépassant 2.5m.s^{-1} (nœud 1 Figure 2.6). Cette advection est associée à une réduction brusque de visibilité horizontale ou à une apparition soudaine d'un nuage de plafond inférieur à 400m (nœud 9, Figure 2.6), suivie de la formation du brouillard.

Un événement de brouillard est dit de type advection-rayonnement (ADV-RAD) si sa formation est associée à une augmentation de l'humidité spécifique due à un flux maritime au cours de la journée (nœud 3, Figure 2.6), suivie d'un refroidissement de la température à 2m près de la surface (nœud 4, Figure 2.6) ou avec une tendance à la baisse de la température à 2m au cours des 3 heures précédentes avec un léger réchauffement au cours de la dernière heure (nœud 7, Figure 2.6). Ce brouillard se forme dans des conditions de vent dépassant 2.5m.s^{-1} au cours de l'après midi suivi de vent faible à calme (nœud 1, Figure 2.6) au moment d'occurrence. De plus, le ciel doit être clair ou partiellement nuageux par des nuages en dessous de 600m (nœud 2, Figure 2.6).

Un événement de brouillard est dit de type affaissement de stratus (CBL) si une réduction de la visibilité horizontale en dessous de 1km (nœuds 8 et 10, Figure 2.6) est observée après une décroissance graduelle du plafond nuageux au cours des cinq dernières heures, avec un plafond initial inférieur à 1km.

Les résultats de la classification des événements en types de brouillard ainsi que l'analyse de leurs caractéristiques fait l'objet de la section 2.5.2.1.

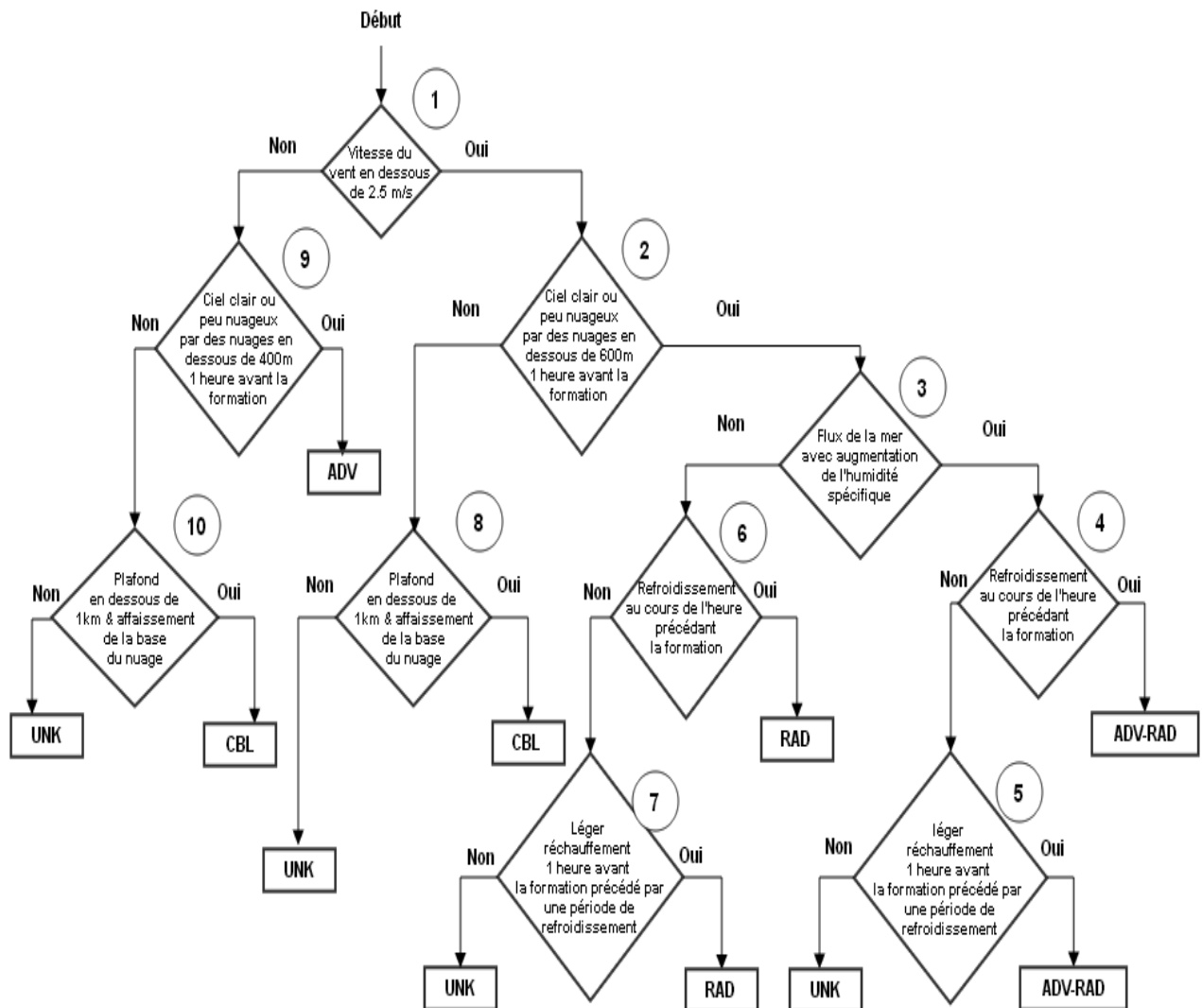


FIGURE 2.6 – Version adaptée de l’algorithme développé par *Tardif et Rasmussen (2007)*. Les types des événements de brouillard mentionnés sur le graphe : radiatif (RAD), advection-rayonnement (ADV-RAD), affaissement de la base du nuage (CBL), advection (ADV), et indéterminé (UNK).

2.4.4 Identification des processus physiques

Dans cette section, les conditions thermodynamiques avant la formation du brouillard sont examinées en analysant les tendances thermodynamiques au cours de l'heure précédant l'occurrence du phénomène. Ces tendances sont examinées à travers les variations observées de l'humidité spécifique⁹ q et de l'humidité spécifique saturée q_{sat} . Il est à noter que toute variation de l'humidité spécifique saturée (Δq_{sat}) (resp. humidité spécifique (Δq)) entre deux observations traduit une tendance en température (resp. en humidité). Une telle approche a été adoptée par Tardif et Rasmussen (2008) pour mettre en exergue les processus physiques pilotant la formation du brouillard de précipitation sur les côtes ouest des Etats-Unis d'Amérique.

Par définition de l'humidité spécifique et de l'humidité spécifique saturante, q est toujours inférieure ou égale à q_{sat} ($q \leq q_{sat}$). Au moment de la formation du brouillard (h), on a :

$$q(h) = q_{sat}(h)$$

d'où les tendances au cours de l'heure précédant l'occurrence du brouillard, définies par $\Delta\alpha = \alpha(h) - \alpha(h-1)$ avec $\alpha = q$ ou q_{sat} , vérifient :

$$\Delta q - \Delta q_{sat} = q_{sat}(h-1) - q(h-1) \geq 0$$

Par conséquent, les taux de variation de q et q_{sat} vérifient pour chaque événement de brouillard la condition suivante :

$$\Delta q \geq \Delta q_{sat} \quad (2.4)$$

Ainsi, au cours de cette étude, les tendances thermodynamiques sont classées selon les 4 classes suivantes :

1. Refroidissement et dépôt de rosée : $0 > \Delta q \geq \Delta q_{sat}$. Cette classe représente le scénario où le refroidissement ($\Delta q_{sat} < 0$) au cours de l'heure précédant la formation d'un événement est associé au dépôt de rosée ($\Delta q < 0$),
2. Humidification et réchauffement : $\Delta q \geq \Delta q_{sat} > 0$. Ce scénario est associé à un apport d'humidité ($\Delta q > 0$) associé à un léger réchauffement ($\Delta q_{sat} > 0$),
3. Humidification et refroidissement : $\Delta q > 0 > \Delta q_{sat}$. Cette classe correspond au scénario où les événements de brouillard se forment dans des conditions d'humidification ($\Delta q > 0$) des basses couches de la couche limite atmosphérique associée au refroidissement ($\Delta q_{sat} < 0$),
4. Faible ou aucune tendance : $\Delta q \simeq 0$ et $\Delta q_{sat} \simeq 0$.

2.4.5 Spatialisation des événements de brouillard

Le brouillard est un phénomène très complexe qui peut être localisé ou étendu, d'où l'importance d'étudier le caractère spatial du phénomène sur la région du Grand Casablanca. Ceci permettra de mettre en évidence l'importance de l'influence des conditions méso-échelles et/ou locales. La distribution spatiale des événements de brouillard, tout type confondu, sur la région du Grand Casablanca a été répertoriée selon deux catégories à la base de son extension spatiale et de la différence entre la

9. L'humidité spécifique $q = \frac{m_v}{m_v + m_a}$ où m_v et m_a sont respectivement les masses de la vapeur d'eau et de l'air sec au sein de la particule étudiée.

période d'occurrence aux deux stations. Un événement est dit « isolé » s'il a lieu à une station et non à l'autre. Il est dit « étendu » s'il intéresse les deux stations simultanément.

La catégorie « événement de brouillard isolé » comprend les cas suivants :

- Événement de brouillard à GMMC et pas d'événement de brouillard à GMMN
- Événement de brouillard à GMMN et pas d'événement de brouillard à GMMC

La catégorie « événement de brouillard étendu » comprend les cas suivants :

- Événement de brouillard à GMMC commençant avant celui à GMMN
- Événement de brouillard à GMMN commençant avant celui à GMMC
- Événements de brouillard commençant en même temps à GMMC et GMMN

La figure 2.7 schématise la méthodologie adoptée. Cette classification spatiale du brouillard offre une alternative à l'approche basée seulement sur les situations météorologiques à grande échelle (Houssos *et al.*, 2011). Elle permet d'analyser la distribution spatio-temporelle des événements de brouillard tenant compte de leur extension spatiale au niveau de la région (isolé ou étendu).

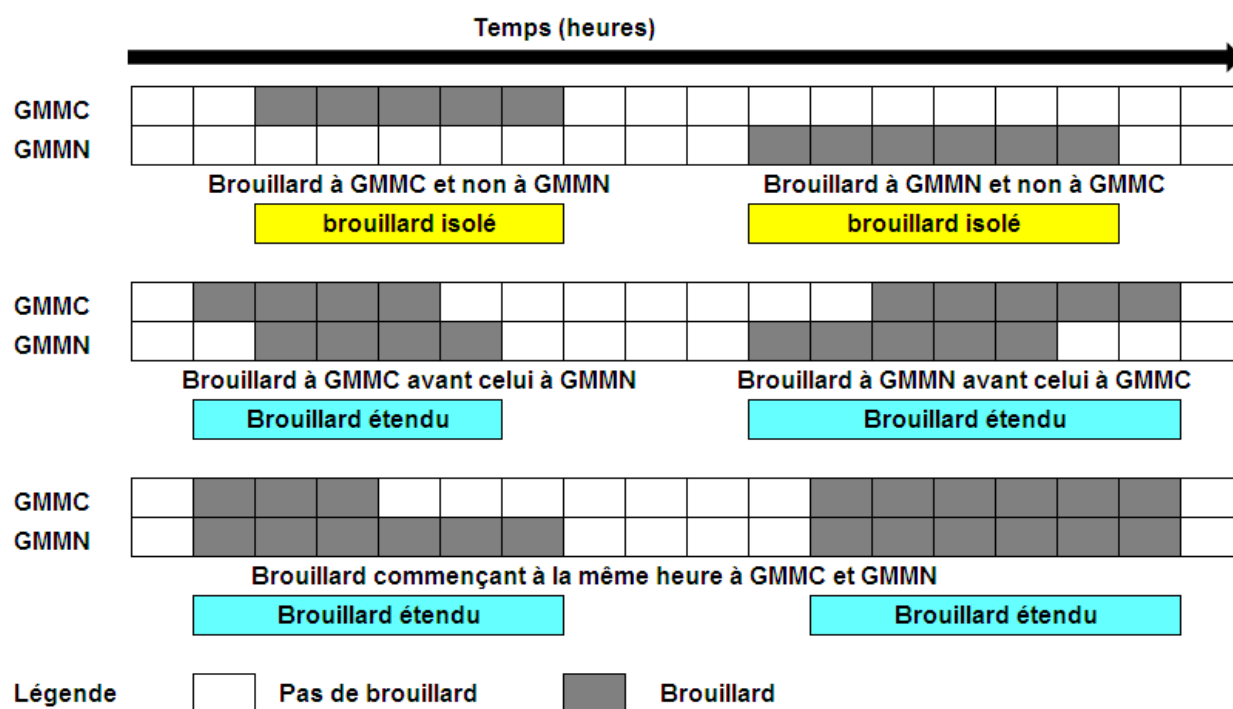


FIGURE 2.7 – Diagramme schématisant les définitions et les concepts adoptés pour caractériser la classification spatiale des événements de brouillard en deux catégories (isolé et étendu).

2.5 Résultats

2.5.1 Analyse des processus synoptiques

2.5.1.1 Classification des situations météorologiques

Dans le but d'élaborer une climatologie synoptique, les situations synoptiques associées à l'occurrence du brouillard ont été classées en utilisant la méthode objective décrite dans la section 2.4.2. Les 4 classes de situation synoptique sont représentées sur la Figure 2.8. La première classe L (classe 1 sur Figure 2.8(a)) représente la configuration où la dépression intéresse le sud ou le centre de l'Europe en laissant la région GCB sur sa partie sud. La classe H (classe 2 sur Figure 2.8(b)) représente la configuration où l'anticyclone est situé en océan Atlantique laissant la région GCB sur sa partie est. Quand le brouillard intéresse la région GCB sous des conditions de faible gradient isobarique, située entre une zone dépressionnaire et une zone anticyclonique, cette classe est notée SLPA (classe 3 sur Figure 2.8(c)). La classe ST (classe 4 sur Figure 2.8(d)) représente le scénario où la dépression est située au sud du Maroc et prolonge un thalweg sur le domaine d'étude.

La table 2.2 récapitule une description succincte de chaque classe et le flux synoptique qu'elle induit sur la région du Grand Casablanca ainsi que sa fréquence d'occurrence. Il est à rappeler que le vent laisse les centres dépressionnaires à sa droite dans l'hémisphère nord, et sur sa droite dans l'hémisphère sud. Ces 4 classes sont utilisées pour faire correspondre les événements de brouillard à la situation synoptique afin de fournir plus de détails sur l'effet de la circulation synoptique et des processus associés sur la formation du brouillard.

Classe	Libellé	Détails	Fréquence	%
1	L	la région est située au sud de la dépression située au sud ou au centre de l'Europe. Ce qui induit un flux de sud-ouest sur la région	177	41.1
2	H	La région est située sur la partie est de l'anticyclone localisé en océan Atlantique. Ceci induit un flux de nord-ouest à nord-est sur la région en provenance de l'océan	131	30.4
3	SLPA	La région est située dans une zone à faible gradient isobarique entre une zone dépressionnaire et une autre anticyclonique. Ceci se traduit par des vents faibles sur la région	71	16.5
4	ST	La dépression, située au sud du Maroc, prolonge un thalweg jusqu'à la région induisant un flux de nord-ouest à nord en provenance de l'océan	52	12

TABLE 2.2 – Description et fréquence des situations météorologiques typiques issues de la classification objective.

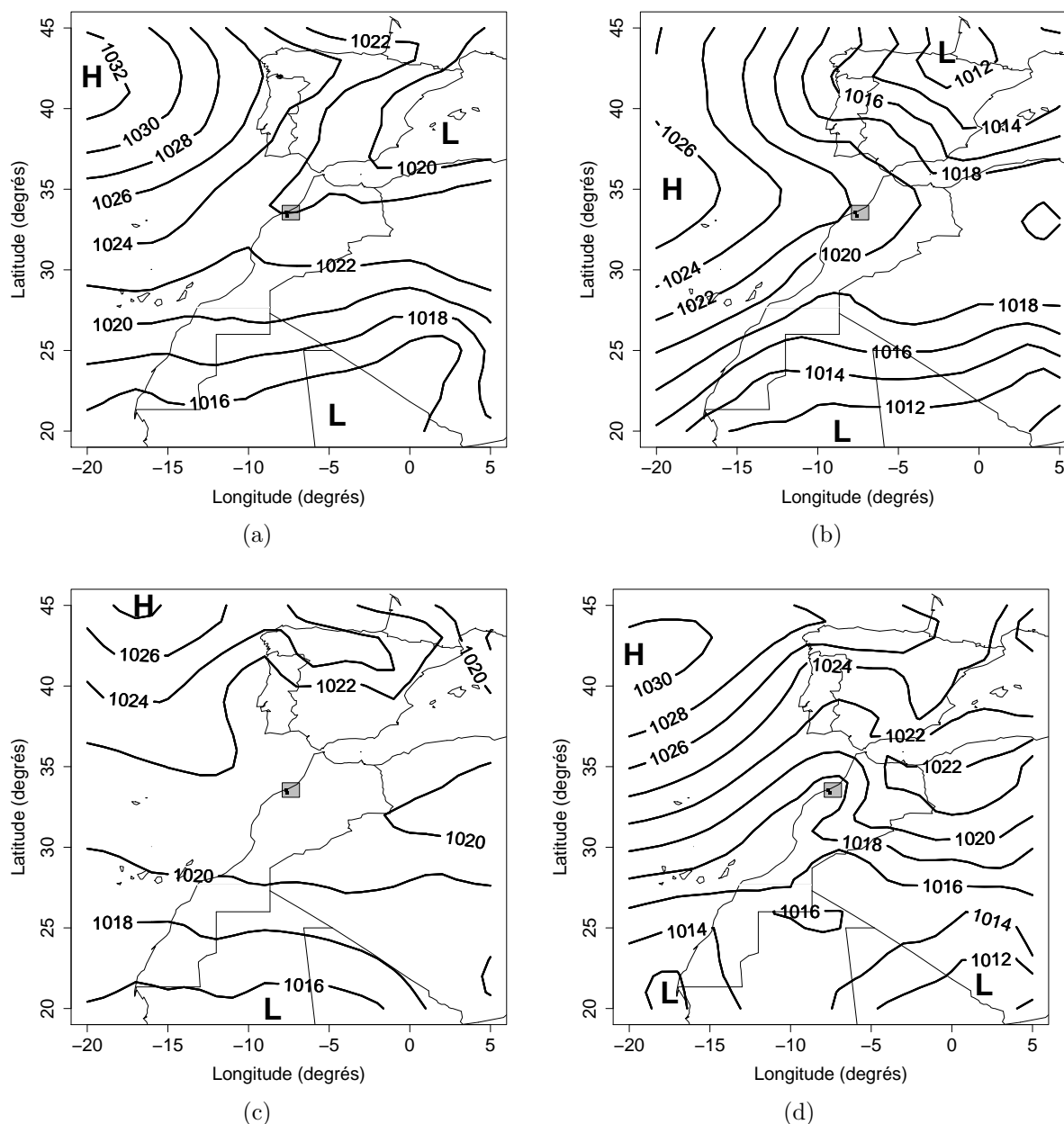


FIGURE 2.8 – La distribution de la pression MSLP à 0000UTC représentant les quatre classes typiques des situations synoptiques issues de la technique « K-means cluster » : (a) classe L : situation cyclonique intéressant le sud de l'Europe et l'anticyclone est centré sur l'Atlantique, (b) classe H : situation anticyclonique, (c) classe SLPA : situation avec faible gradient isobarique, et (d) classe ST : thalweg saharien associé à la dépression au sud de la région GCB. Le carré indique la région GCB.

2.5.1.2 Processus synoptique lors de la formation du brouillard

Les résultats montrent que la classe L prédomine avec 41.1% suivi de la classe H avec 30.4% (Table 2.2). Les figures 2.8(a) et 2.8(b) montrent que les deux classes (L et H) induisent un vent de nord-ouest à nord sur la région. La fréquence de la vitesse à laquelle soufflait le vent dans une direction donnée (avec un pas de 20°) est représentée sous forme de roses du vent aux figures 2.9(a) et 2.9(b) pour les deux stations GMMC et

GMMN respectivement au cours de l'après-midi. Un vent est dit calme si sa vitesse est inférieure à $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et sa fréquence est représentée au milieu de la rose du vent. Les deux classes dominantes sur la région sont favorables pour l'advection de l'humidité, depuis la mer, vers la région au cours de l'après-midi (Figures 2.9(a) et 2.9(b)), souvent en association avec la brise de mer. Après le coucher du soleil, le refroidissement radiatif nocturne prend place, souvent sous des conditions de ciel clair associés aux situations anticycloniques. Ceci favorise la formation du brouillard radiatif sous des conditions de vent faible (Figures 2.9(c) pour GMMC et 2.9(d) pour GMMN). Ce type de brouillard est connu dans la littérature sous le nom d'*advection-rayonnement*. Il résulte du refroidissement radiatif de l'air humide advecté sur terre depuis la mer ou à partir d'une grande étendue d'eau au cours de la journée (Ryznar, 1977).

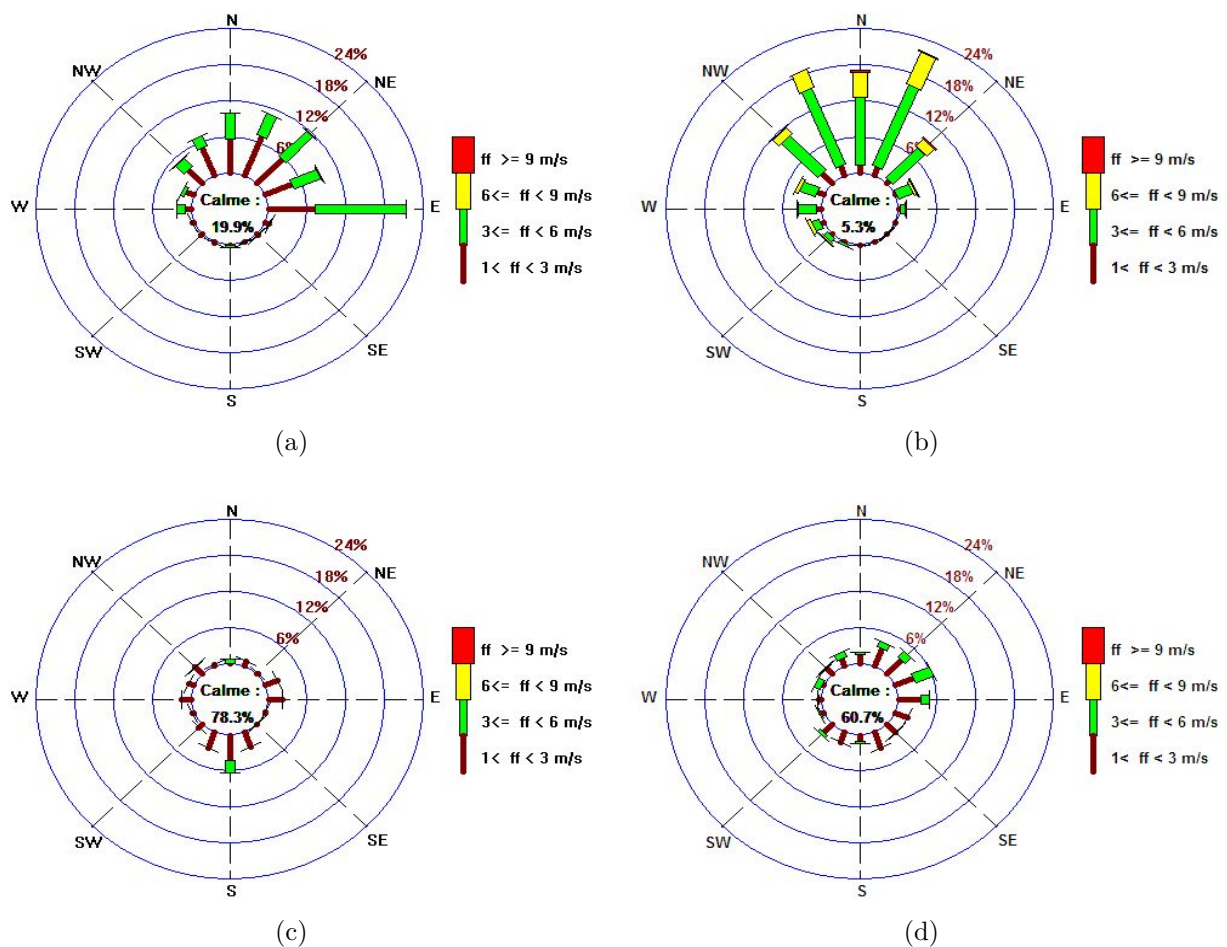


FIGURE 2.9 – Roses du vent à GMMC (à gauche) et à GMMN (à droite) : au cours de l'après-midi avant l'occurrence des événements (en haut) et au moment d'occurrence des événements de brouillard (en bas) sur la période 2001-2009.

La distribution mensuelle de la différence, au cours de l'après-midi, entre la température à 2m (T2m) aux deux stations synoptiques (GMMC et GMMN) et la réanalyse de la SST au point de grille le plus proche de la station côtière (située à 33.6N et 7.7W) est illustrée sur la figure 2.10. La réanalyse SST est extraite des archives du CEPMMT à une résolution horizontale de 0.125° (environ 11km). Cette figure montre que la surface de la mer est plus froide que l'air adjacent sur GMMC et GMMN au cours

de l'après-midi au début de la saison du brouillard (octobre) et à sa fin (de février à avril). En comparaison avec les journées sans brouillard, le contraste thermique terre-mer au cours des journées avec brouillard est plus intense. Par conséquent, l'air humide formé au dessus de l'océan peut se déplacer sur terre au cours de l'après-midi à cause de la brise de mer et ensuite le refroidissement de la surface terrestre prend place au cours de la nuit. Cette advection d'humidité dans les basses couches dépend de l'évolution des conditions synoptiques. Les deux classes les plus fréquentes (L et H) favorisent cette advection d'humidité et induisent par conséquent la formation du brouillard sur la région en début de nuit quand les processus radiatifs prennent place.

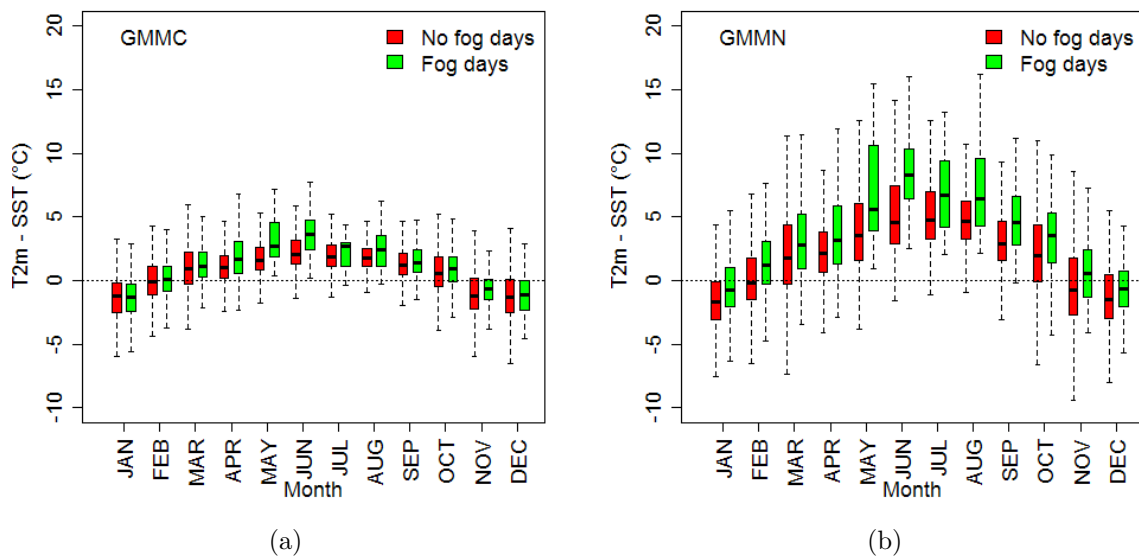


FIGURE 2.10 – Boîtes à moustache représentant la distribution mensuelle de la différence entre la température à 2m (T_{2m}) aux deux stations synoptiques (GMMC et GMMN) et la réanalyse de la SST au point de grille le plus proche à la station côtière GMMC, au cours de l'après-midi pour les journées avec et sans brouillard sur la période 2001-2009.

2.5.2 Classification des événements de brouillard

Dans cette section, les résultats de la classification des événements en types de brouillard à l'aide de l'algorithme développé au cours de cette étude (cf. section 2.4.3) ainsi que l'analyse de leurs caractéristiques (définies dans la section 2.4.3), sont discutés.

2.5.2.1 Caractéristiques des événements de brouillard

En utilisant le concept M-of-N sur la période 2001-2009, 380 événements de brouillard ont été identifiés sur GMMN contre seulement 144 événements de brouillard à GMMC. Le tableau 2.3 récapitule la fréquence de chaque type d'événement de brouillard, en nombre de cas et en pourcentage, pour chacune des deux stations de la région au cours de la période 2001-2009. Les résultats mettent en exergue le fort contraste en terme d'occurrence du phénomène entre la station aéroportuaire GMMN située au sud de la région et la station côtière GMMC située en zone urbaine au nord de

la région. La fréquence du brouillard à GMMN est plus que le double de celle à GMMC.

Type	Branche	GMMC		GMMN		GCB	
RAD	1-2-3-6	42		68			
	1-2-3-6-7	4		3			
	Total	46	31.9%	71	18.7%	117	22.3%
ADV-RAD	1-2-3-4	26		126			
	1-2-3-4-5	1		5			
	Total	27	18.8%	131	34.5%	158	30.2%
CBL	1-2-8	36		83			
	1-9-10	2		20			
	Total	38	26.4%	103	27.1%	141	26.9%
ADV	1-9	1		16			
	Total	1	0.7%	16	4.2%	17	3.2%
UNK	Total	32	22.2%	59	15.5%	91	17.4%
	Total	144	100%	380	100%	524	100%

TABLE 2.3 – Fréquence des types d'événements de brouillard (en nombre d'événements et pourcentage) aux deux stations et à la région GCB. Quelques détails sur la branche de l'algorithme, à partir du quelle est issu chaque événement, sont présentés.

La climatologie du brouillard sur la région (Table 2.3) montre que le type advection-rayonnement est le prédominant (30.2% du nombre total des événements) suivi du type d'affaïssement de stratus (26.9% du nombre total des événements) et le type radiatif (22.3% du nombre total des événements). Le résultat le plus remarquable de cette étude est la rareté du type advectif pour la région du Grand Casablanca (3.2% du nombre total des événements), notamment à la station côtière située à quelques kilomètres de la côte atlantique. Ceci sera discuté ultérieurement (cf. section 2.5.2.2) à travers l'investigation des processus physiques pilotant la formation du brouillard. En comparant la distribution des types de brouillard aux deux stations de la région, on constate que le type ADV-RAD domine à GMMN et le type RAD est le plus fréquent à GMMC. Les taux d'occurrence du type CBL sont similaires aux deux stations.

En comparaison avec des études climatologiques effectuées pour d'autres stations météorologiques côtières, quelques différences ont été constatées. En effet, les types RAD et ADV sont prédominants sur le Gulf de Mexico (Croft *et al.*, 1997) et le type ADV enregistre une haute fréquence sur la zone urbaine côtière de Los Angeles à l'ouest des Etats-Unis d'Amérique (Baars *et al.*, 2003). Cependant, le brouillard de précipitation est le type le plus fréquent sur la région de New York (NYC) sur la partie ouest de l'Atlantique (TR07).

En relation avec les conditions environnementales, la prédominance du type RAD

sur la partie suburbaine de la région GCB est en accordance avec les résultats de TR07 sur les zones similaires de la région de New York. Cependant, ce type est prédominant sur la partie côtière contrairement aux zones similaires de la région de NYC qui connaît plus tôt une haute fréquence des types PCP, CBL et ADV.

Analyse des distributions saisonnière et journalière :

Les fréquences horaires (F_h) et mensuelles (F_m) des événements de brouillard sont calculées respectivement selon les formules (Eq. 2.2) et (Eq. 2.3). Ces fréquences sont représentées par des diagrammes en colonnes sur la figure 2.11. D'une part, la courbe des fréquences horaires met en évidence la période au cours de la journée la plus favorable à la formation et à la dissipation du brouillard. D'autre part, la courbe des fréquences mensuelles met en exergue la saison et en particulier le mois où la probabilité d'occurrence est importante. La fréquence $F_{m,h}$ (Eq. 2.1) est représentée au milieu par des iso-contours superposés aux heures des lever et coucher de soleil comme référence.

Les résultats montrent que les événements de brouillard se forment souvent au cours de la nuit pendant la saison d'hiver (Figures 2.11(a) et 2.11(b)) et se dissipent en début de matinée (Figures 2.11(c) et 2.11(d)), juste après le lever du soleil. Au cours de cette saison, les nuits sont assez longues et la basse atmosphère est assez humide, ce qui augmente la probabilité de formation du brouillard.

La table 2.4 récapitule les moyennes mensuelles ainsi que les écarts types de l'humidité relative (RH_0) au coucher, de la longueur de la nuit (LON) et du temps nécessaire pour saturation par refroidissement radiatif (τ). τ est exprimé selon la formule de Meyer et Lala (1990) :

$$\tau \simeq \frac{\frac{RT^2}{\varepsilon L_v} \ln(RH_0)}{\frac{\partial T}{\partial t}} \quad (2.5)$$

où R est la constante des gaz pour l'air sec, $\varepsilon = 0.622$, L_v est la chaleur latente de vaporisation, \bar{T} est la température à 0100UTC (le temps local au Maroc est égal à UTC) comme dans Meyer et Lala (1990). Le taux de refroidissement $\frac{\partial T}{\partial t}$ est calculé à partir de la différence entre la température au coucher du soleil et la température minimale enregistrée au cours de la nuit.

Le temps nécessaire pour atteindre la saturation est bien évidemment limité par LON . Par conséquent, des valeurs positives de $(\tau - LON)$ indiquent que les nuits sont trop courtes pour atteindre la saturation, et les valeurs négatives indiquent qu'il y a suffisamment du temps pour atteindre la saturation. Ainsi, la table 2.4 montre que durant la saison du brouillard, en particulier durant l'hiver, la saturation par refroidissement radiatif peut être atteinte, en moyenne, jusqu'à 5 heures avant la fin de la nuit durant l'hiver. Toutefois, il faut noter la forte dispersion des valeurs de $(\tau - LON)$ qui enregistrent des valeurs des écarts types du même ordre ou supérieur à celles de la moyenne de ce paramètre.

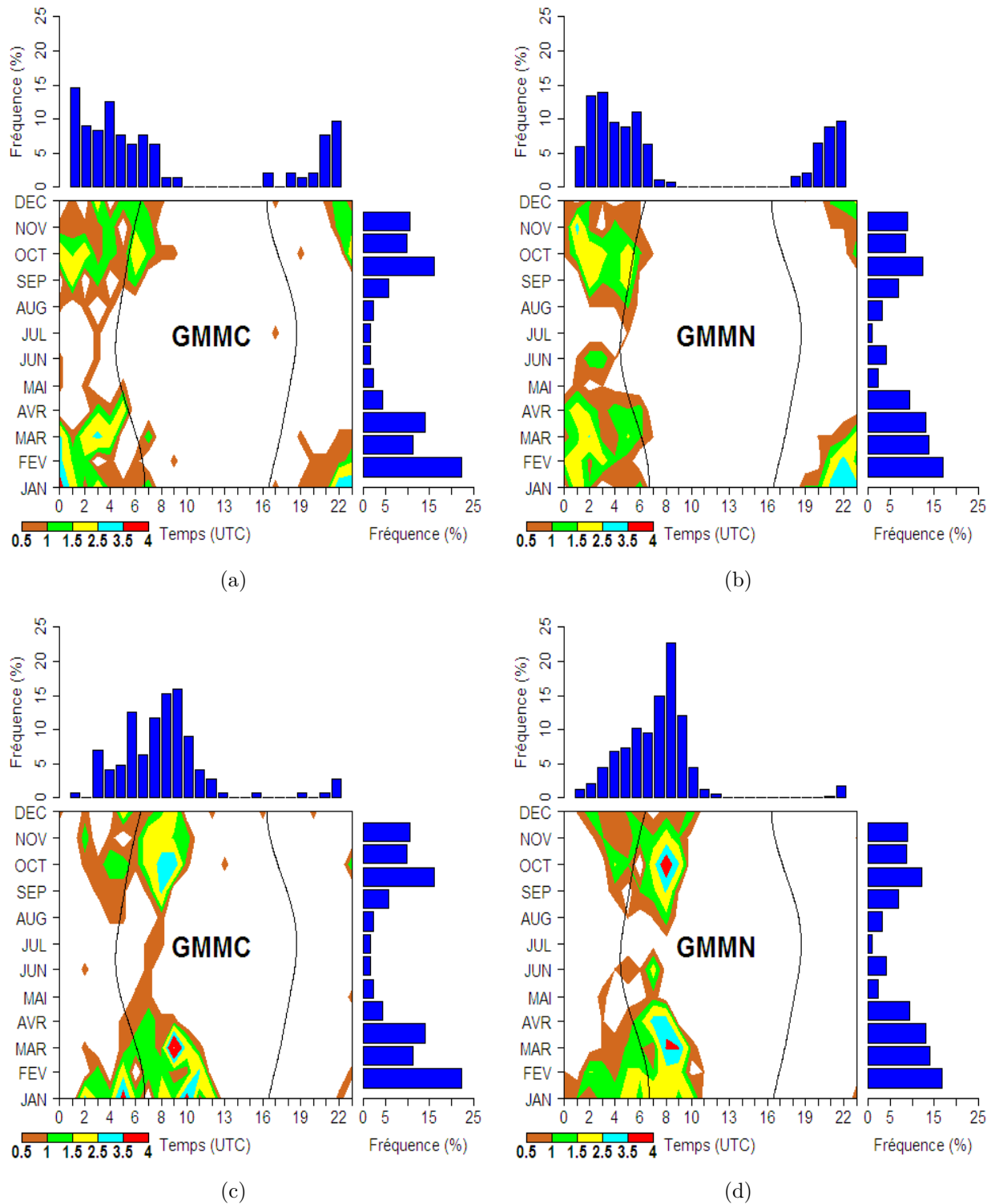


FIGURE 2.11 – La distribution de l'heure de formation du brouillard (en haut) et celle de sa dissipation (en bas) en fonction de son occurrence au cours de la journée et au cours de l'année à GMMC (à gauche) et à GMMN (à droite). Le lever et le coucher du soleil sont représentés respectivement par des traits verticaux. Les fréquences horaires et mensuelle sont représentées par des histogrammes à droite et en haut. La série couvre la période de 2001 à 2009.

Mois	GMMC			GMMN		
	RH_0 (Coucher)	LON (hr)	$\tau - LON$ (hr)	RH_0 (Coucher)	LON (hr)	$\tau - LON$ (hr)
JAN	77.16±11.03	13.95±0.18	-4.49±4.85	69.47±11.61	13.95±0.18	-4.83±3.89
FEB	76.73±11.15	13.18±0.26	-3.26±4.65	70.37±10.97	13.17±0.27	-4.02±3.91
MAR	76.95±11.38	12.17±0.31	-1.55±4.78	67.30±13.26	12.18±0.31	-2.20±4.03
APR	75.50±11.54	11.13±0.28	1.09±4.73	66.34±11.72	11.13±0.28	-0.42±4.04
MAY	78.09±10.16	10.26±0.21	3.11±4.90	66.62±12.00	10.25±0.21	1.15±4.22
JUN	80.45±09.04	09.82±0.04	3.43±5.04	65.72±12.29	09.82±0.04	2.69±4.33
JUL	83.03±08.87	10.01±0.16	2.53±5.18	67.43±10.38	10.00±0.16	3.02±3.98
AUG	83.92±06.74	10.74±0.27	2.48±5.43	69.03±09.46	10.74±0.27	2.16±4.07
SEP	80.80±07.22	11.73±0.30	0.52±4.81	66.66±10.36	11.73±0.30	1.41±4.51
OCT	80.19±10.86	12.77±0.30	-2.10±4.79	65.57±12.39	12.79±0.30	-0.72±4.15
NOV	75.54±11.15	13.70±0.23	-2.56±4.89	66.81±14.00	13.70±0.23	-2.73±4.85
DEC	77.30±10.43	14.17±0.05	-4.37±4.37	71.31±12.16	14.17±0.05	-4.84±4.19

TABLE 2.4 – Moyenne et écart type mensuelles de : l’humidité relative à l’heure arrondie au coucher du soleil RH_0 (%), la longueur de la nuit $-LON-$ (hr) et $\tau-LON$ (hr) qui représente le temps en heures nécessaire pour atteindre la saturation par refroidissement radiative (τ) moins LON . Ces statistiques sont calculées sur la période de 9 ans (2001-2009).

Analyse du comportement des types dominants de brouillard sur la région :

Pour caractériser la différence du comportement des types dominants de brouillard identifiés (RAD, ADV-RAD et CBL) sur la région du Grand Casablanca au cours de la période d’étude, quelques statistiques ont été élaborées et illustrées sur la Fig. 2.12. La comparaison s’est focalisée sur le nombre d’heures entre le moment de la formation et le lever du soleil, la durée de l’événement, le nombre d’heures entre le lever du soleil et le moment de la dissipation, et la visibilité minimale enregistrée au cours de l’événement. Ce dernier paramètre est un bon indicateur de l’intensité du brouillard. Cependant, il faut rappeler qu’une incertitude existe dans les valeurs observées de la visibilité horizontale due à l’estimation par l’observateur. Le test statistique non-paramétrique Mann-Whitney, connu aussi sous le nom du test de rang de Wilcoxon (Steyn *et al.*, 1994), a été utilisé pour tester l’hypothèse statistique que deux groupes de données ont la même médiane à 95%. Le test a été effectué sur des combinaisons de groupes et a montré que les médianes à GMMC et GMMN sont statistiquement différentes, quelque soit le type du brouillard (RAD, ADV-RAD et CBL) sauf pour la durée du type ADV-RAD.

En relation avec les conditions environnementales, les résultats montrent que les événements RAD durent plus longtemps (Figure 2.12(a)) et sont moins denses (Figure 2.12(d)) à la station côtière GMMC qu’à la station aéroportuaire GMMN. Les événements CBL ont une faible densité (Figure 2.12(d)) et persistent plus (Figure 2.12(a)) à la partie urbaine située au nord de la région qu’à la partie suburbaine située au sud de la région. Les événements ADV-RAD ont des durées similaires (Figure

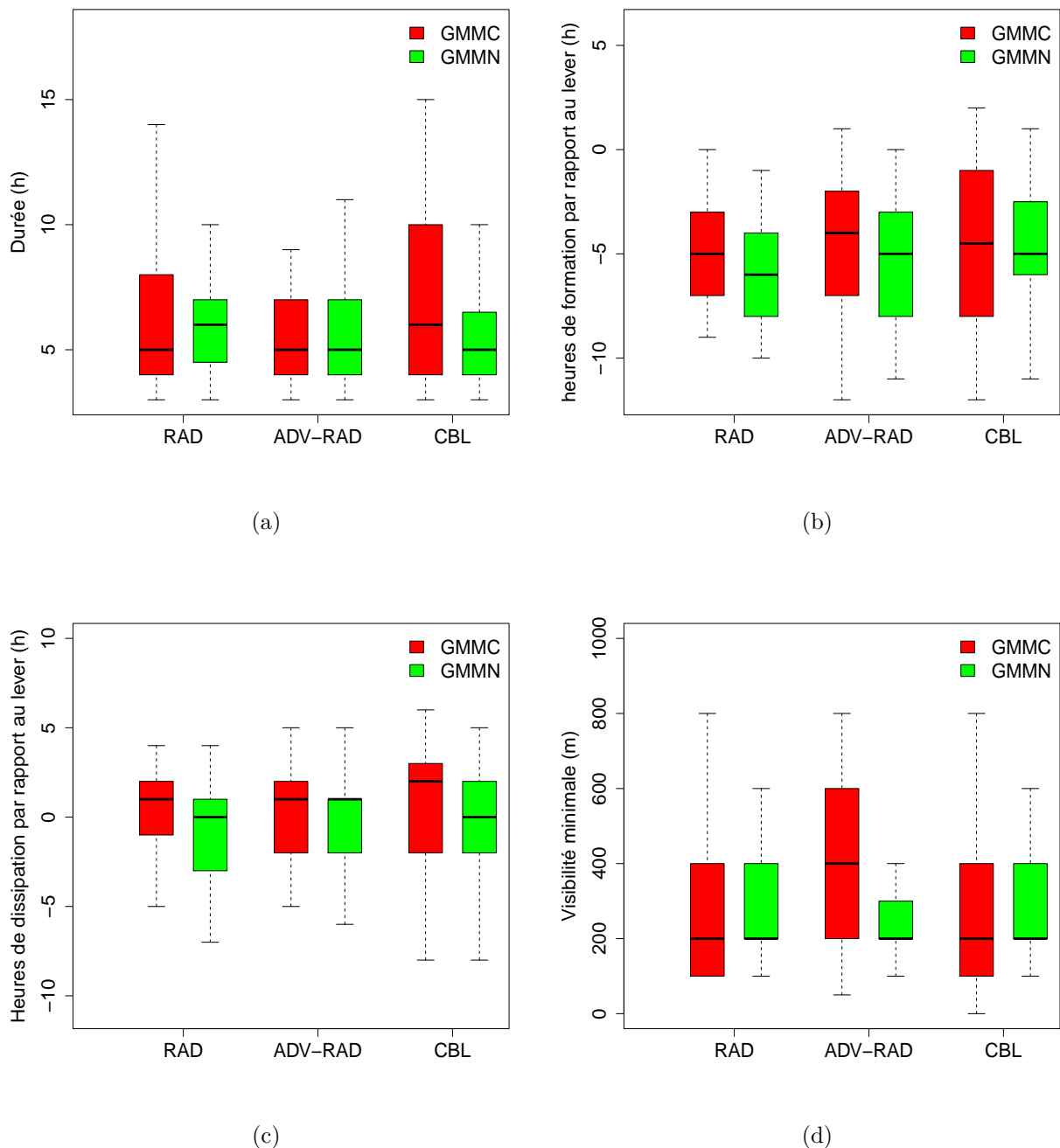


FIGURE 2.12 – Boîtes à moustaches représentant la distribution : (a) de la durée des événements du brouillard, (b) du nombre d’heures entre le moment d’occurrence et le lever du soleil, (c) du nombre d’heures entre le moment de dissipation et le lever du soleil, et (d) de la visibilité minimale enregistrée au cours des événements de brouillard. Les distributions sont représentées pour les types RAD, ADV-RAD et CBL aux deux stations GMMC (gris) et GMMN (blanc). Les traits inférieur et supérieur de la boîte à moustaches représentent respectivement le premier et le troisième quartile ($Q_1 = 25\%$ et $Q_3 = 75\%$). Le trait horizontal au sein de la boîte indique la médiane ($Q_2 = 50\%$). La moustache inférieure correspond à la valeur minimale et la moustache supérieure correspond à la valeur maximale.

2.12(a)) aux deux stations mais ils sont plus denses (Figure 2.12(d)) à GMMC qu'à GMMN.

Dans la partie suburbaine au sud de la région, les événements RAD se forment plus tôt que les événements ADV-RAD et CBL (Figure 2.12(b)), et durent plus longtemps (Figure 2.12(a)) avec une plus faible densité que les événements ADV-RAD (Figure 2.12(d)). Dans la partie urbaine et côtière au nord de la région, l'occurrence des événements CBL est plus précoce que celle des événements RAD et ADV-RAD (Figure 2.12(b)), avec une durée plus longue (Figure 2.12(a)) et une densité plus faible (Figure 2.12(d)).

Pour les trois types dominants de brouillard, les résultats montrent qu'ils ont une tendance à se former au cours de la nuit. Les événements RAD tendent à avoir lieu au cours de la deuxième moitié de la nuit (médiane de 5 et 6 heures avant le lever à GMMC et GMMN respectivement (Figure 2.12(b))). Les valeurs médianes de l'occurrence des événements ADV-RAD montrent que ces événements se forment souvent 4 heures avant le lever du soleil à la station côtière GMMC et 5 heures avant le lever du soleil à GMMN. Cependant, les événements CBL présentent une grande dispersion en termes d'occurrence (50% des événements se forment entre -7.75 h et -1 h avant le lever) par rapport aux types RAD et ADV-RAD (50% des événements entre -7 h et -3 h avant le lever) à la station côtière, GMMC.

Concernant le moment de dissipation, les résultats montrent que la plupart des événements prennent fin au lever du soleil ou pendant les premières heures de la matinée (Figure 2.12(c)). Le réchauffement juste après le lever du soleil va entraîner la dissipation rapide du brouillard. Les résultats montrent aussi que quelques événements de brouillard se dissipent avant le lever du soleil. Ceci peut être dû aux changements des conditions synoptiques ou d'un assèchement près de la surface dû à des advections horizontales dans les basses couches ou à cause d'une modification de la turbulence.

Dans la section qui suit, nous allons investiguer les processus physiques qui pilotent la phase de formation des trois types dominants sur la région (ADV-RAD, CBL et RAD) en analysant les conditions météorologiques locales aux deux stations et les tendances thermodynamiques (définies dans la section 2.4.4).

2.5.2.2 Processus physiques lors de la formation du brouillard

De nombreux processus physiques interviennent et interagissent tout au long du cycle de vie des brouillards de type RAD et CBL. A titre d'exemple, l'advection de la température et/ou de l'humidité peut jouer un rôle dans la formation de brouillard de type radiatif, et le refroidissement radiatif peut être un facteur influent pour l'évolution du brouillard résultant de l'affaissement de stratus. Ainsi, nous avons examiné le vent synoptique à 10m et les conditions thermodynamiques pour mieux comprendre les conditions météorologiques locales dans lesquelles se forme le brouillard sur la région du Grand Casablanca.

Pour mieux comprendre la dépendance du phénomène de brouillard vis à vis de la vitesse et de la direction du vent, les roses du vent au moment de formation des événements sont tracées sur la figure 2.9. Cette rose du vent permet de mettre en

évidence les caractéristiques du vent près de la surface (à 10m) lors de la formation des événements de brouillard. Les roses du vent au moment de la formation des événements (Figures 2.9(c) et 2.9(d)) montrent que le brouillard se forme principalement sous des conditions de vent faible (vitesse $< 3\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$: 97.2% à GMMC et 89.2% à GMMN). Ces résultats sont en parfaite concordance avec la haute fréquence du type advection-rayonnement à GMMN et du type radiatif à GMMC. La climatologie globale du vent sur la région indique que les conditions de vent faible représentent 63.3% à GMMC (Fig. 2.13(a)) et 39.7% à GMMN (Fig. 2.13(b)) dont 34.9% et 19% sont associées au vent calme respectivement à GMMC et GMMN. La haute fréquence des conditions de vent faible à la station côtière indique que les processus advectifs sont moins influents près de la surface. Ceci explique la rareté du type d'advection à la station côtière.

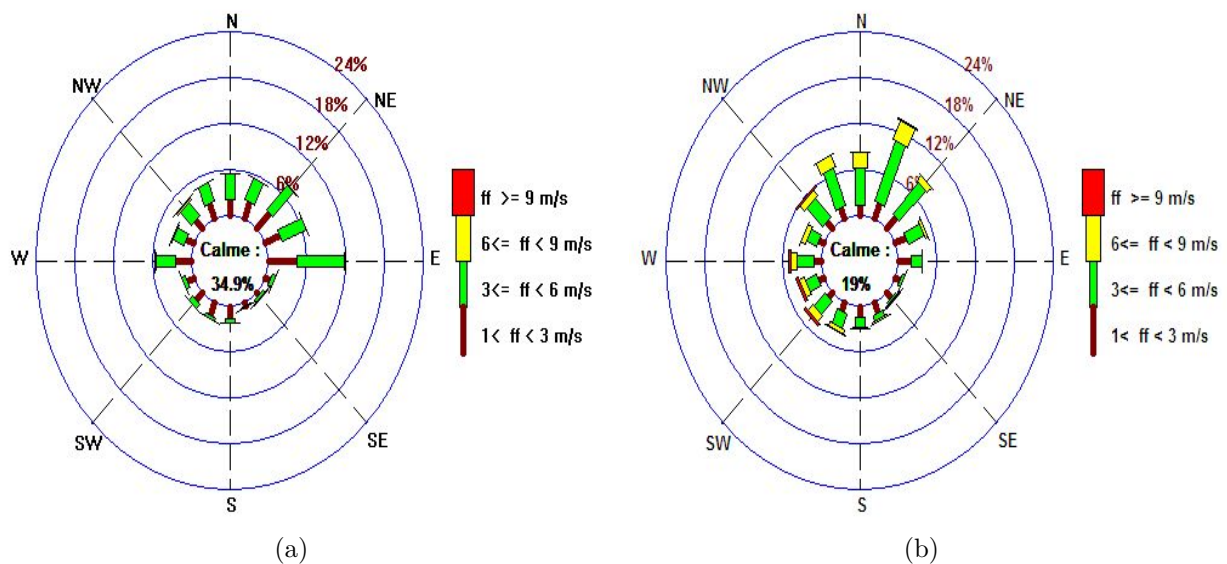


FIGURE 2.13 – Roses du vent de la climatologie globale du vent à GMMC (à gauche) et à GMMN (à droite) sur la période 2001-2009.

La distribution des tendances de l'humidité spécifique (Δq) et de l'humidité spécifique saturée (Δq_{sat}) observées une heure avant la formation de chaque type est récapitulée dans la table (Table 2.5). Les résultats montrent que le refroidissement d'une masse d'air humide déjà présente près de la côte est le mécanisme dominant dans la formation du brouillard côtier à la région GCB. Ce qui confirme les résultats de la classification des événements de brouillard élaborée au cours de l'étude climatologique (cf. chapitre 2) où le type ADV-RAD est majoritaire à la station aéroportuaire GMMN et le type RAD est le fréquent à la station côtière GMMC.

Pour le type RAD, le refroidissement ($\Delta q_{sat} < 0$) une heure avant sa formation (Table 2.5) est le mécanisme classique qui gouverne la phase de formation (63.1%). En effet, le refroidissement associé au dépôt de rosée ($0 > \Delta q \geq \Delta q_{sat}$) et le refroidissement associé à l'humidification ($\Delta q > 0 > \Delta q_{sat}$) sont les principaux processus possibles qui pilotent la formation de ce type sur la région du Grand Casablanca avec des fréquences respectives de 41.9% et 22.2%. En fait, le ciel est souvent dégagé (clair à peu nuageux)

avant la formation du brouillard de type RAD (nœud 2, Figure 2.6), ce qui permet un refroidissement radiatif infrarouge de la surface. De plus, le vent est majoritairement calme à faible de vitesse $< 2.5\text{m.s}^{-1}$ (Figures 2.13(a) et 2.13(b)), en particulier durant la nuit, ce qui résulte en une faible turbulence. Ainsi, une combinaison entre le refroidissement radiatif nocturne et une faible turbulence joue classiquement un rôle important dans la phase de formation des événements RAD.

Pour le type ADV-RAD, la distribution des tendances thermodynamiques au cours de l'heure précédant la formation met en exergue que les mécanismes qui pilotent la phase de la formation sont similaires à ceux du type RAD. Mais, les fréquences des mécanismes sont différentes. En effet, l'occurrence de 35.4% des événements est associée au refroidissement et dépôt de rosée ($\Delta q_{sat} \leq \Delta q < 0$). La formation de 58.9% des événements ADV-RAD est due à l'humidification et refroidissement ($\Delta q_{sat} < 0 < \Delta q$). En fait, le flux maritime associé au type ADV-RAD (nœud 3, Figure 2.6) advecte de l'air humide grâce à la circulation de brise de mer, suivi par le refroidissement en début de nuit donnant ainsi naissance au brouillard ADV-RAD.

Pour le type CBL, la table des tendances thermodynamiques (Table 2.5) montre que l'humidification ($\Delta q > 0$) des basses couches est le processus dominant et qui pilote la phase de la formation (37.6%). En fait, ce type de brouillard se forme au cours de la nuit dans des conditions nuageuses en l'absence de précipitation. Ainsi, les températures sont stationnaires avec un apport d'humidité dans la couche de surface, et ceci en parfait accord avec les résultats de Westcott et Kristovich (2009) pour les brouillards denses qui se développent en association avec des nuages bas à Peoria en Illinois. L'investigation des processus de formation du brouillard à l'aide des données météorologiques conventionnelle horaires s'avère insuffisante pour étudier en détails les mécanismes physiques qui pilotent la formation des événements CBL. Des campagnes de mesures au sein du nuage bas et les couches atmosphériques avoisinantes seront de grande utilité pour mieux comprendre les conditions météorologiques locales favorables à la formation du type CBL.

En conclusion, les mécanismes physiques (en particulier le refroidissement et l'humidification ou les deux) qui pilotent la phase de formation des types dominants sur la région du Grand Casablanca confirment les résultats de l'étude climatologique. Pour fournir plus de détails sur la distribution spatiale du brouillard, son extension spatiale sur la région est examinée au cours de la section suivante.

	Conditions	ADV-RAD			RAD			CBL					
		GMMC	GMMN	%	GMMC	GMMN	%	GMMC	GMMN	%			
1. Refroidissement et dépôt de rosée	$\Delta q_{sat} \leq \Delta q < 0$	10	46	56	35.4	21	28	49	41.9	7	18	25	17.7
2. Humidification et réchauffement	$0 < \Delta q_{sat} \leq \Delta q$	1	3	4	2.5	4	3	7	5.9	9	22	31	22.0
3. Humidification et refroidissement	$\Delta q_{sat} < 0 < \Delta q$												
⇒ 3.1 Refroidissement	$ \Delta q_{sat} > \Delta q $	8	38	46	29.2	11	15	26	22.2	10	11	21	14.9
⇒ 3.2 Humidification	$ \Delta q_{sat} < \Delta q $	5	42	47	29.7	7	25	32	27.4	6	16	22	15.6
4. Faible ou pas de tendances	$\Delta q_{sat} \simeq 0$ et $\Delta q \simeq 0$	3	2	5	3.2	3	0	3	2.6	6	36	42	29.8
Σ		27	131	158	100	46	71	117	100	38	103	141	100

TABLE 2.5 – Distribution des événements de brouillard des types ADV-RAD, RAD et CBL en fonction des tendances d'humidité spécifique (Δq) et d'humidité spécifique saturée (Δq_{sat}) observées au cours de l'heure précédant la formation des événements de brouillard.

2.5.2.3 Variabilité spatiale des événements de brouillard

Les résultats de la classification spatiale des événements de brouillard sur la région du Grand Casablanca sont récapitulés dans la table 2.6. Cette table montre que 78.9% du nombre total des événements sont de type « isolé ». En fait, 66.6% du total des événements ont lieu à GMMN sans qu'il y ait brouillard à GMMC et seulement 12.3% des événements ont lieu uniquement à GMMC. Ceci met en évidence le caractère localisé de l'occurrence du brouillard sur cette région côtière. Ceci peut être dû aux caractéristiques physiographiques de la région comme la topographie du terrain, la proximité de l'océan, ou l'environnement urbain et suburbain. D'autre part, la table 2.6 met en évidence le fait que le brouillard se forme d'abord à l'intérieur de la région du Grand Casablanca puis près de la côte.

Catégorie	Détails	Σ	%
Evénement Isolé	-Brouillard à GMMC et non à GMMN	53	12.3
	-Brouillard à GMMN et non à GMMC	289	66.6
Evénement Etendu	-Brouillard à GMMC avant GMMN	17	3.9
	-Brouillard à GMMN avant GMMC	66	15.3
	-Brouillard à la même heure à GMMC et GMMN	8	1.9
	Σ	433	100
	%	100	

TABLE 2.6 – *Fréquence d'occurrence des catégories spatiales des événements de brouillard sur la période de 9 ans (2001-2009).*

Les résultats montrent que la probabilité qu'un événement étendu ait deux types différents aux deux stations est de l'ordre de 62.6% sur un total de 91 événements étendus (Table 2.7). Ceci suppose que la configuration synoptique, conduisant à la formation d'un type de brouillard sur la partie nord de la région du Grand Casablanca, induit aussi la formation d'un autre type de brouillard sur la partie sud de la région. Ceci peut s'expliquer par l'importance de l'influence des conditions locales sur la formation de chaque type de brouillard comme par exemple l'influence des advections méso-échelle d'humidité. Ceci doit être étudié plus en détail, par exemple à l'aide de simulation numérique à méso-échelle, ce qui fera l'objet du chapitre 3.

		GMMC				
		ADV-RAD	RAD	CBL	ADV	UNK
GMMN	ADV-RAD	5	9	6	0	8
	RAD	1	9	5	1	2
	CBL	2	7	8	0	4
	ADV	1	0	2	0	1
	UNK	5	4	9	0	2

TABLE 2.7 – *Distribution des types d'événements étendus selon leur occurrence aux deux stations synoptiques GMMN et GMMC*

2.6 Conclusion

La caractérisation des conditions de formation, de persistance et de dissipation du brouillard sur la région du Grand Casablanca est effectuée à la base de l'analyse des observations horaires en surface aux deux stations synoptiques permanentes de la région au cours de la période de 9 ans allant de 2001 à 2009. Cette région côtière située au nord-ouest du Maroc, limitée par des montagnes basses (en dessous de 1000m) à l'est, est caractérisée par sa forte densité démographique dans sa partie nord située en zone urbaine et au bord de l'océan. La partie sud est située dans une zone suburbaine. Une version adaptée de l'algorithme de classification de [Tardif et Rasmussen \(2007\)](#) est développée et utilisée au cours de cette étude pour classer les événements de brouillard au sein des types de brouillard les plus connus (radiatif, advection-rayonnement, affaissement de stratus et advection).

L'analyse des types de brouillard montre que le type advection-rayonnement prédomine sur la région du Grand Casablanca, suivi du type d'affaissement de stratus et du type radiatif. Le type advectif est rare sur la région, en particulier à la station côtière. La zone sud de la région, caractérisée par son environnement suburbain, connaît une fréquence de brouillard environ le double par rapport à la zone nord au bord de la côte connue pour sa densité urbaine.

La distribution spatiale du phénomène sur la région montre que les événements sont souvent « isolés ». Pour les événements « étendus », la probabilité pour qu'un événement ait deux types différents aux deux stations, est assez élevée même si la distance entre les deux stations est seulement de 30km. Ceci met en évidence que d'un point de vue géographique, les mécanismes physiques impliqués dans la formation de tel événement sont distincts durant le cycle de vie du brouillard. D'où la nécessité de simuler numériquement un cas d'étude qui reflète ce résultat pour le mieux comprendre.

L'analyse des configurations synoptiques montre que le brouillard se forme principalement sous des conditions cycloniques ou anticycloniques sur la région du Grand Casablanca. Ces situations génèrent, en particulier, des conditions favorables à la formation du type advection-rayonnement. L'analyse des processus synoptiques et des conditions météorologiques locales a mis en évidence que la combinaison des processus advectifs liés à la circulation de la brise de mer au cours de l'après-midi et des processus radiatifs en début de nuit, joue un rôle très important dans la formation du brouillard sur la région. D'où l'intérêt de simuler numériquement un cas d'étude reflétant ce

résultat pour mieux quantifier l'importance de la brise.

Ces résultats représentent un premier pas dans la compréhension des principaux processus qui pilotent la formation du brouillard sur la zone côtière de Casablanca au Maroc. Ce travail servira de base à l'étude des paramètres qui influencent le cycle de vie des divers types de brouillard observés sur cette région. Une étude approfondie des processus microphysiques et dynamiques impliqués dans la formation des brouillards côtiers est nécessaire à travers des simulations numériques pour mieux comprendre ce phénomène. Ceci fait l'objet du chapitre suivant.

2.7 Article soumis pour publication

Article « *Local meteorological and large scale weather characteristics of fog over the Grand Casablanca region, Morocco* » soumis pour publication au Journal of Applied Meteorology and Climatology (JAMC).

Local meteorological and large scale weather characteristics of fog over the Grand Casablanca region, Morocco

DRISS BARI, *

Direction de la Météorologie Nationale, Casablanca, Morocco

THIERRY BERGOT

Météo-France/CNRM, Toulouse, France

MOHAMED EL KHLIFI

University Hassan II of Casablanca /FSTM-LMCM, Casablanca, Morocco

Abstract

Based on a fog event approach, the local meteorological and synoptic characteristics of fogs that formed over the Grand Casablanca (GCB) region, during the 9-year period (2001-2009), are investigated. A climatological study of fog, with emphasis on the fog temporal variability and spatial distribution, is carried out based on hourly surface meteorological observations at two synoptic stations in the region. The fog events are classified into fog types, using an objective classification algorithm, and are characterized by their duration, intensity and their times of onset and dissipation. In addition, fog events are classified into two distinct categories (isolated and widespread) based on their spatial extent. K-means cluster analysis is applied to the patterns of Mean Sea Level Pressure in ERA-Interim reanalyses at 0000 UTC, to determine the synoptic circulation types associated with fog occurrence in the GCB region. Results show that the fog frequency at the inland suburban station is more recurrent than at the coastal urban station. The fog events are predominantly of advection-radiation type, with a marked tendency of night-time occurrence during the winter. The spatial distribution analysis points out the localized character of fog and reveals the possibility of having different fog type's occurrence when fog simultaneously concerns the two stations. Furthermore, the interaction between local and large scales mechanisms suggests that advective processes associated with sea breeze circulation during daytime, followed by radiative processes early in the night, often lead to fog formation over GCB region.

1. Introduction

Fog is one of the most important weather phenomena which occur in the Atmospheric Boundary Layer (ABL) and has a considerable impact on human activities. According to the World Meteorological Organization (WMO), fog is defined as a collection of suspended water droplets or ice crystals that are near the surface and lead to horizontal visibility below 1 km (WMO (1992)). Poor visibility associated with fog affects many socio-economic sectors such as aviation, marine and road transportation. This is why fog phenomenon has become a scientific topic of interest worldwide (e.g. Taylor (1917); Duynkerke (1991); Koracin et al. (2001); Bergot et al. (2005); Roquelaure et al. (2009)).

Due to our incomplete understanding of the physical processes involved in fog, as well as to the great sensitivity of fog to environmental factors (Gultepe et al. (2007)), an accurate prediction of fog remains a challenge. In particular, fog prediction over coastal regions, is more chal-

lenging owing to the diversity of significant topographical features: local topography, land-sea heterogeneity, environmental conditions (urban, suburban and rural) and coast shape.

Since fog occurrence strongly depends on the regions and seasons, a climatological study of fog, based on local meteorological parameters, is important as a first step to get a basic knowledge for local fog characteristics over such coastal fog-prone locations. In fact, the information extracted from this climatological study can serve as a basis for further investigations of the factors influencing the coastal fog life cycle through numerical modeling. Most studies on local fog characteristics have focused on single locations, especially airports (e.g. Meyer and Lala (1990); Houssos et al. (2011); Van Schalkwyk and Dyson (2013)). Some other climatological studies focused on the identification and the geographical distribution of dominant fog types with emphasis on the relationship between fog types

and their seasonal distribution (e.g. Tardif and Rasmussen (2007) - hereafter referred to as TR07). However, such studies lack sufficient detail on the local-scale aspects of coastal fog formation over the continental part, in association with large-scale weather patterns taking into account the environmental conditions. Moreover, these studies do not provide more details about the mechanisms influencing the space-time distribution and coverage of fog at regional scale, particularly in relation to fog types. Thus, more clarification on the interaction among all scales are needed to better understand the whole fog mechanisms.

From a geographical standpoint, fog characteristics, over the North-African coastal regions in the eastern Atlantic Ocean, have received little attention, especially over the Grand Casablanca (GCB) region (Fig. 1(a)). Concerning road traffic in this region, a dense fog (visibility < 200 m) caused accidents on 17 Jan 2011 which damaged about fifty vehicles and left a dozen injured. With regards to air traffic, a dense fog led, on 21 Jan 2008, to the diversion to other national airports of 21 aircrafts that were supposed to land at the Mohammed V airport, located in this region. Actually, dense fog can strongly affect the efficiency of terminal area traffic flow and can also cause flights delay or cancellation.

Due to the lack of published climatological studies of fog over the Grand Casablanca region, apart from few national technical reports, our knowledge of fog over the continental part of this coastal area is still insufficient. This coastal region is located in the northwestern seaboard of Morocco and contains two synoptic stations Casa-Anfa (GMMC) and Casa-Nouasseur (GMMN). GMMC is located 4 km from the sea at 58 m a.s.l -above sea level- (Fig. 1(b)) and is representative of the northern part of the study domain while GMMN is located 30 km farther inland at 200 m a.s.l, in the Mohammed V international airport, in the south of the region. The northern part of this region can be classified as an urbanized area since there are lots of high-density residential, industrial and commercial areas. On the other hand, the southern part is characterized by few low-density residential areas, bordered by a wide forest in the north, an industrial zone in the east and a large rural area in the west. Thus, this part can be classified as a suburbanized area. This region has a complex landscape, with a nearly straight coastline and significant variations in land surface characteristics (urban, suburban, and rural areas), along with high levels of pollution and low mountains (height below 1000 m) nearby on the eastern part of the region (Fig. 1(b)). All these factors provide a wide range of influences which could potentially affect the dynamical behavior and microphysical characteristics of fog and low clouds (Koračin et al. (2014), Gultepe et al. (2015)).

The primary goal of this study is to understand the fog behavior over the continental part of the GCB region by identifying the local fog characteristics, and by investigating the space-time distribution at regional scale in relation to large scale weather and environmental conditions (urban, suburban and rural). This study also aims to highlight the main physical processes leading to fog onset through the analysis of local meteorological and synoptic conditions. To achieve this, an objective algorithm is developed and used to classify fog events into specific types and K-means cluster technique (Sharma (1995)) is used to identify synoptic weather patterns associated to fog formation.

The remainder of this article is organized as follows. Section 2 provides information about the dataset used in this work. Section 3 is devoted to the analysis procedures. The results from the analysis of the local meteorological characteristics and synoptic weather conditions are presented and discussed in section 4. Finally, the main conclusions are drawn in section 5.

2. Dataset

To achieve this climatological study, two types of data, covering the 9-year period (2001-2009), are used: ground-based observations from SYNOPs, METARs and climatological reports at the two synoptic stations of the region (GMMC and GMMN, see Fig. 1(b)), and reanalyzed products on grid points from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). The ERA-Interim reanalyses (Dee et al. 2011) were performed with the spectral ECMWF's Integrated Forecast System (IFS) using 60 vertical levels, an horizontal resolution of about 0.7° and a 4DVar data assimilation system.

To provide details about fog-type classification and other characteristics (time of onset, duration and dissipation), hourly surface observations from the two synoptic stations are used. The dataset includes: horizontal visibility, human made present weather, temperature, dew point temperature, wind speed and direction, precipitation, cloud cover and cloud base height. However, it should be noted that three parameters are visually estimated by the observer: horizontal visibility, cloud cover and cloud base height. All conventional data from GMMC are human made observations. For GMMN, the automated weather station was introduced late on 2007. According to WMO, the wind speed value is rounded to the nearest integer. Then, the accuracy of the wind measurement is 1 m s^{-1} .

In this region, the aforementioned stations are the only ones reporting during the whole diurnal cycle (24 hours) and with a high percentage of data availability, defined as

the ratio of number of valid hourly surface observations to maximum number of hourly observations. Both stations have more than 97% valid observations. This ratio is higher than the threshold of 90% used in TR07.

To highlight some specific features of spatial fog occurrence and its correlation with large scale weather conditions over the study domain, ERA-Interim reanalyses, covering the 9-year period (2001-2009), are used to complement the standard meteorological parameters mentioned above:

- The daily Mean Sea Level Pressure (MSLP) dataset at 0000 UTC is used to identify the synoptic weather patterns suitable for fog occurrence.
- The daily Sea Surface Temperature (SST) dataset, extracted every 6 hours, at the nearest grid point from the coastal station GMMC, and hourly surface observations of 2-m temperature at the two stations, are used to characterize the land-sea thermal contrast with emphasis on its correlation with fog occurrence.
- The daily specific humidity (q) and horizontal wind vector components (u, v), at 1000hPa, are extracted every 6 hours, at the nearest grid points from each station. They are used to investigate the horizontal transport of heat and moisture in the lower troposphere before fog onset.

3. Analysis procedures

To describe the local fog characteristics, the *fog event* approach (TR07) is used in this work since it prevents artificial separation of a fog event into many shorter fog occurrences, caused by temporary fluctuations in horizontal visibility. Thus, to identify the fog event at individual synoptic station, the concept of M-of-N constructs (Setiono et al. (2005)) is used as in TR07, where M represents the number of hours with fog (horizontal visibility < 1 km, the reported present weather in SYNOP belongs to 40-49 range and FG is mentioned in METAR) within a number of N consecutive hourly observations. Values of $M = 3$ and $N = 5$ are retained as in TR07. Indeed, it is quite difficult to figure out the primary mechanisms leading to shorter fog event onset (duration less than 3 hours) using hourly local observations. Only high frequency observations could be useful for such short fog events, e.g. 6-min observations used by Roquelaure et al. (2009).

a. Fog event types and their features

Inspired from the classification of George (1951), TR07 proposed a fog classification into five types which interest the New York City region: precipitation fog (PCP), radiation fog (RAD), advection fog (ADV), fog resulting from

cloud base lowering (CBL) and morning evaporation fog (EVP). This classification is based on an objective algorithm which discriminates the fog events into types that broadly reflected the mechanisms leading to their occurrence. Such approach has been used by Stolaki et al. (2009) over Thessaloniki airport in Greece and Roquelaure et al. (2009) over Paris-Charles de Gaulle Airport in France. However, the occurrence of all these fog types potentially depends on the fog-prone location features and then this hierarchical classification has to be adapted in some areas as in Van Schalkwyk and Dyson (2013) over Cape Town International Airport in South Africa. In the present study, the algorithm of TR07 was first applied to the hourly data over the GCB region during the 9-year period. As a result, the classification points out that EVP and PCP types do not occur over this region and that all RAD events occurred during the night (not shown). In contrast to TR07, it is found in this study that all RAD events are not associated with the near surface air cooling under light wind conditions and cloud base rising concurrently. Thus, the original TR07 algorithm was simplified by deleting the corresponding branches of these scenarios which do not occur at GCB region. In addition to TR07, the objective classification used here takes into account of advection-radiation (ADV-RAD) type proposed by George (1951). This fog is common in some coastal regions such as Los Angeles Basin (Baars et al. 2003). It results from the radiative cooling of moist air advected over land from the ocean or from any large water body during the previous daylight hours (Ryznar 1977). Therefore, four types are retained in this paper, namely: RAD, ADV, ADV-RAD and CBL. In this work, the adapted version of the objective fog-type classification described by TR07, shown in Fig. 2, is applied to identify the types of fog events in GCB region.

A RAD event is then defined as being associated with the cooling of the 2-m temperature in the hour leading to onset (node 6 in Fig. 2) under light wind conditions (node 1 in Fig. 2) and under clear skies or absence of ceiling one hour before onset with a few low clouds below 600 m (node 2 in Fig. 2). A RAD event is also identified if a slight warming is observed during the hour leading to onset but preceded by cooling period (node 7 in Fig. 2). This scenario includes the cases where fog formed between two hourly observations and temperature slightly increases during fog occurrence.

An ADV event refers to scenarios where an air mass is advected over land by relatively rapid flow (wind speed $> 2.5 \text{ m s}^{-1}$ (node 1 in Fig. 2)). In terms of surface observations, a sudden visibility reduction is reported in association with this advection or with the presence of cloud base below 400 m (node 9 in Fig. 2), followed by the fog onset.

An ADV-RAD is defined as being associated with increasing of specific humidity due to incoming flow from sea during the daylight hours (node 3 in Fig. 2), followed by cooling of air near the surface (node 4 in Fig. 2) or slight warming one hour prior to onset but preceded by cooling period (node 5 in Fig. 2). This fog type occurs under light wind conditions (node 1 in Fig. 2) preceded by wind exceeding 2.5 m s^{-1} during the afternoon and under clear skies or partial cloudy conditions with few clouds below 600 m (node 2 in Fig. 2).

The onset of CBL event is identified whenever a visibility reduction below 1 km is observed following a gradual lowering of ceiling heights below 1000 m (nodes 8 and 10 in Fig. 2) throughout the 5 previous hours. Fog event is classified as unknown (UNK) if it does not meet any of the above criteria.

Each fog event is characterized by its onset and dissipation times, duration and minimum horizontal visibility which occurred during the event. In addition, the seasonal and diurnal distribution of fog event onset and dissipation are examined by determining the monthly/diurnal frequency.

The frequency of fog event onset or dissipation ($F_{m,h}$) at hour h during month m is calculated as follows

$$F_{m,h} = 100 \left(\frac{N_{m,h}}{N_{tot}} \right), \quad (1)$$

where $N_{m,h}$ is the number of events that began or dissipated at hour h in month m , and N_{tot} is the total number of fog events. The monthly frequency is then

$$F_m = \sum_h F_{m,h}, \quad (2)$$

and the hourly frequency is

$$F_h = \sum_m F_{m,h}. \quad (3)$$

b. Synoptic weather classification

The association of fog formation with synoptic scale processes, such as High, Low and frontal zones, was described in various synoptic research papers, for example Tardif and Rasmussen (2008), Fedorova et al. (2008) and Houssos et al. (2011). In this paper, the synoptic weather patterns suitable for fog formation are identified through an objective classification of the MSLP reanalyses. To achieve this, K-means cluster analysis (Sharma (1995)), which is an algorithm that classifies a given data set through a fixed number of clusters, is used. The data had a 1° grid resolution and was extracted at 676 grid points over a domain

(Fig. 1(a)) which covers Morocco and south of Europe ($20^\circ\text{W} - 5^\circ\text{E}$ and $20^\circ\text{N} - 45^\circ\text{N}$). Then, a matrix of MSLP values is constructed. It consists of 431 rows which correspond to the days when a fog event occurs over the GCB region and 676 columns which correspond to the grid points over the predefined domain (Fig. 1(a)). Finally, K-means cluster is applied to this matrix, classifying the 431 synoptic patterns into distinct homogeneous clusters. Based on *gap statistic* method (Tibshirani et al. (2001)), the optimum number of clusters is found here to be four (Fig. 3). These four clusters are used to accommodate the distinct synoptic weather patterns associated with all fog events.

c. Spatial classification of fog events

The spatial distribution of fog events occurrence is characterized over the region in order to determine if fog is more often isolated or widespread. This provides an indication about the importance of possible meso-scale and/or local scale influences. To highlight the fog spatial distribution and coverage over GCB region, we have classified all fog events among two categories based on their spatial extent and the difference between the occurrence periods at the two stations. A fog event is called *isolated* if it occurs at one station and not at the other. When the fog event occurs simultaneously at the two stations, it is called *widespread*.

This approach provides an alternative to the synoptic classification approach which focuses only on large-scale weather patterns (Houssos et al. (2011)). It allows the analysis of the horizontal spatial distribution of fog event types according to their spatial extension (isolated or widespread).

4. Results

a. Fog event type analysis and characteristics

Fog type analysis

Using the concept of M-of-N (see section 3), 380 fog events are identified at GMMN against only 144 fog events at GMMC (Table 1). This expresses the high contrast in fog occurrence between the inland suburban station (GMMN) and the coastal station (GMMC) located in the GCB urban zone. Overall, Table 1 shows that ADV-RAD events are generally the most common in the region (30.2% of all events) followed by CBL events (26.9% of all events) and RAD events (22.3% of all events). A noteworthy feature is the low frequency of advection type occurrence over the GCB region (3.2% of all events), especially in the coastal station (GMMC). This will be discussed later through the investigation of the physical processes leading to fog formation. Comparing the fog occurrence at the two stations, results point out that ADV-RAD prevails at GMMN, while RAD type is the most common at GMMC. The CBL fre-

quencies are quite similar at the two stations.

Seasonal and diurnal fog distribution

The distribution of monthly frequency (F_m) versus hourly frequency (F_h) of all fog events at the two synoptic stations is plotted in Fig. 4 to determine preferred fog season's months and time of day for fog formation and dissipation. F_m and F_h are illustrated as histograms. $F_{m,h}$ is plotted in the middle as filled contours in gray scale. For reference, the times of sunrise and sunset are also shown. The results indicate that there is a marked tendency toward a maximum likelihood of night-time fog occurrence during winter (Fig. 4(a) and 4(b)), and of an early morning dissipation after sunrise (Fig. 4(c) and 4(d)). Statistics (monthly mean and standard deviation) of relative humidity (RH_0) at the nearest rounded hour to sunset, length of night (LON) and time needed for saturation by radiative cooling ($\tau - LON$), are displayed in Table 2. Following Meyer and Lala (1990), τ is expressed as:

$$\tau \simeq \frac{\frac{RT^2}{\varepsilon L_v} \ln(RH_0)}{\frac{\partial T}{\partial t}} \quad (4)$$

where R is the gas constant for dry air, $\varepsilon = 0.622$, L_v is the latent heat of vaporization, \bar{T} is the temperature at 0100 UTC (the local time in Morocco is the UTC time) as used in Meyer and Lala (1990). The cooling rate is determined by the temperature difference between sunset and the overnight minimum. Comparing the time required for air to reach saturation by radiative cooling τ to the length of the night LON , one can deduce that a positive value of ($\tau - LON$) indicates that the night is too short to achieve saturation, while a negative value suggests that enough time is available for saturation. Thus, Table 2 shows that sufficient moisture from the Atlantic Ocean during the winter season and a quite long period of nocturnal cooling provide an explanation for the high fog frequency during this season. This table also shows that, during the fog season (particularly during winter), saturation by radiative cooling could be achieved, on average, by up to 5 hours before the night ends. However, it should be noted that ($\tau - LON$) has high standard deviation values inducing its important dispersion.

Dominant fog types characteristics

To establish whether significant differences exist between the dominant fog types at GCB region, some statistics are illustrated in Fig. 5 as box-and-whiskers plots for RAD, ADV-RAD and CBL fog types. The comparison has focused on duration of event, number of hours between onset time and sunrise, number of hours between dissipation

time and sunrise, and minimum visibility reported during the event. The latter is a good indicator for fog density. Though, it should be noted that there is some uncertainty in horizontal visibility observations since they are estimated by the observer. The time of sunrise was rounded up or down to the closest hour. As in Van Schalkwyk and Dyson (2013), the nonparametric Mann-Whitney test was used to explore the null hypothesis that groups of data have the same median at 95% confidence level (Steyn et al. (1994)). The test was performed on various combinations of groups and has shown a statistically significant difference between the medians at GMMC and GMMN, except for ADV-RAD duration.

RAD events last one hour longer (Fig. 5(a)) and are more dense (-100 m, Fig. 5(d)) in the coastal station GMMC than they are in the inland station GMMN. CBL events have longer duration (+3 hours, Fig. 5(a)) and higher density (-100 m, Fig. 5(d)) in GMMC than they have in GMMN, while the ADV-RAD events have similar durations (Fig. 5(a)) over the two stations with lower density (+200 m, Fig. 5(d)) in GMMC than they have in GMMN.

In the suburban southern part, RAD events occur 2 hours earlier than ADV-RAD and CBL ones (Fig. 5(b)), with longer duration (+1 hour, Fig. 5(a)) and lower density (+100 m, Fig. 5(d)) than ADV-RAD. In the urbanized coastal northern part, CBL events last 2 hours longer (Fig. 5(a)) with higher density than ADV-RAD ones (Fig. 5(d)).

For the main three fog types, there is a marked tendency toward a maximum likelihood to form at night. RAD events tended to start in the second half of the night (median values of 5 and 6 hours before sunrise at GMMC and GMMN respectively (Fig. 5(b))). The ADV-RAD onset medians indicate that these events often occurred closest to sunrise at GMMC (4 hours before sunrise) than at GMMN (5 hours before sunrise), while CBL had a larger variation in onset times (Fig. 5(b)) than RAD and ADV-RAD ones, particularly at the coastal station, GMMC.

Regarding the dissipation time, results show that most events dissipated after sunrise (Fig. 5(c)). Heating from solar radiation can then quickly dissipate the fog after sunrise. But, some events dissipate before sunrise. This could be attributed to a change in the synoptic conditions, to air drying near the surface by a low-level horizontal advection or to turbulence changes (e.g. Li et al. (2012), Huang et al. (2015)).

b. Fog synoptic conditions

To produce a fog synoptic climatology, the synoptic circulation patterns related to fog occurrences over the GCB

region have been classified using the objective method previously described. The identified patterns are illustrated in Fig. 3 and are used to match the fog events with their respective synoptic patterns. A weather pattern is labeled as High (H, cluster 1 in Fig. 3(a)) when the high-pressure (over the Azores) is centered offshore in the Atlantic Ocean leaving the GCB region at its eastern part. The pattern is labeled as shallow low-pressure area pattern (SLPA, cluster 2 in Fig. 3(b)) when a weak pressure gradient area is located between low- and high-pressure systems. The pattern is labeled as Saharan Trough (ST, cluster 3 in Fig. 3(c)) when the Low center is located in the south of Morocco and extends a trough toward the study domain. The Low center pattern (L, cluster 4 in Fig. 3(d)) is used to characterize the synoptic weather when the Low affecting the south and the center of Europe is located in the northern side of GCB region.

The analysis of the synoptic weather patterns under which fog forms over the GCB region reveals that L pattern is the dominant scenario accounting for 41.1%, followed by H pattern (30.4%), SLPA pattern (16.5%) and ST pattern (12%). The two patterns, H and L, induce a northwesterly-to-northerly onshore flow over the region. This scenario could also happen when the ST pattern interests the region but it depends potentially on the trough axis position and shape. The induced incoming flow from the Atlantic Ocean is suitable for moisture advection toward the region during the afternoon (Fig. 6(a) and 6(b)), often due to sea breeze, and is followed by nocturnal cooling.

The monthly distribution of the difference between 2-m temperature (T2m) at each synoptic station (GMMC and GMMN) and SST reanalyses at the nearest grid point (located at 33.6 N and 7.7 W) from the coastal station, GMMC, is illustrated in Fig. 7. The sea surface is colder than the air near surface over both stations during the afternoon, at the beginning of the fog season (October) and its end (February to April). Compared to no-fog days, the land-sea thermal contrast during fog days is more intense, which favors the sea breeze circulation. According to Cropper et al. (2014), the GCB region is characterized by a weak permanent annual upwelling which becomes stronger in summer due to the trade-wind migration. Therefore, the air formed over the Ocean with relatively cold SST could move over land due to sea breeze circulation. Then, the surface cooling takes place during the night. Such a configuration eventually favors the formation of advection-radiation fog over the GCB region under the influence of light winds (Table 3). Indeed, the diurnal variation of the hourly cooling/warming on fog days and no-fog days at the two synoptic stations, displayed in Fig. 8, points out that the cooling is more intense on fog days within the first 3 hours after the sunset (2000UTC, 2100UTC and

2200UTC). The magnitude of cooling is more intense at the inland station GMMN than at the coastal one GMMC.

Furthermore, most of ADV-RAD (94%) and RAD (96.2%) events are associated with the branches 1-2-3-6 and 1-2-3-4 of the classification algorithm respectively (Table 1). These scenarios are characterized by a cooling period which precedes the fog onset in association with light wind and little or no clouds. Typically, these conditions favor the surface cooling under the divergence of radiation fluxes. Investigation of the local atmospheric conditions leading to these fog types onset indicates that radiational cooling takes place as skies clear up as related to H or SLPA patterns. The radiational cooling of air near the surface also happens over a wet land surface after a rainy period. In particular, it takes place over 11 hours as associated with L pattern (Table 4).

The present synoptic analysis demonstrates that the advective processes associated with the sea breeze circulation during daytime, followed by nocturnal radiational cooling early in the night, can often lead to fog formation over the GCB region. According to TR07, the objective classification is only based on the primary mechanism leading to fog onset. However, it is found here that the secondary mechanism (advection) also plays an influencing role during this phase.

c. Spatial characteristics of fog events

The spatial classification of fog events over GCB region indicates that 78.9% of all fog events are isolated (Table 4). Quantitatively speaking, when there is 66.6% of all fog events in GMMN, there is no fog event in GMMC. By the same token, when there is no fog event in GMMN, there is only 12.3% of all fog events in GMMC. This finding highlights the localized character of the fog occurrence over this coastal region. Physiographic features, such as topography, coastal or inland location, and urban or suburban environment, could explain the high frequency of isolated fog events.

From a geographical standpoint, the widespread fog events are likely to have different types (62.6% of total widespread events (Table 4)). This suggests that the synoptic weather pattern leading to a fog type in the urban northern part also provides conditions conducive to other fog type formation in the suburban southern part.

For the foggy days, Table 4 shows that during the fog season (from October to April), the synoptic patterns suitable to isolated fog occurrence are in agreement with the monthly distribution of the 4 predefined patterns over the whole period, except at the beginning of the fog season where the H pattern prevails instead of the ST one. For widespread fog, some contrasts can be drawn, compared

to overall climatology, namely those of the prevalence of H pattern at the end of the fog season and SLPA pattern early in the winter. Another noteworthy feature of the fog occurrence over the region is that ST pattern does not lead to the occurrence of the widespread fog events. In fact, the trough axis position and shape play an important role in the occurrence of fog.

Investigation in the local meteorological conditions points out that when fog event occurs only at the coastal station, the inland station is often influenced by easterly or southerly winds, which brings warm and dry continental air. On the other hand, the north-westerly wind over the Atlantic Ocean, induced by the ST pattern, pushes moist air sea near the coast. Such a moist air, encountered by the south-easterly wind coming from GMMN, does not enter far inland. Further, the two wind crossing pattern results in a calm wind zone over GMMC leading to fog formation at the coastal station.

When fog occurs only at the inland station GMMN, the sky is often clear at this station while the atmospheric conditions in the coastal station GMMC are most often humid and cloudy. Thus, the nocturnal cooling is insufficient to lead to air saturation due to the high total cloudiness over GMMC.

d. Discussion

To gain more insight on the influences of local and synoptic scale conditions on the fog occurrence over the Grand Casablanca region, the spatial characteristics of fog as related to synoptic weather patterns, local meteorological conditions and fog types are examined in this section.

It is previously shown that the predominant synoptic patterns (H, L and ST) favor the advection-radiation fog occurrence over the region due to specific humidity advection from sea during the afternoon. But, the local wind distribution during the afternoon before all fog events onset, displayed in Fig. 6(a) and Fig. 6(b), points out that the northwesterly to northeasterly wind from sea with moderate intensity (wind speed $> 3 \text{ m.s}^{-1}$) prevails at the inland station GMMN than it does at the coastal station GMMC. This fact implies that the inland station is often associated with suitable conditions of moist air advection and therefore explains the prevalence of ADV-RAD type at GMMN (Table 1), compared to the coastal station GMMC where RAD type is dominant.

To identify dissimilarities in synoptic physical processes, between the RAD and ADV-RAD fog types over the region, the transport of heat and moisture before their onset time, in the lower troposphere, is analyzed. The large-scale horizontal advection of parameter α (temperature or specific humidity) was calculated following Eq. 5 using the ERA-

Interim reanalyses ($0.75^\circ \times 0.75^\circ$ grid datasets) at 1000hPa corresponding to the time closest to fog onset (For example, gridded data extracted at 1800 UTC are used for fog occurrences between 1800 UTC and 2300 UTC).

$$adv(\alpha) = -V \cdot \nabla \alpha = -\left(u \frac{\Delta \alpha}{\Delta x} + v \frac{\Delta \alpha}{\Delta y}\right) \quad (5)$$

where V is the horizontal wind vector, $\nabla \alpha$ is the horizontal gradient of α , and Δ refers to the difference across 0.75° .

The prevalence of light winds (Table 3) at fog onset confirms the weak horizontal advection of temperature (Fig. 9(a) and 9(b)) and specific humidity (Fig. 9(c) and 9(d)) in the lower troposphere (1000hPa). Compared to overall advection climatology, the large-scale horizontal advection of temperature, before or at fog onset, is mostly negative (cold air) in the lower troposphere (Fig. 9(a) and 9(b)) for RAD and ADV-RAD events. ADV-RAD events are characterized by positive humidity advection in the lower troposphere and in opposition, RAD events have either positive or negative advection of moisture at 1000 hPa. Within 3 hours before RAD and ADV-RAD events onset, the local distribution of wind (Table 3) shows that the wind often blows from north for both fog types. However, at fog onset, the wind changes its direction blowing from south for RAD events and from south / west for ADV-RAD events. This points out that the transport of heat and moisture potentially depends on the low-level advection behavior during the evolving synoptic conditions before fog onset.

To deeply investigate the thermodynamics conditions leading to fog formation as a result of the interaction between the local and large scales mechanisms, the distribution of the main fog types (RAD, ADV-RAD and CBL) according to the observed tendencies in specific humidity Δq and saturation specific humidity Δq_{sat} during the hour prior to fog onset, is examined (Table 5). Results of this distribution show that the coastal fog events in this region are predominantly co-related to local cooling of moist air present near the coast, advected by sea breeze circulation at mesoscale during the afternoon, as previously shown.

As regard RAD fog events, cooling ($\Delta q_{sat} < 0$) during the hour leading to their onset (Table 5) is found to be the physical mechanism, which classically governs their formation (63.1%). Indeed, 41.9% of RAD events are associated with cooling and dew deposition ($0 > \Delta q \geq \Delta q_{sat}$) and 22.2% of RAD events are due to nocturnal cooling of the air moistened few hours before fog onset ($\Delta q > 0 > \Delta q_{sat}$). The predominance of light wind conditions near surface at fog onset (Table 3), particularly during the night, results in light turbulence. Classically, a balance between nocturnal radiative cooling and turbulence process plays an important role in RAD events formation.

Table 5 shows that the mechanisms governing the formation of ADV-RAD fog events are similar to those of RAD events. However, the mechanisms frequencies seem different. 58.9% are due to moistening and cooling ($\Delta q > 0 > \Delta q_{sat}$) and 35.4% of ADV-RAD events are associated with cooling and dew deposition ($0 > \Delta q \geq \Delta q_{sat}$).

For CBL fog events, Table 5 points out that moistening ($\Delta q > 0$) of the ABL low levels (37.6%) and weak tendencies (29.8%), govern the formation phase. Actually, the CBL events form during the night under cloudy conditions with the absence of precipitation. Thus, CBL events form under unchanging near surface air temperature and moistening of the surface layer, as demonstrated by the findings of Westcott and Kristovich (2009) for dense fog that develop in association with low clouds at Peoria, Illinois.

5. Conclusion

Local meteorological and spatial characteristics of coastal fog occurrence over Grand Casablanca region in the Moroccan north-western coast have been presented. An objective algorithm has been used to classify fog events into four known types (advection-radiation, radiation, fog resulting from cloud base lowering and advection).

Fog type analysis shows that advection-radiation fog events are the most common fog type in the area followed by the fog resulting from cloud base lowering and radiation fog. ADV-RAD prevails in the inland suburbanized part, while RAD type is the most common in the coastal urbanized part. The CBL frequencies are quite similar at the two parts. This difference is due to the prevalence of the local wind distribution. A noteworthy feature of the local characteristics of fog is the advection type rarity over the region especially in the coastal station. As regard the diurnal and seasonal distribution of the fog events, a maximum of their occurrence is classically observed during night-time in winter season.

The spatial distribution analysis of fog events indicates the localized character of fog occurrence. For widespread fog events, it is likely to have two different types when fog simultaneously concerns the two stations, even if the distance between the two stations is about 30 km. This implies that, from a geographical standpoint, the physical mechanisms involved into the formation process are distinct during the spatial evolution of widespread fog events.

Most of the synoptic weather patterns suitable for fog occurrence are characterized by cyclonic circulation in the north of the region or by anticyclonic atmospheric circula-

tion on its western part. The analysis of local meteorological and synoptic conditions shows that advective processes at mesoscale associated with sea breeze circulation during the afternoon and followed by radiative processes early in the night (local cooling), often leads to fog formation over GCB region.

The results presented herein provide a contribution to better understanding main mechanisms leading to fog formation over coastal region of Casablanca, Morocco. This work can serve as basis for future investigations of the factors influencing the life cycle of the various fog types forming at the region of interest. Further and deeper investigations of the dynamical effects and microphysical processes associated with the coastal fog formation through numerical experiments are required for a better understanding of such phenomenon.

Acknowledgments.

This work is supported by a grant under the collaboration program between the meteorological service of Morocco (DMN) and Météo-France. Many thanks are given to Dr. Robert Tardif for his comments on an early version of the manuscript. Dr Mohamed Nabhani from DMN is acknowledged for the fruitful discussions during this study and for his valuable comments.

References

- Baars, J. A., M. Witiw, A. Al-Habash, and J. Ramaprasad, 2003: Determining fog type in the Los Angeles basin using historic surface observation data. *Proc. 16th Conf. on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences*, Amer. Meteor. Soc., Lon Beach, CA, cD-ROM, J3.8.
- 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.
- Cropper, T. E., E. Hanna, and G. R. Bigg, 2014: Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off northwest africa, 1981–2012. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **86**, 94–111.
- Dee, D. P., et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553–597.
- Duynkerke, P. G., 1991: Radiation fog: A comparison of model simulation with detailed observations. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 324–341.
- Fedorova, N., V. Levit, and D. Fedorov, 2008: Fog and stratus formation on the coast of brazil. *Atmos. Res.*, **87**, 268–278.

- George, J., 1951: Fog. *Compendium of meteorology*, 1179–1189.
- Gultepe, I., et al., 2007: Fog research: A review of past achievements and future perspectives. *Pure Appl. Geophys.*, **164**, 1121–1159.
- Gultepe, I., et al., 2015: A review on ice fog measurements and modeling. *Atmospheric Research*, **151**, 2–19.
- Houssos, E. E., C. J. Lolis, A. Gkikas, N. Hatzianastassiou, and A. Bartzokas, 2011: On the atmospheric circulation characteristics associated with fog in Ioannina, north-western Greece. *Int. J. Climatol.*, **32**, 1847–1862.
- Huang, H., H. Liu, J. Huang, W. Mao, and X. Bi, 2015: Atmospheric boundary layer structure and turbulence during sea fog on the southern china coast. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 1907–1923.
- Koraćin, D., C. E. Dorman, J. M. Lewis, J. G. Hudson, E. M. Wilcox, and A. Torregrosa, 2014: Marine fog: A review. *Atmospheric Research*, **143**, 142–175.
- Koracin, D., J. Lewis, W. T. Thompson, C. E. Dorman, and J. A. Businger, 2001: Transition of stratus into fog along the California coast: Observations and modeling. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1714–1731.
- Li, P., G. Fu, and C. Lu, 2012: Large-scale environmental influences on the onset, maintenance, and dissipation of six sea fog cases over the yellow sea. *Pure and applied geophysics*, **169** (5-6), 983–1000.
- Meyer, M. B. and G. G. Lala, 1990: Climatological aspects of radiation fog occurrence at albany, new york. *Journal of Climate*, **3** (5), 577–586.
- Roquelaure, S., R. Tardif, S. Remy, and T. Bergot, 2009: Skill of a ceiling and visibility Local Ensemble Prediction System (LEPS) according to fog-type prediction at Paris-Charles de Gaulle airport. *Wea. Forecasting*, **24**, 1511–1523.
- Ryznar, E., 1977: Advection-radiation fog near Lake Michigan. *Atmos. Environ.*, **11**, 427–430.
- Setiono, R., S. L. Pan, M. H. Hsieh, and A. Azcarraga, 2005: Automatic knowledge extraction from survey data: Learning M-of-N constructs using a hybrid approach. *J. Oper. Res. Soc. Amer.*, **56**, 3–14.
- Sharma, S., 1995: *Applied multivariate techniques*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Steyn, A., F. Smit, S. D. Toit, and C. Strasheim, 1994: *Modern Statistics in Practice*. J. L. Van Schaik, 761pp.
- Stolaki, S. N., S. A. Kazadzis, D. V. Foris, and T. S. Karacostas, 2009: Fog characteristics at the airport of Thessaloniki, Greece. *Natural Hazards and Earth System Science*, **9**, 1541–1549.
- Tardif, R. and R. M. Rasmussen, 2007: Event-based climatology and typology of fog in the New York City region. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 1141–1168.
- Tardif, R. and R. M. Rasmussen, 2008: Process-oriented analysis of environmental conditions associated with precipitation fog events in the New York City region. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 1681–1703.
- Taylor, G. I., 1917: The formation of fog and mist. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **43**, 241–268.
- Tibshirani, R., G. Walther, and T. Hastie, 2001: Estimating the number of clusters in a data set via the gap statistic. *Journal of the Royal Statistical Society*, **63**, 411–423.
- Van Schalkwyk, L. and L. L. Dyson, 2013: Climatological characteristics of fog at Cape Town International airport. *Wea. Forecasting*, **28**, 631–646.
- Westcott, N. and D. Kristovich, 2009: A climatology and case study of continental cold season dense fog associated with low clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48** (11), 2201–2214.
- WMO, 1992: *International Meteorological Vocabulary*. 2nd ed. Geneva. ISBN 978-92-630-2182-3, World Meteorological Organization.

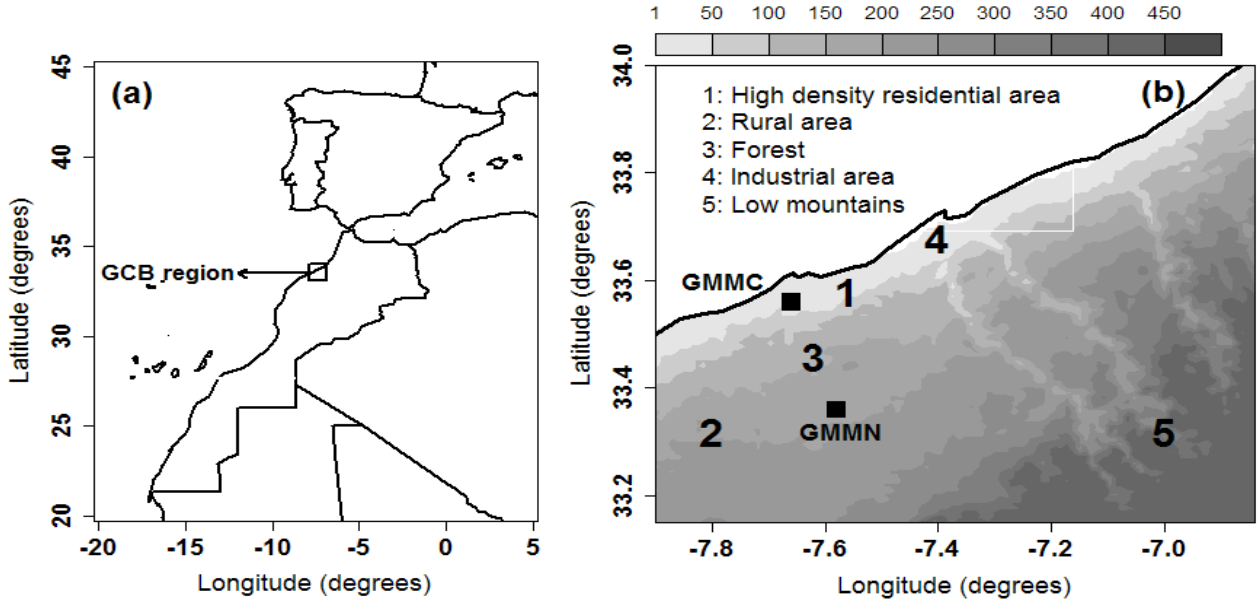


FIG. 1. (a) Topographical (m) and physiographic features of the GCB region, as well as the locations of the two synoptic stations used in this study. (b) Domain used in the synoptic weather pattern classification. The square refers to the Grand Casablanca region.

TABLE 1. Fog events frequency (number of fog events and percentage) at the two stations (GMMC and GMMN) of the GCB region. Statistics are issued from the algorithm displayed in Fig. 2.

Type	Branch	GMMC		GMMN		GCB	
RAD	1-2-3-6	42		68			
	1-2-3-6-7	4		3			
	Total	46	31.9%	71	18.7%	117	22.3%
ADV-RAD	1-2-3-4	26		126			
	1-2-3-4-5	1		5			
	Total	27	18.8%	131	34.5%	158	30.2%
CBL	1-2-8	36		83			
	1-9-10	2		20			
	Total	38	26.4%	103	27.1%	141	26.9%
ADV	1-9	1		16			
	Total	1	0.7%	16	4.2%	17	3.2%
UNK	Total	32	22.2%	59	15.5%	91	17.4%
	Total	144	100%	380	100%	524	100%

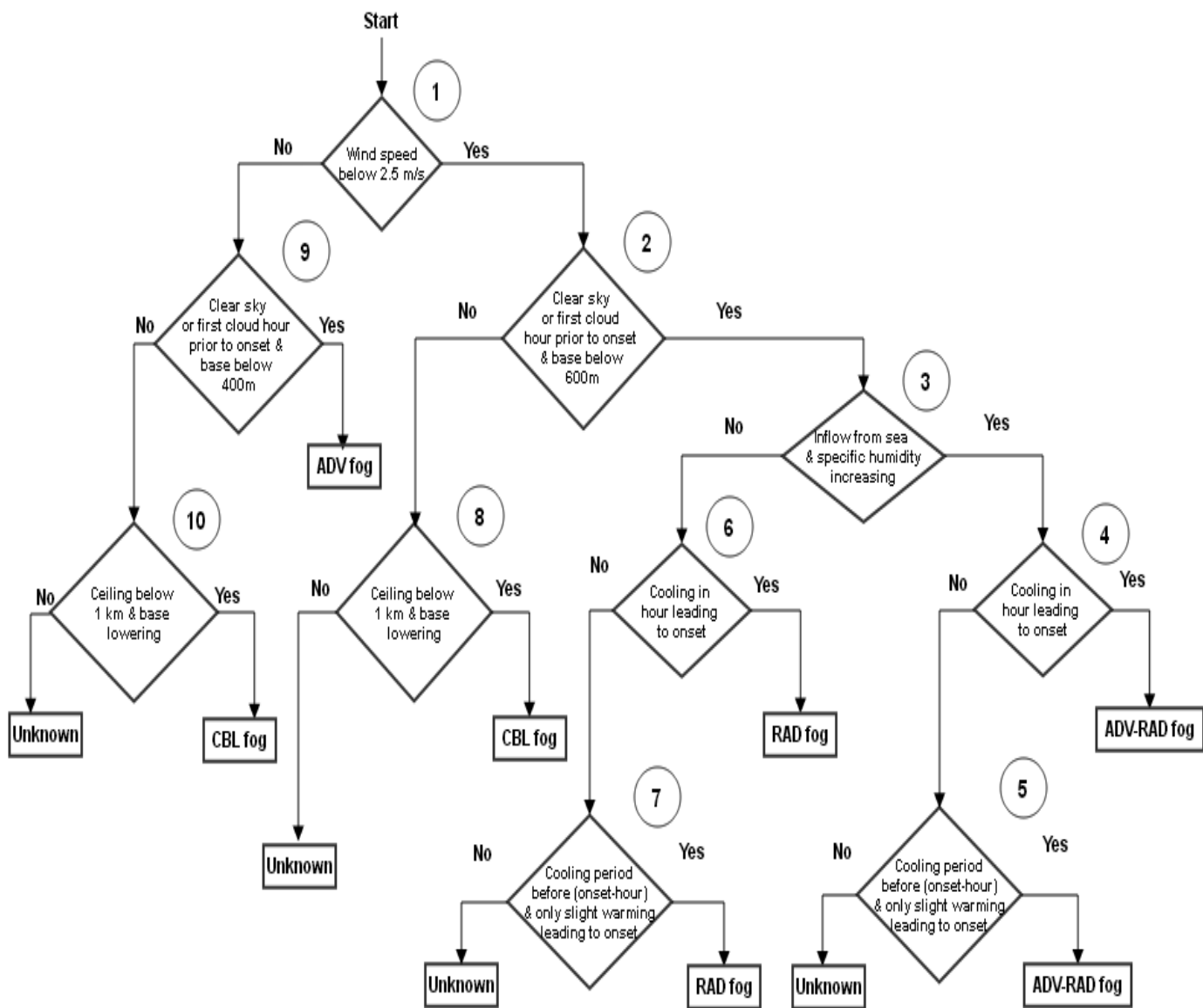


FIG. 2. Flowchart illustrating the objective fog-type classification algorithm (adapted from Tardif and Rasmussen (2007)). The fog types mentioned above: radiation fog (RAD), advection-radiation fog (ADV-RAD), fog resulting from cloud base lowering (CBL), advection fog (ADV) and unknown (UNK).

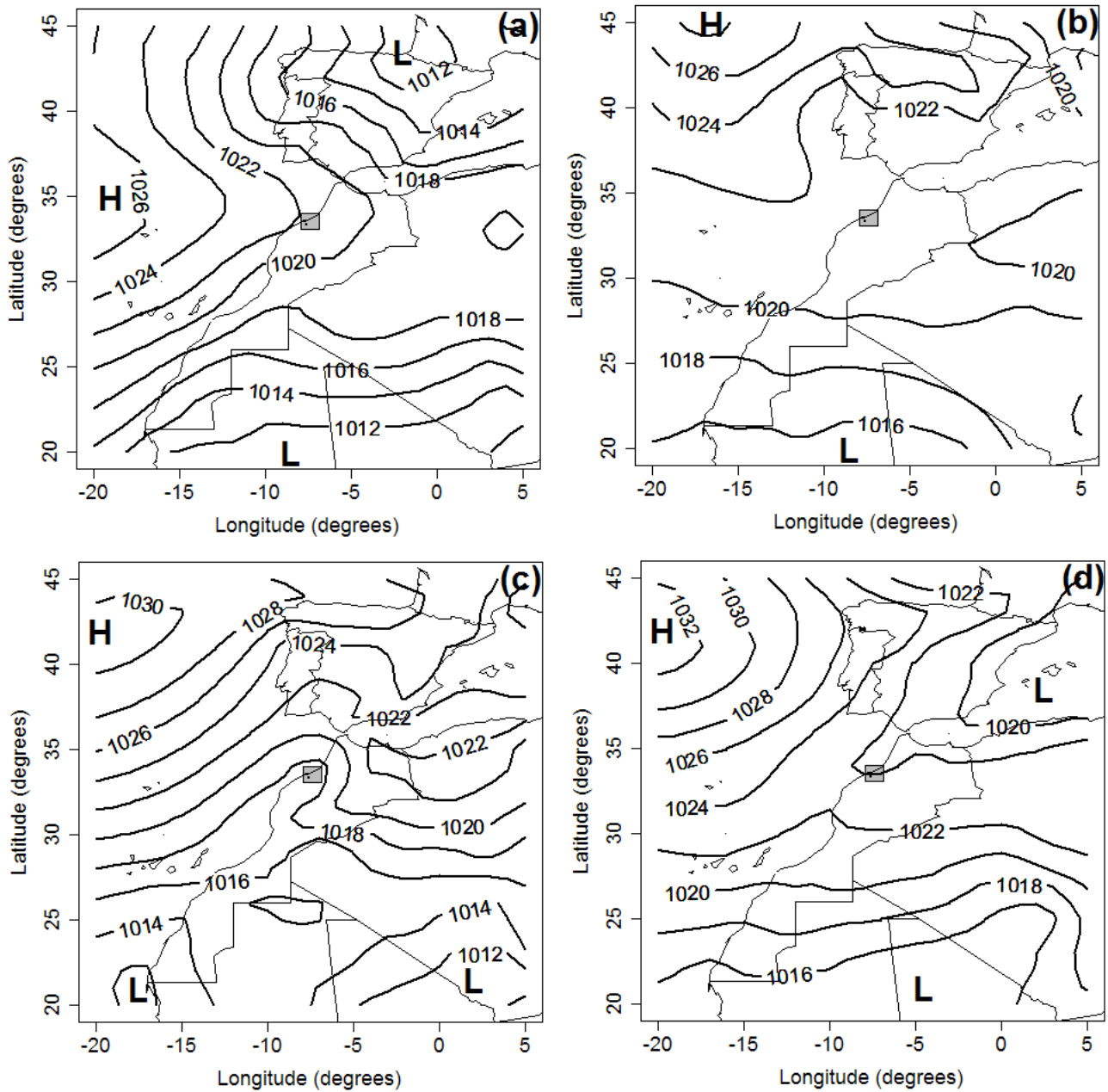


FIG. 3. Clusters obtained from K-means cluster analysis based on MSLP reanalyses at 0000 UTC. (a) Cluster 1 -H-: Anticyclonic situation, (b) Cluster 2 -SLPA-: Shallow Low Pressure Area, (c) Cluster 3 -ST-: The trough associated with the Low in the south of Morocco interests the GCB region, and (d) Cluster 4 -L-: Cyclonic situation interests the south of Europe and the High is centered offshore over the Atlantic Ocean. The fulfilled square refers to GCB region.

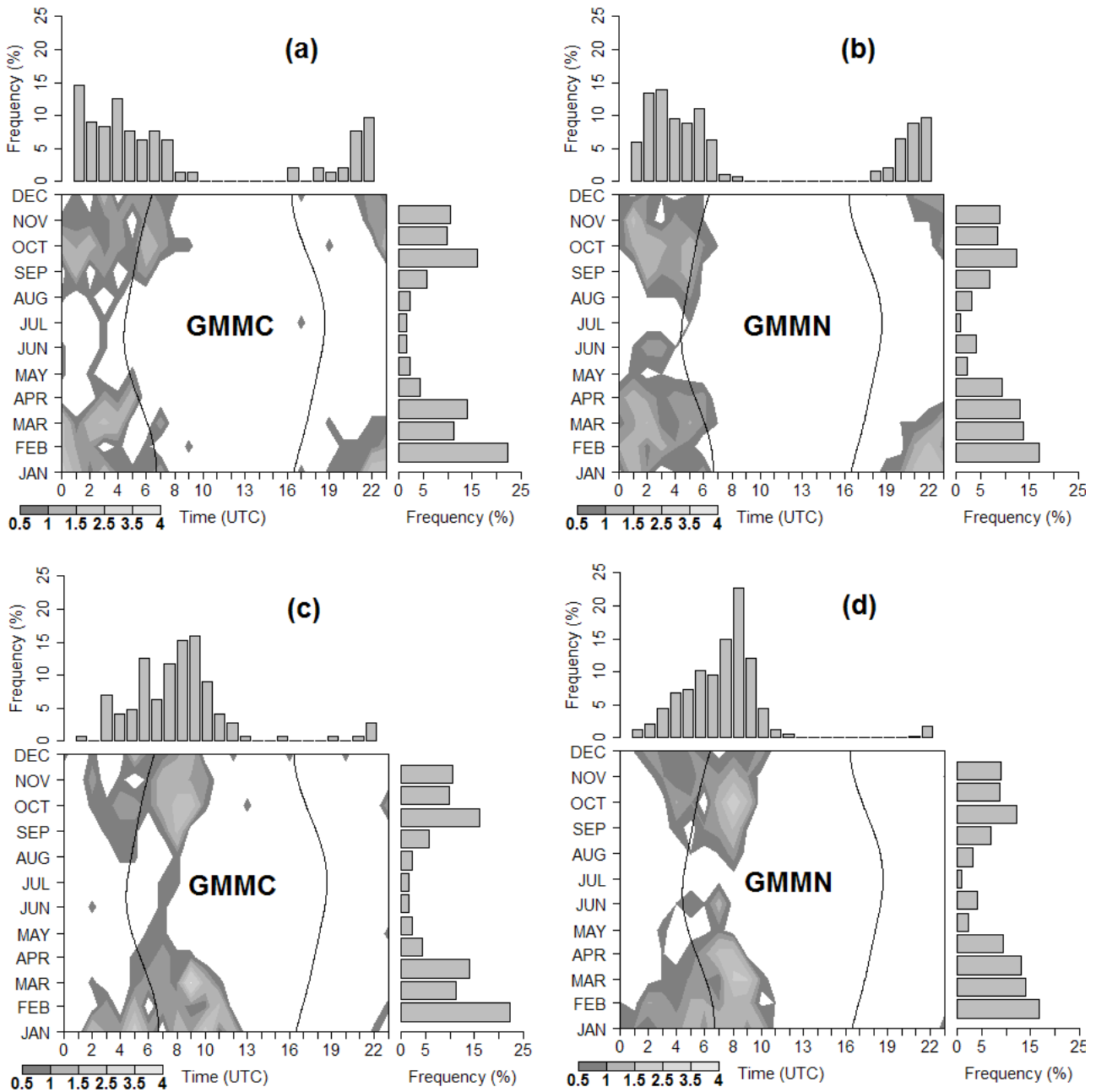


FIG. 4. Filled contours of onset (top) and dissipation (bottom) frequencies of all fog events at GMMC -(a) and (c)- and at GMMN -(b) and (d)-, as a function of time of day and month. The hourly and monthly distributions of fog event frequencies are shown on the top and on the right respectively. Times of sunrise and sunset are indicated by the solid lines.

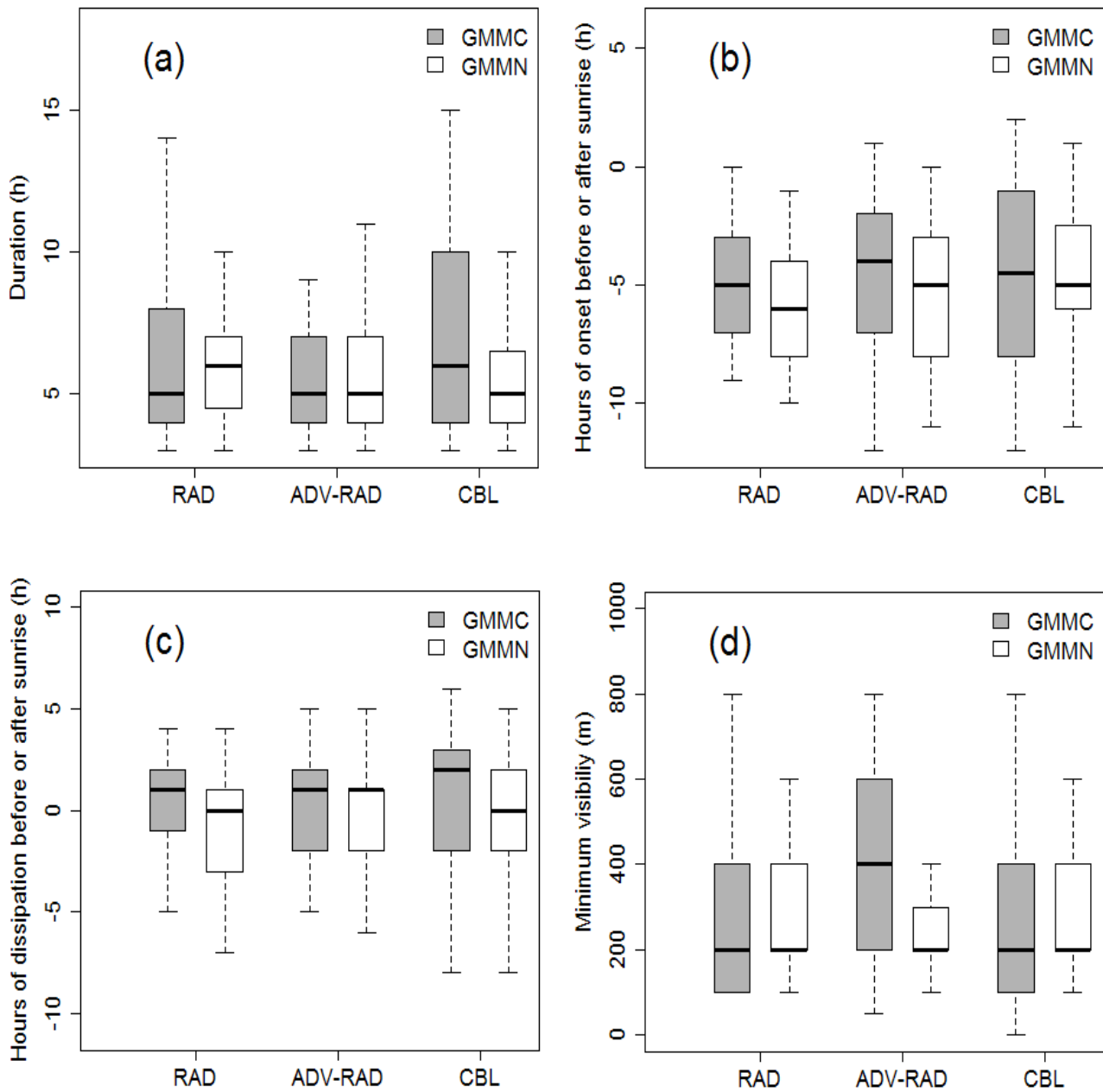


FIG. 5. Box plots of the distribution of : (a) duration of fog event, (b) hours of fog onset before or after sunrise, (c) hours of dissipation before or after sunrise and (d) minimum visibility. The distribution is done for RAD, ADV-RAD and CBL types over GMMC (grey) and GMMN (white). The lower and upper edges of box refer to 25% and 75% respectively. The horizontal line within box refers to the median. The lower and upper whiskers refer to minimum and maximum values.

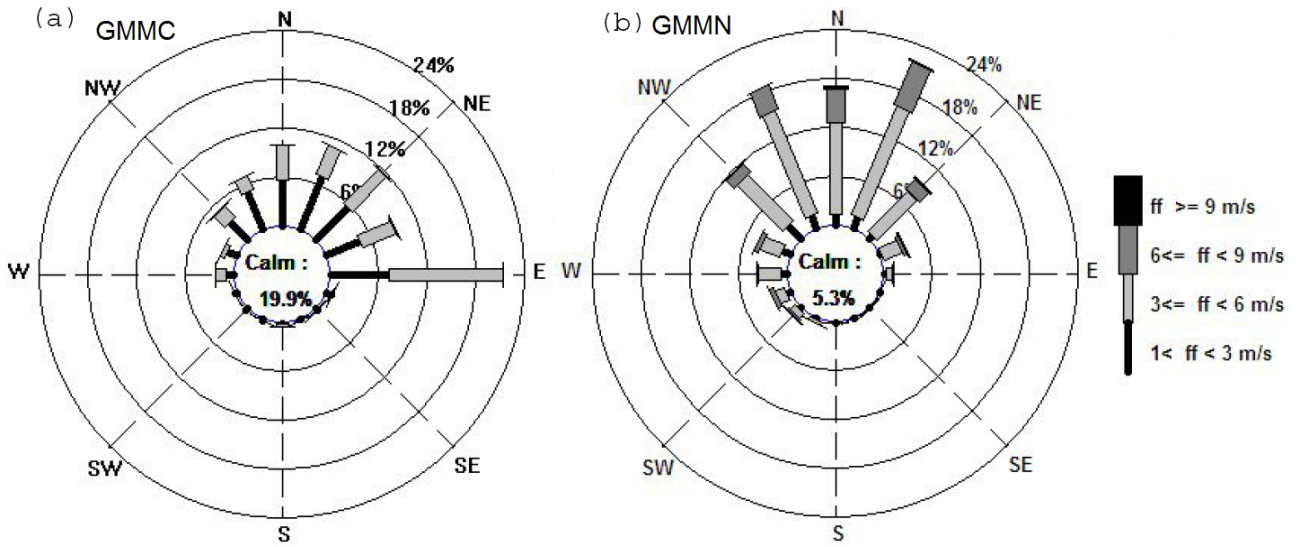


FIG. 6. Wind roses at (left) GMMC and (right) GMMN during the afternoon before all fog events onset.

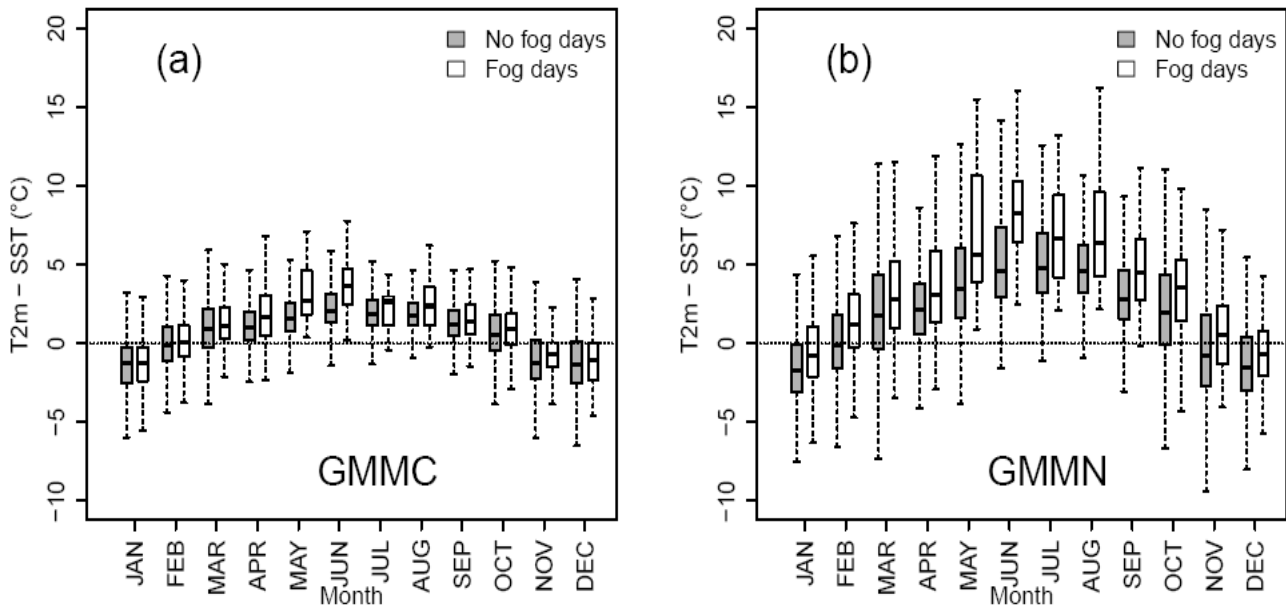


FIG. 7. Boxplots illustrating the monthly distribution of the difference between 2-m temperature (T_{2m}) at each synoptic station (GMMC and GMMN) and SST reanalyses at the nearest grid point from GMMC, during the afternoon for fog days and no-fog days. The period covers 9 years (2001-2009).

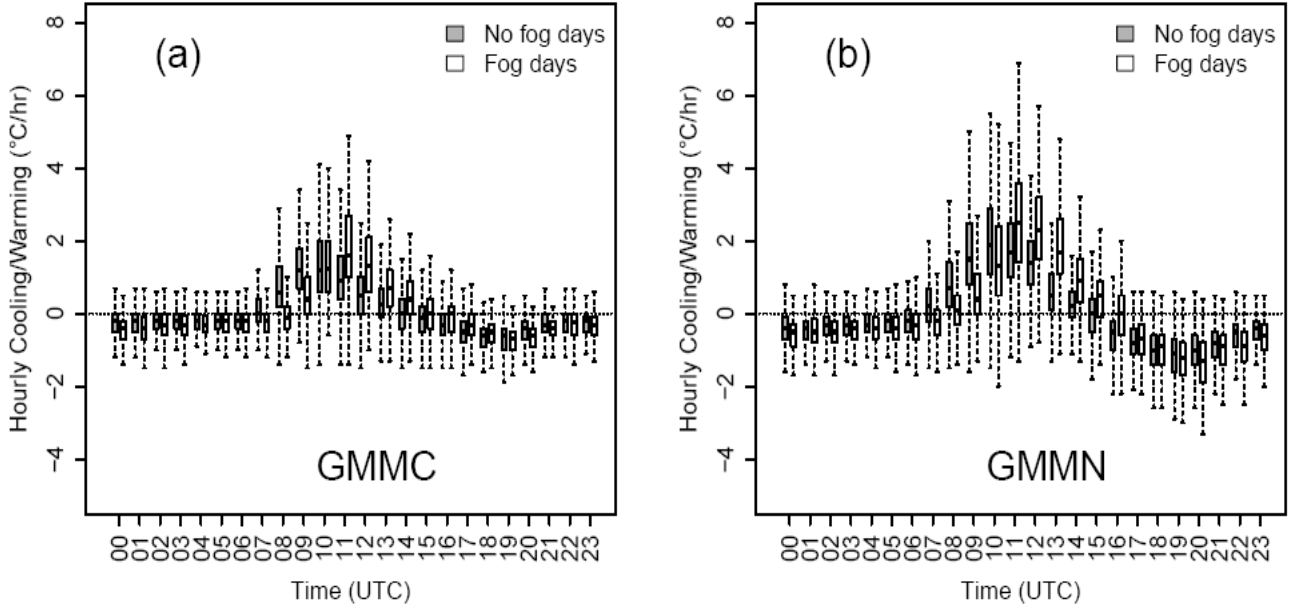


FIG. 8. Diurnal variation of hourly cooling/warming for fog days and no-fog days at: (a) the coastal station GMMC and (b) the inland station GMMN.

TABLE 2. Monthly mean and standard deviation for : relative humidity $-RH_0-$ (%) at the nearest rounded hour to sunset, length of night $-LON-$ (h) and the difference $\tau - LON$ (h) which is the time needed to reach saturation by radiative cooling (τ) minus the length of night.

Month	GMMC			GMMN		
	RH_0 (sunset)	LON (h)	$\tau - LON$ (h)	RH_0 (sunset)	LON (h)	$\tau - LON$ (h)
JAN	77.16±11.03	13.95±0.18	-4.49±4.85	69.47±11.61	13.95±0.18	-4.83±3.89
FEB	76.73±11.15	13.18±0.26	-3.26±4.65	70.37±10.97	13.17±0.27	-4.02±3.91
MAR	76.95±11.38	12.17±0.31	-1.55±4.78	67.30±13.26	12.18±0.31	-2.20±4.03
APR	75.50±11.54	11.13±0.28	1.09±4.73	66.34±11.72	11.13±0.28	-0.42±4.04
MAY	78.09±10.16	10.26±0.21	3.11±4.90	66.62±12.00	10.25±0.21	1.15±4.22
JUN	80.45±09.04	09.82±0.04	3.43±5.04	65.72±12.29	09.82±0.04	2.69±4.33
JUL	83.03±08.87	10.01±0.16	2.53±5.18	67.43±10.38	10.00±0.16	3.02±3.98
AUG	83.92±06.74	10.74±0.27	2.48±5.43	69.03±09.46	10.74±0.27	2.16±4.07
SEP	80.80±07.22	11.73±0.30	0.52±4.81	66.66±10.36	11.73±0.30	1.41±4.51
OCT	80.19±10.86	12.77±0.30	-2.10±4.79	65.57±12.39	12.79±0.30	-0.72±4.15
NOV	75.54±11.15	13.70±0.23	-2.56±4.89	66.81±14.00	13.70±0.23	-2.73±4.85
DEC	77.30±10.43	14.17±0.05	-4.37±4.37	71.31±12.16	14.17±0.05	-4.84±4.19

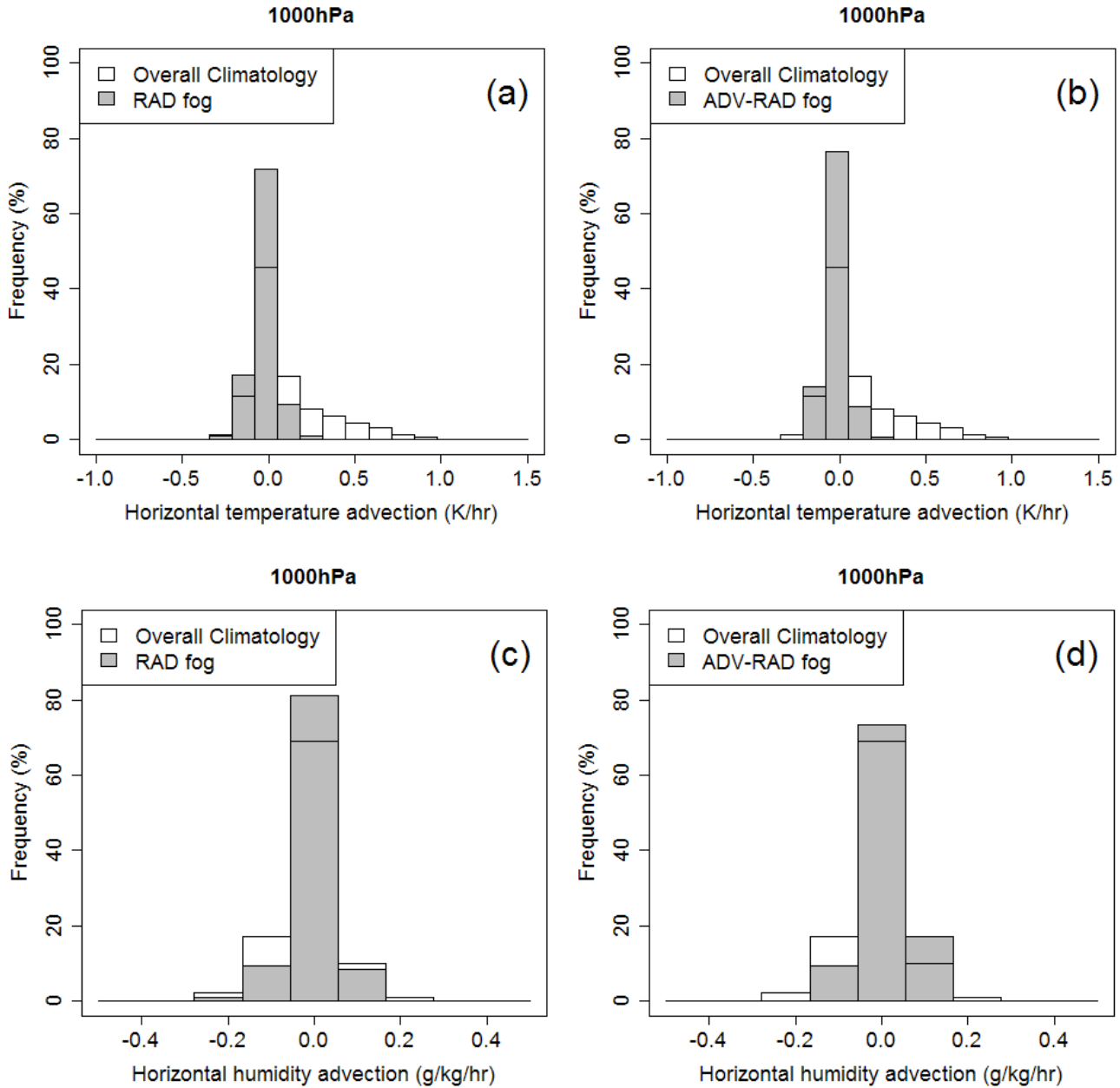


FIG. 9. Frequency distribution of horizontal temperature advection (a and b) and horizontal specific humidity advection (c and d) at 1000 hPa at the nearest grid point from the surface stations, from the ERA-Interim reanalyses corresponding to time nearest to fog onset. RAD type on the left and ADV-RAD type on the right. The overall climatology represents the distribution of values extracted at the same grid point for the entire dataset (2001-2009).

TABLE 3. Wind direction frequency at GCB region with respect to synoptic pattern for each fog type: before fog onset (onset-3hr to onset-1hr) and at fog onset. The maximum values for each bloc are shown in bold.

Fog Type	Pattern	Before fog onset (onset-3hr to onset-1hr)					At fog onset				
		Calm	E	S	W	N	Calm	E	S	W	N
RAD	SLPA	3,42	2,85	1,14	0,00	6,27	4,27	2,56	5,13	0,00	1,71
	H	12,25	4,27	3,13	3,13	7,12	12,82	2,56	10,26	1,71	2,56
	L	13,96	9,97	6,84	1,71	15,38	15,38	9,40	16,24	1,71	5,13
	ST	2,56	0,00	0,85	2,56	2,56	1,71	0,00	2,56	2,56	1,71
	Σ	32,19	17,09	11,97	7,41	31,34	34,19	14,53	34,19	5,98	11,11
CBL	SLPA	4,02	3,07	1,18	2,60	2,60	3,55	2,13	4,26	2,13	1,42
	H	8,98	6,62	2,13	0,71	3,55	7,80	4,96	4,96	0,71	3,55
	L	18,91	9,22	5,91	3,55	17,73	15,60	9,22	19,86	2,84	7,80
	ST	3,55	1,89	0,00	0,00	3,78	4,26	2,13	0,71	0,71	1,42
	Σ	35,46	20,80	9,22	6,86	27,66	31,21	18,44	29,79	6,38	14,18
ADV-RAD	SLPA	5,49	2,11	2,32	1,48	3,80	6,33	1,90	3,80	1,90	1,27
	H	15,40	1,48	1,69	2,74	6,54	17,09	1,90	0,63	4,43	3,80
	L	10,55	4,01	3,59	3,38	13,29	15,82	1,90	9,49	3,16	4,43
	ST	8,44	1,90	2,11	4,85	4,85	8,86	1,90	2,53	6,96	1,90
	Σ	39,87	9,49	9,70	12,45	28,48	48,10	7,59	16,46	16,46	11,39

TABLE 4. Monthly distribution over the GCB region of the dominant pattern (H(High, Fig. 3(a)), L(Low, Fig. 3(d)), SLPA(Shallow low pressure area, Fig. 3(b)), and ST(Saharan Trough, Fig. 3(c)) with respect to overall climatology, to the spatial categories (isolated and widespread) and to frequent types (ADV-RAD, RAD and CBL) of fog events.

Fog type / character	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC	Σ
Overall Climatology	L	L	H	ST	ST	ST	ST	ST	H	SLPA	L	L	3287
Isolated Fog	L	L	H	ST	H	H	ST	ST	H	H	L	L	340
Widespread Fog	L	L	H	H	H	H	H	H	H	SLPA	L	SLPA	91
ADV-RAD	L	L	H	ST	H	H	H/ST	ST	H	H	L	SLPA	158
RAD	L	L	L	H	H	H/ST	ST	ST	H	SLPA	L	L	117
CBL	L	L	L	H/L	H	ST	ST	H	H	H/SLPA	L	L	141

TABLE 5. Frequency distribution of RAD, ADV-RAD and CBL fog events according to tendencies in specific humidity (Δq) and saturation specific humidity (Δq_s) observed in the hour leading to each fog-type onset at the two synoptic stations GMMC and GMMN.

	Conditions	ADV-RAD				RAD				CBL			
		GMMC	GMMN	Σ	%	GMMC	GMMN	Σ	%	GMMC	GMMN	Σ	%
1. Cooling and dew deposition	$\Delta q_s \leq \Delta q < 0$	10	46	56	35.4	21	28	49	41.9	7	18	25	17.7
2. Moistening and warming	$0 < \Delta q_s \leq \Delta q$	1	3	4	2.5	4	3	7	5.9	9	22	31	22.0
3. Moistening and Cooling	$\Delta q_s < 0 < \Delta q$												
\Rightarrow 3.1 Cooling	$ \Delta q_s > \Delta q $	8	38	46	29.2	11	15	26	22.2	10	11	21	14.9
\Rightarrow 3.2 Moistening	$ \Delta q_s < \Delta q $	5	42	47	29.7	7	25	32	27.4	6	16	22	15.6
4. No trends or weak tendencies	$\Delta q_s \simeq 0$ and $\Delta q \simeq 0$	3	2	5	3.2	3	0	3	2.6	6	36	42	29.8
Σ		27	131	158	100	46	71	117	100	38	103	141	100

Simulation numérique de cas typiques

Sommaire

3.1	Introduction	70
3.2	Le modèle de recherche Més0-NH	70
3.2.1	Présentation Générale du modèle	71
3.2.2	Dynamique du modèle	72
3.2.2.1	Système d'équations	72
3.2.2.2	Discrétisation	75
3.2.2.3	Système de coordonnées :	75
3.2.2.4	Les conditions aux limites :	76
3.2.2.5	Imbrication des modèles (Grid Nesting)	76
3.2.3	Physique du modèle :	77
3.2.3.1	Schéma microphysique	78
3.2.3.2	Schéma de turbulence	79
3.3	Méthodologie	81
3.3.1	Présentation des simulations	81
3.3.1.1	Configuration unidimensionnelle	81
3.3.1.2	Configuration tridimensionnelle	82
3.3.2	Outils de diagnostique	84
3.3.2.1	Trajectoires lagrangiennes	84
3.3.2.2	Détection du brouillard et/ou nuages bas à partir des données MSG	84
3.3.3	Sélection des cas d'étude	85
3.3.3.1	Cas du brouillard de la nuit du 21-22 Janvier 2008	86
3.3.3.2	Cas du brouillard de la nuit du 23-24 Décembre 2013	86
3.4	Résultats du cas d'étude de la nuit du 21-22 Janvier 2008	86
3.4.1	Simulation numérique 3D de référence	88
3.4.2	Expériences de sensibilité	91
3.4.3	Simulation numérique 1D	91
3.4.3.1	Simulation 1D de référence	91
3.4.3.2	Impact de la résolution verticale	95
3.4.4	Conclusion	99
3.5	Article publié	100

3.6 Résultats du cas d'étude de la nuit du 23-24 Décembre 2013	113
3.6.1 Analyse du cas d'étude à l'aide des observations	113
3.6.2 Simulation numérique 3D de référence	116
3.6.2.1 Impact de la résolution horizontale	117
3.6.2.2 Analyse du cycle de vie du brouillard simulé	118
3.6.3 Expériences de sensibilité	120
3.6.3.1 Sensibilité à la température de la surface de la mer	122
3.6.3.2 Sensibilité à la topographie locale	123
3.6.3.3 Sensibilité à l'occupation du sol	124
3.6.4 Analyse de la phase de formation à l'aide de la technique de rétrotrajectoires	126
3.6.5 Simulation numérique 1D	128
3.6.5.1 Simulation 1D de référence	128
3.6.5.2 Sensibilité au moment d'initialisation	131
3.6.6 Conclusion	133

3.1 Introduction

Ce chapitre est consacré à la simulation numérique de deux cas typiques, reflétant les résultats de l'étude climatologique. Ces simulations numériques sont menées à l'aide du modèle de recherche Méso-NH et ont pour objectif d'étudier les circulations méso-échelle et d'évaluer l'impact des hétérogénéités de surface, dans une bande côtière, sur la simulation du brouillard. Cette phase vise à tester la capacité du modèle numérique à simuler correctement les brouillards côtiers sur la zone du Grand Casablanca et à évaluer l'importance des différents processus physiques.

Deux cas d'étude reflétant les résultats de l'étude climatologique ont été sélectionnés pour être simulés numériquement :

- Événement de brouillard de la nuit du 21-22 Janvier 2008 : ce brouillard étendu a intéressé les deux stations sous forme de deux types différents de brouillard (brouillard de rayonnement et brouillard résultant d'affaissement de stratus)
- Événement de brouillard de la nuit du 23-24 Décembre 2013 : ce brouillard étendu était de type advection-rayonnement aux deux stations, formé suite à une combinaison des processus advectifs liés à la brise de mer au cours de la journée et des processus radiatifs en début de nuit.

3.2 Le modèle de recherche Méso-NH

En météorologie, des modèles opérationnels sont utilisés pour prévoir quotidiennement l'évolution à court terme (entre quelques heures et quelques semaines) de l'atmosphère. Il existe aussi des modèles numériques utilisés à des fins de recherche comme le modèle Méso-NH qui est utilisé au cours de cette étude et sera décrit dans les sections suivantes. Les modèles de recherche sont utilisés pour mieux comprendre et

modéliser certains processus atmosphériques de méso-échelle pouvant en retour bénéficier aux modèles opérationnels de prévision.

Un modèle de prévision numériques du temps (PNT) est constitué d'un ensemble des lois d'évolution de l'atmosphère (plus ou moins simplifiées) discrétisées sur la grille de calcul. En pratique, un modèle de PNT est composé de deux parties :

- La *dynamique* qui décrit l'évolution du fluide atmosphérique dans les conditions adiabatiques à l'échelle de la grille de discrétisation choisie (partie résolue)
- La *physique* qui décrit l'ensemble des processus non explicitement résolus à l'échelle de la grille de discrétisation (partie non-résolue) mais qui ont une influence significative sur les échelles résolues par les équations de la partie *dynamique* et qui sont associés à des processus diabatiques. On parle alors de paramétrisations physiques. Elles représentent principalement les échanges de chaleur dans l'atmosphère et avec la surface, les transports induits par la turbulence, ainsi que les changements de phase de l'eau.

3.2.1 Présentation Générale du modèle

Le modèle Méso-NH (Lafore *et al.*, 1998, <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh/>) est un modèle de simulation numérique de l'atmosphère développé pour la recherche depuis les années 1990 conjointement par le CNRM-GAME (UMR 3589 CNRS/Météo-France) et le laboratoire d'Aérodologie (UMR 5560 UPS/CNRS). C'est un modèle à aire limitée, permettant de traiter une large gamme d'échelles, depuis l'échelle synoptique (résolution de 10-100km) jusqu'aux Large Eddy Simulations (résolution de l'ordre de la dizaine de mètres). Ce modèle a été utilisé avec succès pour des simulations LES du brouillard (Bergot, 2013, Cuxart and Jimenez, 2007) et pour d'autres études méso-échelle à haute résolution (Martinez *et al.*, 2010), en particulier pour la simulation du brouillard (Bari *et al.*, 2014) et les nuages bas dans la couche limite atmosphérique (Sandu *et al.*, 2008). Ce modèle adopte deux hypothèses principales :

- **Modèle non hydrostatique** : dans le cadre de l'approximation hydrostatique, l'accélération verticale est négligée devant la composante verticale de la force du gradient de pression. Dans le modèle Méso-NH, l'équation complète est conservée telle quelle :

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g \quad (3.1)$$

où w est la vitesse verticale, t est le temps, ρ est la masse volumique de l'air sec, P est la pression atmosphérique, z est la coordonnée verticale et g est l'accélération de la pesanteur.

- **Modèle anélastique** : l'air est un fluide compressible et lorsqu'on lui impose une déformation brutale, des forces de pression apparaissent pour ramener la particule vers son état initial, c'est l'élasticité du fluide. Celle-ci est à l'origine de la propagation du son. Ainsi, l'équation de continuité *anélastique* permet de filtrer les ondes sonores et s'obtient en supposant que les écarts de masse volumique (ρ') sont très petits par rapport à la masse volumique d'une atmosphère de référence (ρ_{ref}) et homogène horizontalement ($\rho = \rho_{ref} + \rho'$ avec $\rho' \ll \rho_{ref}$). Par conséquent, dans le cadre de l'approximation anélastique (élasticité négligée et non la

compressibilité),

$$\nabla \cdot (\rho_{ref} \cdot \mathbf{U}) = 0 \quad (3.2)$$

où \mathbf{U} est le vecteur vitesse du vent.

3.2.2 Dynamique du modèle

3.2.2.1 Système d'équations

La dynamique est régie par le système d'équations non-hydrostatiques anélastiques de [Durrán \(1989\)](#). Les variables pronostiques du modèle sont :

- les trois composantes cartésiennes du vecteur vitesse du vent (u, v, w) ,
- la température potentielle (θ) ,
- les rapports de mélange (défini comme étant le rapport entre la masse du constituant et la masse de l'air sec) de la vapeur d'eau (r_v) et des 5 espèces d'hydrométéores (eau liquide nuageuse r_c , eau liquide précipitante r_r , cristaux de glace primaire r_i , neige r_s et graupel r_g),
- l'énergie cinétique turbulente (TKE pour Turbulent Kinetic Energy en anglais)

$$TKE = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$$

où α' et $\bar{\alpha}$ représentent respectivement la fluctuation et la moyenne du paramètre α .

Le rapport de mélange de l'eau totale vérifie :

$$r_w = r_v + r_c + r_r + r_i + r_s + r_g \quad (3.3)$$

Dans la formulation du système d'équations, la fonction d'Exner est utilisée. Elle est définie par

$$\Pi = \left(\frac{P}{P_{00}} \right)^{R_d/C_{pd}} \quad (3.4)$$

où $P_{00} = 100000 Pa$ est la pression de référence, P est la pression atmosphérique (Pa), R_d est la constante des gaz pour l'air sec et C_{pd} la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante.

A partir de cette définition, on obtient la température potentielle sèche :

$$\theta = \frac{T}{\Pi} \quad (3.5)$$

La température virtuelle est définie par :

$$T_v = T(1 + r_v R_v / R_d) / (1 + r_w) \quad (3.6)$$

et la température potentielle virtuelle est définie par :

$$\theta_v = \theta(1 + r_v R_v / R_d) / (1 + r_w) \quad (3.7)$$

Contrainte anélastique

En adoptant l'approximation anélastique, on suppose que l'atmosphère ne s'écarte pas trop d'un état de référence, définie par une atmosphère, en équilibre hydrostatique, avec des profils uniformes horizontalement de la température $T_{ref}(z)$ et de la vapeur d'eau $r_{vref}(z)$. De plus, l'eau condensée n'est pas considérée dans l'état de référence. Ainsi, la densité de l'air sec s'écrit sous la forme :

$$\rho_{dref} = \frac{\rho_{ref}}{1 + r_{vref}} \quad (3.8)$$

La contrainte anélastique s'écrit dans le système de [Durrán \(1989\)](#) utilisé :

$$\nabla \cdot (\rho_{ref} \mathbf{U}) = 0 \quad (3.9)$$

où

$$\rho_{def} = \rho_{dref} \theta_{vref} (1 + r_{vref})$$

Equation d'état

Dans le système de [Durrán \(1989\)](#), l'équation d'état est non linéarisée et est utilisée sans aucune approximation.

$$P = \rho R_d T_v \quad (3.10)$$

Conservation de quantité de mouvement

Contrairement à la majorité des modèles atmosphériques, la densité totale de l'air, dans le modèle Més0-NH, varie en fonction des précipitations et de l'évaporation de l'eau. Dans le modèle Més0-NH, on utilise une équation de conservation de quantité de mouvement de la fraction d'air sec du fluide :

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_{def} \mathbf{U}) + \underbrace{\nabla \cdot (\rho_{def} \mathbf{U} \otimes \mathbf{U})}_{\text{terme d'advection}} + \underbrace{\rho_{def} \mathcal{F}_{\Pi}}_{\text{Force de Pression}} + \underbrace{\rho_{def} \mathcal{G} \frac{\theta_v - \theta_{vref}}{\theta_{vref}}}_{\text{Force de Flottabilité}} + \underbrace{2\rho_{def} \Omega \wedge \mathbf{U}}_{\text{Force de Coriolis}} = \underbrace{\rho_{def} \mathcal{F}}_{\text{effets diabatiques}} \quad (3.11)$$

où $\rho_{def} \mathcal{F}_{\Pi}$ est la force de gradient de pression, qui prend la forme suivante dans le système d'équations de [Durrán \(1989\)](#) :

$$\rho_{def} \mathcal{F}_{\Pi} = \rho_{def} C_{pd} \theta_v \Pi'$$

Cette forme est identique à l'équation de conservation du moment dans le cas d'un système complètement compressible.

Equation hydrostatique

Dans le pseudo-incompressible système de [Durrán \(1989\)](#), et comme l'équation verticale de la quantité de mouvement est écrite sans aucune approximation, la relation hydrostatique est exacte et s'écrit sous la forme :

$$\frac{\partial \Pi'}{\partial z} = \frac{g}{C_{pd} \theta_v} \frac{\theta_v - \theta_{vref}}{\theta_{vref}} \quad (3.12)$$

Equation thermodynamique

La variable pronostique de l'énergie est la température potentielle sèche θ . Ainsi, tenant compte des effets d'humidité, l'équation thermodynamique prend la forme suivante :

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho_{def} \theta) + \nabla \cdot (\rho_{def} \theta \mathbf{U}) = & \underbrace{\rho_{def} \left[\frac{R_d + r_v R_v C_{pd}}{R_d} \frac{C_{pd}}{C_{ph}} - 1 \right] \frac{\theta}{\Pi_{ref}} w \frac{\partial \Pi_{ref}}{\partial z}}_{\text{correction humide en absence de changement de phase}} + \\ & \underbrace{\frac{\rho_{def}}{\Pi_{ref} C_{ph}} \left[L_m \frac{D(r_i + r_s + r_g)}{Dt} - L_v \frac{Dr_v}{Dt} + \mathcal{H} \right]}_{\text{effets de changement de phase et autres effets diabatiques}} \end{aligned} \quad (3.13)$$

où L_m est la chaleur latente de fusion, L_v est la chaleur latente de vaporisation, C_{ph} est la chaleur spécifique de l'air humide à pression constante et \mathcal{H} est le taux de réchauffement par unité de volume.

Les termes de droite représentent respectivement le terme de correction humide en absence de changement de phase (dérivée de la conservation de l'énergie totale), et les effets des changements de phase et autres effets diabatiques (rayonnement et diffusion).

Conservation de l'humidité

Pour chaque substance r_* , l'équation de conservation s'écrit comme suit :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_{def} r_*) + \nabla \cdot (\rho_{def} r_* \mathbf{U}) = \rho_{def} \mathcal{Q}_* \quad (3.14)$$

où le terme \mathcal{Q}_* regroupe les effets de changement de phase, la sédimentation et la diffusion.

Equation de la Pression

En définissant le terme source dynamique du mouvement \mathbf{S} par :

$$\mathbf{S} = - \underbrace{\nabla \cdot (\rho_{def} \mathbf{U} \otimes \mathbf{U})}_{\text{terme d'advection}} - \underbrace{\rho_{def} \mathcal{G} \frac{\theta_v - \theta_{vref}}{\theta_{vref}}}_{\text{Force de Flottabilité}} - \underbrace{2\rho_{def} \Omega \wedge \mathbf{U}}_{\text{Force de Coriolis}} + \underbrace{\rho_{def} \mathcal{F}}_{\text{effets diabatiques}} \quad (3.15)$$

L'équation de conservation du moment s'écrit alors sous la forme :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_{def} \mathbf{U}) = \mathbf{S} - \rho_{def} C_{pd} \theta_v \nabla \Pi' \quad (3.16)$$

La pression est alors diagnostiquée par résolution d'une équation elliptique tridimensionnelle obtenue à partir des équations de continuité et celle de mouvement.

$$\nabla \cdot (\rho_{def} C_{pd} \theta_v \nabla \Pi') = \nabla \cdot \mathbf{S} \quad (3.17)$$

3.2.2.2 Discrétisation

Les équations sont discrétisées spatialement par différences finies centrées de second ordre. Pour la discrétisation temporelle, le schéma « saute-mouton » (« leap-frog » en anglais) explicite est utilisé. Le pas d'intégration Δt dépend de la résolution spatiale, caractérisée par la dimension de maille Δx , car il doit satisfaire la condition de Courant, Friedrichs et Lewy, en abrégé "condition CFL", qui s'exprime sous la forme :

$$U.\Delta t/\Delta x < C$$

où U est la vitesse de propagation des ondes de gravité les plus rapides, pouvant atteindre 330m/s, et décrites par les équations et C un nombre sans dimension dépendant de la géométrie du problème et de la discrétisation choisie.

Les valeurs des paramètres à prévoir s'expriment directement à partir de leurs valeurs connues aux instants précédents, le critère de stabilité CFL est lié à la vitesse des ondes de gravités. Le pas de temps max $(\Delta t)_m$ utilisable avec le schéma explicite sur la grille C est :

$$(\Delta t)_m = \frac{\Delta x}{2c\sqrt{2}} \quad (3.18)$$

Le schéma explicite centré consiste à évaluer la dérivée temporelle $\frac{\partial \mathbf{X}}{\partial t}$ à l'aide de différences centrales dans le temps :

$$\frac{\partial \mathbf{X}}{\partial t} = \frac{\mathbf{X}(t + \Delta t) - \mathbf{X}(t - \Delta t)}{2\Delta t} \quad (3.19)$$

3.2.2.3 Système de coordonnées :

Le système de coordonnée verticale adopté est celui de Gal-Chen et Somerville (1975). Cette coordonnée verticale hybride suit l'orographie près de la surface et est horizontale au sommet de la grille (Fig. 3.1(a)) :

$$\hat{z} = H \frac{z(i, j, k) - z_s(i, j)}{H - z_s(i, j)}$$

où

z est la hauteur du niveau du modèle,

z_s est la hauteur de l'orographie locale,

H est la hauteur du sommet du domaine

$$z = z_s \longrightarrow \hat{z} = 0$$

$$z = H \longrightarrow \hat{z} = H$$

La localisation des champs de flux et de masse se fait sur une grille C d'Arakawa et Mesinger (1976) (Fig. 3.1(b)).

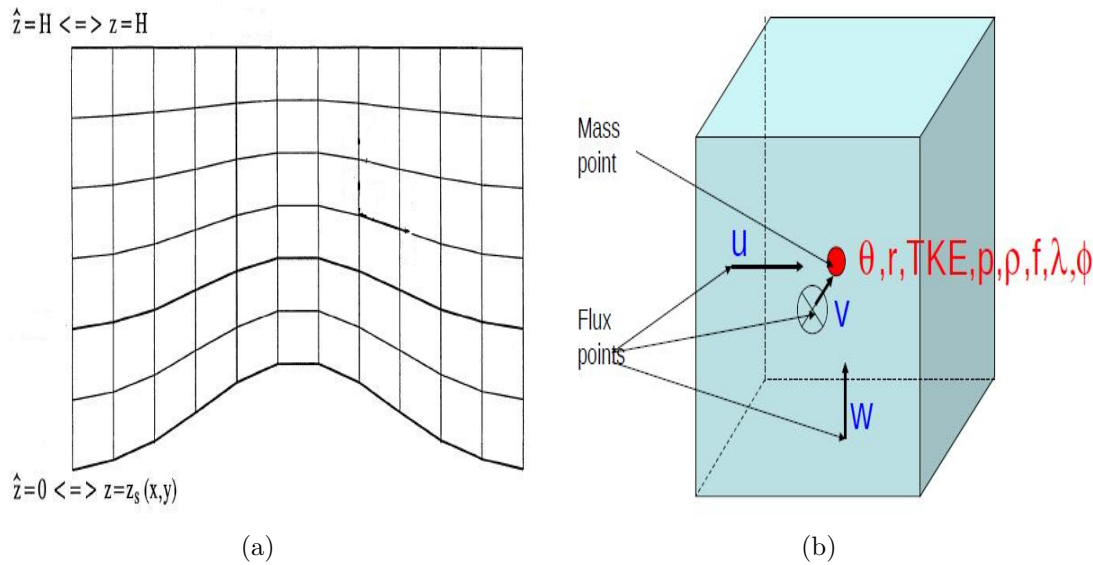


FIGURE 3.1 – (a) *Système de coordonnées verticale de Gal-Chen et Somerville (1975), et (b) Grille C d’Arakawa et Mesinger (1976).*

3.2.2.4 Les conditions aux limites :

- **Condition à la limite supérieure (Top Boundary)** : Le modèle est supposé limité par un couvercle horizontal rigide, en exerçant une condition de glissement sans frottement sur l’atmosphère. La hauteur H de ce couvercle peut être choisie par l’utilisateur.
- **Condition à la limite inférieure (Bottom Boundary)** : La frontière inférieure est définie comme un couvercle rigide, et considérée comme surface de glissement sans frottement pour la vitesse tangentielle.
- **Conditions aux limites latérales (Lateral Boundary)** : Les conditions de forçage externe sont utilisées aux limites latérales. Le modèle permet d’imbriquer des domaines de tailles différentes pour réaliser des descentes en échelle.

3.2.2.5 Imbrication des modèles (Grid Nesting)

L’intégration d’un modèle à grande maille sur un grand domaine, couplé à un modèle à petite maille sur un petit domaine, demande moins de puissance de calcul que l’intégration d’un modèle à petite maille sur un grand domaine (qui, hormis la contrainte de temps, est évidemment la solution la meilleure). C’est la raison pour laquelle de nombreux chercheurs et services météorologiques ont adopté le système de *modèle emboîtés* (nested models, en anglais). Le modèle Meso-NH offre la possibilité d’effectuer un *couplage unidirectionnel* (one-way nesting, en anglais) de la grande échelle vers la petite échelle, ainsi qu’un *couplage bidirectionnel* (two-way nesting, en anglais) où les valeurs prévues avec le modèle à maille fine sont alors réinjectées dans le modèle à grande maille. Le modèle Meso-NH offre aussi la possibilité de multiplier le nombre de modèle emboîtés pour travailler avec des mailles de plus en plus fines (Kurihara *et al.*, 1998).

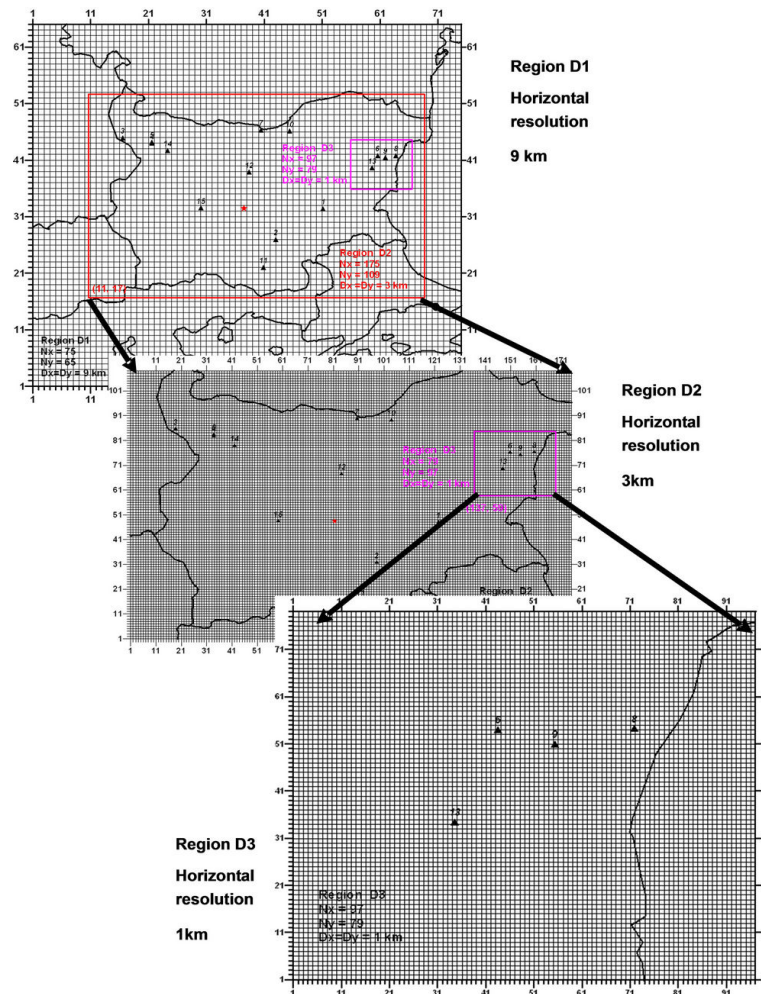


FIGURE 3.2 – Exemple de modèles emboîtés

3.2.3 Physique du modèle :

Dans la configuration utilisée au cours de cette étude, la paramétrisation de la turbulence est unidimensionnelle selon la verticale avec une fermeture de l'équation de l'énergie cinétique turbulente à l'ordre 1.5 (Cuxart *et al.*, 2000). La longueur de mélange y est définie selon Bougeault et Lacarrere (1989). Le rayonnement est paramétré par les schémas du CEPMMT : le schéma RRTM (Rapid Radiation Transfer Model, Mlawer *et al.* (1997)) dans les grandes longueurs d'onde, et celui de Morcrette (1991) dans les courtes longueurs d'onde. La représentation des hydrométéores en 5 classes permet de décrire précisément dans le modèle le cycle de l'eau et les processus nuageux. Les équations pronostiques régissant l'évolution des rapports de mélange de la vapeur d'eau et des 5 espèces d'hydrométéores suivent un schéma microphysique mixte à 1 moment ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998).

Le modèle Més0-NH peut tourner simultanément sur plusieurs domaines géographiques avec des grilles imbriquées. Les différents domaines interagissent entre eux : le plus grand domaine fournit les conditions aux limites latérales pour le plus petit domaine tandis que, sur la zone de recouvrement des deux grilles, les variables du grand domaine sont rappelées avec une durée de relaxation courte, vers les valeurs de la grille fine (Stein *et al.*, 2000).

Le traitement de la surface et de son interaction avec l'atmosphère est externalisé hors du modèle atmosphérique Méso-NH. L'évolution de l'état du sol ainsi que les échanges entre la surface et l'atmosphère sont calculés par le système SURFEX (www.cnrm.meteo.fr). Ces paramètres servent alors au modèle atmosphérique en tant que conditions aux limites sur le bord inférieur. SURFEX fournit également au modèle atmosphérique des informations nécessaires aux calculs de rayonnement telles que la température de surface, l'albédo ou l'émissivité de surface. Le calcul des paramètres du sol et des flux d'échange avec l'atmosphère est effectué par SURFEX selon 4 schémas différents selon le type de surface considéré : ISBA (Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere, [Noilhan et Mahfouf \(1996\)](#)) pour les surfaces végétales, TEB (Town Energy Balance, [Masson \(2000\)](#)) pour les surfaces urbaines, Flake ([Mironov et al., 2005](#)) pour les lacs et la paramétrisation ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates, [Belamari \(2005\)](#)) pour les surfaces marines. La couverture de chaque type de surface est fournie par la base de données ECOCLIMAP2 ([Masson et al., 2003](#)). Chaque point de grille peut combiner plusieurs types de surface. Les flux d'échange surface-atmosphère calculés par SURFEX sont alors une moyenne des flux des différents types de surface pondérée par leur fraction respective dans le point de grille.

3.2.3.1 Schéma microphysique

Le schéma microphysique à 1 moment ICE3 ([Pinty et Jabouille, 1998](#)) calcule les rapports de mélange pour les hydrométéores suivants :

- L'eau liquide nuageuse (gouttelettes dont le diamètre est inférieur à 80 microns) ;
- L'eau liquide précipitante (goutte dont le diamètre est supérieur à 80 microns) ;
- Les cristaux de glace primaire ;
- La neige ;
- La glace en grains (Graupel)

Toutes ces espèces ont une distribution en taille qui suit une loi Gamma généralisée :

$$n(D) = N \frac{\alpha}{\Gamma(\nu)} \lambda^{\alpha\nu} D^{\alpha\nu-1} \exp(-(\lambda D)^\alpha) \quad (3.20)$$

$n(D)$ représente la concentration des particules de diamètre D . N est la concentration totale de particules, α et ν sont les paramètres de forme de la loi Gamma généralisée. Ces coefficients prennent les valeurs respectives de 1 et 3 sur terre et l'inverse sur mer pour l'eau liquide nuageuse. Γ est la fonction Gamma. λ est le paramètre de pente, qui prend la valeur :

$$\lambda = \left[\frac{\pi}{6} \rho_w \frac{\Gamma(\nu + \frac{3}{\alpha})}{\Gamma(\nu)} \frac{N}{\rho_d r} \right]^{\frac{1}{3}}$$

ρ_w est la densité de l'eau, ρ_d est la densité de l'air sec, N est la concentration de l'espèce, et r est son rapport de mélange.

Les interactions entre les différentes espèces sont réparties entre les processus "chauds", qui ne font intervenir que les espèces liquides et les processus "froids", qui mettent en jeu les cristaux de glace. Nous nous intéressons à l'évolution des espèces "chaudes" : l'eau

nuageuse et l'eau de pluie. Le tableau ci-dessous résume les mécanismes pris en compte dans la partie "chaude" de ICE3. r désigne le rapport de mélange, tandis que les indices v , c , r indiquent la vapeur d'eau, l'eau nuageuse et l'eau de pluie respectivement.

Mécanisme	Puits	Source	Processus
$r_v \Rightarrow r_c$	r_v	r_c	Condensation de gouttelettes d'eau nuageuse
$r_c + r_c \Rightarrow r_r$	r_c	r_r	Autoconversion de gouttelettes d'eau nuageuse
$r_c + r_r \Rightarrow r_r$	r_c	r_r	Accrétion de gouttelettes d'eau nuageuse sur des gouttes de pluie
$r_r \Rightarrow r_v$	r_r	r_v	Evaporation
$r_r \Rightarrow sol$	r_r		Sédimentation/Chute

TABLE 3.1 – Mécanismes pris en compte dans la partie chaude du schéma ICE3

3.2.3.2 Schéma de turbulence

Pour la réalisation des simulations numériques présentées dans la suite du travail, le traitement de la turbulence dans le modèle Més0-NH est effectué à l'aide du schéma 1-D de turbulence de [Cuxart et al. \(2000\)](#) d'ordre 1.5 donné par l'équation pronostique de TKE suivante sous l'hypothèse d'homogénéité horizontale :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial e}{\partial t} = & \underbrace{-\frac{1}{\rho_{d\,ref}} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{d\,ref} e \bar{w})}_{Advection} \underbrace{-\overline{w' u'_i} \frac{\partial \bar{u}'_i}{\partial z}}_{prod.dynamique} \underbrace{+\frac{g}{\theta_{v\,ref}} \overline{w' \theta'_v}}_{prod.thermique} \\
 & + \underbrace{\frac{1}{\rho_{d\,ref}} \frac{\partial}{\partial z} (C_{2m} \rho_{d\,ref} \cdot L \cdot e^{1/2} \cdot \frac{\partial e}{\partial z})}_{Diffusion} \underbrace{-C_\epsilon \frac{e^{3/2}}{L}}_{Dissipation}
 \end{aligned} \tag{3.21}$$

où e l'énergie cinétique turbulente (TKE), ρ_{dref} est la densité de l'air sec, u_i sont les composantes horizontales du vecteur vitesse du vent, w est la composante verticale du vecteur vitesse du vent, θ_v est la température potentielle virtuelle. Les valeurs numériques des constantes sont celles de [Redelsperger et Sommeria \(1981\)](#) : $C_{2m} = 0.2$ et $C_\epsilon = 0.7$.

Cette équation pronostique de la TKE représente la partie isotrope des moments d'ordre 2 (variances et flux turbulents). La partie anisotrope est stationnarisée, ce qui nécessite des formulations diagnostiques pour les flux et variances. Ainsi, les flux turbulents sont définis en utilisant les coefficients d'échange turbulent :

$$\overline{w' \alpha'} = -K_\alpha \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial z} \tag{3.22}$$

Le coefficient d'échange K peut prendre des valeurs différentes pour le vent ($\overline{w' u'}$, $\overline{w' v'}$), la température ($\overline{w' \theta'}$) et l'humidité ($\overline{w' r'_v}$). Ainsi, si K est positif, le flux s'écoule dans le sens du gradient. Tous ces termes diagnostiques de la partie anisotrope font intervenir la longueur de mélange L . Dans notre étude, on utilise la formulation de L de [Bougeault et Lacarrere \(1989\)](#). Celle-ci est basée sur le principe de conservation d'énergie d'une parcelle d'air. A un niveau donné, une parcelle d'air aura comme énergie cinétique la TKE à ce niveau. La longueur de mélange est donc liée aux distances que pourra parcourir cette

parcelle d'air vers le haut l_{up} et vers le bas l_{down} avant d'être stoppée par les effets de flottabilité ou par le sol dans le sens descendant. La formulation de la longueur de mélange est la suivante :

$$L = \left[\frac{(l_{up})^{-2/3} + (l_{down})^{-2/3}}{2} \right]^{-3/2} \quad (3.23)$$

où l_{up} et l_{down} sont définies par :

$$\int_z^{z+l_{up}} \frac{g}{\theta_{v ref}} (\theta(z) - \theta(z')) dz' = -e(z) \quad (3.24)$$

$$\int_{z-l_{down}}^z \frac{g}{\theta_{v ref}} (\theta(z) - \theta(z')) dz' = -e(z)$$

$$l_{down} \leq z$$

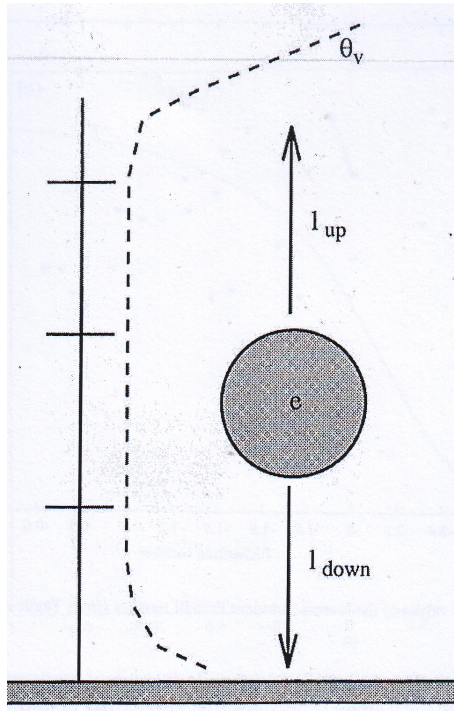


FIGURE 3.3 – Vue schématique de la longueur de mélange de [Bougeault et Lacarrere \(1989\)](#)

Cette longueur de mélange a le principal avantage d'être basée sur des postulats physiques sans utiliser de formulations empiriques. Elle correspond également à une fermeture non locale permettant de prendre en compte la stabilité globale de la couche limite.

Dans l'ordre, les termes présents à droite de l'équation 3.21 représentent le terme d'advection de TKE (transport de la turbulence), la production par cisaillement (production dynamique), la production par flottabilité (production thermique), la diffusion et la dissipation. Le terme de dissipation ϵ est paramétré en utilisant la relation

de Kolmogorov (1942).

Le terme d'advection reflète la redistribution de la turbulence déjà existante à l'intérieur de la zone dans laquelle l'air est turbulent. Ce terme ne décrit pas une création ou une destruction de la turbulence.

Le terme de dissipation visqueuse de la turbulence agit toujours dans le sens d'une diminution (puits) de la turbulence (dégradation de l'énergie cinétique de la turbulence en chaleur).

Le terme de production dynamique représente le transfert entre l'énergie cinétique moyenne et l'énergie cinétique de la turbulence. Il traduit la création de turbulence dans les zones où l'écoulement moyen est cisailé (forts gradients).

Le terme de production ou de destruction d'énergie cinétique turbulente lié à la flottabilité dans l'atmosphère est positif ($\overline{w'\theta'_v} > 0$) lors d'un transport vers le haut de fluctuations chaudes ($w' > 0$ et $\theta'_v > 0$) ou vers le bas de fluctuations froides ($w' < 0$ et $\theta'_v < 0$). L'énergie cinétique est alors gagnée au dépend de l'énergie potentielle de l'état de l'air. Ce terme est négatif dans le contexte opposé, où des fluctuations froides subissent des mouvements ascendants et des fluctuations chaudes des mouvements subsidents.

Le transport turbulent de chaleur, d'humidité et de gouttelettes joue un rôle très important dans la formation du brouillard. Cependant, le transport turbulent a un rôle ambigu, car il peut à la fois aider ou nuire à la formation du brouillard. La nuit, lorsque le ciel est clair, l'atmosphère est stable car refroidie par le sol. La production thermique de turbulence est alors négative. La création de la turbulence dépend donc uniquement de l'intensité du vent. Si le vent est très faible, voire nul, le refroidissement de la surface va être intense, et la saturation sera très vite atteinte au niveau du sol. Cependant ce refroidissement ne pourra pas se propager à l'atmosphère par manque d'échanges turbulents. L'inversion de température va être très marquée et très basse (typiquement une dizaine de degrés sur une couche d'une dizaine de mètres). La saturation ne pourra donc pas se propager verticalement et elle va se traduire principalement par une couche de brouillard très fine et un dépôt de rosée important. Un vent plus important va diminuer le refroidissement de la surface en augmentant les échanges turbulents sur la verticale. Il va par conséquent retarder la saturation. Toutefois, une fois celle-ci atteinte, elle permettra au brouillard de se développer sur la verticale et donc conduire à un brouillard très dense.

3.3 Méthodologie

3.3.1 Présentation des simulations

3.3.1.1 Configuration unidimensionnelle

Le modèle Méso-NH dans son mode 1D a une paramétrisation physique similaire à celle de son mode 3D et sa dynamique est unidimensionnelle c'est à dire que l'hypothèse d'homogénéité horizontale est appliquée. La résolution verticale adoptée est celle utilisée

en mode 3D. En fait, il est recommandé d’avoir une haute résolution dans les basses couches de la couche limite atmosphérique pour une meilleure simulation du brouillard (Tardif, 2007). La résolution verticale adoptée est par conséquent irrégulière et étirée et consiste en 60 niveaux dont le premier niveau est à 2m jusqu’à 6390m considéré comme sommet de l’atmosphère (Table 3.2). On a 4 niveaux en dessous de 10m, 18 niveaux en dessous de 100m et 38 niveaux en dessous de 1000m.

La version 1D du modèle Méso-NH est pilotée par le radiosondage initial et par les forçages. Pour tenir compte des conditions méso-échelle autour du point d’intérêt, on utilise :

- le forçage sur le vent géostrophique
- les termes d’advection de température et d’humidité.

En fait, on fournit au modèle 1D au travers du forçage sur le vent géostrophique et des termes d’advection de température et d’humidité l’évolution de la masse d’air de grande échelle. Il est à noter qu’on peut utiliser un forçage sur la vitesse verticale à la place des termes d’advection de température et d’humidité.

Les conditions initiales et celles de forçage sont issues du modèle Méso-NH dans son mode 3D par pas de 6 heures. Le forçage est appliqué à chaque pas de temps par interpolation linéaire.

Niveau	Hauteur(m)	Niveau	Hauteur(m)	Niveau	Hauteur(m)	Niveau	Hauteur(m)
1	2,00	16	71,90	31	363,89	46	2136,87
2	4,20	17	81,09	32	402,28	47	2339,08
3	6,62	18	91,20	33	444,50	48	2553,43
4	9,28	19	102,32	34	490,95	49	2780,63
5	12,21	20	114,55	35	542,05	50	3021,47
6	15,43	21	128,00	36	648,57	51	3276,76
7	18,97	22	142,81	37	761,49	52	3547,37
8	22,87	23	159,09	38	881,17	53	3834,21
9	27,16	24	176,99	39	1008,05	54	4138,26
10	31,87	25	196,69	40	1142,53	55	4460,56
11	37,06	26	218,36	41	1285,08	56	4802,19
12	42,77	27	242,20	42	1436,18	57	5164,32
13	49,05	28	268,42	43	1596,36	58	5548,18
14	55,95	29	297,26	44	1766,14	59	5955,07
15	63,54	30	328,99	45	1946,11	60	6390,38

TABLE 3.2 – Les niveaux de la grille verticale stretchée utilisée au cours de cette étude.

3.3.1.2 Configuration tridimensionnelle

La simulation numérique 3D des cas d’étude est effectuée à l’aide de la technique de domaines imbriqués *One-way* où le forçage s’effectue dans un seul sens, du domaine père vers le domaine fils, sans forçage au retour du fils vers le père. Le domaine père est centré sur Casablanca (33 N, 7 W) avec 100x100 points de grille et une résolution

horizontale de 5km. Le domaine fils est constitué de 100x100 points de grille avec une résolution horizontale de 1km (Figure 3.4). La grille imbriquée représente un zoom sur la région du Grand Casablanca. Ce choix est fait pour bien simuler les processus méso-échelles d'une part. D'autre part et depuis 2011, la DMN¹ utilise en opérationnel le modèle hydrostatique ALADIN-MAROC² (résolution horizontale de 10km) avec une tendance à l'utilisation du modèle non hydrostatique AROME³ (résolution horizontale de 2.5km), mais qui est conditionnée par la disponibilité des moyens de calcul numérique. Les deux domaines ont la même résolution verticale avec 60 niveaux comme dans la configuration unidimensionnelle. Le sommet de l'atmosphère est considéré à 6390m pour bien simuler la couche limite.

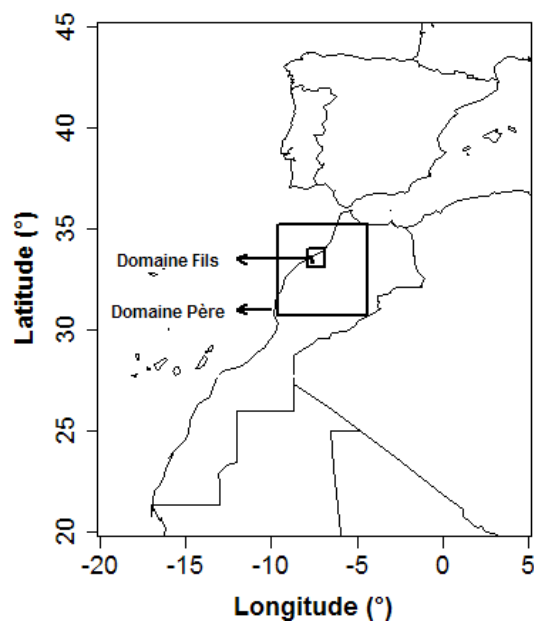


FIGURE 3.4 – Position des deux domaines utilisés pour la simulation numérique tridimensionnelle

Les conditions initiales et aux limites sont issues des réanalyses ERA-Interim du Centre Européen des Prévisions Météorologiques à Moyenne Terme (CEPMMT) par pas de 6 heures. Ces réanalyses sont générées sur une grille de 0.125° (environ 11km) et contiennent les principaux paramètres (pression atmosphérique, vent, température potentielle, humidité spécifique). Ces paramètres sont interpolés horizontalement et verticalement sur les 60 niveaux du domaine père, qui alimente à son tour le domaine fils par les conditions aux limites. Le champ de la SST utilisé pour les deux domaines est issu des réanalyses du CEPMMT.

Le pas d'intégration utilisé dans le schéma eulérien est de 15s pour le domaine père et 5s pour le domaine fils. Ce choix est fait pour satisfaire la condition de Courant, Friedrichs

-
1. La Direction de la Météorologie Nationale au Maroc
 2. ALADIN-MAROC est un modèle hydrostatique à aire limitée avec une résolution verticale de 60 niveaux dont le premier niveau est à 17m et 7 niveaux en dessous de 1500m.
 3. AROME est l'acronyme de : Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle

et Lewy⁴ (CFL). L'orographie est extraite du modèle numérique d'élévation GTOPO30⁵ à une résolution de 1km, la texture du sol est issue de la base de données FAO⁶ à 10km de résolution, la bathymétrie est extraite d'ETOPO2⁷ à 4km de résolution et la cartographie des paramètres de surface est extraite de la base de données ECOCLIMAP à une résolution de 1km (Masson *et al.*, 2003).

3.3.2 Outils de diagnostique

Afin d'identifier l'origine de la masse d'air constituant la couche du brouillard, le premier outil de diagnostique utilisé est la trajectographie de cette masse d'air selon une approche lagrangienne. Cet outil d'analyse est explicité dans la section 3.3.2.1. D'autre part, des produits dérivés des données satellitaires sont utilisés pour la détection de la couche du brouillard et/ou de nuage bas dans le but d'avoir une idée sur la couverture spatiale de cette couche. Cet outil de diagnostique est détaillé dans la section 3.3.2.2.

3.3.2.1 Trajectoires lagrangiennes

L'analyse lagrangienne des rétro-trajectoires est réalisée à la base de la méthode de Gheusi et Stein (2002). Cette méthode, dérivée de la technique de Schär et Wernli (1993), est basée sur le calcul eulérien des trois champs $x_0(M, t_0)$, $y_0(M, t_0)$ et $z_0(M, t_0)$ référant à la position \vec{X}_0 à l'instant initial t_0 de la particule M située en $\vec{X}(x, y, z)$ à l'instant t . Ces trois champs eulériens sont assimilables à des traceurs passifs et évoluent dans le temps par simple advection selon le vent, tenant compte des transports sous-maille convectifs et turbulents, via l'équation suivante :

$$\frac{\partial x_i}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla} x_i = 0 \quad (3.25)$$

où x_i réfère aux traceurs x_0 , y_0 , et z_0 . \vec{u} est le vecteur vent tridimensionnel.

L'évolution des champs de ces traceurs passifs (x_0 , y_0 et z_0) est traitée directement dans le modèle eulérien, à chaque pas de temps et en chaque point de grille modèle, en parallèle avec les autres variables du modèle. Ceci permet d'éviter toute interpolation spatiale ou temporelle du champ de vent, contrairement aux outils de trajectoires lagrangiennes *off-line* classiques (la méthode FLEXPART de Stohl et James (2004) ou la méthode de Dirmeyer et Brubaker (1999)).

3.3.2.2 Détection du brouillard et/ou nuages bas à partir des données MSG

Les produits dérivés des données satellitaires sont d'un grand apport pour la détection et le suivi de certains phénomènes météorologiques. Ainsi, un prévisionniste se sert souvent des images satellites à sa disposition. Il peut alors suivre au fur et à mesure

4. Le pas d'intégration Δt dépend de la résolution spatiale, caractérisée par la dimension de maille Δx , car il doit satisfaire la condition de Courant, Friedrichs et Lewy, en abrégé "condition CFL", qui s'exprime sous la forme : $U \cdot \Delta t / \Delta x < C$ où U est la vitesse de propagation des ondes les plus rapides décrites par les équations et C un nombre sans dimension dépendant de la géométrie du problème et de la discrétisation choisie.

5. La base GTOPO30 est disponible sur <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html>

6. La base FAO est disponible sur <http://www.fao.org/ag/agl/agll/dsmw.htm>

7. La base ETOPO2 est disponible sur <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>

l'évolution de la situation météorologique et réagir en conséquence.

Les techniques d'identification des nuages bas dépendent des données disponibles selon les bandes spectrales à utiliser. De nos jours, les brouillards sont généralement regroupés avec les stratus. [Cermak et Bendix \(2008\)](#) ont développé un algorithme d'identification des couches de brouillard et/ou des nuages bas au cours de la journée basé sur l'utilisation couplée des canaux visible et infrarouge du satellite *Meteosat Second Generation* (MSG). La difficulté majeure est rencontrée en période nocturne lorsque seuls les canaux infrarouges sont disponibles. En effet, la similarité des températures observées du sol et des nuages bas environnants complexifie la détection de ces derniers.

Pour la détection des couches de brouillards et/ou stratus nocturnes, EUMETSAT⁸ recommande l'utilisation de la différence de température de brillance⁹ BTD (Brightness Temperature Difference) entre les canaux infrarouges $3.9\mu m$ -IR3.9- et $10.8\mu m$ -IR10.8- ([Cermak et Bendix, 2007](#)). Le principe de la technique est que l'émissivité des nuages à gouttelettes d'eau est plus faible dans le canal $3.9\mu m$ que dans le canal $10.8\mu m$. Ainsi, une simple différence entre les températures de brillance mesurées dans ces deux canaux permet de déceler aisément les zones de stratus et/ou de brouillard.

La différence BTD est habituellement une quantité négative. L'importance de cette différence est fonction de la dimension des particules près du sommet de nuage. Les petites particules réalisent une plus grande dispersion et également des BTD assez importantes.

La validation des seuils utilisés dans cette étude pour la détection de l'étendue spatiale de la couche du brouillard et des nuages bas est faite à l'aide des observations aux deux stations de la région du Grand Casablanca (GMMC et GMMN) et aux stations synoptiques des régions avoisinantes ainsi que les images composites RVB (RVB pour Rouge, Vert et Bleu) constituées de : IR12.0-IR10.8, IR10.8-IR3.9 et IR10.8. Cette combinaison permet de mettre en évidence le brouillard et/ou stratus de nuit. C'est une combinaison standard adoptée pour le radiomètre SEVIRI¹⁰. Ainsi, les résultats de la validation ont mis en exergue que la fourchette classique $[-10, -5[$ cerne mieux l'étendue du nuage bas et du brouillard.

3.3.3 Sélection des cas d'étude

Cette section présente succinctement les deux cas d'études choisis pour être simulé numériquement à l'aide du modèle Més0-NH.

8. EUMETSAT est une organisation intergouvernementale chargée de l'établissement et de l'exploitation de systèmes opérationnels de satellites météorologiques regroupant pour l'instant 18 Etats européens. Les données, produits et services des satellites d'EUMETSAT constituent une contribution essentielle pour la prévision du temps et le suivi opérationnel du climat et des changements climatiques à l'échelle de la planète. URL : www.eumetsat.int

9. Pour un corps quelconque, et pour chaque longueur d'onde et chaque direction d'émission, on définit la température monochromatique de brillance comme celle que devrait prendre le corps noir pour avoir la même luminance spectrale.

10. SEVIRI est un radiomètre imageur qui transmet des images de l'hémisphère terrestre tous les quarts d'heure dans douze bandes spectrales différentes, du visible à l'infrarouge thermique.

3.3.3.1 Cas du brouillard de la nuit du 21-22 Janvier 2008

Les résultats de l'étude climatologique de cette thèse ont mis en exergue la haute probabilité d'occurrence de brouillard de types différents quand il intéresse simultanément les deux stations de la région du Grand Casablanca. Ceci indique que les processus physiques, impliqués dans la formation d'un même événement de brouillard, sont différents selon la position géographique de l'observateur. Il est donc intéressant d'étudier ce point en détail à l'aide des simulations numériques.

Le premier cas d'étude choisi pour être simulé par le modèle Méso-NH correspond au brouillard épais qui s'est déroulé au cours de la nuit du 21 au 22 janvier 2008 (Bari *et al.*, 2015) et qui a engendré le déroutement de 21 avions, devant atterrir à l'aéroport Mohammed V, vers d'autres aéroports nationaux. Contrairement aux études de recherche sur le brouillard côtier qui s'intéressaient seulement à un seul type de brouillard (ex. brouillard d'advection (Choi et Speer, 2006) ou brouillard d'affaissement de stratus (Koracin *et al.*, 2001)), cet événement de brouillard, qui a touché la zone côtière de la région, a les caractéristiques d'un brouillard radiatif à GMMN et celui d'affaissement de stratus à GMMC.

3.3.3.2 Cas du brouillard de la nuit du 23-24 Décembre 2013

Une des caractéristiques du brouillard, révélée par l'étude climatologique, est la prédominance des brouillards d'advection-rayonnement. Ce type de brouillard est peu étudié dans littérature à l'aide de simulation numérique (Pu *et al.*, 2008). L'étude climatologique a mis en évidence qu'après l'advection d'humidité par une circulation de brise de mer au cours de l'après-midi, les processus radiatifs prennent place en début de nuit donnant lieu à la formation du brouillard. D'où l'intérêt d'étudier numériquement cette caractéristique.

Le deuxième cas d'étude choisi pour être simulé par le modèle Méso-NH correspond au brouillard épais qui s'est déroulé au cours de la nuit du 23 au 24 Décembre 2013 et qui a causé un carambolage impliquant plusieurs véhicules, sur l'autoroute entre Casablanca et El Jadida (située à 90km au sud de Casablanca). Cet événement de brouillard a fait 6 morts et 24 blessés. Selon l'algorithme de classification objective développé au cours de cette thèse, cet événement de brouillard a les caractéristiques d'un événement de type advection-rayonnement aux deux stations synoptiques de la région.

3.4 Résultats du cas d'étude de la nuit du 21-22 Janvier 2008

Cette section présente un résumé des principaux résultats publiés dans l'article (Bari *et al.*, 2015), présenté dans la section 3.5.

La figure 3.5 représente la séquence des images dérivées des données satellitaires à l'aide de la technique de différence de température de brillance, détaillée dans la section 3.3.2.2. Cette séquence d'images BTD, au cours de la nuit du 21-22 janvier 2008, montre que la couche du brouillard et/ou nuage s'est formée d'abord sur terre sur la région du Grand Casablanca (Figures 3.5(a), 3.5(b) et 3.5(c)), puis s'est étendue, au cours de ses

phases de maturité (Figures 3.5(d), 3.5(e) et 3.5(f)) et de dissipation (Figures 3.5(g), 3.5(h) et 3.5(i)), tout au long de la côte atlantique au nord ouest du Maroc sans déborder ni sur la surface de la mer ni sur la partie continentale à l'est de la région.

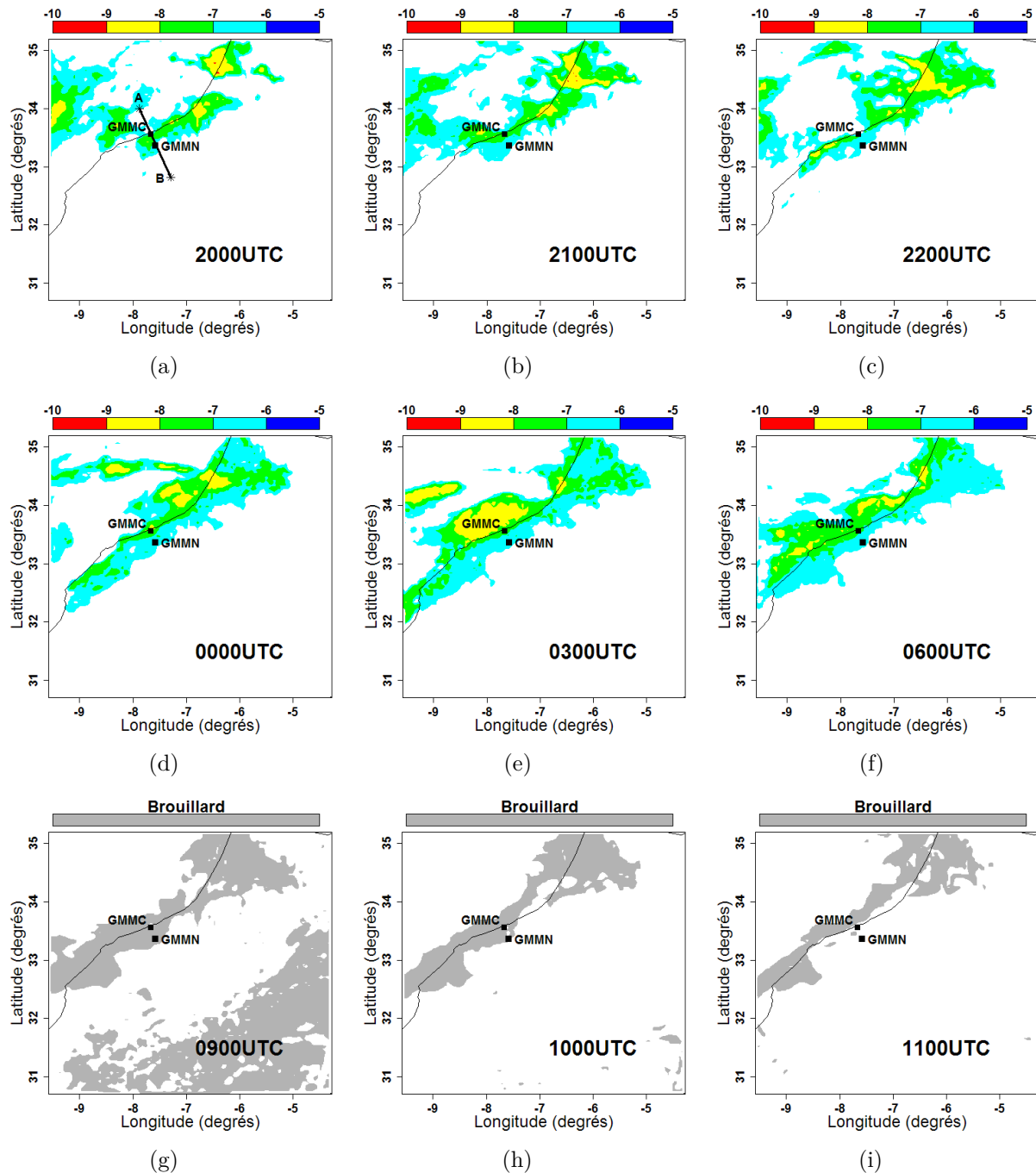


FIGURE 3.5 – Images de différence de température de brillance entre les canaux $IR3.9\mu m$ et $IR10.8\mu m$ dérivées des données MSG couvrant la phase de formation ((a) 2000UTC, (b) 2100UTC et (c) 2200UTC), la phase de maturité ((d) 0000UTC, (e) 0300UTC et (f) 0600UTC), et les images dérivées des données MSG selon l'approche de Cermak and Bendix (2008) couvrant la période de dissipation ((g) 0900UTC, (h) 1000UTC et (i) 1100UTC). L'axe AB sur la figure (a) sera utilisé ultérieurement pour les coupes verticales.

La situation météorologique du 21 janvier 2008 à 1200UTC a été caractérisée par un système anticyclonique centré sur le sud de l'Europe et la région a été intéressée par le thalweg prolongé par la dépression située au sud du Maroc (cf. Figure 1 de l'article). Cette configuration correspond à la classe ST identifiée lors de la classification des situations synoptiques au cours de cette étude (cf. chapitre 2). L'étude climatologique a mis en évidence la haute fréquence du brouillard en association avec cette configuration synoptique.

L'analyse du cycle de vie de cet événement de brouillard à la base des observations conventionnelles (cf. section 3 de l'article) a montré qu'il s'est formé d'abord sur terre à la station aéroportuaire GMMN sous des conditions de ciel dégagé alors que la brume intéressait la station côtière GMMC sous des conditions nuageuses. Plus tard près de la côte, le brouillard s'est formé à GMMC en association avec un affaissement graduel de la base des nuages bas. Selon la classification objective développée au cours de cette thèse (cf. chapitre 2), cet événement de brouillard a les caractéristiques d'un brouillard radiatif à GMMN et celui résultant d'affaissement de stratus à GMMC. Ce cas d'étude a été simulé numériquement à l'aide du modèle Mésos-NH dans ses configurations 3D (cf. sections 3.4.1 et 3.4.2) et 1D (cf. section 3.4.3) dans le but de fournir certaines recommandations à l'utilisation de ces deux configurations pour la prévision du brouillard en zone côtière et d'identifier les avantages et les limitations de leur applicabilité.

3.4.1 Simulation numérique 3D de référence

La simulation numérique de référence de ce cas d'étude est effectuée à l'aide du modèle Mésos-NH. La simulation a été initialisée à 1800UTC le 21/01/2008 pour une période de prévision de 18 heures jusqu'à 1200UTC le 22/01/2008. Ainsi, la simulation englobe la durée totale de son cycle de vie. Elle a été effectuée en utilisant la technique one-way avec deux domaines imbriqués : domaine père (5km de résolution) et domaine fils (1km de résolution).

La figure 3.6 illustre l'évolution des valeurs simulées du contenu en eau liquide à 2m (LWC-2m) superposée au vent à 10m, issues des modèles MNH5 et MNH1 à 2100UTC (Figures 3.6(a) et 3.6(d) au cours de la phase de formation), à 0000UTC (Figures 3.6(b) et 3.6(e) au cours de la phase de maturité) et à 1000UTC (Figures 3.6(c) et 3.6(f) au cours de la phase de dissipation). L'extension spatiale de la couche du LWC-2m est similaire sur la région du Grand Casablanca pour les deux modèles. Ainsi, les processus méso-échelle prédominent au cours du cycle de vie de cet événement de brouillard. Par conséquent, l'impact de la résolution horizontale est faible pour la simulation numérique de ce cas d'étude et la maille de 5km est suffisante.

En comparaison avec les observations conventionnelles, la simulation a reproduit correctement le cycle de vie de cet événement de brouillard avec une anticipation de l'heure de formation (2 heures avant) et de dissipation (1 heure avant) à la station côtière GMMC (cf. section 4 de l'article).

L'analyse des résultats numériques (cf. section 4 de l'article) ont confirmé que cet événement de brouillard était de type radiatif à GMMN, formé suite au refroidissement radiatif nocturne et à la faible turbulence en début de nuit. Ensuite, le brouillard s'est

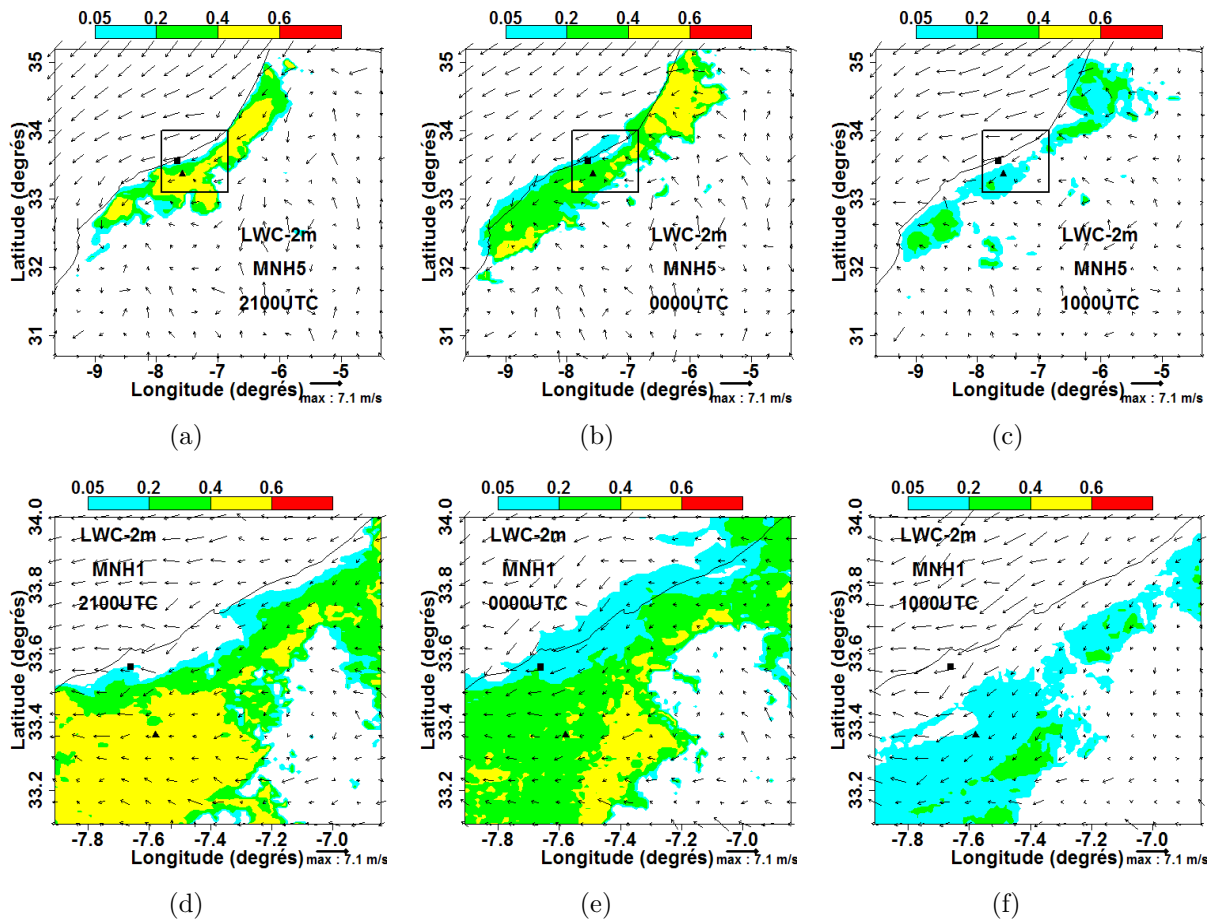


FIGURE 3.6 – Le vent à 10m superposé au contenu en eau liquide à 2m à 2100UTC (colonne gauche), 0000UTC (colonne centre) et 1000UTC (colonne droite) issus de MNH5 (en haut) et MNH1 (en bas).

étalé vers la station côtière. Le refroidissement au sommet du nuage bas couvrant la côte crée du mélange turbulent sur la verticale, et propage ainsi le refroidissement vers le bas, ce qui a entraîné l'affaissement de la base du nuage vers la surface donnant naissance au brouillard à la station côtière.

La figure 3.7 représente une séquence des coupes verticales du contenu en eau liquide LWC superposé au vent selon la ligne passant par les deux stations synoptiques GMMC et GMMN (Figure 3.5(a)). Les trois phases d'évolution (formation -Figures 3.7(a), 3.7(b) et 3.7(c)-, maturité -Figures 3.7(d), 3.7(e) et 3.7(f)- et dissipation -Figures 3.7(g), 3.7(h) et 3.7(i) de l'événement de brouillard simulé sont illustrées. Cette figure décrit clairement le cycle de vie du brouillard dès sa formation à l'intérieur, puis son extension vers la station côtière et enfin sa transformation en stratus lors de sa phase de dissipation.

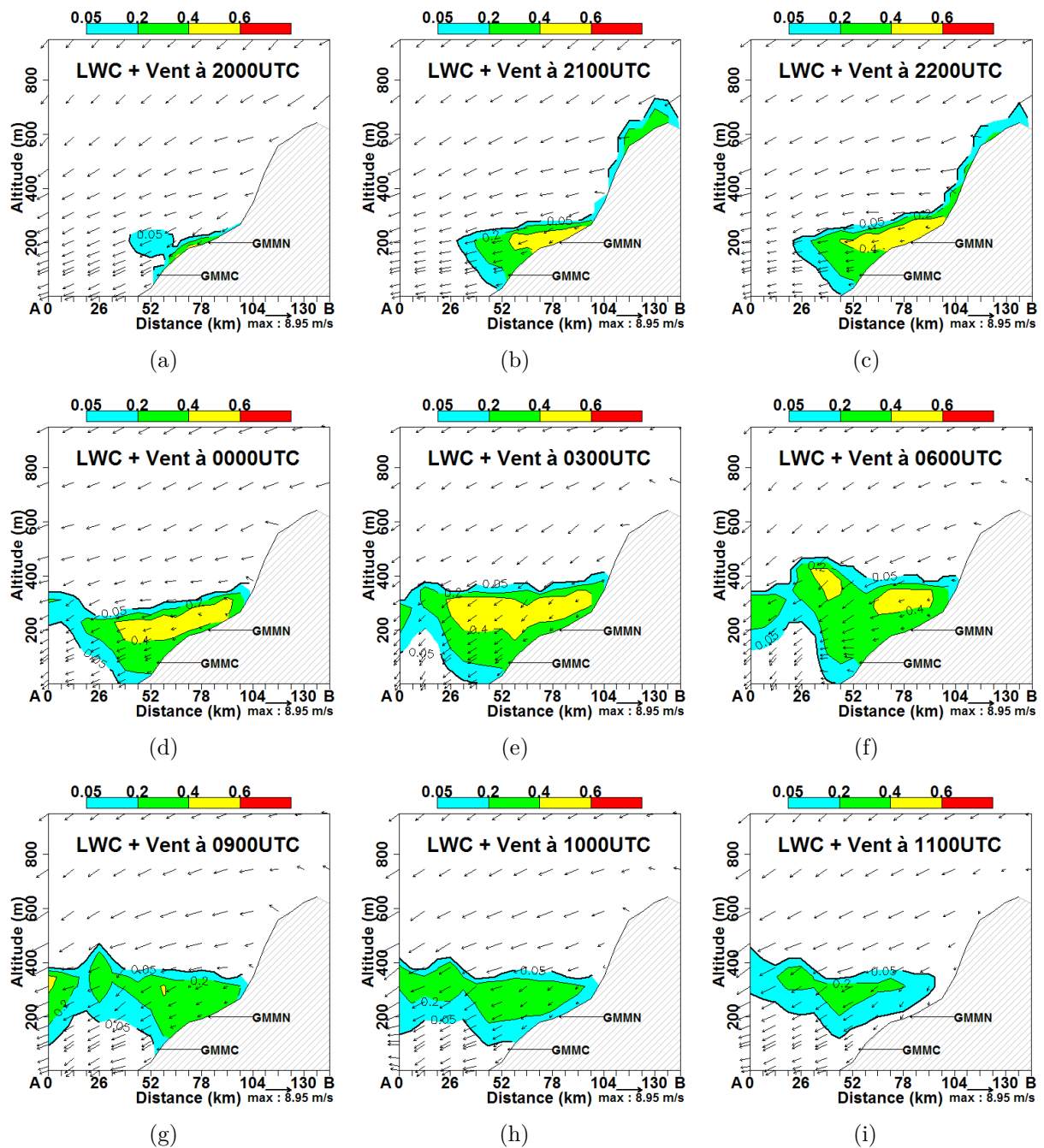


FIGURE 3.7 – Coupe verticale du vent superposé au contenu en eau liquide (LWC) au cours de la phase de formation ((a) 2000UTC, (b) 2100UTC et (c) 2200UTC), la phase de maturité ((d) 0000UTC, (e) 0300UTC et (f) 0600UTC), et la phase de dissipation ((g) 0900UTC, (h) 1000UTC et (i) 1100UTC).

3.4.2 Expériences de sensibilité

Le cycle de vie de cet événement s'est avéré sensible à plusieurs facteurs : SST, topographie locale, les caractéristiques microphysiques des gouttes et l'occupation du sol. Ainsi, plusieurs expériences de sensibilité ont été menées pour mettre en exergue la sensibilité de la prévision du brouillard côtier à tous ces facteurs (cf. Table 1 de l'article). Les principaux résultats des expériences de sensibilité sont les suivantes :

- L'extension horizontale de la nappe de brouillard était pilotée par l'effet combiné de la SST et de la topographie locale à l'est. La zone d'influence de la SST sur la zone d'extension de la couche du brouillard couvre un rayon de 20km autour de la côte. Quant à la topographie locale, elle a affecté la vitesse et la direction du vent au cours des diverses phases du cycle de vie de cet événement de brouillard. La présence du relief a induit un vent d'est qui a limité l'extension du brouillard vers l'est.
- La sensibilité aux incertitudes dans la SST et à l'occupation du sol a mis en évidence que ces paramètres contrôlent les flux thermodynamiques à l'interface de l'air et la mer/terre ainsi que la température de l'air adjacent et par conséquent l'humidité relative et la condensation au cours du cycle de vie de cet événement de brouillard.
- La sensibilité au schéma de paramétrisation microphysique à 1 moment a montré que l'ajustement des paramètres de la distribution des gouttelettes affecte la sédimentation des gouttelettes et par conséquent le contenu en eau liquide de la couche du brouillard. L'impact est faible et concerne seulement une zone très limitée près de la côte.

3.4.3 Simulation numérique 1D

Dans cette section, l'événement de brouillard de la nuit du 21-22 Janvier 2008 est simulé numériquement à l'aide du modèle Méso-NH dans son mode 1D dans le but de déduire certaines recommandations pour l'applicabilité d'un modèle colonne comme système de prévision du brouillard sur la région du Grand Casablanca et d'identifier certains avantages et quelques limitations par rapport à un modèle 3D.

3.4.3.1 Simulation 1D de référence

La première étape consiste à trouver les bonnes conditions initiales et celles de forçage qui servent à alimenter le modèle 1D et qui représentent au mieux les conditions météorologiques locales pour le site choisi. Les profils verticaux de la température potentielle (θ), du vent (composantes u et v), du rapport de mélange de la vapeur d'eau (r_v) ainsi que du rapport de mélange de l'eau nuageuse (r_c) sont utilisés comme conditions initiales. Les termes de forçage méso-échelle (vent géostrophique et advections) correspondent aux échanges liés à la circulation méso-échelle autour du point simulé.

L'extraction de telles conditions initiales et de forçage se fait à partir des sorties d'un modèle de prévision numérique 3D, couvrant le domaine d'étude, au point de grille le

plus proche à chaque station. Ainsi, pour étudier l'impact de telles conditions sur la simulation de brouillard en zone côtière, les deux sources suivantes ont été utilisées pour initialiser et forcer le modèle Mésos-NH dans son mode 1D :

- Les données issues de la simulation numérique 3D de référence sur le domaine père à 5km de résolution horizontale,
- Les données issues de la simulation numérique 3D de référence sur le domaine fils à 1km de résolution horizontale.

Comme dans le cas tridimensionnel, les simulations numériques unidimensionnelles ont été initialisées à 1800UTC le 21 janvier 2008 pour une échéance de de prévision 18 heures jusqu'au 22 janvier 2008 à 1200UTC. Ainsi, la simulation englobe l'intégralité du cycle de vie de cet événement de brouillard.

La figure 3.8 représente l'évolution temporelle des paramètres thermodynamiques simulés (température à 2m, humidité relative à 2m et vitesse du vent à 10m) aux deux stations GMMC et GMMN. Les sorties des simulations unidimensionnelles, initialisées et forcées par les sorties du modèle MNH5 (1D-MNH5) et MNH1 (1D-MNH1), pour les stations GMMC et GMMN sont illustrées respectivement sur les figures 3.8(a) et 3.8(b). Elles sont superposées aux observations et aux sorties de la simulation numérique 3D de référence (REF3D).

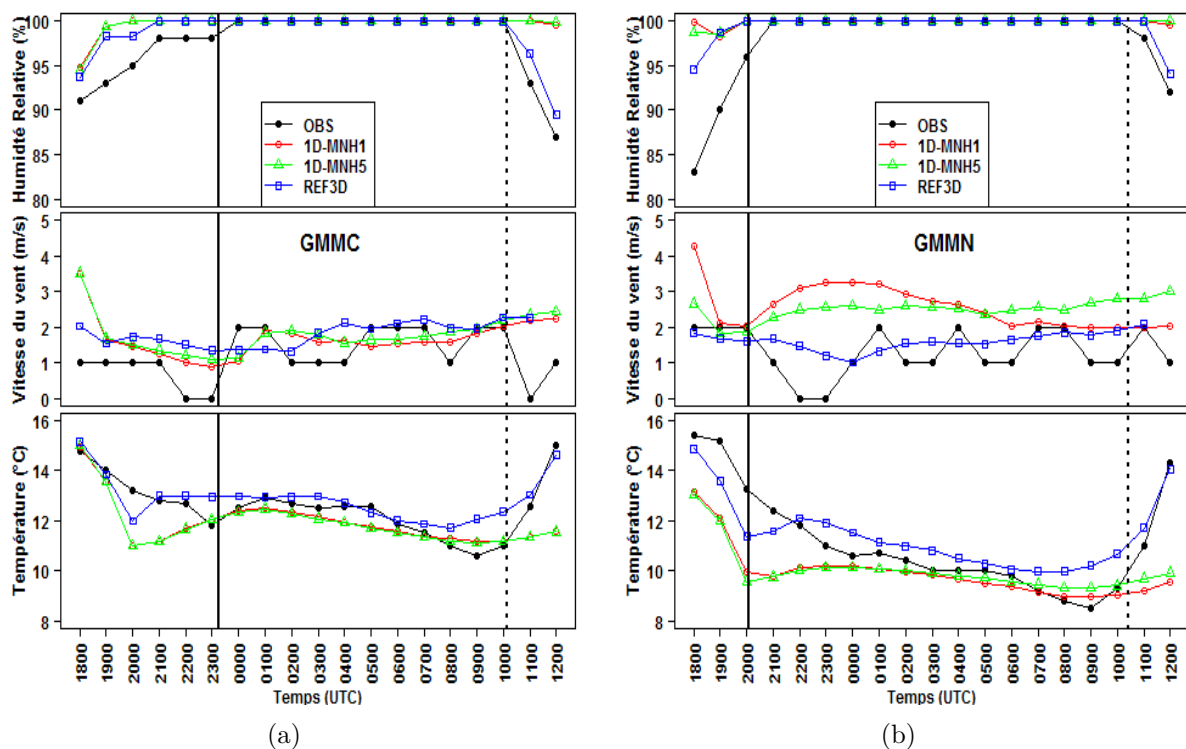


FIGURE 3.8 – Evolution temporelle de l'humidité relative (%), de la vitesse du vent ($m.s^{-1}$) et de la température de l'air ($^{\circ}C$) à la station côtière GMMC et à la station aéroportuaire GMMN. Les courbes représentent : l'observation (cercle plein), la simulation numérique 3D de référence (carré vide), et les simulations numériques 1D initialisées et forcées par les sorties du modèle MNH1 (cercle vide) et MNH5 (triangle vide).

A 1800UTC, les figures 3.8(a) et 3.8(b) mettent en évidence que l'humidité relative à 2m et la vitesse du vent à 10m sont légèrement surestimées en comparaison avec l'observation aux deux stations. La température à 2m est souestimée à la station aéroportuaire GMMN (Figure 3.8(b)). D'où l'utilité d'un système d'assimilation local pour corriger ces erreurs dans les conditions initiales provenant du modèle utilisé pour le forçage.

A la station côtière GMMC, l'évolution des trois champs thermodynamiques simulés par les deux simulations unidimensionnelles (1D-MNH1 et 1D-MNH5) est identique (Figure 3.8(a)). Le brouillard a été simulé de 2000UTC (1 heure avant celui simulé dans REF3D) à 1100UTC (1 heure après celui simulé dans REF3D). Une heure avant l'occurrence du brouillard simulé, le refroidissement était de l'ordre de $2.5^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ contre $1.9^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ dans REF3D et $0.8^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ dans l'observation (Figure 3.8(a)). Ceci s'explique par le fait que le nuage bas n'a pas été pris en compte dans les conditions initiales pour les simulations 1D et 3D. De plus, un ciel clair a été prévu à GMMC au cours des deux premières heures des simulations 1D. Ce qui a induit un refroidissement radiatif plus intense en début de nuit (Figure 3.9(c)).

A la station aéroportuaire GMMN, la figure 3.8(b) montre que le brouillard a été simulé de 2000UTC (à la même heure d'occurrence de celui simulé dans REF3D) à 1100UTC (1 heure plus tard que celui simulé dans REF3D). Cette figure montre aussi que le refroidissement simulé au cours de l'heure précédant la formation du brouillard était de $2.1^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$. Même si la température a été souestimée en conditions initiales à 1800UTC par rapport à l'observation, le refroidissement était du même ordre de grandeur de celui observé ($1.9^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$) et de celui simulé dans REF3D ($2.2^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$). Une heure avant la formation du brouillard simulé, le vent était faible comme dans l'observation et les basses couches étaient humides (humidité relative à 2m $\geq 97\%$). Ceci a favorisé la formation du brouillard.

Pour examiner l'interaction entre les processus radiatifs et turbulents au cours du cycle de vie du brouillard simulé dans 1D-MNH5, l'évolution temporelle du contenu en eau liquide (LWC), du refroidissement radiatif (tendance de la température due au rayonnement $(\partial\theta/\partial t)_{rad}$) et de l'énergie cinétique turbulente (TKE) est illustrée sur la figure 3.9 au cours de la simulation numérique. Cette figure montre que le brouillard simulé (Figure 3.9(a)) à GMMC est de type radiatif qui s'est formé sous l'effet combiné de la turbulence nocturne faible (Figure 3.9(e)) et le refroidissement radiatif (Figure 3.9(c)) en début de nuit contrairement à la simulation REF3D où le brouillard simulé était de type affaissement de stratus (Bari *et al.*, 2015). D'autre part, la figure 3.9(f) montre l'existence d'une faible turbulence en début de nuit (à 1900UTC) et le refroidissement radiatif est visible sur la figure 3.9(d) à GMMN au cours de la même période de la nuit. Sous ces conditions, on déduit que le brouillard simulé à GMMN est de type radiatif comme celui observé et celui simulé dans REF3D.

En conclusion, la simulation unidimensionnelle s'est avérée sensible aux conditions initiales. Ceci montre l'utilité d'un système d'assimilation local pour la correction des erreurs dans ces conditions initiales. Dans la section suivante, l'impact de la résolution verticale sur la simulation 1D du brouillard est étudié.

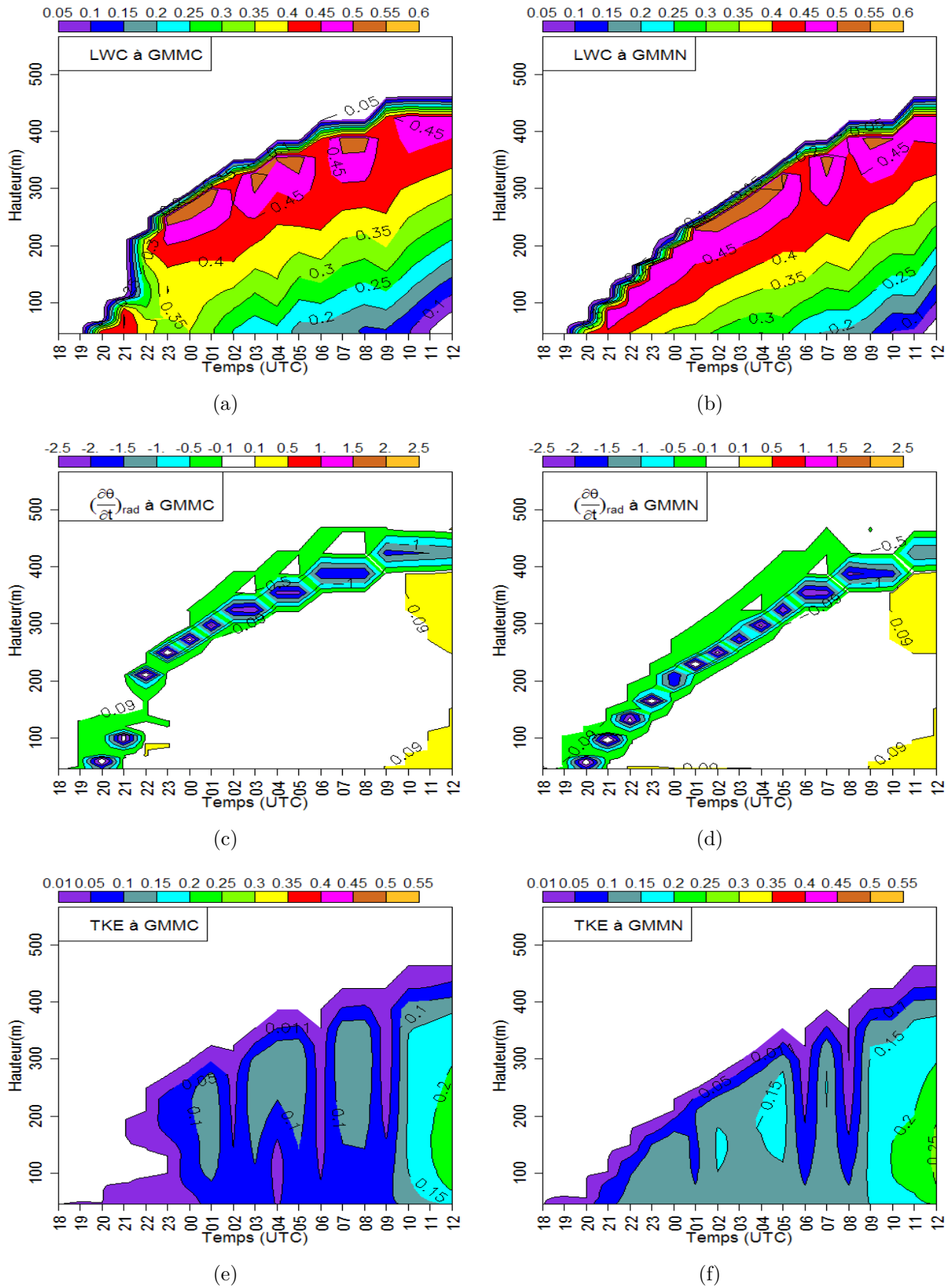


FIGURE 3.9 – Evolution temporelle du (en haut) contenu en eau liquide LWC ($g \cdot m^{-3}$), (au milieu) du refroidissement radiatif ($10^{-3} K \cdot s^{-1}$), et (en bas) de l'énergie cinétique turbulente TKE ($m^2 \cdot s^{-2}$) pour la simulation numérique 1D débutant à 1800UTC (1D-MNH5) à GMMC (à gauche) et à GMMN (à droite).

3.4.3.2 Impact de la résolution verticale

Du point de vue de la prévision opérationnelle, le TAF¹¹ élaboré à 1600UTC le 21/01/2008 pour la station aéroportuaire GMMN indique un brouillard prévu de 2000UTC le 21/01/2008 à 0800UTC le 22/01/2008. En comparaison avec les observations (Figure 3.8(b)), la formation de cet événement de brouillard a été bien prévu contrairement à l'heure de dissipation qui reste généralement un défi pour le prévisionniste. Ce dernier a utilisé les sorties du modèle à aire limitée ALADIN-MAROC¹² (modèle hydrostatique à une résolution horizontale de 16km avec 37 niveaux verticaux en coordonnée hybride¹³) pour élaborer sa prévision. En fait, les modèles tridimensionnels de prévision numérique du temps sont généralement limités par leur résolution verticale et leurs paramétrisations physiques simplifiées, dictées par la puissance de calcul disponible. Certains services météorologiques nationaux ont eu recours aux modèles unidimensionnels car ils sont économiques en terme de temps de calcul et peuvent être utiles pour la prévision du brouillard dans certaines situations (Bergot *et al.*, 2005; Terradellas et Cano, 2007).

Pour tester l'impact de la résolution verticale sur la simulation unidimensionnelle de cet événement de brouillard, des expériences ont été effectuées en modifiant la résolution verticale. La grille verticale choisie est celle d'ALADIN-MAROC, utilisé en opérationnel en 2008, et qui correspond à la journée du 21/01/2008. Elle est constituée de 37 niveaux sur la verticale dont 2 niveaux en dessous de 100m et 7 niveaux dans le premier kilomètre de la couche limite atmosphérique. Le premier niveau est situé à 17m.

Le tableau 3.3 récapitule les niveaux verticaux en dessous de 300m pour les deux configurations (1D-FRes et 1D-HRes) de la grille verticale utilisée.

Les simulations unidimensionnelles (1D-FRes et 1D-HRes) ont été initialisées à 1800UTC le 21/01/2008 pour une prévision de 18 heures jusqu'à 1200UTC le 22/01/2008. Le modèle Méso-NH a été utilisé dans son mode 1D avec la même paramétrisation physique pour les deux configurations. Les simulations 1D ont été alimentées par les mêmes conditions initiales et celles de forçage.

11. TAF (de l'anglais Terminal Aerodrome Forecast) est une prévision météorologique pour un aéroport valide pour une durée donnée.

12. Le modèle numérique ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational) est un modèle bi-spectral à aire limitée (Bubnová *et al.*, 1995; Radnóti, 1995). Historiquement, il a été développé depuis le début des années 90 au sein d'un large consortium regroupant de nombreux centres météorologiques en Europe. URL : www.marocmeteo.ma ou www.cnrm.meteo.fr/aladin

13. La coordonnée hybride s est une fonction de la pression P à un niveau donné et la pression au sol P_s : $s = s(P, P_s)$. Elle est définie de telle sorte qu'elle corresponde à la pression en altitude et à P/P_s dans les basses couches. Ainsi, les niveaux épousent le relief près du sol, alors qu'en altitude, ils deviennent purement isobares.

Haute résolution 1D-HRes	Faible résolution 1D-FRes
2.00	
4.20	
6.62	
9.28	
12.21	
15.43	
18.97	17.0
22.87	
27.16	
31.87	
37.06	
42.77	
49.05	
55.95	
63.54	68.4
71.90	
81.09	
91.20	
102.32	
114.55	
128.00	
142.81	
159.09	153.6
176.99	
196.69	
218.36	
242.20	
297.26	271.4

TABLE 3.3 – *Hauteurs (en m) des niveaux en dessous de 300m des grilles verticales utilisées.*

La figure 3.10 illustre l'évolution temporelle du contenu en eau liquide LWC aux deux stations GMMC (Figure 3.10(a)) et GMMN (Figure 3.10(b)) issu de la simulation 1D à faible résolution verticale (1D-FRes). Cette figure montre que le brouillard simulé dans 1D-FRes se forme une heure plus tard que dans 1D-HRes (Figures 3.9(a) vs 3.10(a) pour GMMC et 3.9(b) vs 3.10(b) pour GMMN) et se maintient jusqu'à la fin de la simulation (1200UTC le 22/01/2008). En comparaison avec la prévision issue de la simulation à faible résolution verticale (1D-FRes), on constate que l'expérience 1D-HRes simule une couche de brouillard plus développée sur la verticale que celle simulée dans l'expérience 1D-FRes.

Dans la configuration à haute résolution verticale (1D-HRes), le contenu en eau liquide LWC simulé tend à augmenter graduellement en fonction du temps et son maximum se déplace vers le sommet de la couche du brouillard (0.5 g.m^{-3}). Des oscillations à faibles amplitudes sont observées dans l'évolution temporelle du LWC avec de forts gradients près du sommet de la couche du brouillard. Par contre, les oscillations du contenu en eau liquide issu de 1D-FRes, sont larges en comparaison avec celles de la simulation 1D-HRes. Le maximum de LWC (0.45 g.m^{-3}) est plutôt situé au milieu de la couche du brouillard. Cet impact de la résolution verticale sur la distribution du LWC au sein de la couche du brouillard et sur son développement vertical confirme les résultats trouvés par Tardif (2007) lors de la simulation d'un brouillard radiatif par un modèle colonne.

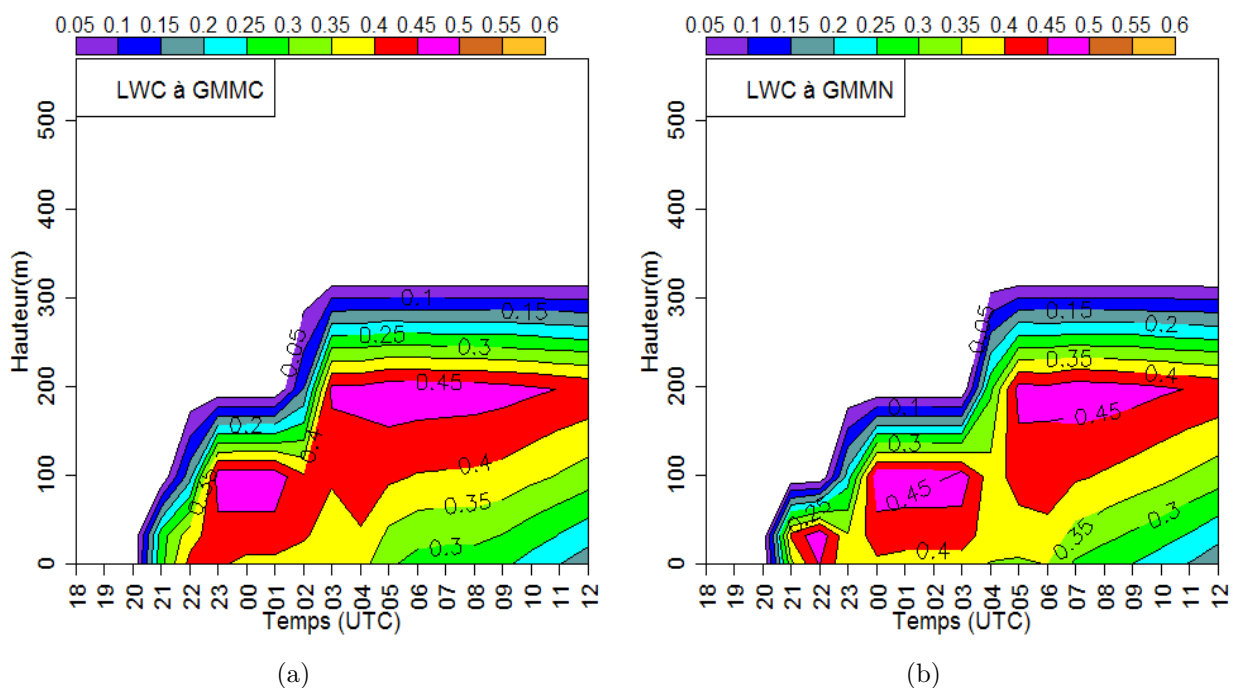


FIGURE 3.10 – Evolution temporelle du contenu en eau liquide LWC (g.m^{-3}) pour la simulation numérique 1D débutant à 1800UTC (1D-FRes) : (a) à la station côtière GMMC, et (b) à la station aéroportuaire GMMN.

Pour comparer l'impact de la résolution verticale sur les simulations 1D et 3D de cet événement de brouillard, la simulation 3D a été relancée avec la grille verticale à faible résolution (3D-FRes) utilisée dans l'expérience 1D-FRes (Table 3.3). La figure 3.11 représente la distribution temporelle du contenu en eau liquide LWC issu de la simulation 3D-FRes pour les deux stations GMMC et GMMN. Cette figure met en évidence l'impact de la résolution verticale sur la distribution du LWC au sein de la couche du brouillard simulé. En fait, cette couche de brouillard est moins développée sur la verticale en comparaison avec la simulation de référence (Bari *et al.*, 2015). De plus, le maximum de LWC est situé près du sol à GMMC et au milieu de la couche du brouillard à GMMC.

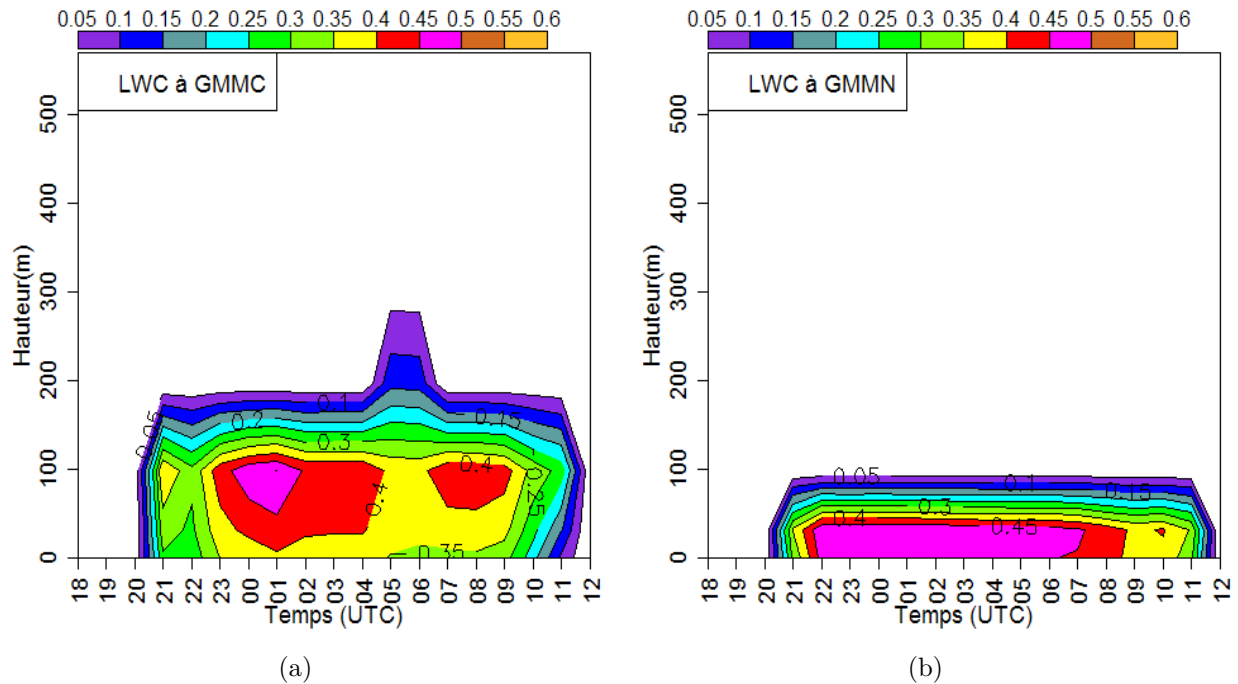


FIGURE 3.11 – Evolution temporelle du contenu en eau liquide LWC ($g.m^{-3}$) pour la simulation numérique 3D à faible résolution verticale (3D-FRes) débutant à 1800UTC (3D-FRes) : (a) à la station côtière GMMC, et (b) à la station aéroportuaire GMMN.

La différence dans le développement vertical entre les diverses expériences (1D-HRes, 1D-FRes, REF3D, 3D-FRes) peut s'expliquer par le comportement de l'inversion thermique dans chacune d'elles. La figure 3.12 représente les profils verticaux de la température à GMMC issus de ces expériences à 0000UTC le 22/01/2008 au cours de la phase de maturité. Pour comparaison avec l'observation, ces profils ont été superposés à celui issu du radiosondage observé à 0000UTC à la station côtière GMMC. La figure 3.12 montre que la base de l'inversion thermique est plus basse dans les expériences à faible résolution verticale (de l'ordre de 100m dans 1D-FRes et 3D-FRes) que dans celles à haute résolution verticale (de l'ordre de 200m dans 1D-HRes et REF3D). Le profil de la température simulé par 1D-HRes est le plus proche à celui observé dans les 250 premiers mètres de la couche limite atmosphérique.

En conclusion, les expériences de sensibilité des simulations 1D et 3D à la résolution verticale ont mis en évidence son impact sur la distribution temporelle du contenu en eau liquide LWC et par conséquent son influence sur le développement vertical de la couche du brouillard. En comparaison avec l'observation, la simulation 1D à haute résolution verticale a été la meilleure expérience qui a bien simulé le profil de la température au cours de la phase de maturité du brouillard, en particulier l'inversion thermique dans les premiers 200m de la couche limite atmosphérique.

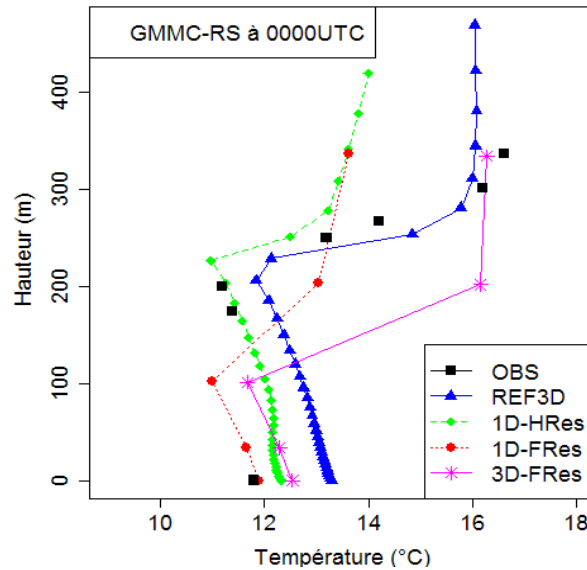


FIGURE 3.12 – Profils verticaux de la température à 0000UTC le 22/01/2008 à GMMC issus de : l'observation (carré noir plein), la simulation 1D-FRes (cercle rouge plein), la simulation 1D-HRes (losange vert plein), la simulation 3D de référence à haute résolution verticale REF3D (triangle bleu plein), et la simulation 3D à faible résolution verticale 3D-FRes (étoile en magenta).

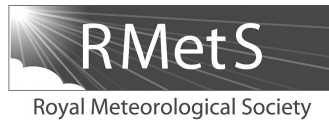
3.4.4 Conclusion

La prévision du brouillard, en particulier en zone côtière dépend du type du brouillard à prévoir. Ce cas d'étude sur la région du Grand Casablanca a mis en évidence qu'un événement de brouillard peut avoir deux types différents au cours de son évolution spatio-temporelle. Ainsi, d'un point de vue géographique, les mécanismes impliqués sont différents. De plus, en utilisant un modèle méso-échelle tridimensionnelle, la prévision du brouillard en zone côtière hétérogène spatialement s'est avérée sensible à plusieurs facteurs : SST, topographie locale, l'occupation du sol et l'ajustement des paramètres de la distribution des gouttelettes en cas d'utilisation d'un schéma microphysique à 1 moment dans le modèle.

D'autre part, la simulation unidimensionnelle de cet événement de brouillard s'est avérée sensible aux conditions initiales. D'où l'utilité d'un système d'assimilation local pour corriger les erreurs dans les conditions initiales. Ceci est en parfait accord avec les résultats de Remy (2009) qui a mis en évidence que les conditions initiales jouent un rôle fondamental dans la qualité des prévisions du brouillard en utilisant un modèle colonne. De plus, la sensibilité de la simulation 1D à la résolution verticale a confirmé l'utilité d'une haute résolution verticale pour la prévision du brouillard comme il a été montré par Tardif (2007).

3.5 Article publié

Titre : *Numerical study of a coastal fog event over Casablanca, Morocco*
Journal : Quarterly Journal of Royal Meteorology Society (QJRMS)
Volume : 141
Pages : 1894 - 1905
Année : Juillet 2015
DOI : 10.1002/qj.2494 (2014)
Auteurs : Driss Bari, Thierry Bergot et Mohamed El Khlifi
URL : onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.2494/



Numerical study of a coastal fog event over Casablanca, Morocco

Driss Bari,^{a*} Thierry Bergot^b and Mohamed El Khlifi^c

^a*Direction de la Météorologie Nationale, Casablanca, Morocco*

^b*Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse, France*

^c*Université Hassan II de Casablanca/Faculté des Sciences et Techniques de Mohammedia, Morocco*

*Correspondence to: D. Bari, Direction de la Météorologie Nationale, CNRM–SRAPN, BP 21630, Sidi El Khadir, CP 20233 Casablanca, Morocco. E-mail: bari.driss@gmail.com

This numerical study focuses on a dense fog event that occurred during the night of 21–22 January 2008 in the Grand Casablanca region, on the northwestern coast of Morocco. This fog event, which lasted for 15 h, is simulated by the mesoscale non-hydrostatic model Meso-NH and analyzed using conventional meteorological observations from two synoptic stations of the region, *Meteosat Second Generation (MSG)* satellite imagery and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA-Interim reanalysis. Results demonstrate that this fog event included the formation of radiation fog over a continental zone and its extension to the coastal zone through the lowering of low-stratus clouds, which is in agreement with observations and is captured well by the Meso-NH model. Sensitivity experiments show that coastal fog prediction improves with improved sea-surface temperature. Model skill also depends on the adjustment of microphysical parameters when a single-moment microphysical scheme is used, and on reliable initial conditions.

Key Words: west coast of Morocco; coastal fog; boundary layer; turbulence; sea-surface temperature; topography; Meso-NH

Received 12 December 2013; Revised 17 October 2014; Accepted 4 November 2014; Published online in Wiley Online Library 13 December 2014

1. Introduction

Fog is defined as a collection of suspended water droplets or ice crystals that are near the surface and lead to horizontal visibility below 1 km (WMO, 1992). The occurrence of fog can significantly impact shipping, air and road transportation. Due to the time and space scales involved in the numerous physical processes influencing the life cycle of the fog, its prediction remains difficult despite improvements in numerical weather prediction models (Gultepe *et al.*, 2007). The main problem is that our understanding of the physical processes involved in fog remains incomplete.

The most studied and best-described fog types are those associated with radiative cooling over a uniform area of land (e.g. Bergot and Guédalia, 1994). To achieve this, numerous field studies have taken place over continental regions (e.g. Cabauw, Netherlands; Carnin and Paris, France). However, fog over coastal regions is more challenging, because of the diversity of topographical features that mark these regions: local topography, land–sea heterogeneity, land-surface variability (urban, suburban and rural) and the shape of the coast. Kim and Yum (2010) classified fogs formed over coastal areas as either coastal fogs or sea fogs, on the basis of the extent of the area affected. Coastal fogs are formed directly over the coastal land areas and generally extend only to the coastal region, while sea fogs develop over the sea and might extend or move into the coastal area.

The review article by Lewis *et al.* (2004) focuses on sea fog along the West Coast of the United States (US), in particular over California (Leipper, 1994; Lewis *et al.*, 2003). Further studies have considered sea fogs moving over other coastal land regions, such as the coast of northeastern Scotland (Findlater *et al.*, 1989; Ballard *et al.*, 1991) and the coast of China (Niu *et al.*, 2010; Fu *et al.*, 2012). Using a one-dimensional model, Koracin *et al.* (2001) suggested that, in addition to radiative cooling at the cloud top (Oliver *et al.*, 1978), large-scale subsidence is also an important factor for sea fog formation, due to stratus lowering. Choi and Speer (2006) point out that the low mountains bordering the coastal region impacted the advection coastal fog formation process along the Yellow Sea, near the Korean coast. As far as the present authors know, the influence of coastal topography on the evolution of other types of coastal fog (e.g. radiation fog and fog resulting from cloud-base lowering) has not been studied in depth for other coastal regions.

The literature has discussed extensively the fog resulting from cloud base lowering over the sea, but has given less focus to the fog resulting from lowering over continental surfaces. As far as we know, there is no numerical case study either investigating this fog type over coastal land zones or describing the spatial evolution of coastal fog during its life cycle. Thus, more investigations of the primary mechanisms governing the spatial evolution of coastal fog over heterogeneous terrain are needed.

In fact, successful numerical fog prediction depends on the type of fog being predicted. Some fog events are largely driven by dynamic processes, such as advection fog. Other types are dominated by radiative processes, turbulence and the direct interaction between the Earth's surface and the atmosphere. In addition, numerical fog prediction potentially depends on the formulation of the physical parametrization and the quality of the initial conditions, among other things. A single-moment microphysics scheme requires specification of the shape parameters in the droplet size distribution (Cohen and McCaul, 2006). Moreover, fog formation and evolution are strongly influenced by the state of the soil and canopy (vegetation or urban) for ground fogs (Cuxart and Jiménez, 2012; Bergot *et al.*, 2014) or by the state of the sea surface for sea fog. Thus, more investigations on the impact of land cover and droplet size distribution on the fog life cycle over coastal regions, characterized by different cloud regimes (e.g. maritime and continental), are needed.

From a geographical standpoint, sea and coastal fogs in the eastern Atlantic Ocean have received little attention, especially fogs over the northwest coast of Morocco. This region, marked by an almost straight coastline and bordered by low mountains not exceeding 1000 m, is a fog-prone coastal area (see section 2.1.1). Moreover, a climatological study was performed at Mohammed V international airport over a three-year period during 2009–2012 with the aim of verifying statistically the quality of fog forecasts in Terminal Aerodrome Forecasts (TAFs) (Benoualidi and Rhilmane, 2013). Statistical scores such as the probability of detection (POD) and false-alarm rate (FAR) were calculated. The results show that the POD reaches 60% for nocturnal TAFs but does not exceed 20% for diurnal TAFs. The FAR is found to be greater than 60% when the fog onset is more than 3 h distant from the time the TAF is issued. This indicates a need to improve fog forecasting in this coastal region, particularly at Mohammed V airport, and provides the motivation to carry out this research.

The purpose of this article is to understand better the formation and evolution mechanisms of dense coastal fog and to draw up some recommendations on how numerical coastal fog prediction can be improved in relation to the initial conditions, sea-surface temperature (SST), land cover and microphysical parametrization (cloud droplet size distribution). This study also aims to assess the influence of SST and coastal land topography on the life cycle of a fog event. To achieve this goal, the Meso-NH 3D research model (Lafore *et al.*, 1998) was used, together with conventional meteorological data from the two synoptic stations, MSG satellite imagery and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA-Interim reanalysis (Dee *et al.*, 2011).

The selected case study was a dense fog event that occurred during the night of 21–22 January 2008 in the Grand Casablanca region, forming first over land and extending to the coastal zone through the lowering of low-stratus clouds. It lasted for more than 12 h and caused the diversion to other national airports of 21 aircraft that were supposed to land at Mohammed V airport. In fact, a widespread fog event often lasts for more than 12 h when it occurs early in the night during winter.

The article outline is as follows. Section 2 presents a brief description of the model and the observational dataset used in this study. In section 3, this fog event is analyzed over its whole life cycle using the conventional observational dataset mentioned above. Section 4 deals with the numerical modelling analysis. To study the relevant requirements for numerical coastal fog prediction using a 3D mesoscale numerical model, we explore its sensitivity to initial conditions, SST, land cover and the microphysical scheme in section 5. Finally, section 6 reports the main conclusions and suggests some perspectives.

2. Materials and methods

2.1. Observational analysis

2.1.1. Study domain

Mohammed V international airport is located in the Grand Casablanca region, which is the economic heart of Morocco. This region is located on the northwest coast of Morocco and is characterized by frequent fog (about 73 foggy days per year on average: Charifi and Nait Said, 2011). This coastal region has various topographical features: a straight coastline and the presence of urban, suburban, rural and forest areas. Its northern part is located on flat land with nearby topographical features approximately 150 m above sea level (a.s.l.) (Figure 1(a)). The southern part is characterized by a terrain sloping slightly upward away from the coast, with an elevation that reaches 800 m a.s.l. This coastal region is therefore under the influence of a slight upslope flow during onshore wind conditions and is affected by the advection of air parcels by easterly winds.

2.1.2. Observational dataset

Hourly conventional meteorological observations of horizontal visibility, temperature, wind speed and direction, cloud cover and cloud base height from two synoptic stations at two airports are used in this study: CASA–ANFA (GMMC) and CASA–NOUASSEUR (GMMN). It should be noted that three of the parameters are estimated visually by the observer without

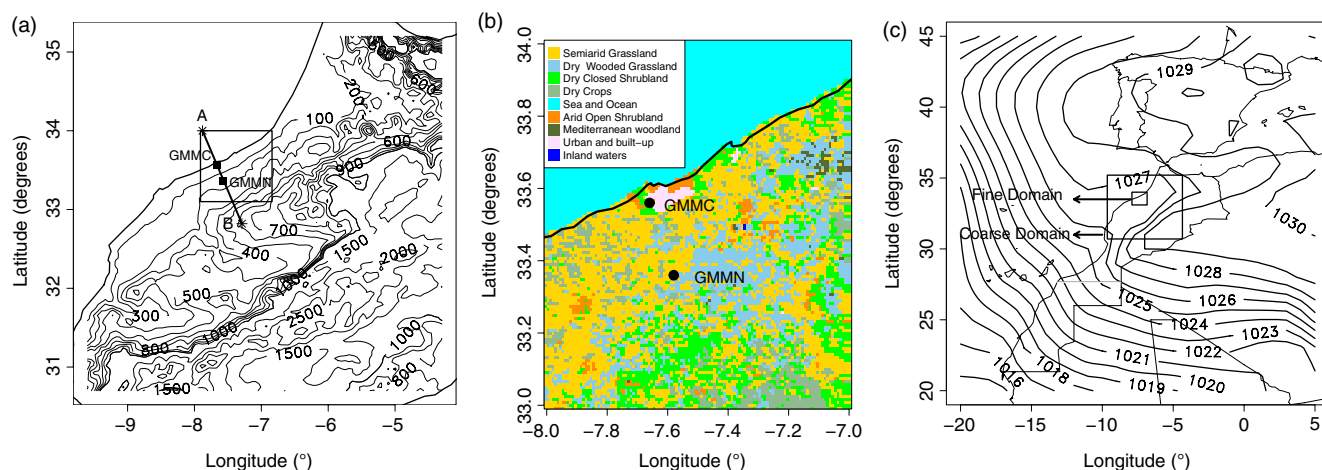


Figure 1. (a) Topographical features in the coarse-mesh domain. Contours are labelled in metres (every 100 m up to 1000 m and then every 500 m) and the square indicates the fine-mesh domain. Line AB will be used for vertical cross-section analysis later. (b) Map showing the land use of a region centred on Casablanca city and the locations of the two synoptic stations used in this study. (c) Synoptic weather situation at 1200 UTC on 21 January 2008 based on mean sea-level pressure (MSLP) ERA-Interim reanalysis of ECMWF. The squares mark the coarse- and fine-mesh domains.

the use of any instrument: horizontal visibility, cloud cover and cloud base height. Also, according to the World Meteorological Organization (WMO) recommendations, the wind speed value is rounded to the nearest integer. Therefore, the accuracy of the wind measurement is 1 m s^{-1} . GMMC is located 4 km from the sea at 58 m a.s.l within a high-density residential and commercial area. This station is representative of the northern part of the region. On the other hand, GMMN is located 30 km farther inland at 200 m a.s.l, in a low-density residential area near a forest (Figure 1(b)) in the southern part.

2.2. Numerical modelling

2.2.1. Model description

The numerical simulations were performed with the mesoscale non-hydrostatic research model, Meso-NH. It is a non-hydrostatic anelastic numerical model (Lafore *et al.*, 1998) that simulates small-scale (large eddy simulation) to synoptic-scale (horizontal resolution of 10–100 km) features and can be run in a one- or two-way nested mode involving up to eight nested grids (for details, see <http://mesonh.aero.obs-mip.fr>). The turbulence scheme used in this study was based on a 1.5 order closure (Cuxart *et al.*, 2000). The mixing length was defined following Bougeault and Lacarrère (1989). The long-wave radiative scheme was the Rapid Radiation Transfer Model (RRTM) parametrization (Mlawer *et al.*, 1997) of ECMWF, while the short-wave radiation code was that given in Morcrette (1991). The cloud microphysics was computed using a single-moment microphysical parametrization (Pinty and Jabouille, 1998). The coupling between the atmosphere and the underlying surface was based on the SURFEX system (<http://www.cnrn.meteo.fr/surfex/>). This system uses the Interactions between the Soil Biosphere and Atmosphere (ISBA) scheme (Noilhan and Mahfouf, 1996) for natural land surface and the Town Energy Balance (TEB) parametrization (Masson, 2000) for urbanized areas. Charnock's approach was used to compute the fluxes over the marine surfaces (Charnock, 1955). The surface exchanges of energy and water were computed as weighted averages of the fluxes given by four different surface schemes running for the different surface types (natural land surface, urban area, ocean and lake) encountered in each grid mesh. This numerical model has previously been validated for several cases of fog (e.g. Bergot *et al.*, 2007; Cuxart and Jimenez, 2012; Bergot, 2013) and low-level clouds (e.g. Sandu *et al.*, 2008).

2.2.2. Control simulation set-up

The numerical simulations were performed using one-way nesting with two domains (coarse mesh of 5 km: MNH5 and fine mesh of 1 km: MNH1) each consisting of 100×100 grid points (Figure 1(c)). The two domains covered a large portion of the west coast of Morocco. In both domains, 60 vertical levels, stretched monotonically from the surface to 6390 m (the top of the model domain), were used to provide high resolution in the atmospheric boundary layer (4 levels below 10 m, 18 levels below 100 m and 39 levels below 1 km, with the first level at 2 m). Such a fine resolution is necessary to simulate fog events (Tardif, 2007). The time steps used in this study on the coarse- and fine-mesh domains were 15 and 5 s respectively. The Meso-NH model was initialized at 1800 UTC on 21 January 2008 and provided hourly output for both domains up to 1200 UTC on 22 January 2008.

Initial and lateral boundary conditions for the coarse-mesh model were extracted from the global ECMWF reanalysis every 6 h at a horizontal resolution of $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ (about $11 \times 11 \text{ km}^2$). The coarse model fields were treated as lateral boundary conditions for the fine-mesh domain. SST fields, which were used as input data in both domains, were interpolated on to every time step.

3. Analysis of the case studied

3.1. Conventional meteorological observations

The synoptic conditions (Figure 1(c)) at 1200 UTC on 21 January 2008 were characterized by a high-pressure system over the Iberian Peninsula and the eastern part of Morocco. In this configuration, the Grand Casablanca region was under weak synoptic winds. Ground-based observations at the two stations indicated that the fog event duration was longer than 12 h (Figure 2).

At the inland station GMMN, the mist (horizontal visibility between 1 and 5 km) was observed during the afternoon from 1510–2005 UTC on 21 January 2008 and evolved into fog at 2005 UTC. Before the fog event onset, a light sea breeze from the north prevailed at GMMN during the afternoon. This indicates that humid air originating from the sea was advected to GMMN. Three hours before the fog onset, only a few low stratus clouds (3 octas) were observed (not shown) at a height estimated by the observer as 240 m a.g.l. 10 m wind speed was less than 3 m s^{-1} and weakened at the fog onset time (Figure 2). Under these conditions, the ground surface at GMMN cooled due to outgoing long-wave radiation early in the night. The 2 m temperature decreased at a rate of about $1.9^\circ \text{C h}^{-1}$ one hour before fog onset (Figure 2). During the mature phase, the horizontal visibility reached 200 m as a minimum observed value and remained constant during the first 8 h. The fog dissipated and evolved into low stratus cloud at 1025 UTC on 22 January 2008 (Figure 2), about 3 h after sunrise, which occurred at 0732 UTC. During the dissipation stage, the 2 m temperature increased by about $1.7^\circ \text{C h}^{-1}$.

At the coastal station GMMC, surface observations indicated that fog was observed early from 0815–1025 UTC on 21 January 2008 and evolved into mist that lasted throughout the afternoon. Early in the evening, a period of gradual cloud-base lowering, with initial height estimated at 300 m, led to fog onset at 2315 UTC under light winds ($< 2 \text{ m s}^{-1}$) at GMMC. The horizontal visibility reached a minimum of 200 m, observed from 0100–1000 UTC on 22 January 2008. This fog event dissipated at 1010 UTC, about 3.5 h after sunrise (Figure 2). Three hours before fog onset at GMMC, the wind was blowing from the southeast, indicating a possible advection of fog formed over the area of the inland station GMMN. Due to low clouds over the coastal station, the 2 m temperature remained almost constant and increased at a rate of about $1.6^\circ \text{C h}^{-1}$ during the dissipation stage at GMMC.

The analysis based on conventional observations shows that this fog event was formed first over land at GMMN under an almost clear sky, while mist occurred at the coastal station GMMC under cloudy conditions. Later, near the coast, the fog occurred at GMMC in association with a gradual base lowering of stratus. According to the fog event classification methodology applied by Tardif and Rasmussen (2007), this fog event had the characteristics of a radiation fog over GMMN and of fog resulting from cloud base lowering over GMMC.

3.2. MSG satellite imagery

Satellite imagery provides information about the spatial extent of fog or low clouds. During night-time, it is difficult to distinguish fog or low clouds from other cloud types by using a single infrared channel. Therefore, EUMETSAT (<http://www.eumetsat.int>) recommends a dual channel difference method based on the brightness temperature difference (BTD) between the infrared channels at $3.9 \mu\text{m}$ (IR3.9) and $10.8 \mu\text{m}$ (IR10.8) (Cermak *et al.*, 2007). This method is based on the fact that low-level water clouds observed in IR3.9 have lower emissivity than the same clouds observed in IR10.8. The conventional thresholds of BTD used in this study to determine fog/low clouds were -8 and -5 K . Figure 3 presents BTD images from MSG during the formation and mature phases (2100 and 0300 UTC), and an MSG image derived, following the algorithm developed by Cermak and Bendix (2008), during the dissipation phase (1100 UTC).

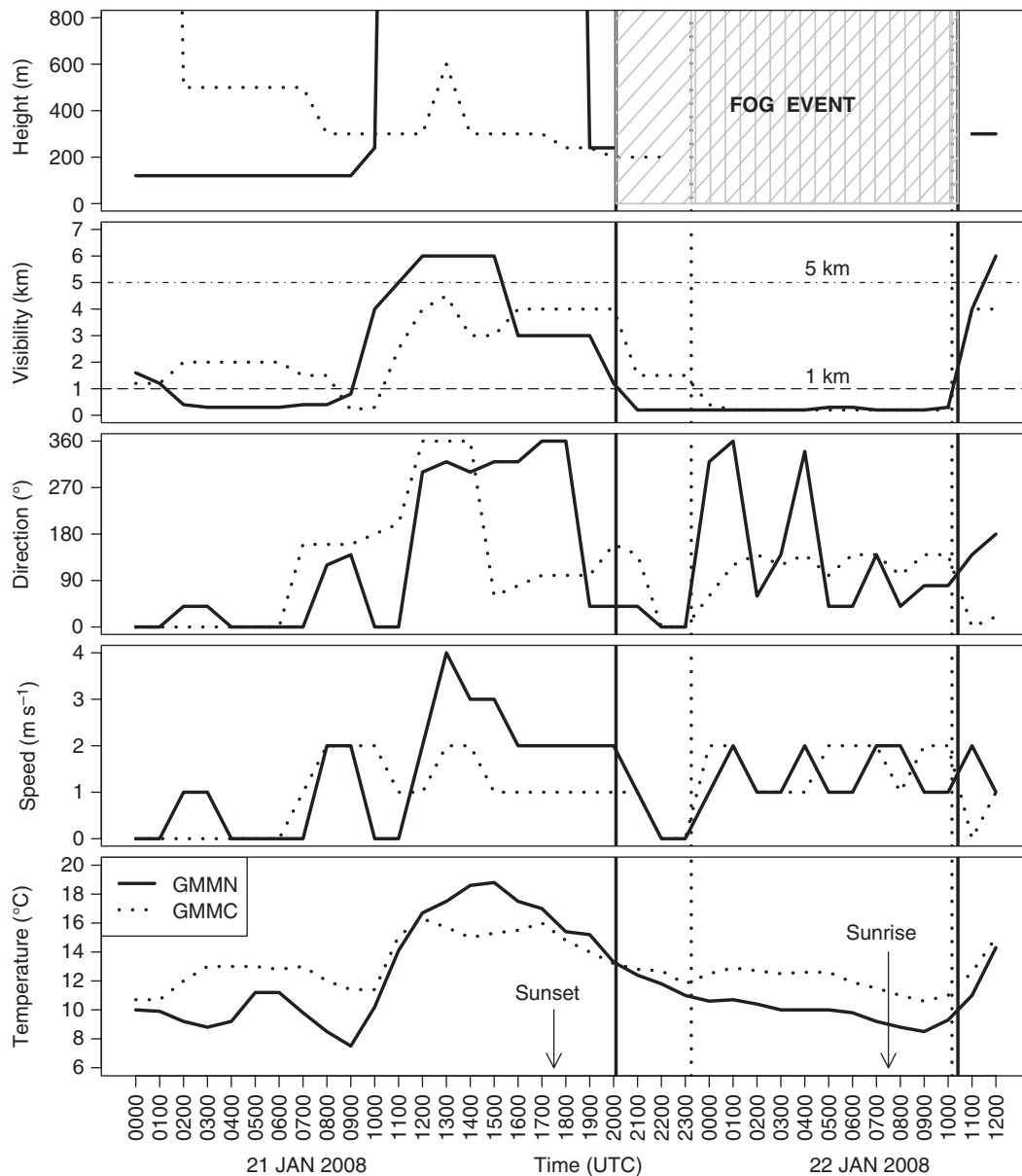


Figure 2. Time series of the standard meteorological observations (top to bottom): height of lowest cloud base (m a.g.l), horizontal visibility (km), 10 m wind direction ($^{\circ}$), 10 m wind speed (m s^{-1}) and 2 m temperature ($^{\circ}\text{C}$), for GMMC (dashed line) and GMMN (solid line) over the period from 0000 UTC on 21 January 2008 to 1200 UTC on 22 January 2008. The vertical bars refer to the observed onset and dissipation times of the fog events at GMMC (dashed line) and GMMN (solid line). The horizontal lines in the visibility plot refer to the fog (1 km, long-dashed line) and mist (5 km, dot-dashed line) thresholds. Sunrise and sunset times are shown.

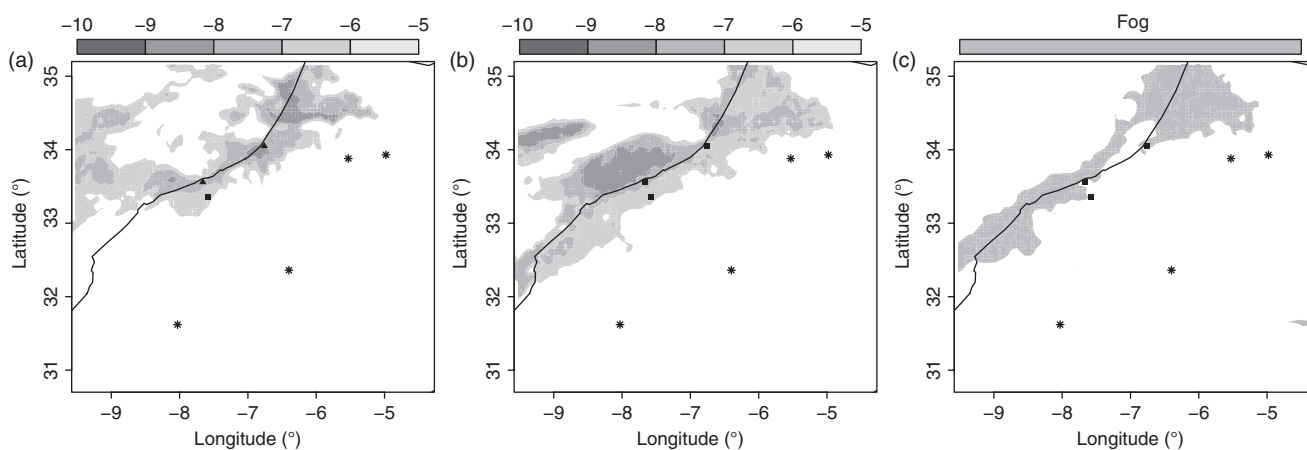


Figure 3. Brightness temperature difference (BTD in K) images (shaded in grey scale) between the infrared channels IR3.9 and IR10.8 μm during (a) the formation phase (2100 UTC on 21 January 2008) and (b) the mature phase (0300 UTC on 22 January 2008). (c) MSG derived image, following Cermak and Bendix's (2008) approach, during the dissipation phase (1000 UTC on 22 January 2008). Symbols: square, triangle and star represent observed visibility with values 0–1 km (FOG), 1–5 km (MIST) and >5 km, respectively.

Obviously, patchy fog/low clouds occupied the northwestern part of Morocco. The spatial extent of the fog/low cloud layer was limited to the coast and did not spread far inland or far offshore into the sea.

4. Numerical modelling results

To highlight the primary mechanisms leading to formation of this fog event and influencing its evolution, the analysis based on observations was complemented by a numerical modelling study using the Meso-NH 3D model. The numerical results from both domains were found to be quite similar (not shown) and thus mesoscale processes predominated during the life cycle of the fog event. Then, to describe the primary mechanism leading to fog onset, we focused on the results from MNH1. However, the results from MNH5 were used to highlight the spatial extent of the fog event.

4.1. Comparison of model forecasts with observations

Due to the limited observations available, the comparison of predicted meteorological parameters with those observed (Figure 4) concerned the following parameters: 2 m temperature, 2 m relative humidity and 10 m wind speed at two selected stations (GMMC and GMMN).

Figure 4 shows that the simulated 2 m temperatures agreed with those observed at the two stations throughout the life cycle of this fog event. However, the model underestimated the 2 m temperature before the fog onset at GMMN. The underlying reason for this could be the fact that the MesoNH model simulated a clear sky over GMMN, although a few clouds were observed during the first simulation hour.

An overestimation of 2 m relative humidity (about 10%) at GMMN was noted in the initial conditions, which could be attributed to errors in ECMWF reanalysis due to the data assimilation and its model characteristics. In addition, the model simulated fog at 2100 UTC at GMMC, earlier than observed (2315 UTC). However, high relative humidity values were observed ($\geq 98\%$) during the mist occurrence (Figure 4).

Regarding 10 m wind, the model reproduced the evolution of this parameter well. Some of the differences were probably due to the fact that SYNOP data are 10 min averages at every hour with an uncertainty of 1 m s^{-1} , while the model results represent grid- and short-time-averaged values during the last time step of each hour.

Generally speaking, the values simulated by Meso-NH were quite close to reality during the life cycle of this fog event, but with an earlier onset (2 h before) and dissipation (1 h before) at the coastal station GMMC (Figure 4).

In the next two sections, this fog event is analyzed using the 3D numerical modelling results to highlight the primary physical mechanisms governing its whole life cycle, from formation to dissipation.

4.2. Onset stage

The simulated liquid water path (LWP) from the ground to 1 km at 2100 UTC is displayed in Figure 5(d), which shows that the fog/low clouds covered the area centred around 7.5°W – 33.5°N and located in the Grand Casablanca region. Near the two stations, this area is quite similar over land to that from the BTM satellite image reported at the same time (Figure 3(a)), but there are some differences over the sea and in the north of the domain. This may be attributable to uncertainty in SST or land cover or to the single-moment microphysical scheme used in this study. This hypothesis will be discussed later through sensitivity experiments.

The area of the simulated liquid water content (LWC) at 2 m at 2100 UTC (Figure 5(a)) agrees with observations (Figure 3(a)). The surface observations at the synoptic stations located in the study domain indicate that fog was present at the coastal stations

early in the night and no fog/low cloud conditions were observed at the inland stations far from the sea. During the formation stage, 1 km LWP, defined as the integral of the LWC from the ground to 1 km, had similar values at both stations. However, the simulated 2 m LWC at 2100 UTC (Figure 5(a)) was much higher at the inland station, GMMN, (0.4 g m^{-3}) than in the coastal station, GMMC (about 0.05 g m^{-3}). Since the horizontal visibility was estimated by the observer at the two stations, it can be deduced qualitatively that the fog formed first over land, while at GMMC there were low clouds, in agreement with the observed visibility (200 m at GMMN and 1200 m at GMMC).

To show the interaction between the physical mechanisms, particularly radiative and turbulence processes, during the whole fog life cycle, the time–height evolution of radiative cooling (temporal rate change of temperature due to radiation) and turbulent kinetic energy (TKE) are displayed in Figure 6. At the inland station GMMN, the simulated 2 m temperature (Figure 4(b)) dropped rapidly between 1900 and 2000 UTC, at a rate of about 2°C h^{-1} , due to the infrared nocturnal radiative cooling (Figure 6(a)). Then, a temperature inversion formed in the lowest levels near the ground. The moist air near the surface (simulated 2 m relative humidity $>95\%$ at 1900 UTC) cooled and fog formed at 2000 UTC (Figure 4(b)) under light nocturnal turbulence (Figure 6(c)). Therefore, the model simulated a radiation fog at GMMN, as could also be deduced from observations. These findings agree well with previous results (e.g. Bergot and Guédalia, 1994) which have demonstrated that, classically, nocturnal radiation cooling and turbulence are the primary mechanisms leading to radiation fogs.

At the coastal station, GMMC, the vertical cross-section of wind superimposed on LWC (Figure 7(a)) shows that the fog that formed first over land at GMMN was advected westward to the coast by the moderate northeasterly wind (wind speed about 6.5 m s^{-1}) at about 300 m a.s.l. The simulated profile of relative humidity at 1900 UTC (not shown) indicated the presence of a moist zone at 150 m a.g.l, associated with a low stratus cloud. Above this zone, the atmospheric air dried and the relative humidity was below 60% (not shown). The radiative cooling profile at GMMC at 2000 UTC (Figure 6(b)) showed that the stratus cloud top was cooler than the surface and a temperature inversion was located at the top of the stratus layer. This radiative cooling generated turbulence (Figure 6(d)), which induced a downward extension of the stratus layer by cooling the air below it (Figure 6(b)). At 2100 UTC, a moist (Figure 7(a)), unstable (Figure 6(b)) zone was associated with the simulated fog layer. Therefore, the model simulated a fog resulting from cloud-base lowering at GMMC, as could be deduced from observations. In their conceptual model based on the work of Oliver *et al.* (1978) and Pilié *et al.* (1979) suggested that radiative cooling at the stratus cloud top was the primary mechanism leading to the cloud base lowering to the sea surface. In the present study, we confirm that the interactions between radiative and turbulence processes are also important factors, which force the lowering of the low cloud over the continental zone when the inversion is very shallow (200 m in this study) and high relative humidity values exist in the low levels of the Atmospheric Boundary Layer (ABL).

4.3. Mature and dissipation stages

During the mature stage, the simulated fog/low clouds patch extended along the coast (Figure 5(e)), in agreement with observations (Figure 3(b)). This was probably due to the northeasterly wind (Figure 7(b)) and implies a possible influence of the low orography located in the eastern part of the study domain on the spatial extent of fog. This hypothesis will be discussed in section (5.2).

As the fog gradually thickened (Figure 7(b)) during the mature stage, radiative cooling at the ground ceased and the cooling spreads upward to the fog-layer top (Figure 6(a) and 6(b)). During the night, the radiative–turbulent coupling at the fog top

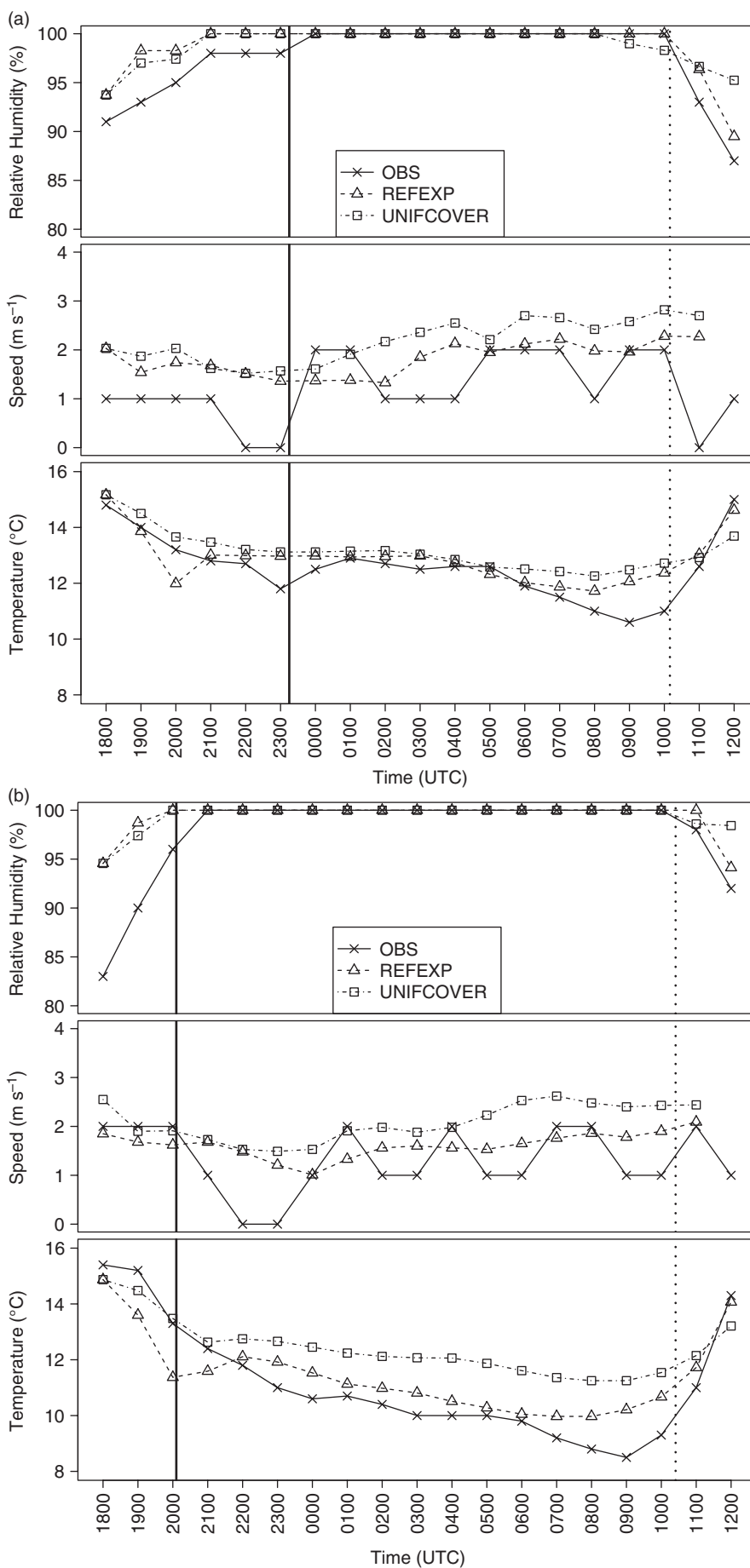


Figure 4. Model forecasts versus observations for 2 m relative humidity (%), 10 m wind speed (m s^{-1}) and 2 m temperature ($^{\circ}\text{C}$) at (a) the coastal station GMMC and (b) the inland station GMMN. Solid lines with crosses indicate observations (OBS), dot–dashed lines with squares refer to UNIFCOVER and dashed lines with triangles refer to REFEXP. The vertical bars refer to the observed onset (solid line) and dissipation (dashed line) times of the fog event at GMMC and GMMN.

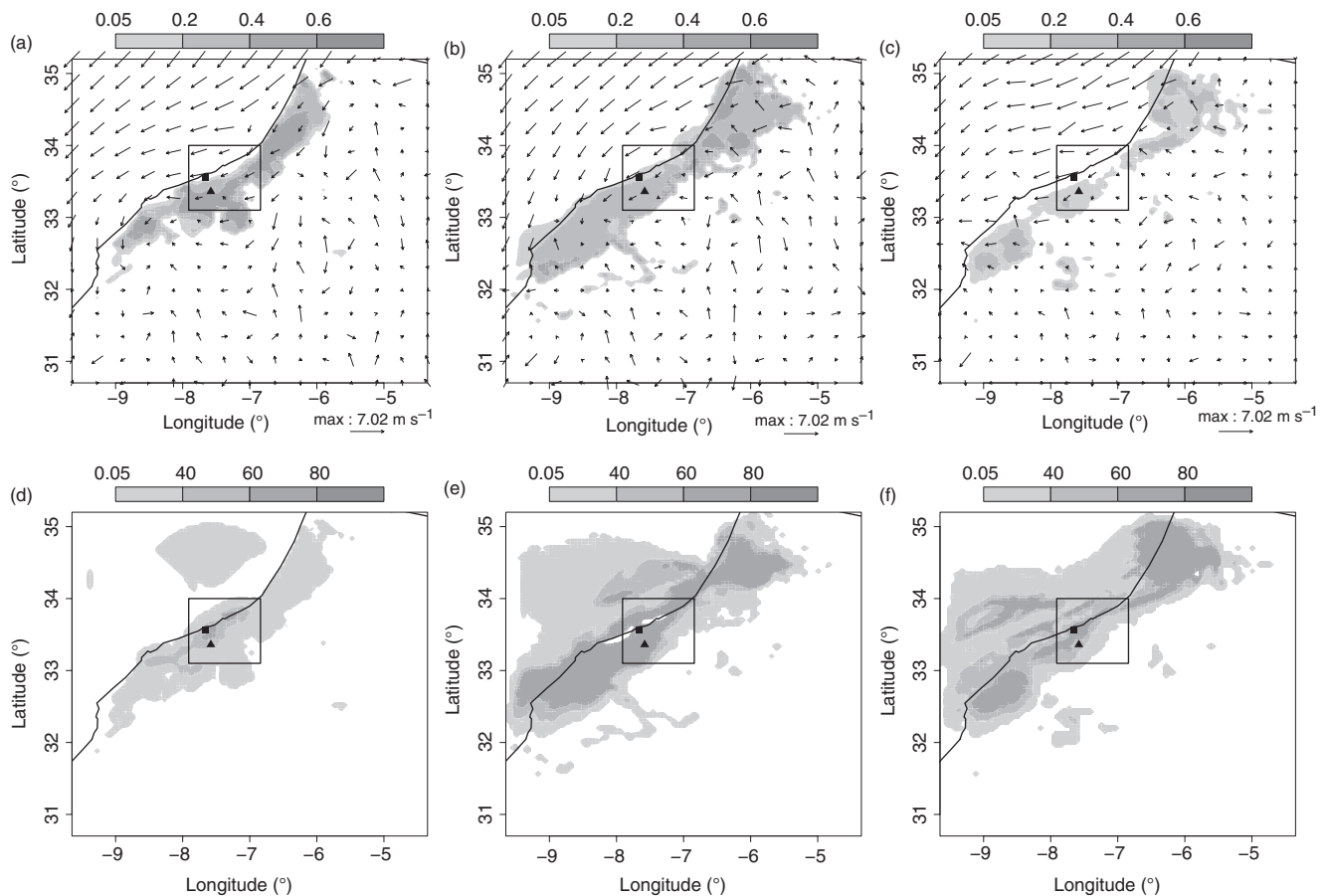


Figure 5. Evolution of the simulated 10 m wind vectors superimposed on (a)–(c) 2 m LWC (g m^{-3}) and (d)–(f) liquid water path from ground to 1 km (g m^{-3}) during the formation phase (2100 UTC), mature phase (0300 UTC) and dissipation phase (1000 UTC). The square contour indicates the fine-mesh domain. Symbols: black square and triangle show locations of GMMC and GMMN respectively. Output from REFEXP (Table 1).

allowed the radiating layer to propagate condensation upward, inducing fog-layer top growth while turbulence (Figure 6(c) and 6(d)) cooled the fog layer interior below. The thermal inversion above the fog layer limited its vertical extension (Figure 6(a) and 6(b)). A comparison between Figure 6(a) and 6(b) shows that the cloud base lowering fog at GMMC was deeper (maximum height around 300 m at 0600 UTC) than the radiation type at GMMN (maximum height around 180 m at 0600 UTC).

The time–height cross-section of simulated radiative cooling at GMMN and GMMC (Figure 6(a) and 6(b)) can explain the difference in vertical extension between the two stations. In fact, the thermal inversion showed different behaviour for the two stations in low levels of the atmosphere. As the stability increased, due to cooling near the surface, the TKE decreased with time before fog onset (Figure 6(c) for GMMN and Figure 6(d) for GMMC). Then, weak turbulence just below the fog top could be seen in the ABL over the inland station GMMN (Figure 6(c)). It promoted cooling at the fog top, but the thermal inversion restricted the upward transport of low-level fog water. On the other hand, strong turbulence in the lowest 150 m of the ABL at GMMC (Figure 6(d)) promoted vertical mixing of cooling, which induced the growth of fog as a mixed layer.

After sunrise, the increased sea and land surface fluxes due to incoming short-wave radiation resulted in the dissipation of the fog early over the sea (after 0700 UTC) and then on the coastal land 2 h later (Figure 4(a) and 4(b)). The fog was fully dissipated around 1100 UTC. The fog layer did not move offshore over the sea (Figure 7(c)) but stayed close to the coast (Figure 5(c)) and was transformed into stratus low cloud covering the coastal zone (Figure 5(f)). It was hypothesized that this was due to the influence of SST. This hypothesis will be discussed through a sensitivity test in section 5.1.

5. Sensitivity experiments

To test the sensitivity of the numerical coastal fog prediction results to SST, local topography, microphysical parametrization and land cover, a series of sensitivity experiments were performed (Table 1).

5.1. Sensitivity to SST

To examine the influence of the uncertainty of SST boundary conditions on coastal fog prediction, we performed two sensitivity experiments, increasing the SST by 2 K (SSTP2) and decreasing it by 2 K (SSTM2) compared with REFEXP (Table 1). The numerical results showed that SST changes had little impact during the formation process of this coastal fog (not shown), in contrast to the significant influences found for sea fog by Gao *et al.* (2007). However, they affected the mature and dissipation stages (Figure 8), particularly over sea, in agreement with previous results for sea fog (Koracin *et al.*, 2005; Tang, 2012).

Warming the sea surface (SSTP2) enhanced the thermal contrast between the sea surface and the adjacent air. This generated more turbulent mixing than in REFEXP and resulted in increased heat and latent surface flux. The relative humidity was then lower than in REFEXP and condensation was less likely to occur. This reduced LWC values near the coast during the mature and dissipation phases (Figure 8(a) and 8(c)) and thus favoured earlier fog dissipation over the sea and at the coastal station than in REFEXP.

In the SSTM2 experiment, cooling the sea surface enhanced the stratification and stabilized the Marine Atmospheric Boundary Layer (MABL) low levels. This atmospheric cooling of air closer to saturation (not shown) favoured air condensation and resulted in higher LWC (Figure 8(b)) than in REFEXP. Therefore, the fog layer moved over the sea near the coast during the mature phase

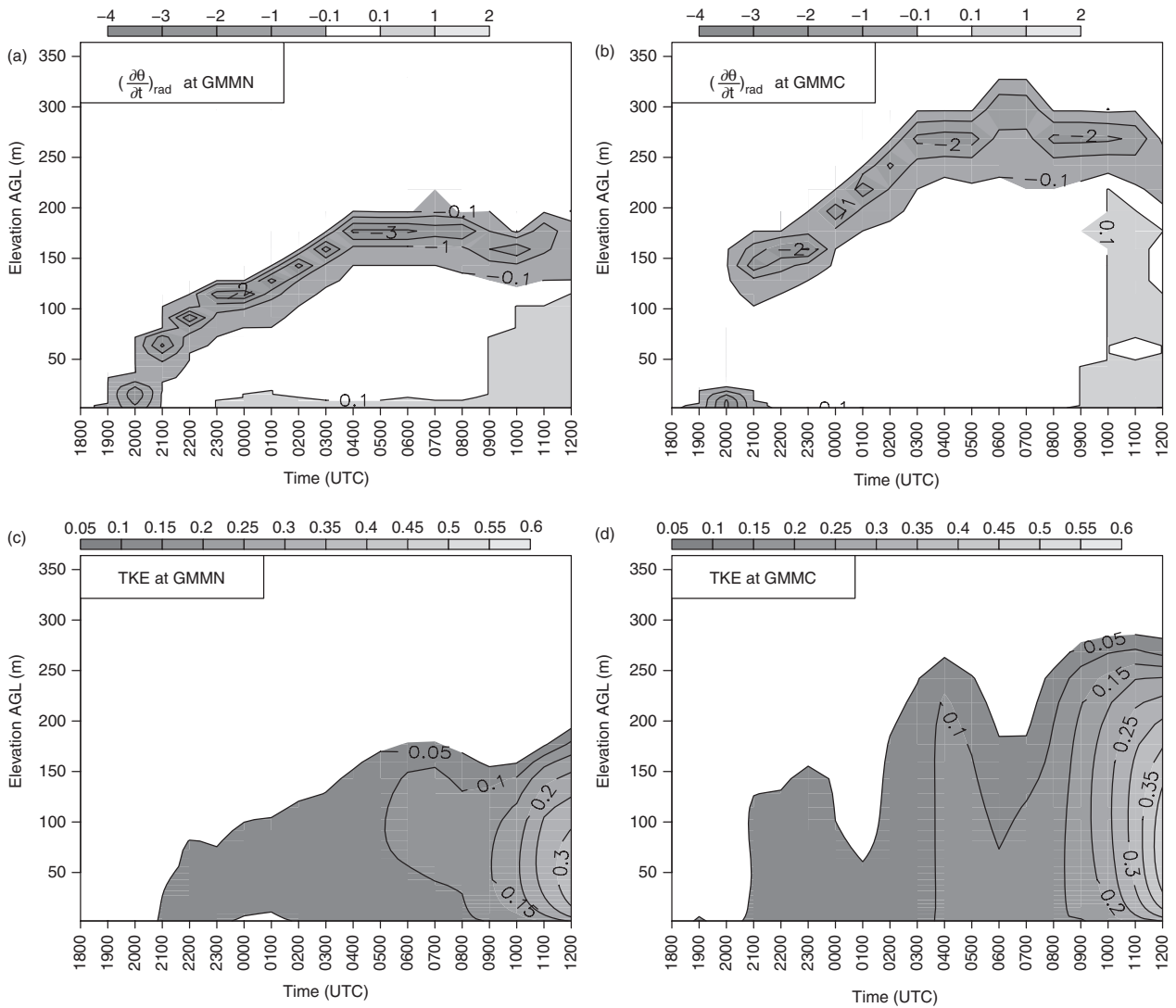


Figure 6. Time–height contour plots of (a) and (b) simulated radiative cooling (10^{-3} K s^{-1}) and (c) and (d) turbulent kinetic energy ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$) at (a) and (c) inland station GMMN and (b) and (d) coastal station GMMC. Output from REFEXP (Table 1).

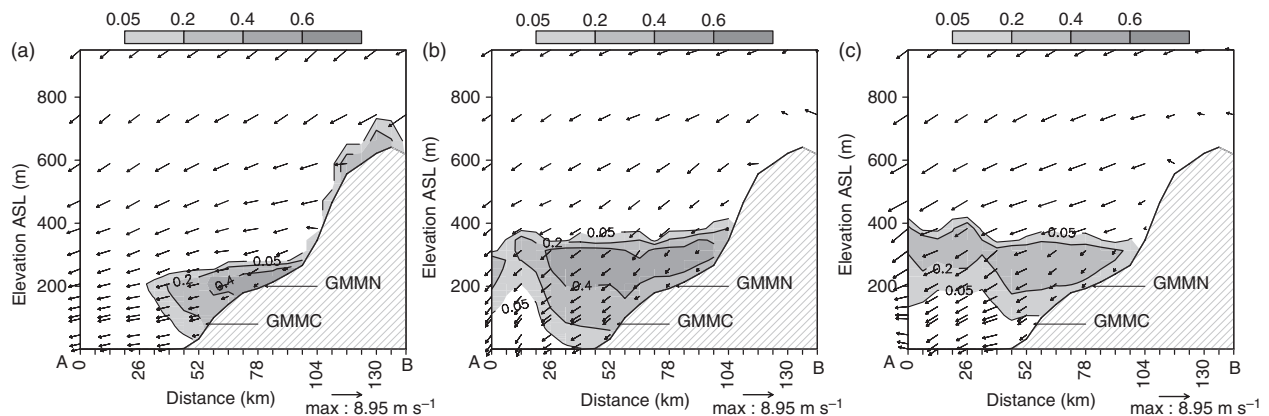


Figure 7. Vertical cross-section of wind superimposed on liquid water content (g m^{-3}) during (a) the formation phase (2100 UTC), (b) the mature phase (0300 UTC) and (c) the dissipation phase (1000 UTC). Output from REFEXP (Table 1).

Table 1. Summary of the sensitivity experiments.

Experiment	SST	Orography	Land cover	Fixed parameters of microphysics scheme
REFEXP	Default (variable)	Default	Default	Default (over land: $\alpha = 1, \nu = 3$ and $N = 300 \text{ cm}^{-3}$; over sea: $\alpha = 3, \nu = 1$ and $N = 100 \text{ cm}^{-3}$)
SSTM2	SST - 2 K	Default	Default	Default
SSTP2	SST + 2 K	Default	Default	Default
NORELIEF	Default	Removed	Default	Default
UNIFCOVER	Default	Default	Uniform (= bare soil)	Default
ICE3LAND	Default	Default	Default	$\alpha = 1, \nu = 3$ and $N = 300 \text{ cm}^{-3}$ over both land and sea
ICE3SEA	Default	Default	Default	$\alpha = 3, \nu = 1$ and $N = 100 \text{ cm}^{-3}$ over both land and sea

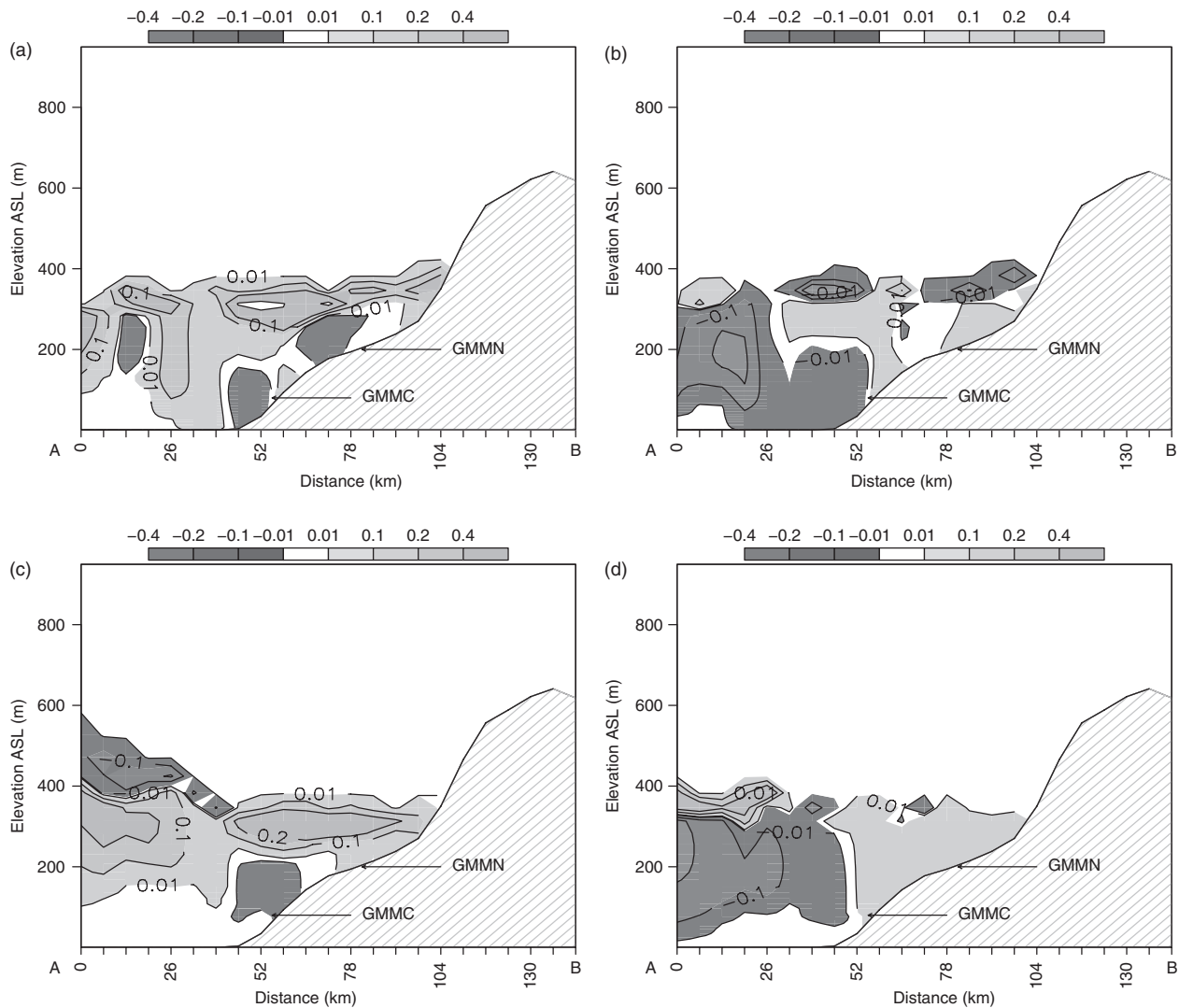


Figure 8. Vertical cross-section of the difference of liquid water content (g m^{-3}) (a) and (b) in the mature phase at 0300 UTC and (c) and (d) during the dissipation stage at 1000 UTC: (a) and (c) for REFEXP–SSTP2, (b) and (d) for REFEXP–SSTM2 (Table 1).

and was transformed into stratus during the dissipation phase, with a lower base height than in REFEXP (Figure 8(d)).

Therefore, it can be concluded from these sensitivity experiments that it is necessary to have precise measurements of SST in order to improve numerical coastal fog forecasts.

5.2. Sensitivity to local topography

To test the effect of the local coastal topography on coastal fog forecasting, we performed the NORELIEF experiment (Table 1), where the orography was removed. An analysis of the numerical results showed that setting the orography to zero affected wind flows near the surface (compare Figures 5 and 9), but had little impact on heat exchanges over land and sea surfaces (not shown).

During the formation phase (2100 UTC), the study domain was under a weak northerly wind, whereas in REFEXP there was an easterly wind (compare Figures 5(a) and 9(a)). Over the sea, the wind still blew from the northeast as in REFEXP. The fog event formed first at the inland station GMMN, then 1 h later at GMMC, at the same times as in REFEXP (Figure 9(a)). Therefore the local topography did not affect the fog formation phase at the inland station GMMN. This is contrary to the findings of Choi and Speer (2006), who showed that mountains affected the formation stage of an advection fog near the Korean coast. A possible explanation is the predominance of radiative cooling, which was the governing physical process leading to the onset of radiation fog at GMMN.

During the mature and dissipation phases, the absence of orography affected the wind in both direction and speed (compare

Figures 5(b) and 9(b) and Figures 5(c) and 9(c)). The intense northerly wind concerned the major part of the continental zone of the study domain, whereas in REFEXP there was a weak easterly wind induced by the local topography (Figure 5(b) and 5(c)). This configuration was favourable to the extension of the fog layer inland far from the sea (Figure 9(b)). To the west, the fog layer remained close to the coast in both experiments (REFEXP and NORELIEF) under the influence of SST (as shown in section 5.1), while the simulated fog moved eastward in the NORELIEF experiment during the dissipation phase (Figure 9(c)). Thus, the fog patch extended along the coast under the influence of the SST.

5.3. Sensitivity to microphysics scheme

In the single-moment scheme used, the cloud droplet size distribution follows a generalized gamma function:

$$n(D) = N \frac{\alpha}{\Gamma(\nu)} \lambda^{\alpha\nu} D^{\alpha\nu-1} \exp[-(\lambda D)^{\alpha}], \quad (1)$$

where the number density n is a function of the diameter D . Here, N is the total number concentration, Γ is the gamma function, α and ν are the shape parameters of the gamma distribution and λ is the slope parameter.

Miles et al. (2000) pointed out significant differences in the droplet size distribution between marine and continental stratus clouds. Cohen and McCaul (2006) suggested that single-moment microphysics required specification of the shape parameters. To achieve this, many field measurements were carried out (e.g.

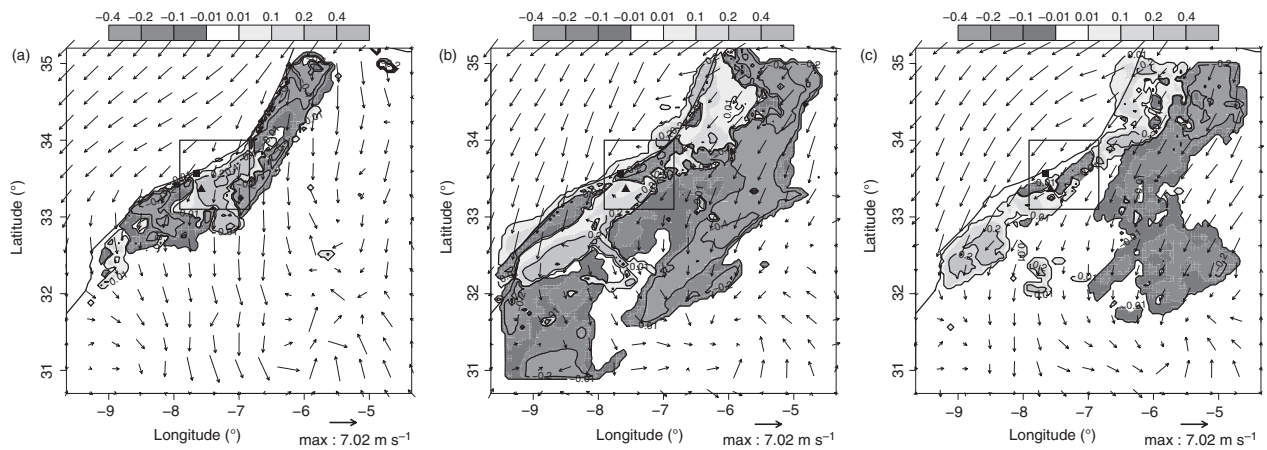


Figure 9. Evolution of the simulated 10 m wind vector superimposed on difference (REFEXP–NORELIEF) for 2 m LWC (g m^{-3}): (a) formation phase (2100 UTC), (b) mature phase (0300 UTC) and (c) dissipation phase (1000 UTC). The square indicates the fine-mesh domain.

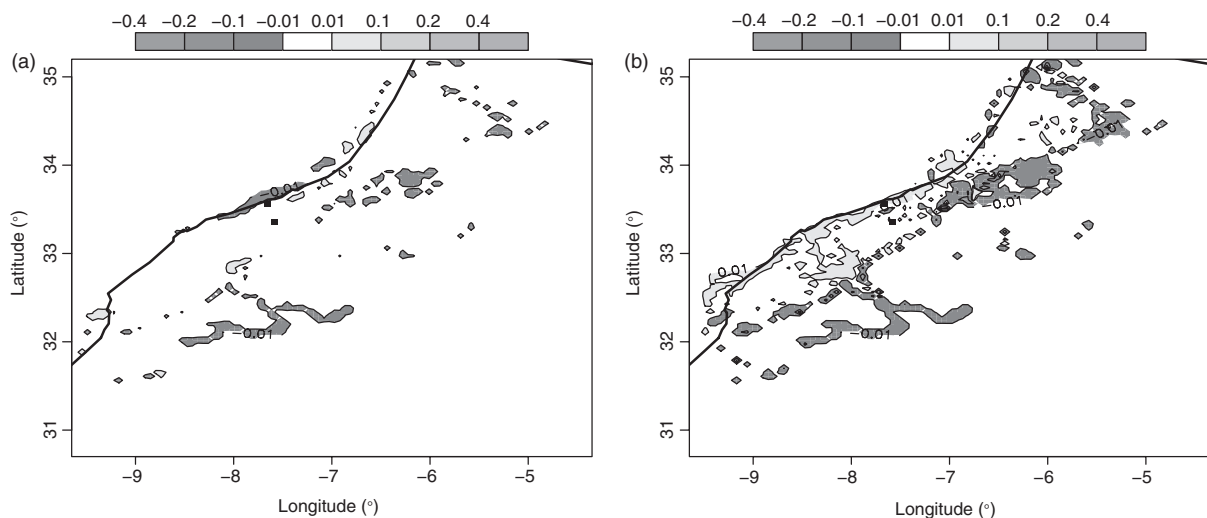


Figure 10. Mature phase (0300 UTC): (a) difference (REFEXP–ICE3LAND) for 2 m LWC (g m^{-3}) and (b) difference (REFEXP–ICE3SEA) for 2 m LWC (g m^{-3}).

in the Po Valley in Italy (Fuzzi *et al.*, 1992)). In REFEXP, the shape parameters were fixed at $\alpha = 1$, $\nu = 3$ and $N = 300 \text{ cm}^{-3}$ over land while, over sea, these parameters had values of 3, 1 and 100 cm^{-3} respectively. Near the coast, the continental aerosols could move over the sea and the maritime aerosols could move over the land during the evolving synoptic and mesoscale circulations. This implied high uncertainty in the aerosol type near the coast, which affected the fog microstructure. Thus, to assess the influence of cloud droplet size distribution on coastal fog forecasting, two sensitivity experiments were performed: ICE3LAND and ICE3SEA (Table 1).

The results showed that, during the mature phase (Figure 10), the new size distribution of droplets affected their sedimentation. Hence, higher small-droplet contents in ICE3LAND than in REFEXP produced less gravitational settling and higher LWC (Figure 10(a)) and the fog patch moved over the sea closest to the coast near GMMC in ICE3LAND. In the ICE3SEA experiment, a higher concentration of larger droplets produced more settling and depleted LWC, inducing lower LWC values than in REFEXP. Thus, the fog patch remained over the continental zone in ICE3SEA (Figure 10(b)), with early fog dissipation at the coastal station (not shown).

5.4. Sensitivity to land cover

To assess the effect of land cover on coastal fog forecasting, the UNIFCOVER experiment (Table 1) was performed, in which the land cover over the coarse-mesh domain was taken to be uniform bare soil. Ray *et al.* (2006) showed that deforestation had decreased the cloud forest area covered with fog in the Costa

Rican tropical montane regions. In REFEXP, Figure 1(b) shows that GMMN and GMMC were situated within environments dominated by grassland and shrubland, respectively.

When the time evolution of the model forecast was compared with observations for thermodynamical parameters, as displayed in Figure 4, numerical results showed that fog dissipated 1 h earlier in UNIFCOVER than in REFEXP at the coastal station GMMC. In fact, bare soil temperature depends on the texture of the soil, which is essentially composed of sand at the two stations. Under these conditions, the bare soil had low heat capacity and heated up fast when absorbing short-wave radiation. Thus, the temperature rose and consequently the relative humidity decreased, leading to early fog dissipation at GMMC. In REFEXP, part of the incoming solar radiation was intercepted or reflected by vegetation, reducing the amount reaching the surface. During the daytime, vegetation also enhanced the latent heat exchange due to evapotranspiration and increased turbulence near the surface. The combined effect of all these processes influenced the fog evolution during the dissipation phase.

Regarding the spatial effect of land cover on the fog patch evolution, the difference between the LWC in REFEXP and UNIFCOVER experiments showed that land cover had little impact during the formation phase (Figure 11(a), night-time), whereas it potentially influenced the spatial extent of the fog during the dissipation phase (Figure 11(b), daytime), due to the difference in heat capacity of the land cover between the two experiments.

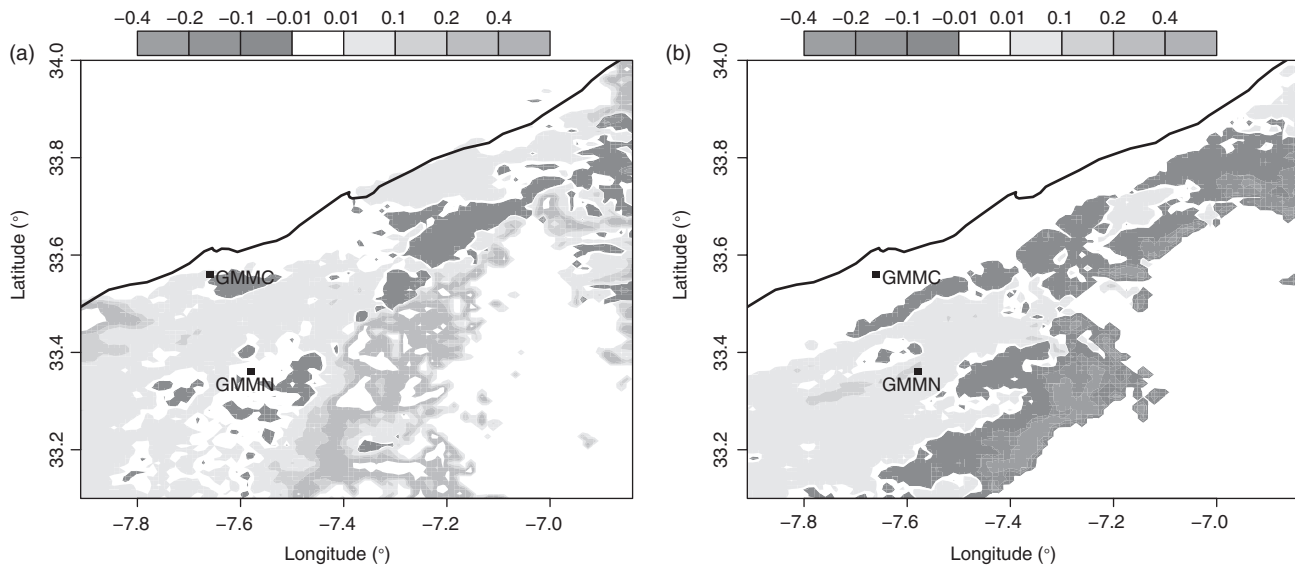


Figure 11. Difference (REFEXP–UNIFCOVER) for 2 m LWC (g m^{-3}) at (a) the formation phase (2100 UTC) and (b) the dissipation phase (1000 UTC).

6. Conclusion

A fog event that occurred during the night of 21–22 January 2008 along the west coast of Morocco has been studied in this work. The aim was to investigate features of coastal fog and to provide some recommendations for improving its numerical prediction. The Meso-NH 3D model was used, together with conventional meteorological parameters from two synoptic stations, MSG satellite imagery and the ECMWF ERA-Interim reanalysis.

The most important contribution of this work is the finding that the same fog event can be of two different types, depending on the geographical standpoint, and that the physical processes involved in its spatial evolution are distinct. Both observational analysis and numerical modelling results demonstrate that this fog event formed first at the inland station as a radiation fog. Later, fog resulting from cloud base lowering occurred at the coastal station, possibly because of advection of the fog formed over land.

MSG satellite imagery indicated that the fog/low cloud patch extended along the coastline, due to SST and local topography, as demonstrated by the numerical modelling results. The SST influenced the fog evolution over the sea near the coast and local topography affected the wind speed and direction in the boundary layer during the different phases of the life cycle of this coastal fog event.

Sensitivity experiments demonstrated that uncertainty in SST and land cover governed the thermodynamic fluxes at the interface of air with sea or land. It also controlled the temperature near the surface, and thus the relative humidity and condensation during the life cycle of the fog event. On the other hand, a single-moment microphysics scheme had inherent uncertainty due to the fixed shape parameters in the droplet size distribution, which affected droplet sedimentation and so controlled the LWC during the fog life cycle.

This study has made a serious effort to assess the influence of some local features of coastal regions (SST, land cover and land topography) and the microphysics scheme on the fog life cycle. They certainly show different effects, and this suggests that better numerical fog prediction, particularly over the Grand Casablanca region, using a 3D mesoscale model potentially depends on land topography and the accuracy of SST boundary conditions. Also, the prediction is less influenced by land cover and the adjustment of microphysics parameters when a single-moment microphysical scheme is used. However, several factors that influence the different phases of coastal fog development remain to be fully studied, such as the coastline shape and the initial conditions. This article was limited to the study of an interesting

case in order to specify some requirements that must be satisfied to improve numerical coastal fog prediction using a 3D mesoscale model. Further investigation using this 3D configuration is needed over a long period (a winter season at least) in order to determine the most suitable fog forecasting system for the northwest coast of Morocco.

Acknowledgements

This work is supported by a grant under the collaboration programme between the meteorological service of Morocco (DMN) and Météo-France. Dr Mohamed Nabhani from DMN is acknowledged for fruitful discussions during this study and for his valuable comments. The support teams of SURFEX and Meso-NH are also acknowledged for their help during this study. The authors thank the three anonymous reviewers and the associate editor for their constructive comments, which helped to improve the manuscript.

References

- Ballard SP, Golding BW, Smith RNB. 1991. Mesoscale model experimental forecasts of the Haar of northeast Scotland. *Mon. Weather Rev.* **119**: 2107–2123.
- Benoualidi S, Rhilmane J. 2013. 'Brouillard à Nouasseur: Evaluation de la prévision humaine et apport de la modélisation à l'aide d'un modèle 1D forcé par des champs méso-échelle', Final Engineer Formation Report. EHTP (Ecole Hassania des Travaux Publics): Casablanca, Maroc.
- Bergot T, Guédalia D. 1994. Numerical forecasting of radiation fog –Part I: Numerical model and sensitivity tests. *Mon. Weather Rev.* **122**: 1218–1230.
- Bergot T, Terradellas E, Cuxart J, Mira A, Liechti O, Mueller M, Nielsen NW. 2007. Intercomparison of single-column numerical models for the prediction of radiation fog. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **46**: 504–521.
- Bergot T. 2013. Small-scale structure of radiation fog: A large-eddy simulation study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **139**: 1099–1112.
- Bergot T, Escobar J, Masson V. 2014. Effect of small scale surface heterogeneities and buildings on radiation fog: Large-Eddy simulation study at Paris-Charles de Gaulle airport. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, doi: 10.1002/qj.2358.
- Bougeault P, Lacarrère P. 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon. Weather Rev.* **117**: 1872–1890.
- Cermak J, Bendix J. 2007. Dynamical nighttime fog/low stratus detection based on Meteosat SEVIRI data: A feasibility study. *Pure Appl. Geophys.* **164**: 1179–1192, doi: 10.1007/s00024-007-0213-8.
- Cermak J, Bendix J. 2008. A novel approach to fog/low stratus detection using Meteosat 8 data. *Atmos. Res.* **87**: 279–292.
- Charifi G, Nait Said Z. 2011. 'Brouillard à Nouasseur: Climatologie et modélisation statistique par les réseaux neurones', Final Engineer Formation Report. EHTP (Ecole Hassania des Travaux Publics): Casablanca, Maroc.
- Charnock H. 1955. Wind stress on a water surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **81**: 639–640.
- Choi H, Speer MS. 2006. The influence of synoptic-mesoscale winds and sea surface temperature distribution on fog formation near the Korean western peninsula. *Meteorol. Appl.* **13**: 347–360.

- Cohen C, McCaul EW. 2006. The sensitivity of simulated convective storms to variations in prescribed single-moment microphysics parameters that describe particle distributions, sizes, and numbers. *Mon. Weather Rev.* **134**: 2547–2565.
- Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger JL. 2000. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126**: 1–30.
- Cuxart J, Jiménez MA. 2012. Deep radiation fog in a wide closed valley: Study by numerical modeling and remote sensing. *Pure Appl. Geophys.* **169**: 911–926.
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Hólm EV, Isaksen I, Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette JJ, Park BK, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut JN, Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**: 553–597.
- Findlater J, Roach WT, Mchugh BC. 1989. The Haar of North-East Scotland. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **115**: 581–608.
- Fuzzi S, Facchini MC, Orsi G, Lind JA, Wobrock W, Kessel M, Maser R, Jaeschke W, Enderle KH, Arends BG, Berner A, Solly A, Krüsz C, Reischl G, Pahl S, Kaminski U, Winkler P, Ogren JA, Noone KJ, Hallberg A, Fierlinger-Oberlininger H, Puxbaum H, Marzorati A, Hansson HC, Wiedensohler A, Svenningsson IB, Martinsson BG, Schell D, Georgii HW. 1992. The Po Valley fog experiment 1989: An overview. *Tellus* **44B**: 448–468.
- Fu G, Zhang S, Gao S, Li P. 2012. *Understanding of Sea Fog over the China Seas*. China Meteorological Press: Beijing, 216 pp.
- Gao S, Lin H, Shen B, Fu G. 2007. A heavy sea fog event over the Yellow Sea in March 2005: Analysis and numerical modeling. *Adv. Atmos. Sci.* **24**: 65–81.
- Gultepe I, Tardif R, Michaelides SC, Cermak J, Bott A, Bendix J, Müller MD, Pagowski M, Hansen B, Ellrod G, Jacobs W, Toth G, Cober SG. 2007. Fog research: A review of past achievements and future perspectives. *Pure Appl. Geophys.* **164**: 1121–1159.
- Kim KC, Yum SS. 2010. Local meteorological and synoptic characteristics of fogs formed over Incheon International Airport in the West Coast of Korea. *Adv. Atmos. Sci.* **27**: 761–776.
- Koracin D, Lewis J, Thompson WT, Dorman CE, Businger JA. 2001. Transition of stratus into fog along the California Coast: Observations and modeling. *J. Atmos. Sci.* **58**: 1714–1731.
- Koracin D, Leipper DF, Lewis JM. 2005. Modeling sea fog on the US California coast during a hot spell event. *Geofizika* **22**: 59–82.
- Lafore JP, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fischer C, Hereil P, Mascart P, Pinty JP, Redelsperger JL, Richard E, De Arellano JVG. 1998. The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.* **16**: 90–109.
- Leipper DF. 1994. Fog on the US west coast: A review. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **75**: 229–240.
- Lewis JM, Koracin D, Rabin R, Businger J. 2003. Sea fog off the California Coast: Viewed in the context of transient weather systems. *J. Geophys. Res.* **108**: 4457, doi: 10.1029/2002JD002833.
- Lewis JM, Koracin D, Redmond KT. 2004. Sea fog research in the United Kingdom and United States: A historical essay including outlook. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **85**: 395–408.
- Masson V. 2000. A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary Layer Meteorol.* **94**: 357–397.
- Miles NL, Verlinde J, Clothiaux EE. 2000. Cloud droplet size distributions in low-level stratiform clouds. *J. Atmos. Sci.* **57**: 295–311.
- Mlawer EJ, Taubman SJ, Brown PD, Iacono MJ, Clough SA. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validation correlated-*k* model for the long-wave. *J. Geophys. Res.* **102**: 16663–16682, doi: 10.1029/97JD00237.
- Morcrette JJ. 1991. Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts forecasting system. *J. Geophys. Res.* **96**: 9121–9132, doi: 10.1029/89JD01597.
- Niu S, Lu C, Yu H, Zhao L, Lü J. 2010. Fog research in China: An overview. *Adv. Atmos. Sci.* **27**: 639–662.
- Noilhan J, Mahfouf JF. 1996. The ISBA land surface parametrization scheme. *Global Planet. Change* **13**: 145–159.
- Oliver DA, Lewellen WS, Williamson GG. 1978. The interaction between turbulent and radiative transport in the development of fog and low-level stratus. *J. Atmos. Sci.* **35**: 301–316.
- Pilié RJ, Mack EJ, Rogers CW, Katz U, Kocmond WC. 1979. The formation of marine fog and the development of fog-stratus systems along the California coast. *J. Appl. Meteorol.* **18**: 1275–1286.
- Pinty JP, Jabouille P. 1998. A mixed-phase cloud parametrization for use in mesoscale non-hydrostatic model: Simulations of a squall line and of orographic precipitations. In *Proceedings Conference of Cloud Physics*, Everett, WA. American Meteorological Society: Boston, MA.
- Ray DK, Nair US, Lawton RO, Welch RM, Pielke RA. 2006. Impact of land use on Costa Rican tropical montane cloud forests: Sensitivity of orographic cloud formation to deforestation in the plains. *J. Geophys. Res.* **111**: D02108, doi: 10.1029/2005JD006096.
- Sandu I, Brenguier JL, Geoffroy O, Thouron O, Masson V. 2008. Aerosol impacts on the diurnal cycle of marine stratocumulus. *J. Atmos. Sci.* **65**: 2705–2718.
- Tang Y. 2012. The effect of variable sea surface temperature on forecasting sea fog and sea breezes: A case study. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **51**: 986–990.
- Tardif R. 2007. The impact of vertical resolution in the explicit numerical forecasting of radiation fog: A case study. *Pure Appl. Geophys.* **164**: 1221–1240.
- Tardif R, Rasmussen RM. 2007. Event-based climatology and typology of fog in the New York City region. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **46**: 1141–1168.
- WMO. 1992. *International Meteorological Vocabulary*. WMO: Geneva, Switzerland.

3.6 Résultats du cas d'étude de la nuit du 23-24 Décembre 2013

Au cours de cette section, l'événement de brouillard, ayant lieu au cours de la nuit du 23-24 Décembre 2013, est analysé à l'aide des observations conventionnelles aux deux stations synoptiques de la région et des produits dérivés des données satellitaires dans la section 3.6.1. Ensuite, cet événement de brouillard est simulé numériquement à l'aide du modèle Méso-NH dans ses configurations 3D (section 3.6.2) et 1D (section 3.6.5) pour mettre en évidence certains avantages et quelques limitations de l'applicabilité des deux configurations comme système de prévision du brouillard en zone côtière, en particulier sur la région du Grand Casablanca.

3.6.1 Analyse du cas d'étude à l'aide des observations

La situation météorologique synoptique du 23/12/2013 à 1200 UTC (Figure 3.13(a)) est caractérisée par un système cyclonique qui s'est installé au nord de l'Atlantique et par la remontée de la dépression au sud du Maroc. Cette configuration correspond au scénario où la région du Grand Casablanca est située dans le thalweg associée à cette dépression. Cette situation reflète la classe ST identifiée lors de la classification des situations synoptiques favorables à l'occurrence du brouillard sur la région effectuée au cours de cette étude (cf. chapitre 2). Elle induit un flux maritime du nord sur la région.

La situation météorologique synoptique a évolué au cours du cycle de vie de cet événement de brouillard (Figure 3.13). A 1800 UTC (Figure 3.13(b)), le thalweg s'est atténué donnant naissance à une zone de faible gradient isobarique (classe SLPA, chapitre 2) caractérisée par des vents faibles sur la région, et qui se maintient jusqu'à 0000 UTC (Figure 3.13(c)). A 0600UTC (Figure 3.13(d)), un système anticyclonique s'est installé à l'est du Maroc, induisant des vents de sud ouest sur la région en combinaison avec la dépression au nord de l'Atlantique. Cette évolution indique que les conditions synoptiques ont induit un vent favorable à la circulation de brise de mer au cours de l'après-midi, et qui s'affaiblissent au moment de l'occurrence du brouillard en début de nuit en association avec une zone de SLPA. Ensuite, le vent change de direction et de vitesse au moment de la dissipation où il soufflait de sud à sud-ouest.

L'analyse des observations conventionnelles aux deux stations (Fig. 3.14) montrent que la région était sous des conditions partiellement nuageuses par des nuages de l'étage supérieur (hauteur dépassant 6000m). La brume (visibilité horizontale entre 1 km et 5 km) s'est formée d'abord à 1840UTC le 23/12/2013 à la station côtière GMMC, et puis une heure plus tard à la station aéroportuaire GMMN (à 1945UTC). Cette brume s'est transformée rapidement en brouillard à GMMN à 2010UTC, et plus tard à GMMC (à 2150UTC). Les observations en surface indiquent que cet événement de brouillard a duré plus de 9 heures sur la région du Grand Casablanca.

Sous ces conditions synoptiques peu nuageuses avec du vent faible (Figure 3.14), le refroidissement de la surface terrestre a atteint respectivement $0.4^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ et $0.3^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ à GMMC et GMMN une heure avant l'occurrence du brouillard (Figure 3.14). Cet événement de brouillard était très dense aux deux stations et caractérisé par une visibilité minimale estimée de 100m à la station côtière GMMC et de 200m à la station

aéroportuaire GMMN. Il a pris fin en cours de nuit, plus tôt à la station GMMN (à 0227UTC où il s'est transformé en brume jusqu'à 0240UTC) qu'à la station GMMC (à 0505UTC). Selon la classification objective développée au cours de cette étude, cet événement de brouillard a les caractéristiques d'un brouillard d'advection-rayonnement aux deux stations.

Au cours de l'après-midi, la figure 3.14 met en évidence la prédominance d'une légère brise de mer avec un flux de nord-ouest à nord aux deux stations. L'étude climatologique a montré clairement la prédominance du type advection-rayonnement sur la région du Grand Casablanca sous l'effet des processus d'advection au cours de l'après-midi liée à la circulation de brise de mer, suivi des processus radiatifs en début de nuit.

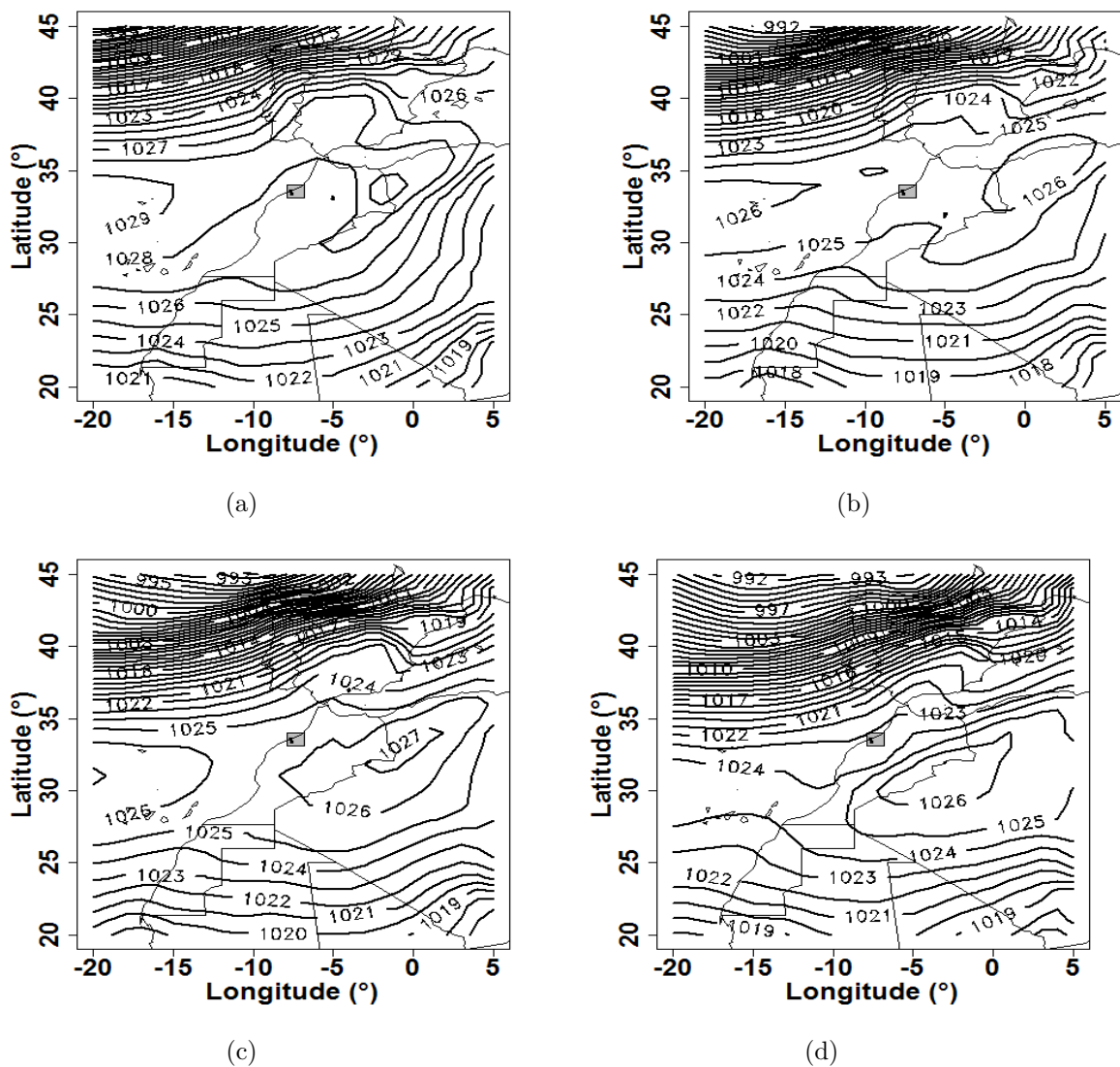


FIGURE 3.13 – La distribution de la pression MSLP issue des archives ERA-Interim du CEPMMT représentant l'évolution de la situation synoptique au cours du cycle de vie de l'événement de brouillard de la nuit du 23-24 Décembre 2013 : (a) le 23/12/2013 à 1200UTC, (b) le 23/12/2013 à 1800UTC, (c) le 24/12/2013 à 0000UTC et (d) le 24/12/2013 à 0600UTC.

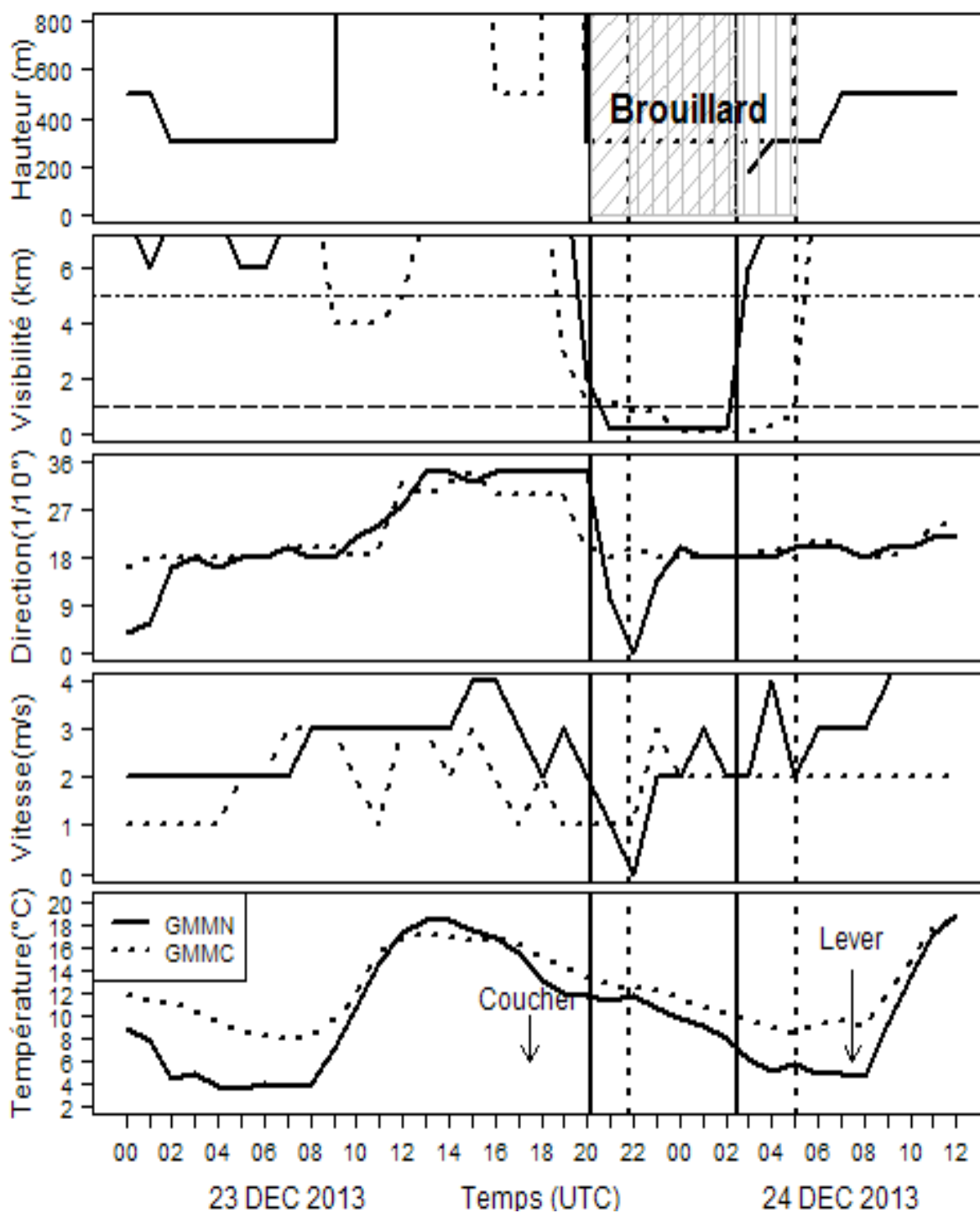


FIGURE 3.14 – Evolution temporelle des observations météorologiques conventionnelles (du haut en bas) : hauteur de la base du nuage le plus bas (m), visibilité horizontale (km), direction du vent à 10m ($1/10^\circ$), vitesse du vent (ms^{-1}), et la température à 2m ($^\circ C$), pour les stations GMMC (trait discontinu) et GMMN (trait continu) au cours de la période du 23/12/2013 à 0000UTC jusqu'au 24/12/2013 à 1200UTC. Les traits verticaux indiquent les moments d'occurrence et de dissipation du brouillard à GMMC (trait discontinu) et GMMN (trait continu). Les traits horizontaux sur le graphe de la visibilité horizontale indiquent les seuils de brouillard (1km en trait pointillé) et de la brume (5km en trait tireté). Le lever et le coucher du soleil sont aussi indiqués.

Du point de vue évolution spatiale, la séquence des images dérivées des données satellitaires issues du satellite *Meteosat Second Generation* (MSG), représentée sur la figure 3.15, montre bien que la nappe de nuage bas et/ou de brouillard couvrait la région du Grand Casablanca à 2100UTC le 23/12/2013 (Figure 3.15(a)). Elle s'étendait tout au long de la côte Atlantique (Figure 3.15(b)) et couvrait l'autoroute reliant Casablanca à EL Jadida, située au sud-ouest de la région, où l'accident mortel s'est produit. Ensuite, cette couche de brouillard et/ou de nuage bas s'est déplacée vers l'ouest où elle a couvert l'océan près de la région (Figure 3.15(c)).

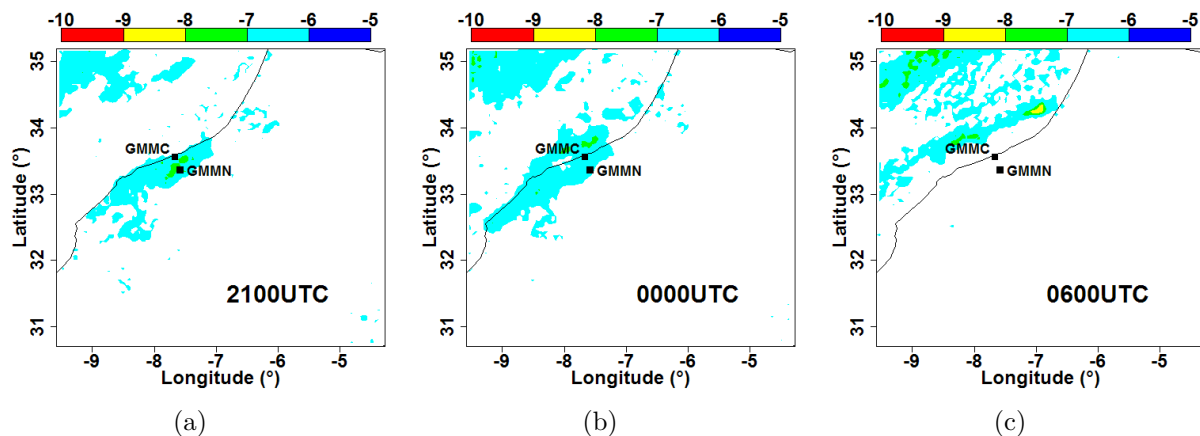


FIGURE 3.15 – Séquence des images de produits dérivés des données satellitaires (différence de la température de brillance - BTD) à (a) 2100UTC le 23/12/2013, à (b) 0000UTC et (c) 0600UTC le 24/12/2013.

3.6.2 Simulation numérique 3D de référence

La simulation numérique de ce cas d'étude, à l'aide du modèle Mésos-NH dans son mode 3D, a commencé à 1200UTC le 23 décembre 2013 pour une période de prévision de 24 heures jusqu'à 1200UTC le 24 décembre 2013. Ainsi, la simulation numérique englobe la durée totale de son cycle de vie et l'après midi précédant sa formation pour examiner les processus advectifs liés à la circulation de brise de mer identifiée au cours de l'analyse à l'aide des observations conventionnelles.

Comme pour le cas précédant, la simulation numérique est effectuée à l'aide de la technique de domaines imbriqués *One-way* sur deux domaines : domaine père (5km) et domaine fils (1km). Les sorties du modèle Mésos-NH sur les deux domaines sont notées respectivement MNH5 et MNH1. La configuration utilisée est celle détaillée dans la section 3.3.1.2 et utilisée pour simuler numériquement le premier cas d'étude (section 3.4.1).

3.6.2.1 Impact de la résolution horizontale

Pour mieux représenter les mécanismes physiques impliqués dans la formation du brouillard et son évolution, de hautes résolutions verticale et horizontale sont recommandées lors de l'utilisation de modèles tridimensionnels. De tel modèles sont devenus accessibles vu l'avancée technologique dans le domaine des super calculateurs. Mais, au niveau opérationnel, l'adoption de telles résolutions reste un défi pour la prévision numérique du temps.

L'évolution temporelle des valeurs simulées du contenu en eau liquide à 2 m (LWC-2m) superposé au vent à 10 m et celles du contenu intégré en eau liquide (LWP-1km) dans le premier kilomètre de la couche limite atmosphérique (CLA) est illustrée respectivement sur les figures 3.16 et 3.17. Les champs simulés LWC-2m et LWP-1km sont issus des modèles MNH1 et MNH5, et représentent la phase de formation (2100UTC), de maturité (0000UTC) et celle de dissipation (0600UTC).

En comparant l'extension spatiale du contenu en eau liquide LWC-2m issu des sorties des modèles MNH1 et MNH5 sur la zone équivalente au domaine fils, on constate que les surfaces couvertes par le brouillard simulé sont similaires à 2100UTC (Figures 3.16(a) vs 3.16(d)) et 0000UTC (Figures 3.16(b) vs 3.16(e)) avec une légère différence à 0600UTC (Figures 3.16(c) vs 3.16(f)).

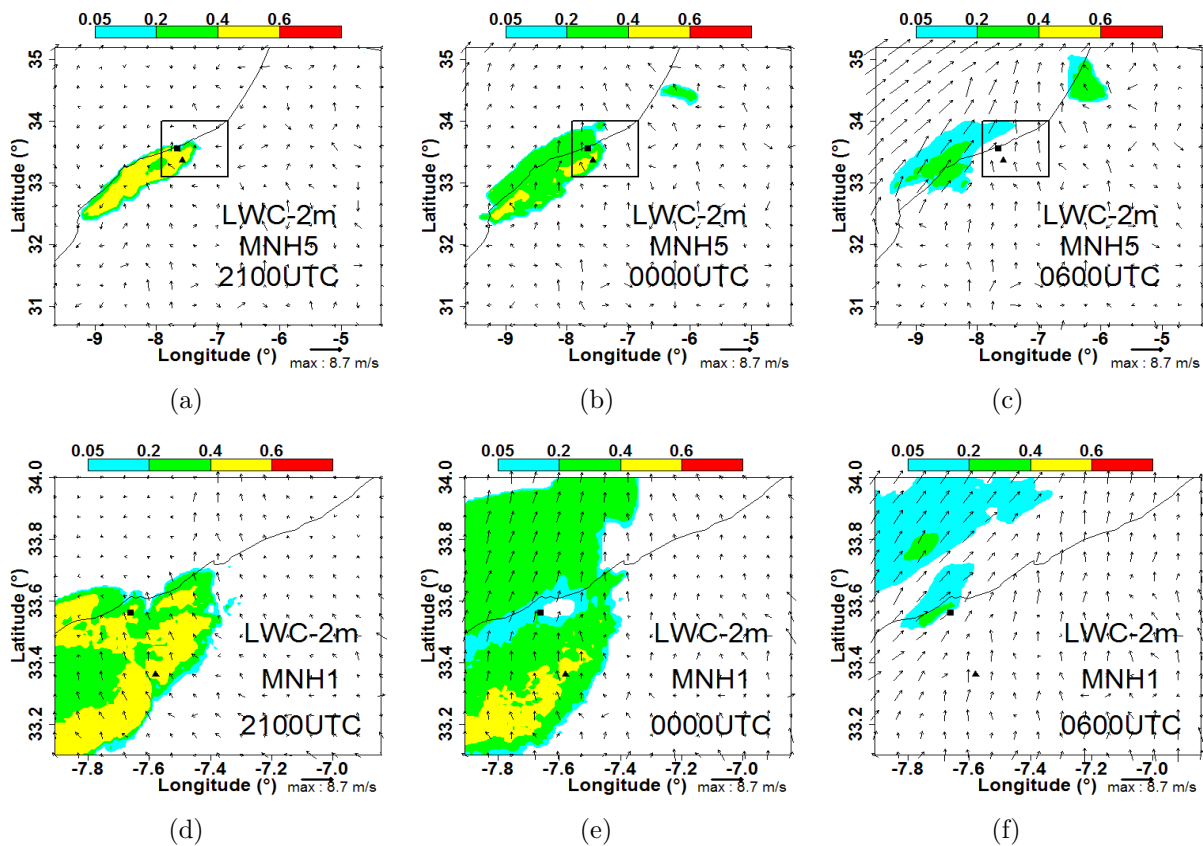


FIGURE 3.16 – Le vent à 10m superposé au contenu en eau liquide à 2m (LWC-2m) à 2100UTC (colonne gauche), à 0000UTC (colonne centre) et à 0600UTC (colonne droite) issus de MNH5 (en haut) et MNH1 (en bas).

La comparaison de la distribution du contenu intégré en eau liquide LWP-1km (Figure 3.17), simulé par le modèle Mésos-NH, montre que la couche de nuage bas et/ou de brouillard simulés par MNH1 et MNH5 sur le domaine fils sont similaires à 2100UTC (Figures 3.17(a) vs 3.17(d)) et 0000UTC (Figures 3.17(b) vs 3.17(e)) avec une légère différence à 0600UTC (Figures 3.17(c) vs 3.17(f)). Ceci montre que les processus méso-échelle prédominent au cours du cycle de vie de cet événement de brouillard. Par conséquent, l'impact de la résolution horizontale est faible pour la simulation numérique de ce cas d'étude et la maille de 5km est suffisante. Ce résultat a été constaté aussi pour le premier cas d'étude (Bari *et al.*, 2015).

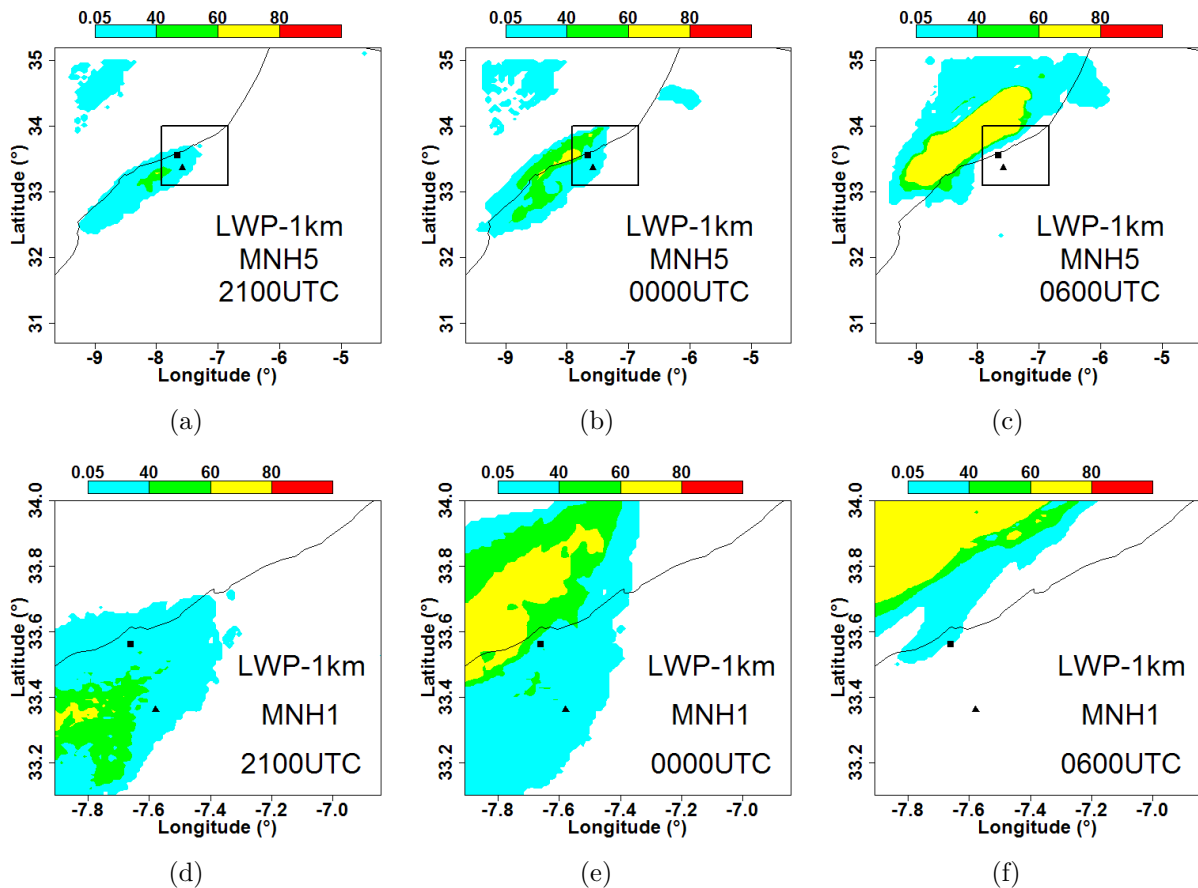


FIGURE 3.17 – Le contenu intégré en eau liquide sur le premier kilomètre de la couche limite atmosphérique (LWP-1km) à 2100UTC (colonne gauche), à 0000UTC (colonne centre) et à 0600UTC (colonne droite) issus de MNH5 (en haut) et MNH1 (en bas).

3.6.2.2 Analyse du cycle de vie du brouillard simulé

Extension spatiale de la couche du brouillard :

En comparaison avec les images BTM de la figure 3.15, la surface couverte par le contenu intégré en eau liquide LWP-1km montre que le modèle a bien simulé la nappe du brouillard et/ou du nuage bas sur la partie continentale de la région à 2100UTC (Figures 3.17(a) vs 3.5(b)) et à 0000UTC (Figures 3.17(b) vs 3.5(e)). Quelques petites différences sont observées dans le domaine à 0600UTC (Figures 3.17(c) vs 3.5(f)) et qui sont dues soit à l'existence des nuages de l'étage supérieur qui occultent la nappe de

brouillard et/ou des nuages bas dans les images BTM, soit au fait que le modèle ne simule pas les nuages au-dessus et qui ont un impact sur l'évolution de la couche du brouillard.

Circulation de brise et structure verticale de la couche du brouillard :

La figure 3.18 représente une séquence de coupes verticales du vent superposé au contenu en eau liquide selon l'axe reliant les deux stations synoptiques GMMC et GMMN. Cette séquence couvre le cycle de vie de l'événement de brouillard étudié ainsi que l'après midi précédant sa formation.

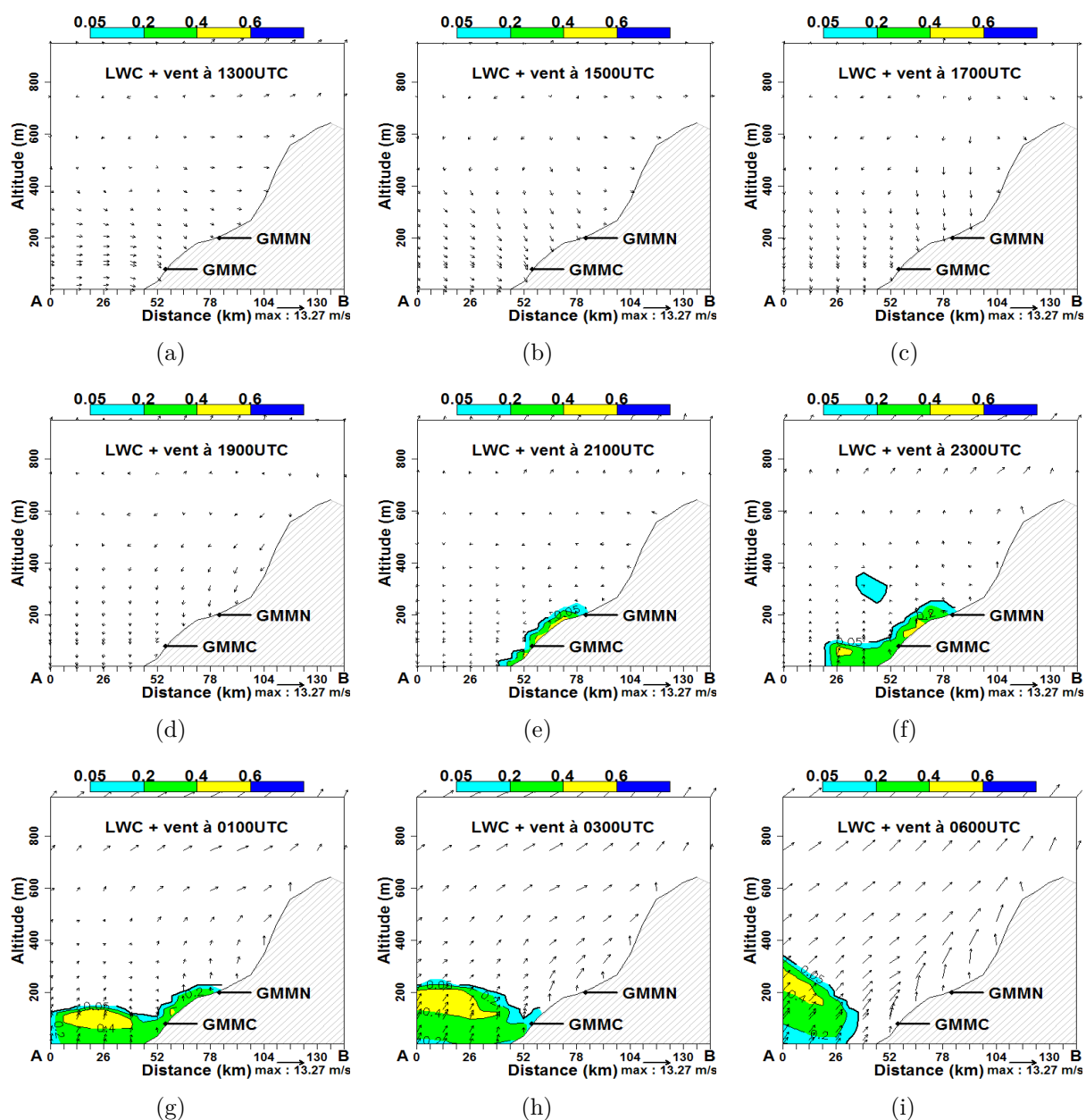


FIGURE 3.18 – Coupe verticale du vent superposé à LWC au cours de l'après-midi (1300UTC, 1500UTC, 1700UTC et 1900UTC), de la phase de formation (2100UTC), de la phase de maturité (2300UTC et 0100UTC), et de la phase de dissipation (0300UTC à GMMN, 0600UTC à GMMC).

Cette figure montre qu’au cours de l’après midi (1300UTC -Figure 3.18(a)- et 1500UTC -Figure 3.18(b)), le vent soufflait d’ouest à nord-ouest dans les premiers 400m de la couche limite atmosphérique en association avec la circulation de brise de mer. Vers 1700UTC (proche du coucher du soleil, Figure 3.18(c)), le vent a changé de direction en tournant du nord à nord-est en s’affaiblissant (à 1900UTC, Figure 3.18(d)). En début de soirée, le vent était faible au moment de la formation du brouillard (à 2100UTC, Figure 3.18(e)). Au cours de la phase de maturité, le brouillard s’est étalé sur la surface de la mer (Figures 3.18(f) et 3.18(g)). Le vent continue à tourner au cours de la durée du brouillard sur la région en association avec l’évolution des conditions synoptiques (Figure 3.13). Ainsi, on constate que le vent s’est intensifié en fin de nuit, tout d’abord près de GMMN (Figure 3.18(h)) et ensuite près de la côte à GMMC (Figure 3.18(i)), ce qui a induit une forte turbulence conduisant à la dissipation précoce du brouillard avant le lever du soleil.

3.6.3 Expériences de sensibilité

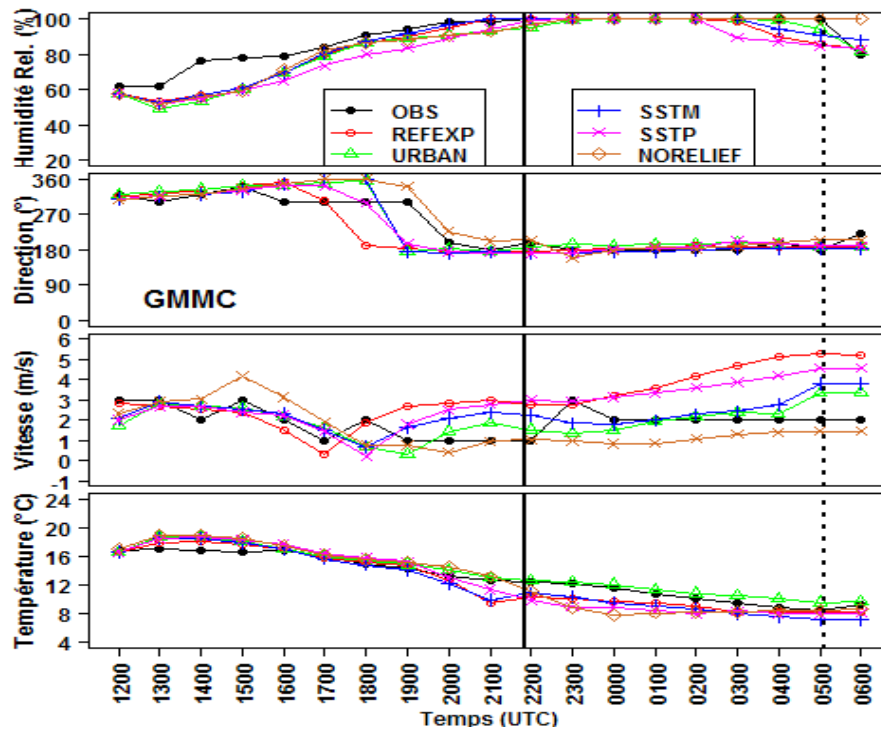
L’extension spatiale de la couche du brouillard au cours de la nuit du 23-24 Décembre 2013 a mis en évidence son développement tout au long de la côte sans déborder trop à l’intérieur sur terre du côté est. Ceci suppose une éventuelle influence de la topographie locale qui délimite la région du côté est, de l’occupation du sol ainsi que de la température de la surface de la mer (SST) à l’ouest. De plus, la circulation de brise de mer au cours de l’après-midi est sensible au gradient terre-mer et par conséquent, elle est sensible à la SST.

Ainsi, des expériences de sensibilité à ces paramètres sont effectuées. Elles sont récapitulées dans le tableau 3.4 et leurs résultats sont présentés et discutés au cours des sections suivantes.

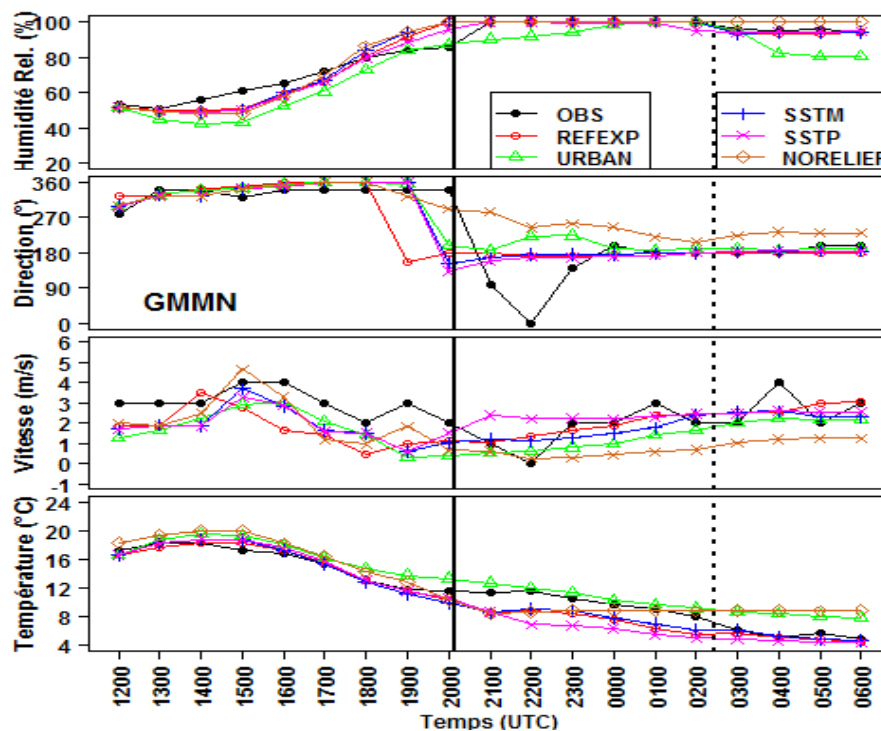
Expérience	Détails
SSTP	SST est augmenté de 2°C par rapport à REFEXP
SSTM	SST est diminué de 2°C par rapport à REFEXP
URBAN	L’occupation est supposée uniforme et urbaine sur le petit domaine
NORELIEF	La topographie locale est remise à zéro

TABLE 3.4 – *Description des expériences de sensibilité*

La figure 3.19 représente l’évolution temporelle, au cours de chaque expérience de sensibilité (Table 3.4), des paramètres thermodynamiques suivants : humidité relative à 2m, direction et vitesse du vent à 10m, et la température à 2m. Pour comparer les résultats des expériences de sensibilité avec ceux de l’expérience de référence REFEXP, les champs simulés ont été superposés à ceux observés et à ceux issus de la simulation REFEXP.



(a)



(b)

FIGURE 3.19 – Evolution temporelle de l'humidité relative à 2m (%), de la direction du vent à 10m (°), de la vitesse du vent à 10m ($m.s^{-1}$) et de la température à 2m (°C) au cours de la simulation numérique du 23/12/2013 à 1200UTC jusqu'au 24/12/2013 à 0600UTC aux deux stations synoptiques GMMC et GMMN, superposées aux observations. Les sorties sont issues des diverses expériences : REFEXP, SSTM, SSTP, URBAN et NORELIEF (Table 3.4).

3.6.3.1 Sensibilité à la température de la surface de la mer

Pour examiner l'influence de l'incertitude de la SST sur la simulation du brouillard, deux expériences de sensibilité ont été effectuées en augmentant la SST par 2 °C (SSTP) et en la diminuant de 2 °C (SSTM) en comparaison avec la simulation de référence (REFEXP). La figure 3.20 représente une coupe verticale, selon l'axe reliant les deux stations synoptiques, du vent superposé au contenu en eau liquide au cours des diverses phases de développement de la couche du brouillard simulé lors des expériences SSTM (Figures 3.20(a), 3.20(b) et 3.20(c)) et SSTP (Figures 3.20(d), 3.20(e) et 3.20(f)).

En réchauffant la surface de la mer par 2°C (expérience SSTP) par rapport à l'expérience de référence, le contraste thermique entre la SST et la température de l'air adjacent augmente. Par conséquent, le mélange turbulent sur la verticale s'accroît en induisant une intensification des flux de chaleur sensible et latente. Ainsi, la couche de brouillard se transforme en nuage bas au dessus de l'océan à 0500UTC, près de la côte (Figure 3.20(f)). En effet, une augmentation de la SST par rapport à la simulation de référence induit une augmentation de la température à 2m et une réduction de l'humidité relative à 2m sur mer. Ce qui favorise la dissipation précoce du brouillard sur mer et aussi à la station côtière. En effet, la figure 3.19(a) montre que le brouillard simulé en SSTP, à la station côtière GMMC, se forme une heure plus tard que celui simulé en REFEXP et se dissipe 3 heures plus tôt. Cette figure met en évidence que le réchauffement de la surface de la mer par 2°C influence aussi le cycle de la brise de mer au cours de l'après-midi. On constate ainsi que le vent en SSTP change de direction du nord au sud une heure plus tôt que dans l'observation. Par contre, la vitesse du vent est restée faible en dessous de 3 m.s⁻¹. En début de nuit, une légère intensification de la vitesse du vent est observée en SSTP, ce qui explique la formation tardive du brouillard. A la station aéroportuaire GMMN, Le brouillard simulé en SSTP s'est formé une heure plus tard que dans REFEXP et s'est dissipé deux heures plus tôt. En comparaison avec REFEXP, aucun impact sur la direction du vent au cours de l'après-midi n'a été observé, par contre, une légère intensification de la vitesse du vent est observée en début de nuit, ce qui explique la formation tardive du brouillard simulé en SSTP à cette station (GMMN).

Dans l'expérience SSTM, la surface de la mer est refroidit de 2°C par rapport à la simulation de référence. Ceci induit un refroidissement des basses couches de la couche limite atmosphérique (CLA) sur mer. La diminution de la température à 2m résulte en une augmentation de l'humidité relative à 2m et par conséquent favorise la condensation et l'augmentation du contenu en eau liquide. Ainsi, la couche du brouillard se déplace sur mer au cours de la phase de dissipation (Figure 3.20(c)). A la station côtière GMMC, la figure 3.19(a) montre que le brouillard simulé en SSTM se forme une heure plus tôt que celui simulé en REFEXP et se dissipe 2 heures plus tôt. Cette figure met en évidence que le refroidissement de la surface de la mer par 2°C n'influence pas le cycle de la brise de mer au cours de l'après-midi et qui est similaire à celui simulé en REFEXP. A la station aéroportuaire GMMN, Le brouillard simulé en SSTM est similaire à celui de REFEXP. En comparaison avec REFEXP, aucun impact sur le cycle de brise au cours de l'après-midi n'a été observé à GMMN.

En conclusion, ces deux expériences de sensibilités montrent qu'une bonne prévision du brouillard, en particulier en zones côtières, nécessite des conditions initiales en SST

précises. Ce résultat a été constaté par [Bari et al. \(2015\)](#) sur le cas d'étude du 21-22 Janvier 2008. D'autre part, ces expériences ont mis en évidence l'impact de la SST sur le cycle de vie de cet événement de brouillard dès sa formation jusqu'à sa dissipation contrairement à [Bari et al. \(2015\)](#) où les auteurs n'ont pas constaté d'impact au cours de la phase de formation du type radiatif à l'intérieur de cette région sur terre. De plus, une bonne simulation de la brise de mer est nécessaire pour une bonne prévision de ce type de brouillard (advection-rayonnement).

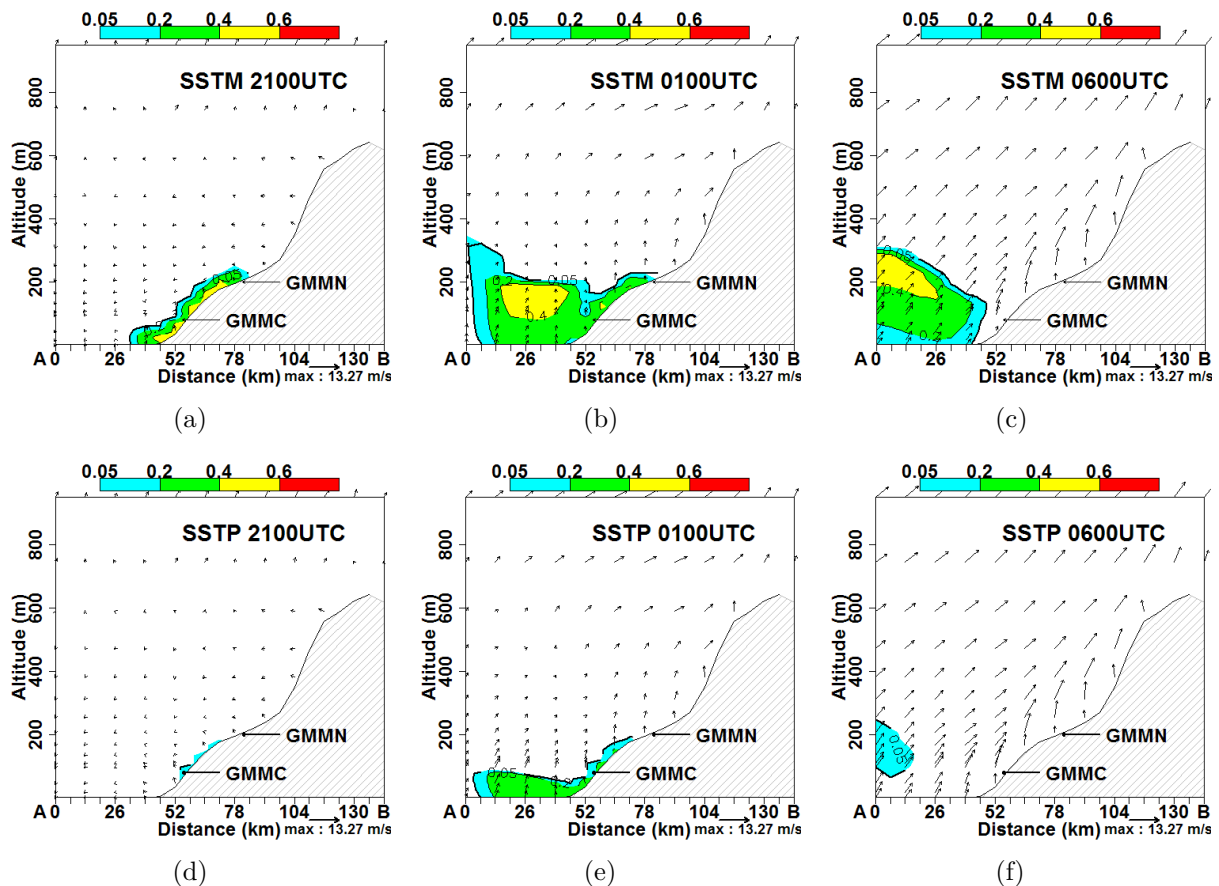


FIGURE 3.20 – Coupe verticale du vent superposé à LWC au cours la phase de formation (2100UTC), la phase de maturité (0100UTC), et la phase de dissipation (0600UTC GMMC) pour les simulations SSTM (en haut) et SSTP (en bas).

3.6.3.2 Sensibilité à la topographie locale

Pour tester l'impact du relief sur les phases de développement de la nappe de brouillard relative à notre cas d'étude (cf. Tab. 3.4), nous avons relancé l'expérience de référence en supprimant le relief dans notre domaine d'étude (expérience NORELIEF).

La figure 3.19 représente l'évolution des paramètres thermodynamiques simulés lors de l'expérience NORELIEF, superposée à l'évolution de ceux simulés en REFEXP. Cette figure montre que le brouillard simulé se forme deux heures plus tard (à 2300UTC) que dans REFEXP à la station côtière GMMC et à la même heure (à 2000UTC) à la station aéroportuaire GMMN. En termes d'extension spatiale, la figure

3.21(a) montre que la couche de brouillard s’est formée d’abord sur terre où elle couvre la partie continentale de la zone côtière. Quelques petites différences sont observées sur la zone couverte par le brouillard en particulier vers le nord du petit domaine et près de la côte (Figures 3.16(a) vs 3.21(a)). Ceci peut être expliqué par le fait que la suppression du relief affecte à la fois le vent et les flux de surface induit par la SST en zones côtières. Dans NORELIEF, le vent du nord domine sur la région contrairement à REFEXP où il était d’est et de sud-est et la circulation de brise se renforce vers l’intérieur sur terre, près de la côte, en absence de relief (Figure 3.19(a)).

Au cours de sa phase de maturité, la couche de brouillard s’est étalée vers l’intérieur (Figure 3.21(b) vs 3.16(b)), par contre elle est restée allongée sur la côte atlantique sous l’effet de la SST démontré précédemment. Ceci met en exergue le rôle fondamental du relief dans l’extension spatiale de la nappe de brouillard vers l’est.

Au cours de la phase de dissipation (0600UTC, Figure 3.21(c)), le brouillard a persisté dans NORELIEF et s’est déplacé plus vers l’est contrairement à REFEXP (Figure 3.16(c)) où il s’est déplacé vers la mer au cours de sa dissipation. La figure 3.19 montre que le vent s’est affaiblit au cours de cette phase aux deux stations GMMC et GMMN. De plus, la comparaison des figures 3.16(c) et 3.21(c) montre que l’évolution des conditions synoptiques n’a pas modifié le comportement du vent synoptique dans NORELIEF où il est resté du secteur nord tout en s’affaiblissant.

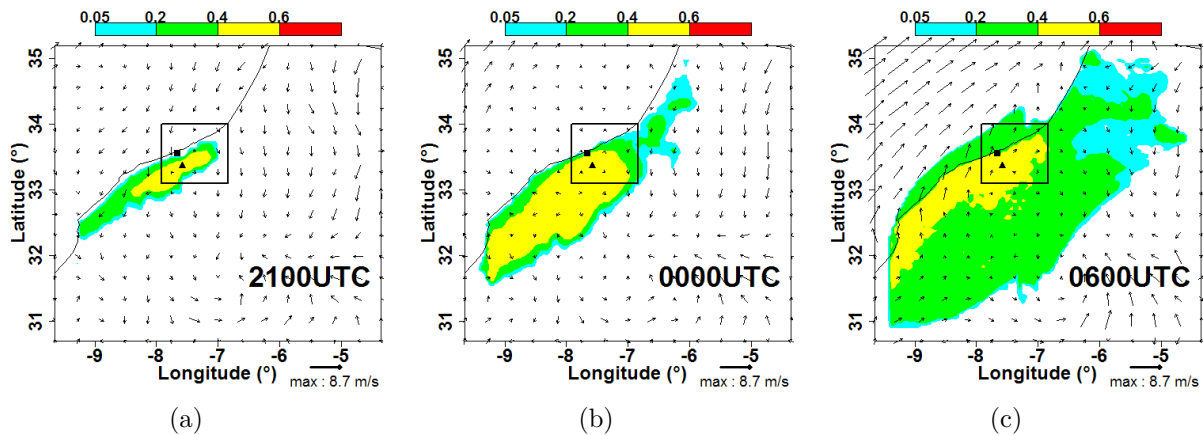


FIGURE 3.21 – Le vent à 10m superposé au contenu en eau liquide à 2m issus de l’expérience NORELIEF à 2100UTC, 0000UTC et 0600UTC.

3.6.3.3 Sensibilité à l’occupation du sol

La formation et le développement du brouillard est influencée par les conditions de surface déterminée par les propriétés et l’état du sol et de la canopée (végétation ou urbain) pour les brouillards en surface continentales (Bergot *et al.*, 2014; Cuxart et Jiménez, 2012) et l’état de la surface de la mer pour les brouillards marins.

Pour tester l’impact de l’occupation du sol sur l’évolution de notre cas d’étude, l’expérience UNIFCOVER a été effectuée où l’occupation du sol est supposée uniforme de type ”urbain” sur le petit domaine MNH1 (région du Grand Casablanca) dont la

fraction des bâtiments représente 30% et les flux anthropogéniques de chaleur sensible dus au trafic et aux usines industrielles sont respectivement 10 W.m^{-2} et 5 W.m^{-2} (Table 3.5). Ce choix est justifié par le fait que l'urbanisation est devenue de plus en plus importante sur la région. L'occupation du sol contrôle l'évolution de la température près de la surface et par conséquent celle de l'humidité relative et de la condensation. La figure 3.22 représente l'évolution spatiale de la couche du brouillard au cours de son cycle de vie. En comparaison avec la simulation de référence, on constate que la couverture spatiale de la couche de brouillard simulé est différente et moins étendue dans URBAN que dans REFEXP (Figures 3.16(a) vs 3.22(a)).

Caractéristique	Bâtiments	Routes
Hauteur (m)	10	0.1
Longueur de rugosité (m)	1	0.01
Albédo du toit	0.15	-
Albédo de mur	0.25	-
Albédo de route	-	0.08
Emissivité du toit	0.90	-
Emissivité de mur	0.85	-
Emissivité de route	-	0.94

TABLE 3.5 – Caractéristiques du type "urbain" utilisé dans l'expérience UNIFCOVER.

La figure 3.19 représente l'évolution des paramètres thermodynamiques simulés lors de l'expérience URBAN, superposée à l'évolution de ceux simulés en REFEXP. Cette figure montre que le brouillard simulé se forme deux heures plus tard (à 2300UTC) que dans REFEXP à la station côtière GMMC et 4 heures (à 0000UTC) à la station aéroportuaire GMMN. La figure 3.19 montre que l'impact est assez faible au cours de la phase de maturité. Le brouillard simulé en URBAN s'est dissipé 1 heure plus tôt que dans REFEXP à la station côtière et à la même heure à GMMN. Au cours de l'après-midi, aucun impact n'a été observé sur le cycle de brise de mer à la station côtière GMMC. Cependant, en début de nuit, la vitesse du vent s'est affaiblit par rapport à REFEXP sans modification de la direction du vent. A la station aéroportuaire GMMN, un léger impact sur la direction du vent est observé en début de nuit par rapport à REFEXP.

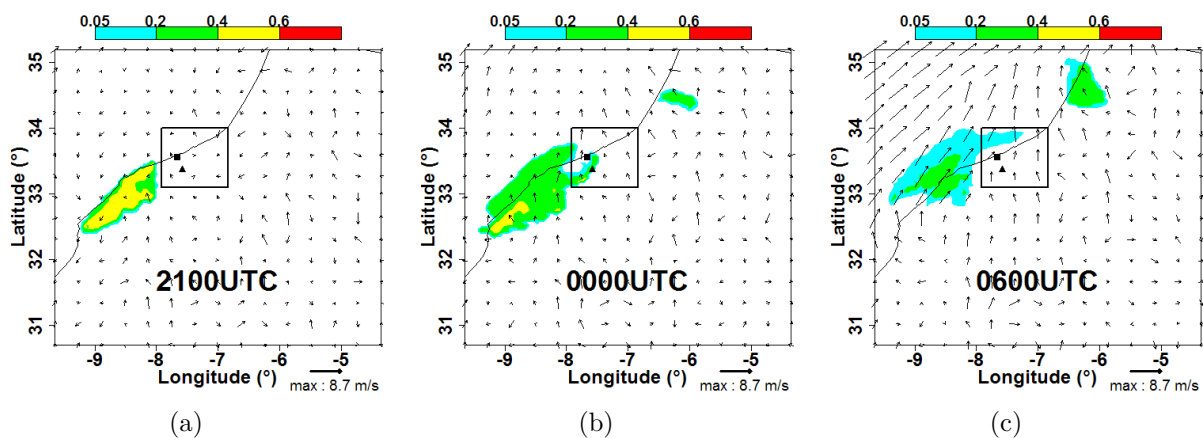


FIGURE 3.22 – Le vent à 10m superposé au contenu en eau liquide à 2m issus de l'expérience URBAN à 2100UTC, 0000UTC et 0600UTC.

3.6.4 Analyse de la phase de formation à l'aide de la technique de rétrotrajectoires

Pour mieux comprendre comment les caractéristiques de l'air atmosphérique sont modifiées lors de son déplacement au voisinage de la côte, nous avons construit une série de rétro-trajectoires calculée à partir du champ du vent simulé par Més0-NH. Ces rétro-trajectoires sont analysées pour examiner l'effet des processus advectifs et de l'humidification le long de ces rétro-trajectoires.

Lors d'une rétro-trajectoire d'une particule donnée, la hauteur de cette particule varie dans le temps en fonction des mouvements verticaux. On va s'intéresser ici aux deux sites de la région GMMC (station côtière) et GMMN (station aéroportuaire), qui ont été touchés par l'événement du brouillard de la nuit du 23-24 décembre 2013.

La figure 3.23 montre les rétro-trajectoires des particules situées à 2 m, 10 m, 50 m et 100 m au-dessus de GMMC et GMMN le 23/12/2013 à 2100UTC. A cette heure, le brouillard vient d'être formé aux deux stations GMMC et GMMN. Ainsi, on constate que la totalité des rétro-trajectoires sont originaires de l'océan atlantique.

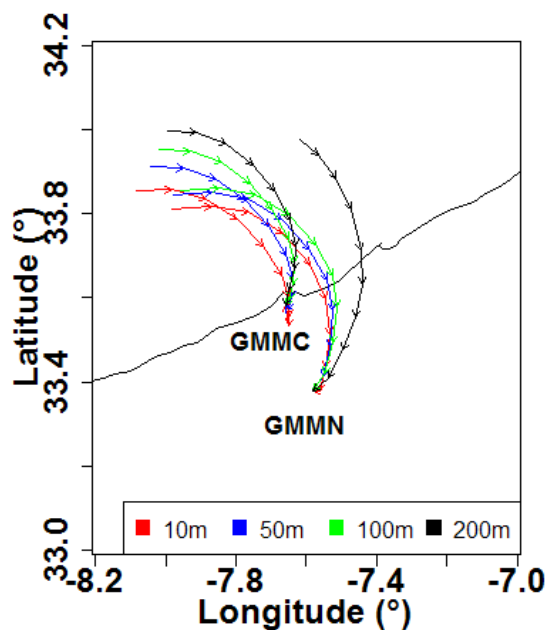


FIGURE 3.23 – Rétro-trajectoires issues de GMMC et GMMN à 2m (en rouge), 10m (en bleu), 50m (en vert) et 100m (en noir) le 23/12/2013 à 2100UTC

Pour examiner les conditions atmosphériques simulées le long des rétro-trajectoires, l'évolution temporelle du rapport de mélange de vapeur, de la température de l'air, de la température du point de rosée, de la température de la surface de la mer, des flux de chaleur sensible et latente et l'altitude de la position de la particule sont illustrées sur la figure 3.24 pour le niveau 2m au dessus du sol aux deux stations synoptiques GMMC et GMMN.

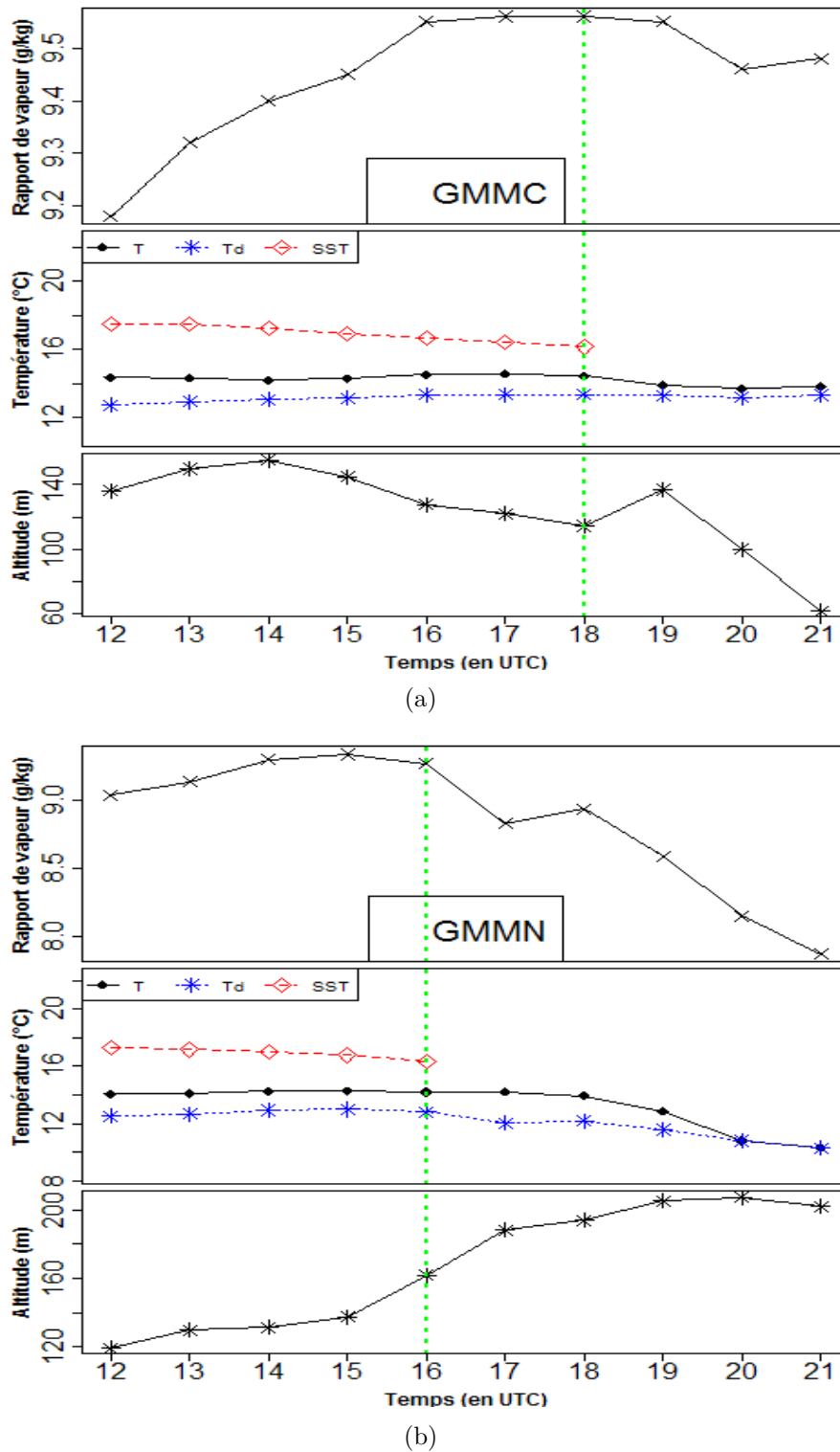


FIGURE 3.24 – Evolution temporelle du rapport de mélange de vapeur (r_v), des températures de l'air (T), du point de rosée (T_d) et de la surface de la mer (SST), et l'altitude de la position de la particule d'air au cours de son déplacement le long de la rétro-trajectoire jusqu'à sa position finale à 2m à 2100UTC le 23/12/2013 au-dessus (a) de la station côtière GMMC (située à 60m a.s.l) et (b) de la station aéroportuaire GMMN (située à 200m a.s.l). Le trait vertical montre le moment où la particule rentre sur terre.

A la station côtière GMMC, la figure 3.24(a) montre que la particule passait au-dessus de la mer au cours de l'après-midi jusqu'à 1800UTC où elle rentre sur terre. L'augmentation de son rapport de mélange de vapeur (r_v) au cours de l'après-midi (9.18g/kg à 1200UTC et 9.56g/kg à 1700UTC) met en évidence son alimentation en humidité lors de son passage au-dessus de la mer. Vers le coucher du soleil (1800UTC), le contraste thermique entre la surface de la mer et la particule diminue (de 3.14°C à 1200UTC à 1.72°C à 1800UTC) et la turbulence s'affaiblit en début de nuit. De plus, l'écart entre la température de la particule et celle de son point de rosée s'est rétréci progressivement, en particulier en début de nuit jusqu'à ce que la couche de brouillard s'est formée sous la combinaison du refroidissement nocturne et la faible turbulence.

A la station aéroportuaire GMMN, l'analyse de la rétrotrajectoire montre que la particule au début de la simulation était située à 120m au-dessus de la mer. Au cours de son déplacement, elle s'alimentait en humidité, traduite par l'augmentation de son rapport de mélange de vapeur (Figure 3.24(b)) par un taux de 0.23g.kg⁻¹ en 4 heures (9.04g.kg⁻¹ à 1200UTC contre 9.27g.kg⁻¹ à 1600UTC). A 1600UTC, la particule rentre sur terre à une altitude de 180m. Ensuite, elle a été advectée vers la station GMMN tout en restant humide avec une diminution de sa température jusqu'à sa saturation à 2000UTC.

3.6.5 Simulation numérique 1D

Au cours de cette section, l'événement de brouillard, ayant lieu au cours de la nuit du 23-24 décembre 2013, a été simulé à l'aide du modèle Méso-NH dans son mode 1D pour examiner l'applicabilité d'un système de prévision, utilisant un modèle colonne, sur la région du Grand Casablanca et pour identifier certaines limitations et quelques avantages de tel système de prévision.

3.6.5.1 Simulation 1D de référence

Comme dans le cas tridimensionnel, les simulations unidimensionnelles ont été initialisées à 1200UTC le 23 décembre 2013 pour 24 heures de prévision jusqu'au 24 décembre 2013 à 1200UTC. Ainsi, la simulation englobe le cycle de vie de cet événement de brouillard. Il est à rappeler que cet événement de brouillard a été observé à la station aéroportuaire GMMN de 2010UTC le 23/12/2013 à 0227UTC le 24/12/2013 et à la station côtière GMMC de 2150UTC le 23/12/2013 à 0505UTC le 24/12/2013. Selon l'algorithme de classification développé au cours de cette étude, cet événement de brouillard a été de type advection-rayonnement aux deux stations.

Comme dans le cas précédant et afin d'étudier l'impact des conditions initiales sur la prévision de ce cas d'étude, les simulations 1D (1D-MNH1 et 1D-MNH5) du brouillard aux deux stations synoptiques de la région ont été initialisées et forcées par les paramètres prévus issus des modèles MNH1 et MNH5.

L'examen de l'évolution temporelle des paramètres thermodynamiques (température à 2m, humidité relative à 2m et vitesse du vent à 10m) simulés par le modèle Méso-NH dans son mode 1D, présentée sur la figure 3.25, met en évidence que la simulation unidimensionnelle a sous-estimé l'humidité relative à 2m et la vitesse du vent à 10m (Figures 3.25(a) et 3.25(b)), au cours de l'après-midi, en comparaison avec l'observation.

Pour l'humidité relative, l'écart a atteint 18% à GMMC (à 1600UTC) et 10% à GMMN (à 1800UTC). Le vent simulé était généralement plus faible que dans l'observation aux deux stations GMMC et GMMN. Par contre le refroidissement en début de nuit a été bien simulé de 1700UTC à 1900UTC. Sous ces conditions météorologiques, le brouillard s'est formé tardivement (5 et 6 heures plus tard à GMMN et GMMC respectivement) et a persisté jusqu'à la fin de la période de simulation.

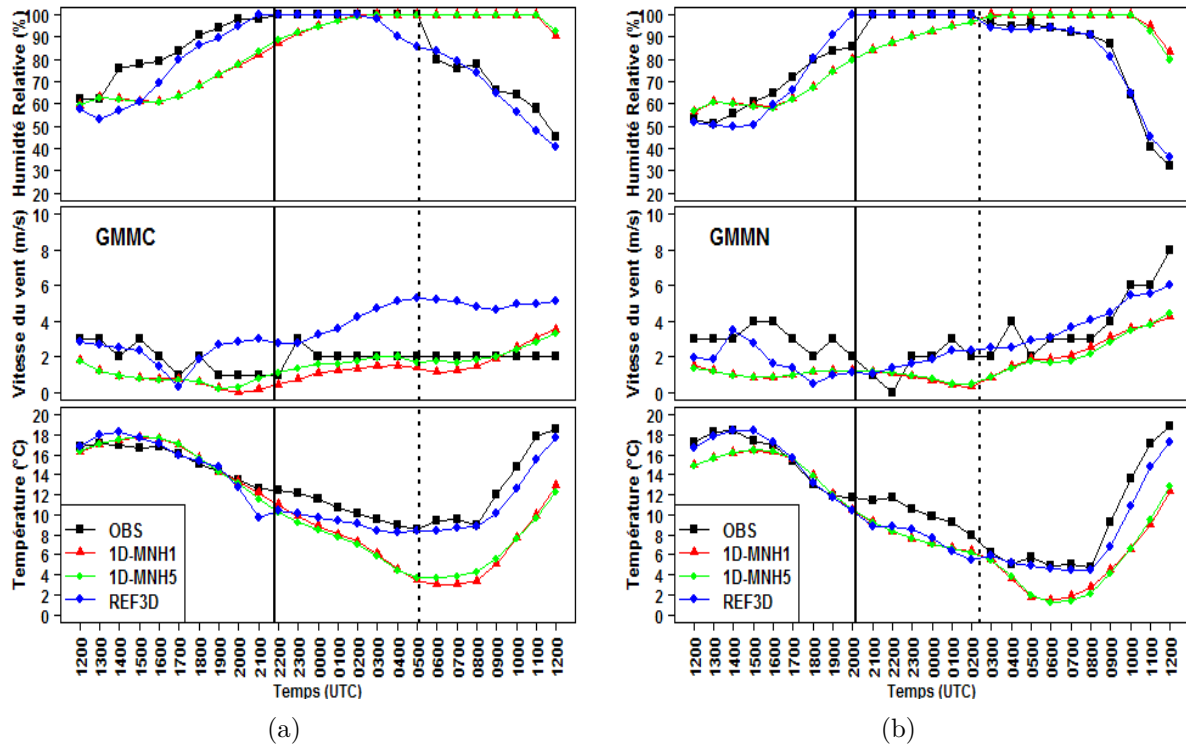


FIGURE 3.25 – Evolution temporelle de l'humidité relative (%), de la vitesse du vent ($m.s^{-1}$) et de la température de l'air ($^{\circ}C$) à la station côtière GMMC et à la station aéroportuaire GMMN. Les courbes représentent : l'observation (cercle plein), la simulation numérique 3D de référence (carré vide), et les simulations numériques 1D initialisées et forcées par les sorties du modèle MNH1 (cercle vide) et MNH5 (triangle vide).

Pour examiner l'interaction entre les processus radiatifs et turbulents au cours de la phase de la formation du brouillard, l'évolution temporelle du refroidissement radiatif et de l'énergie cinétique turbulente (TKE) issus des simulations 1D aux deux stations est illustrée sur la figure 3.26. Cette figure confirme l'absence de turbulence en début de nuit aux deux stations (Figures 3.26(a) pour GMMC et 3.26(b) pour GMMN). Le refroidissement radiatif a pris de l'ampleur au cours de la deuxième moitié de la nuit. Ainsi, le brouillard s'est formé plus tard que dans l'observation aux deux stations.

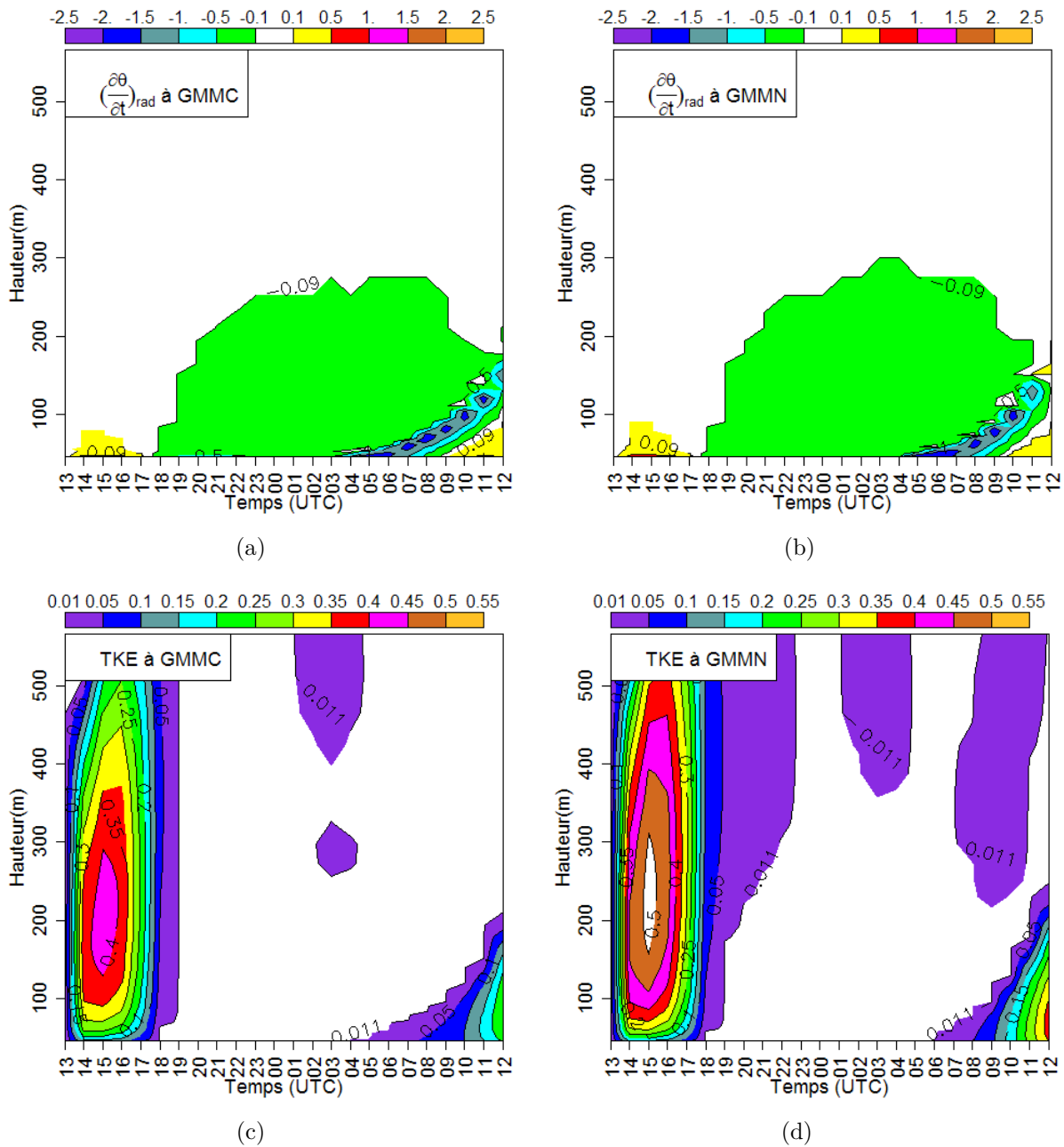


FIGURE 3.26 – Evolution temporelle du (en haut) refroidissement radiatif ($10^{-3} K \cdot s^{-1}$), et (en bas) de l'énergie cinétique turbulente TKE ($m^2 \cdot s^{-2}$) pour la simulation numérique 1D débutant à 1200UTC (1D-MNH5) à GMMC (à gauche) et à GMMN (à droite).

En conclusion, la simulation 1D de ce cas d'étude de type advection-rayonnement a mis en évidence qu'il est difficile d'utiliser un modèle colonne pour prévoir le brouillard, dans une zone côtière, 9 heures plus tôt que son occurrence dans l'observation. De plus, quelques incertitudes ont été observées dans les paramètres thermodynamiques aux conditions initiales à 1200UTC. D'où l'utilité d'un système d'assimilation local pour corriger ces erreurs.

D'autre part, la simulation numérique 3D de ce cas d'étude a montré que les processus advectifs liés à la circulation de brise au cours de l'après-midi, suivis des

processus radiatifs, ont piloté la formation de cet événement de brouillard. En initialisant le modèle Méso-NH dans son mode 1D à 1200UTC, les résultats ont mis en évidence que la formation du brouillard a été simulé tardivement à cause des processus advectifs liés à la circulation de brise et qui sont mal pris en compte par le modèle 1D dans les termes de forçage. Ainsi, au cours de la section suivante, on va tester l'impact du moment d'initialisation sur la prévision du brouillard et l'applicabilité d'un modèle colonne pour la prévision à très courte échéance.

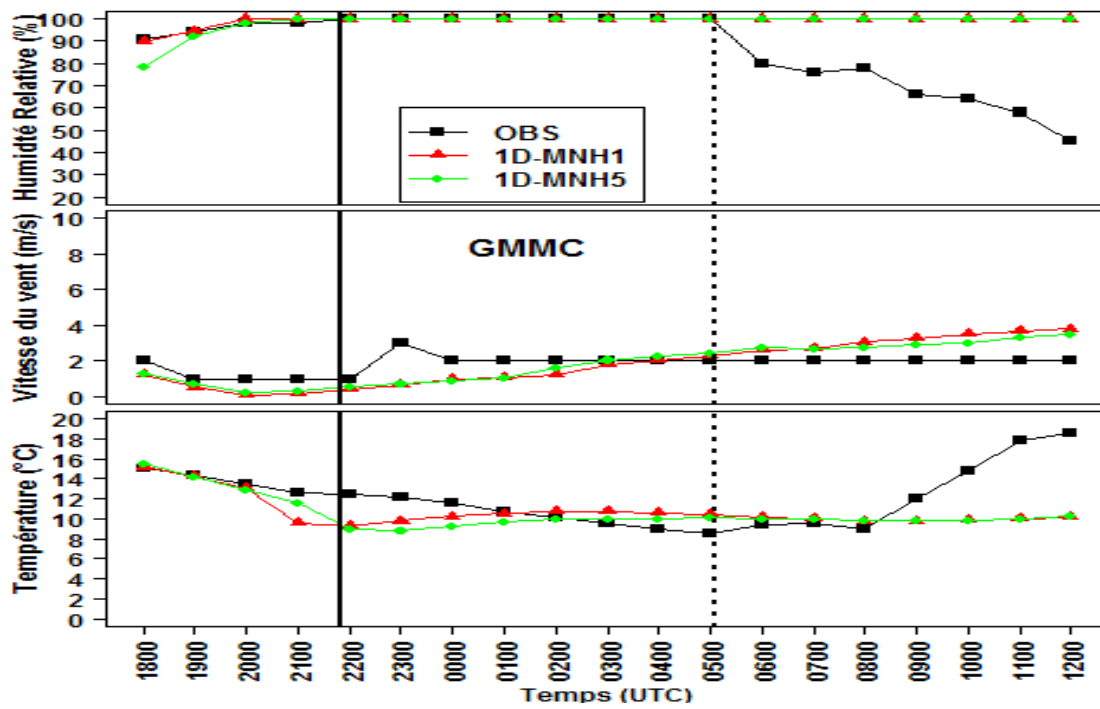
3.6.5.2 Sensibilité au moment d'initialisation

Les simulations unidimensionnelles ont été initialisées à 1800UTC le 23 décembre 2013 pour 18 heures de prévision jusqu'au 24 décembre 2013 à 1200UTC. Ces simulations ont été initialisées et forcées par les sorties du modèle Méso-NH 3D, sur les deux domaines MNH1 et MNH5, au point de grille le plus proche de chaque station.

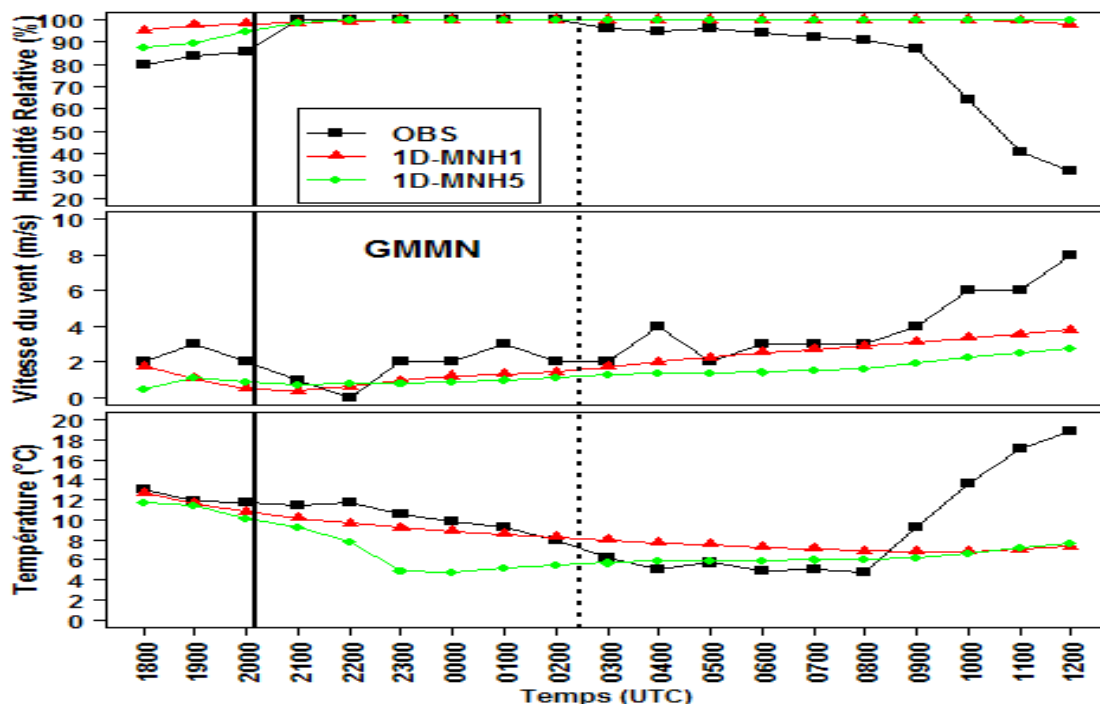
La figure 3.27 représente l'évolution temporelle des paramètres thermodynamiques simulés (température à 2m, humidité relative à 2m et vent à 10m) aux deux stations GMMC et GMMN. Cette figure montre que les conditions initiales issues de MNH1 sont généralement similaires à celles issues de MNH5 avec quelques légères différences, en particulier à la station aéroportuaire GMMN. Ainsi, les conditions atmosphériques étaient humides aux deux stations à 1800UTC (humidité relative $\geq 80\%$) et le vent était faible comme dans l'observation.

Sous ces conditions météorologiques, le modèle Méso-NH dans son mode 1D a bien simulé la formation de cet événement de brouillard à GMMN et l'a anticipé de deux heures à GMMC en comparaison avec l'observation, par contre la dissipation a été mal simulée aux deux stations à cause de la mauvaise simulation du réchauffement observé à 0800UTC le 24/12/2013.

En conclusion, la simulation unidimensionnelle s'est avérée sensible au moment d'initialisation pour ce cas d'étude de type advection-rayonnement. Ainsi, la prise en compte de l'apport d'humidité associé à la brise de mer au cours de la journée dans les conditions initiales est cruciale pour une bonne simulation de ce type de brouillard. D'où l'utilité d'un système d'assimilation local pour corriger les incertitudes dans les conditions initiales.



(a)



(b)

FIGURE 3.27 – Evolution temporelle de l'humidité relative (%), de la vitesse du vent ($m.s^{-1}$) et de la température de l'air ($^{\circ}C$) à la station côtière GMMC et à la station aéroportuaire GMMN. Les courbes représentent : l'observation (cercle plein), et les simulations numériques 1D initialisées à 1800UTC et forcées par les sorties du modèle MNH1 (cercle vide) et MNH5 (triangle vide).

3.6.6 Conclusion

La simulation numérique de cet événement de brouillard (advection-rayonnement), à l'aide du modèle Méso-NH dans ses deux modes 1D et 3D, a montré l'avantage d'utiliser la configuration tridimensionnelle quand les processus advectifs jouent un rôle important dans la phase de formation du brouillard. L'analyse des résultats a mis en évidence que plusieurs facteurs contrôlent le cycle de vie de ce type de brouillard. Ainsi, la SST influence son évolution sur la surface de la mer. L'occupation du sol, en particulier l'urbanisation, retarde sa phase de formation mais elle a moins d'impact lors des phases de maturité et de dissipation. De plus, la topographie locale affecte le vent et par conséquent la circulation de brise au cours de l'après-midi. Ceci affecte l'extension de la nappe du brouillard vers l'intérieur de la région.

L'applicabilité de la configuration 1D s'est avérée très sensible au choix du moment d'initialisation. Ainsi, dans le cas d'un brouillard d'advection-rayonnement, si l'apport d'humidité relative dû à la circulation de brise est pris en compte dans les conditions initiales de la simulation unidimensionnelle, le modèle colonne est capable de simuler correctement la phase de la formation de tel événement de brouillard.

Vers la spécification du système de prévision

Sommaire

4.1 Introduction	135
4.2 Méthodologie	136
4.2.1 Description des épisodes de brouillard au cours de l'hiver 2013-2014	136
4.2.2 Outils de diagnostique	138
4.3 Résultats	140
4.3.1 Etude systématique de la prévision numérique du brouillard	141
4.3.1.1 Evaluation temporelle	141
4.3.1.2 Couverture Spatiale	145
4.3.2 Diagnostic de la prévision des paramètres thermodynamiques près de la surface	149
4.4 Conclusion	151

4.1 Introduction

Ce chapitre présente une première étude systématique de la prévision numérique du brouillard à l'aide du modèle Méso-NH dans sa configuration 3D, définie dans le chapitre 3. Il vise à déterminer les spécificités d'un système de prévision qui pourrait être utilisé en opérationnel, aussi bien à l'échelle régionale qu'à l'échelle locale. Limité par le temps de calcul, les simulations sont effectuées seulement pour les journées avec brouillard au cours de l'hiver 2013-2014. Elles sont initialisées à 1200UTC pour une prévision de 24 heures, couvrant l'après-midi et la nuit. Ceci est fait dans le but d'évaluer la capacité du système de prévision à reproduire les processus d'advection d'humidité au cours de l'après-midi, liée à la circulation de brise de mer, dans le cas d'occurrence du brouillard d'advection-rayonnement. L'étude de la climatologie du brouillard, effectuée au cours de cette étude, a révélé que ce type de brouillard est le plus fréquent sur la région du Grand Casablanca.

Cette étude devra bien évidemment être poursuivie en étudiant les cas proches du brouillard (brume avec une visibilité horizontale ente 1km et 5km), pouvant être la cause de fausse alerte de la part du modèle numérique. Le brouillard étant un

phénomène rare, les résultats ne seront peut être pas statistiquement significatifs sur un seul hiver et par conséquent, cette étude devra sans doute être poursuivie sur plusieurs hivers. Nous présentons d'abord les épisodes de brouillard ayant lieu au cours de l'hiver étudié ainsi que les outils de diagnostic utilisés pour la vérification de la qualité de la prévision. Ensuite, les résultats de l'évaluation statistique de la qualité de ce système de prévision et le diagnostic de la qualité prédictive des paramètres thermodynamiques près de la surface (température à 2m, humidité relative à 2m, et vitesse du vent à 10m) sont présentés et discutés.

4.2 Méthodologie

4.2.1 Description des épisodes de brouillard au cours de l'hiver 2013-2014

Dans le but de tester la performance du système de prévision proposé, nous avons effectué l'étude statistique présentée au chapitre 2 sur l'hiver 2013-2014 (Décembre-Janvier-Février). Cet hiver a été caractérisé par 12 événements de brouillard observés à la station aéroportuaire GMMN contre 7 événements observés à la station côtière GMMC. Ces événements sont identifiés et sont classés en types de brouillard en utilisant l'algorithme développé lors de l'étude climatologique (cf. chapitre 2).

Le tableau 4.1 récapitule les heures de formation et de dissipation de ces événements ainsi que leur type. On constate ainsi que la station aéroportuaire a connu 5 événements de type advection-rayonnement (ADV-RAD), 3 événements résultant d'affaissement de stratus (CBL), 1 événement radiatif (RAD), 1 événement d'advection (ADV) et 2 événements de type indéterminé (UNK). A la station côtière GMMC, les 7 événements observés se répartissent entre les types ADV-RAD (3), RAD (2), CBL (1) et UNK (1).

A l'échelle de la région, la distribution spatiale des événements de brouillard observés montre que 9 événements sont isolés et 5 événements sont étendus. Ils se répartissent comme suit :

- Brouillard isolé	:		
	- Brouillard à GMMC et pas à GMMN		2
	- Brouillard à GMMN et pas à GMMC		7
- Brouillard étendu	:		
	- Brouillard à GMMC avant GMMN		0
	- Brouillard à GMMN avant GMMC		4
	- Brouillard au même moment à GMMC et GMMN		1

En relation avec le type de brouillard, le tableau 4.1 met en évidence que les 5 événements étendus ont souvent deux types différents aux deux stations (3 cas sur 5). Ainsi, un événement étendu avait les caractéristiques d'un brouillard RAD à GMMN et de type CBL à GMMC comme celui étudié au cours du chapitre 3. Deux événements étendus combinaient le type indéterminé (UNK) à une station et le type RAD ou ADV-RAD dans l'autre station. Les deux événements étendus ayant le même type aux deux stations appartiennent à la classe ADV-RAD, comme le deuxième cas étudié au cours du chapitre 3.

GMMN						GMMC					
Début	Fin	Type	Durée (h)	Début	Fin	Type	Durée (h)				
Date	Date	Heure	Heure	Date	Date	Heure	Heure				
20131209	20131209	0500	6	20131209	20131209	0600	6				
20131215	20131215	1000	3								
20131223	20131224	0200	6	20131223	20131224	0500	8				
		ADV-RAD		20131226	20131227	0400	8				
20131227	20131228	0100	4								
		ADV-RAD		20140104	20140105	0400	6				
20140104	20140105	0500	9								
		ADV-RAD									
20140105	20140106	0500	8								
		ADV-RAD		20140107	20140107	0300	4				
20140106	20140107	0200	6	20140107	20140107	1300	5				
		ADV-RAD									
20140113	20140113	0500	4								
		CBL									
20140114	20140114	0700	7								
		UNK									
20140116	20140116	0700	4								
		CBL									
20140213	20140213	0300	4								
		ADV-RAD									
20140214	20140214	0300	3	20140214	20140214	0300	3				
		RAD									
Durée moyenne			5.3				5.7				

TABLE 4.1 – Les événements de brouillard observés aux deux stations synoptiques GMMN et GMM au cours de l'hiver 2013-2014. Les heures de formation et de dissipation ainsi que les type de brouillard et leurs durées sont présentés.

4.2.2 Outils de diagnostique

La vérification des prévisions des modèles de prévision numérique fait l'objet de scores objectifs qui permettent de suivre l'évolution de leur qualité. Ainsi, plusieurs scores se trouvent dans la littérature. La méthode de vérification la plus simple est la méthode visuelle dite "eyeball". C'est une simple représentation graphique, ou sur une carte, des observations et des prévisions. Cependant, ce n'est pas une méthode quantitative (seul un événement est visualisé) et elle est très sujette aux préjugés de l'interprétation subjective.

La description des scores standards recommandés par l'Organisation Météorologique Mondiale est récapitulée dans l'annexe 1 du document WMO TD No. 1485 (WMO, 2008). Ces scores se répartissent en deux catégories :

1. Les scores dédiés à l'évaluation des paramètres météorologiques mesurés en continu (la température par exemple),
2. Les scores calculés, par rapport aux observations, à partir d'une table de contingence à 2 dimensions pour l'évaluation de l'occurrence d'un phénomène tel que le brouillard.

Scores de vérification pour les paramètres continus :

La formulation des scores continus de vérification, utilisés dans cette étude, est comme suit :

- le Biais (B) représente la moyenne arithmétique des écarts de la prévision (F) à l'observation (O). Il indique le sens de la déviation par rapport à l'observation et reflète l'erreur systématique du modèle pour un paramètre météorologique donné. Ce score indique si le modèle a tendance à sous-estimer ($B < 0$) ou surestimer ($B > 0$) la prévision du paramètre étudié.

$$B = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i) \quad (4.1)$$

- L'erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error, RMSE) mesure la dispersion des valeurs par rapport à l'observation, et reflète ainsi la variabilité au sein de l'échantillon de données. Plus ce score est faible, plus la dispersion du modèle est faible.

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

- RMSE débiaisé est l'erreur quadratique moyenne calculée à la base des prévisions retranchées du biais. Cette erreur est calculée comme suit :

$$RMSE_d = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - B - O_i)^2 \right]^{1/2} \quad (4.3)$$

où F_i et O_i sont les valeurs prévue et observée à l'échéance i pour le paramètre étudié et B son biais.

Ces scores sont utilisés pour quantifier la qualité prédictive des paramètres thermodynamiques près de la surface (température à 2m, humidité relative à 2m et vitesse du vent à 10m) par le système de prévision.

Scores de vérification basée sur la table de contingence :

La comparaison entre observation et prévision consiste à élaborer des tables de contingence à deux dimensions (cf. Table 4.2). Dans cette table, il y a une ligne pour chaque catégorie observée (occurrence ou non occurrence du brouillard) et une colonne pour chaque catégorie prévue (brouillard prévu ou non prévu). Ainsi, les statistiques suivantes sont élaborées :

- A : nombre de cas où le brouillard est prévu et a été observé.
- B : nombre de cas où le brouillard est prévu et n'a pas été observé.
- C : nombre de cas où le brouillard a été observé mais non prévu.
- D : nombre de cas où le brouillard n'était ni observé ni prévu.

		prévu	
		1	0
observé	1	A	C
	0	B	D

TABLE 4.2 – Table de contingence à 2x2 dimensions. "1" signifie la présence du brouillard et "0" indique son absence.

A partir de cette table, on peut élaborer les scores d'évaluation de la qualité de la prévision dont les formulations sont présentées ci-dessous :

- Le biais (BIAS) mesure le taux de la fréquence des événements prévus par rapport aux événements observés. Il indique si le système de prévision a tendance à sous-estimer ($BIAS < 1$) ou surestimer ($BIAS > 1$) la prévision du brouillard. Ce score varie de 0 à l'infini et le score parfait est 1.

$$BIAS = \frac{A + B}{A + C} \quad (4.4)$$

- Le taux de détection (POD = Probability Of Detection) mesure la fraction des événements observés effectivement prévus. La fourchette de ce score est de 0 à 1 et le score parfait est 1.

$$POD = \frac{A}{A + C} \quad (4.5)$$

- Le taux des fausses alarmes (FAR = False Alarm Ratio) mesure la fraction des événements prévus qui n'ont pas été observés. Ce score prend des valeurs de 0 à 1. Une prévision parfaite a un score FAR qui est nul.

$$FAR = \frac{B}{A + B} \quad (4.6)$$

Ces scores ont été utilisés pour évaluer la qualité de la prévision d'occurrence du brouillard par le système de prévision.

4.3 Résultats

Les simulations numériques menées pour les journées avec brouillard au cours de l'hiver 2013-2014, sont initialisées à 1200UTC pour une prévision de 24 heures (jusqu'à 1200UTC le lendemain). Ce qui permet de tenir compte des circulations de brise de mer lorsqu'elles existent. De plus, l'étude climatologique (cf. chapitre 2) a montré que la majorité des événements du brouillard se forment au cours de la nuit. Cette approche permet aussi de couvrir l'intégralité du cycle de vie du brouillard.

Le modèle Méso-NH est utilisé dans sa configuration 3D sur un domaine de 100×100 points de grille à une résolution horizontale de 5km (Figure 4.1). Les simulations sont menées en mode prévision où les conditions initiales et aux limites sont issues des prévisions du CEPMMT par pas de 6 heures et sont interpolées linéairement en chaque pas de temps. Ces prévisions sont générées sur une grille de 0.125° . Le champ de la SST utilisée est extrait des réanalyses du CEPMMT, et varie dans le temps au cours des simulations numériques par simple interpolation temporelle. Le pas d'intégration utilisé dans le schéma eulérien est de 15s. Pour le schéma microphysique, on utilise le schéma à 1 moment ICE3 décrit au chapitre 3.

A l'échelle de la station, les scores sont calculés au point de grille le plus proche. Le domaine utilisé pour le calcul des scores à l'échelle de la région du Grand Casablanca est illustré sur la figure 4.1(b). Ce domaine est constitué de 19×19 points de grille avec une maille de 5km x 5km (superficie de 95km x 95km).

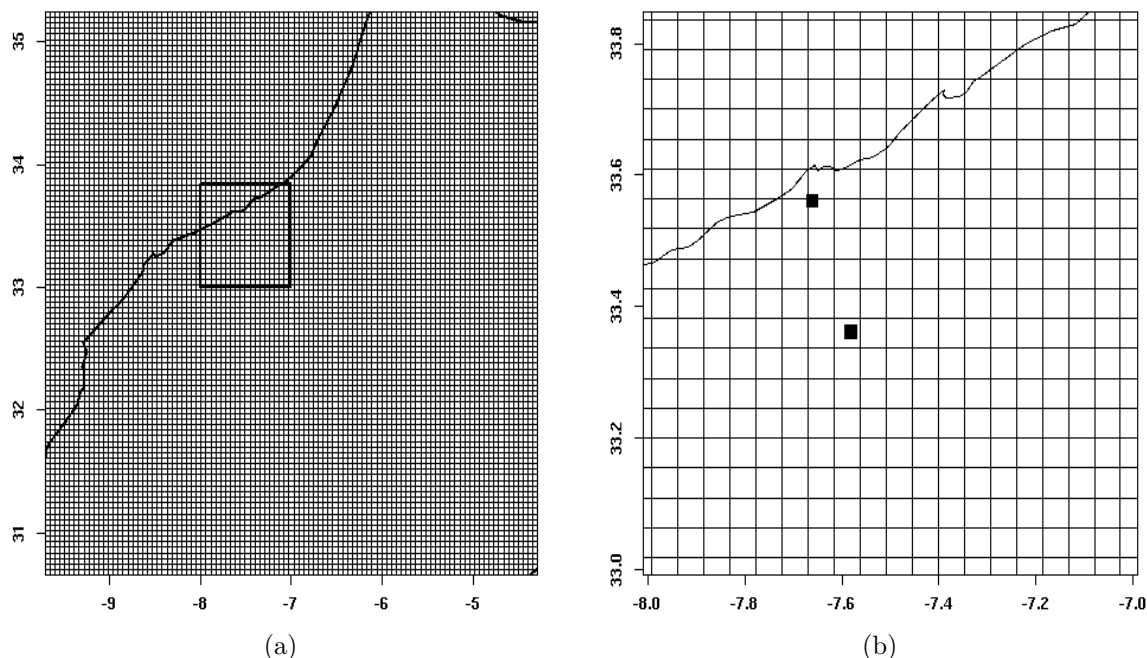


FIGURE 4.1 – (a) *Domaine de simulation avec 100×100 points de grille à pas de 5km,* (b) *Zoom sur le domaine d'étude représentant la région du Grand Casablanca avec 19×19 points de grille à pas de 5km. Les deux carrés réfèrent à la station côtière GMMC et à la station aéroportuaire GMMN.*

4.3.1 Etude systématique de la prévision numérique du brouillard

4.3.1.1 Evaluation temporelle

Dans cette section, les résultats de la vérification de la qualité de la prévision de l'occurrence du brouillard, aux points de grille du petit domaine (Figure 4.1(b)), sont présentés. On s'intéresse à la présence du brouillard en termes d'occurrence horaire au cours de la période de simulation numérique ainsi qu'aux heures de formation et de dissipation pour les événements de brouillard pour les journées où le brouillard a été observé au cours de l'hiver 2013-2014.

La comparaison entre prévision et observation pour chaque heure des périodes des 13 simulations numériques (24 heures x 13 simulations = 312 heures) a permis d'élaborer les scores de vérification (Biais, POD et FAR) à l'aide des tableaux de contingence. On rappelle que pour chaque station, l'observation horaire est comparée avec la prévision au point de grille le plus proche de cette station à la même heure. Ces scores, récapitulés dans la table 4.3, montrent que pendant la période totale simulée sur toute la région, 73% des heures avec brouillard observé sont correctement prévues. De plus, le taux des fausses alarmes est de 68%. Ces deux taux assez élevés peuvent être expliqués par le biais du modèle qui est de 2.27, ce qui signifie que le modèle prévoit du brouillard deux fois plus que l'observation.

		1 ^{re} moitié de nuit	2 ^e moitié de nuit	Matinée	Total
GMMC	Nb. Heures obs.	10	27	4	41
	BIAS	5,00	1,56	4,25	
	POD	0,80	0,59	0,50	
	FAR	0,84	0,62	0,88	
GMMN	Nb.Heures obs.	22	33	5	60
	BIAS	2,36	1,55	3,40	
	POD	1,00	0,70	0,60	
	FAR	0,58	0,55	0,82	
GCB	Nb. Heures obs.	26	42	10	78
	BIAS	3,19	1,55	3,78	2,27
	POD	0,94	0,65	0,56	0,73
	FAR	0,71	0,58	0,85	0,68

TABLE 4.3 – Tableau récapitulatif du nombre d'heures avec brouillard dans l'observation et des scores de vérification de la qualité de prévision aux deux stations synoptiques GMMC et GMMN ainsi qu'au niveau de la région GCB. Les scores Biais, POD et FAR sont calculés en comparant, par plage de 6 heures reflétant les diverses périodes de la journée, la prévision du brouillard à l'observation pour les 13 simulations numériques.

Evolution selon le moment d'occurrence au cours de la journée :

Pour investir un peu plus en détail la qualité de la prévision en fonction du moment d'occurrence du brouillard au cours de la journée ainsi qu'en fonction de la station (côtère ou aéroportuaire), les scores de vérification aux deux stations et à la région, récapitulés dans la table 4.3, ont été calculés pour les périodes suivantes de la journée :

- Après-midi	:	de 1300UTC à 1800UTC
- Première moitié de la nuit	:	de 1900UTC à 0000UTC
- Deuxième moitié de la nuit	:	de 0100UTC à 0600UTC
- Matinée	:	de 0700UTC à 1200UTC

Les résultats montrent que le brouillard n'a jamais eu lieu au cours de l'après-midi ni dans l'observation, ni dans la prévision pour les 13 simulations numériques. Au cours de la première moitié de la nuit, on constate que le modèle prévoit plus de brouillard sur la région que dans l'observation (Biais=3.19) avec un taux de détection assez élevé (POD=94%) mais associé à un taux de fausse alarme aussi assez élevé (FAR=71%). La table 4.3 met en évidence que le biais sur la région est fortement influencé par la surestimation de la prévision du brouillard à la station côtière GMMC où le biais est de 5. A la station aéroportuaire GMMN, le biais est de 2.36 associé à un taux de détection de 100% et à un taux de fausse alarme relativement faible de 58%.

Au cours de la deuxième moitié de la nuit, le biais du modèle s'améliore sur les deux stations et par conséquent sur la région. On constate ainsi un biais de l'ordre de 1.55. Durant cette période de la nuit, 65% des heures avec brouillard observé sur la région sont correctement prévues contre 58% de fausses alarmes. Ce taux de fausses alarmes est dû au taux FAR assez élevé à la station côtière (62%) qui dépasse le taux de détection à cette station (de l'ordre de 59%). A la station aéroportuaire, le taux de détection est de 70% contre seulement 55% de FAR.

Au cours de la matinée, le biais se dégrade à nouveau et atteint respectivement 3.78, 4.25 et 3.44 sur la région et aux deux stations GMMC et GMMN. Cette surestimation de la prévision du brouillard induit par conséquent des taux assez élevés de fausses alarmes dépassant 80%.

On déduit ainsi que le modèle, dans sa configuration 3D utilisée au cours de cette étude de validation, a une assez bonne capacité à prévoir le brouillard au cours de la nuit à la station aéroportuaire GMMN. Par contre, la qualité de la prévision à la station côtière est biaisée par la surestimation de la prévision du brouillard à cette station. Ceci génère un taux de fausse alarme relativement élevé. En fait, l'étude climatologique (cf. chapitre 2) a montré que la fréquence du brouillard à la station aéroportuaire GMMN est plus que le double qu'à la station côtière GMMC. La distribution d'occurrence horaire du brouillard (Table 4.3) confirme cette prédominance, en particulier au cours de la nuit. La faible occurrence du brouillard observé au cours la matinée (4 et 5 heures seulement à GMMC et à GMMN respectivement) et le taux élevé de fausse alarme constaté par la prévision au cours de cette période de la journée suppose que le modèle prévoit plus longtemps le brouillard que dans l'observation. Ceci nous pousse à évaluer la distribution des erreurs sur les heures de formation et de dissipation du brouillard pour les 13 simulations de brouillard.

Evolution de la distribution des erreurs sur les heures de formation et de dissipation :

Le tableau 4.4 récapitule les caractéristiques de chaque événement simulé au cours des 13 jours avec brouillard (heures de formation et de dissipation, durée et erreurs sur les heures de début et de fin en comparaison avec l'observation). Il est à noter que la

fréquence des sorties du modèle est horaire ainsi de même pour les observations disponibles pour effectuer cette étude systématique. Ainsi, la précision temporelle pour les deux types de données est d'une heure. On constate que 6 événements ont été prévu et non observé à GMMC contre seulement un événement simulé et non observé à GMMN. De plus, un seul événement n'a pas été simulé au cours de la journée du 16 janvier 2014 contrairement à l'observation où le brouillard était présent à la station aéroportuaire GMMN.

La distribution des erreurs sur l'heure de formation à GMMN montre que le modèle anticipe la formation du brouillard de 2 heures, en particulier pour le type advection-rayonnement. Par contre, on constate qu'une grande variabilité sur l'heure de formation des autres types de brouillard, en particulier le type d'affaissement de stratus (anticipation de 3 heures à 11heures). A la station côtière, la formation est aussi anticipée de 3 heures pour les types radiatif et advection-rayonnement.

Concernant l'heure de dissipation, le modèle anticipe sa prévision d'une heure par rapport à l'observation pour la moitié des événements de brouillard simulés à la station aéroportuaire GMMN. La distribution de l'erreur sur l'heure de dissipation à cette station reste dans la fourchette de la précision temporelle des données simulées et observées (1 heure). D'autre part, le modèle tarde la dissipation de la majorité des épisodes de brouillard prévus à la station côtière GMMC. Ainsi, la surestimation de la prévision des heures avec brouillard affecte plutôt les heures de formation que celle de dissipation à la station GMMN contrairement à la station GMMC où elle affecte les deux.

En termes de persistance du brouillard, la durée des événements simulés dépasse en moyenne 9.5 et 10 heures respectivement à GMMN et à GMMC, contre 5.3 et 5.7 heures en observation (Table 4.4 vs 4.1). Ceci nous incite à étudier la couverture spatiale du système de prévision à l'échelle régionale. Ceci fait l'objet de la section suivante.

Jour	GMMC						GMMN							
	debut		Fin		Erreur		debut		Fin		Erreur			
	Date	Heure	Date	Heure	Durée	Debut	Fin	Date	Heure	Date	Heure	Durée	Debut	Fin
20131208	20131208	20	20131209	9	14	-3	3	20131208	20	20131209	9	14	-4	4
20131214	20131214	22	20131215	10	13	non observé		20131214	21	20131215	10	14	-11	0
20131223	20131223	19	20131224	3	9	-3	-2	20131223	20	20131224	1	6	-1	-1
20131226	20131226	20	20131227	10	15	-1	6	20131226	20	20131227	10	15	non observé	
20131227	20131227	22	20131228	1	4	non observé		20131227	22	20131228	4	7	0	3
20140104	20140104	19	20140105	9	15	-4	5	20140104	19	20140105	2	8	-2	-3
20140105	20140105	21	20140106	5	9	non observé		20140105	20	20140106	4	9	-2	-1
20140106	20140106	19	20140107	3	9	-5	0	20140106	21	20140107	1	5	0	-1
20140112	20140112	20	20140113	2	7	non observé		20140112	20	20140113	4	9	-6	-1
20140113	20140113	23	20140114	9	11	non observé		20140113	23	20140114	9	11	-2	2
20140116			non simulé			non observé				non simulé			observé	
20140212	20140212	21	20140213	4	8	non observé		20140212	21	20140213	9	13	-3	6
20140213	20140213	21	20140214	5	9	-4	2	20140213	21	20140214	5	9	-3	2
			Durée moyenne		10					Durée moyenne		9.5		

TABLE 4.4 – Tableau récapitulatif des 13 simulations numériques au cours des journées avec brouillard ayant lieu au cours de l'hiver 2013-2014. Pour chaque événement de brouillard simulé, les heures de formation, les heures de dissipation, la durée et les erreurs sur ses heures de début et de fin en comparaison avec l'observation sont mentionnés.

4.3.1.2 Couverture Spatiale

Dans cette section, nous allons examiner la possibilité d'utiliser ce système de prévision pour reproduire le caractère isolé ou étendu de la couche du brouillard lors de son évolution. Pour atteindre cet objectif, nous avons élaboré des statistiques sur le taux de couverture de la nappe du brouillard prévu sur le domaine présenté sur la figure 4.1(b). Ce domaine contient 361 points de grille (19 x 19) à une résolution horizontale de 5km. Il est constitué de 70% de terre et 30% de mer.

Principe de calcul du taux de couverture spatiale :

Pour chaque échéance h de prévision, $F_{i,j,h}$ représente l'occurrence du brouillard, au cours de la simulation j , au point de grille i du petit domaine (Figure 4.1(b)), constitué de 19x19 points de grille à résolution horizontale 5km x 5km et couvrant la région du Grand Casablanca :

$$F_{i,j,h} = 1 \quad \text{si le point de grille } i \text{ est touché par le brouillard}$$

$$F_{i,j,h} = 0 \quad \text{sinon}$$

Ainsi, le taux moyen (%) de la couverture spatiale, sur l'ensemble des 13 simulations, au point de grille i à l'échéance h est :

$$\bar{F}_{i,h} = 100 \times \frac{1}{13} \sum_{j=1}^{j=13} F_{i,j,h}$$

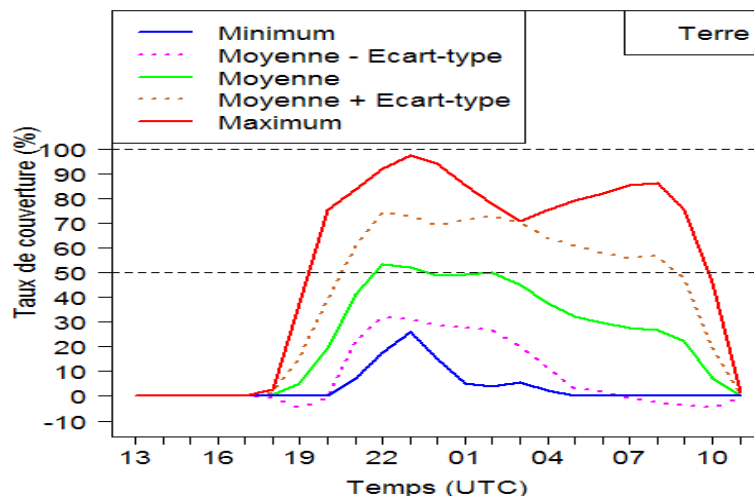
On déduit ainsi le taux moyen de la couverture spatiale sur la zone cible L du domaine (mer, terre ou la totalité) à l'échéance h par la relation :

$$\bar{F}_h^L = 100 \times \frac{1}{N_{tot}^L} \sum_{i \in L} \bar{F}_{i,h}$$

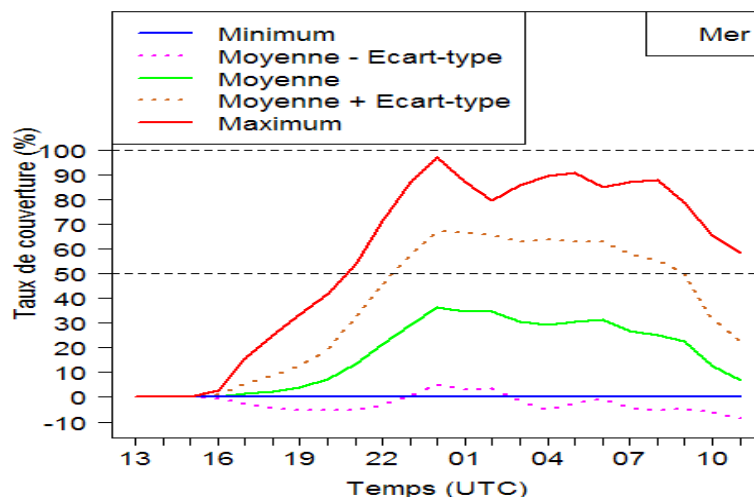
où N_{tot}^L est le nombre total de points de grille i de la zone cible L .

Analyse des résultats :

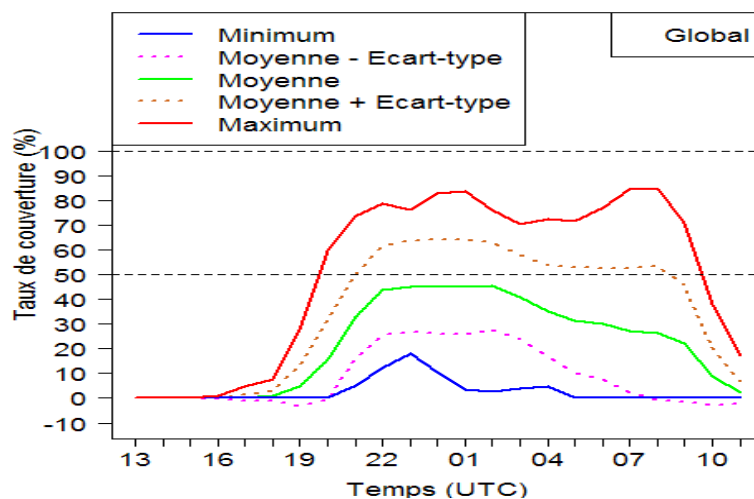
La figure 4.2 représente l'évolution, en fonction de l'échéance de prévision, du taux moyen \bar{F}_h^L de la couverture spatiale du brouillard prévu et ses valeurs extrêmes sur la partie continentale, la partie maritime et sur l'intégralité du domaine d'étude. La fourchette de largeur du double de l'écart-type autour de la moyenne est aussi représentée sur la figure pour mettre en évidence la dispersion de \bar{F}_h^L . Il est à rappeler que ces statistiques sont calculées sur un échantillon de 13 jours, touchés par le brouillard au cours de l'hiver 2013-2014.



(a)



(b)



(c)

FIGURE 4.2 – Evolution temporelle du taux de couverture spatiale de la couche du brouillard prévu en fonction de l'échéance de prévision (en UTC). Les taux sont calculés (a) sur terre, (b) sur mer et (c) pour l'intégralité du domaine d'étude.

La figure 4.2(a) montre que le brouillard se forme en moyenne en début de nuit (1900 UTC) sur terre et devient étendu au cours des deux premières heures (2000 UTC et 2100 UTC). Il couvre ainsi en moyenne la moitié de la partie continentale du domaine d'étude jusqu'à 0200UTC. En fin de matinée et au cours de la phase de dissipation, le taux de couverture sur terre est de l'ordre de 7% à 1000 UTC.

En moyenne sur la partie maritime, on constate que la couche du brouillard couvre au maximum 35% vers 0000UTC (Figure 4.2(b)) avec une grande variabilité du même ordre de grandeur que la moyenne (écart type de l'ordre de 35%). Ceci est peut être dû au déplacement de la couche de brouillard, formé initialement sur terre, vers la mer. Au cours de la phase de dissipation, le taux de couverture sur mer est l'ordre de 10% à 1000 UTC et qui reste relativement supérieur à celui sur terre (7%) à la même heure.

Sur l'intégralité du domaine (Figure 4.2(c)), l'évolution du taux moyen de couverture spatiale \bar{F}_h^L est similaire à celle sur terre du fait que celle-ci représente 70% du domaine. Pour donner plus de détails sur la couverture spatiale de la couche du brouillard en relation avec les conditions environnementales (urbaine au nord et suburbaine au sud de la région), la distribution du taux moyen de couverture $\bar{F}_{i,h}$ est représentée sur la figure 4.3 pour les échéances allant de 1800UTC le 23/12/2013 à 1100 UTC le 24/12/2013.

La figure 4.3 montre que le brouillard prévu intéresse plus tôt le sud-ouest de la région en début de nuit (Figure 4.3(b)), ensuite il couvre la partie suburbaine de la région et il remonte progressivement vers le nord de la région connu pour sa densité urbaine (Figures 4.3(c), 4.3(d) et 4.3(e)). Vers minuit, le brouillard est souvent étendu et couvre une partie de la mer (Figure 4.3(g)) avec un maximum au sud de la région, en particulier au voisinage de la station aéroportuaire GMMN. Vers 0100 UTC, la fréquence du brouillard s'affaiblit (Figure 4.3(h)) et vers la fin de la deuxième moitié de la nuit, la fréquence dans cette zone augmente à nouveau (Figure 4.3(l)). Ceci est en accordance avec la dissipation précoce de certains événements de brouillard avant le lever du soleil et la formation de certains événements deux à trois heures avant le lever. Ce résultat confirme les résultats de la climatologie trouvés au cours de cette étude. Lors de sa phase de dissipation, le brouillard se déplace vers la mer (Figure 4.3(q)). La figure 4.3 met en évidence la haute fréquence du brouillard prévu par le système de prévision au voisinage de la station aéroportuaire GMMN. Ce constat confirme le résultat trouvé lors de l'étude climatologique où la fréquence du brouillard était deux fois plus fréquent à l'intérieur (GMMN) qu'auprès de la côte (GMMC).

Les résultats de cette section nous incitent à évaluer la qualité de prévision du modèle pour certains paramètres météorologiques à savoir : la température de l'air à 2m, l'humidité relative à 2m et la vitesse du vent à 10m. Ceci fait l'objet de la section suivante.

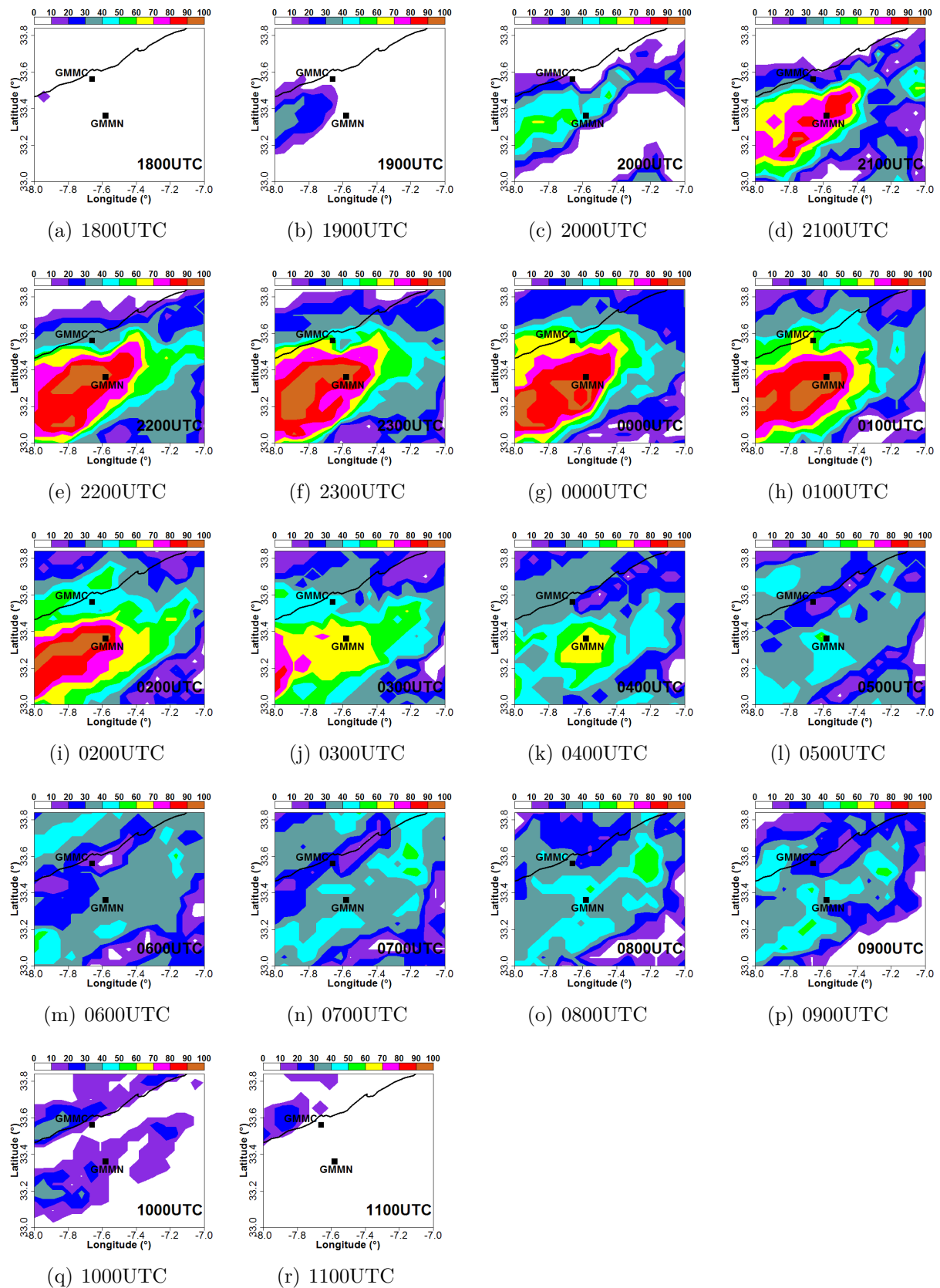


FIGURE 4.3 – Taux de couverture spatiale de la couche de brouillard (%), calculé à la base des 13 simulations effectuées au cours de l'hiver 2013-2014, pour les échéances de prévision allant de 1800 UTC le 23/12/2013 à 1100 UTC le 24/12/2013.

4.3.2 Diagnostic de la prévision des paramètres thermodynamiques près de la surface

Pour mieux comprendre le comportement du modèle, nous allons examiner la qualité prédictive du modèle pour certains paramètres thermodynamiques au cours de cette section. Le biais et l'erreur quadratique moyenne débiaisée de la température à 2m, l'humidité relative à 2m et le vent à 10m en fonction de l'échéance de prévision sont présentés sur la figure 4.4.

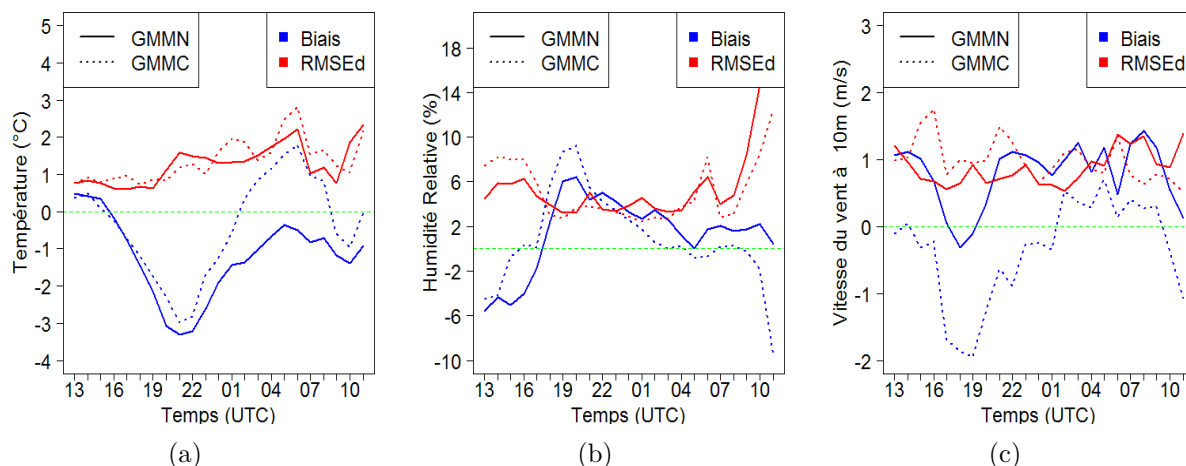


FIGURE 4.4 – Evolution temporelle des scores (Biais et RMSE débiaisé) en fonction de l'échéance de prévision (en temps UTC) pour les paramètres thermodynamiques suivants : (a) Température de l'air à 2m, (b) Humidité relative à 2m, et (c) Vitesse du vent à 10m.

La température de l'air et l'humidité relative à 2m :

Pour la température à 2m, on constate que le modèle présente un biais négatif en fin d'après-midi atteignant -3°C en début de nuit aux deux stations GMMN et GMMC (Figure 4.4(a)). La figure 4.4(b) indique que le modèle a un biais positif en humidité relative à 2m pour la même période atteignant 5%. En comparaison avec d'autres modèles opérationnels, les biais enregistrés sont dans la gamme des ordres de grandeurs classiques (Contrôle des produits numériques utilisés pour la prévision météorologique, <http://contrôle.meteo.fr>).

L'évolution du taux de refroidissement ou de réchauffement ($\partial T/\partial t$) et celui d'humidification ou d'assèchement ($\partial RH/\partial t$) par pas de temps horaire est illustrée sur la figure 4.5. Cette figure montre que $\partial T/\partial t$ a un biais négatif en début de nuit mais qui reste supérieur à $-1^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ (Figure 4.5(a)) associé à un biais positif de $\partial RH/\partial t$ atteignant 4%. Ceci se traduit par un refroidissement plus intense que dans l'observation associé à une humidification des basses couches. Ce qui favorise la formation du brouillard et peut expliquer par conséquent la surestimation de la prévision du brouillard par le modèle au cours de cette période de la nuit. En deuxième moitié de nuit, le biais de la température (Figure 4.4(a)) tend vers zéro à la station aéroportuaire GMMN et passe de -1°C à $+1^{\circ}\text{C}$ à la station côtière GMMC. Pour l'humidité relative, les deux biais tendent vers zéro (Figure 4.4(b)). Cette amélioration s'explique par la présence du brouillard au cours de cette période de la nuit. Par conséquent, la

température évolue lentement. Les erreurs quadratiques moyennes varient entre 0.5°C et 2.5°C pour la température et sont de l'ordre de 4% pour l'humidité relative. Ce qui reste dans l'ordre de grandeur du RMSE rencontrée dans des modèles de prévision numérique. Cette variabilité de la prévision par rapport à l'observation confirme le résultat de sensibilité aux conditions initiales du système de prévision de brouillard utilisé par Remy (2009).

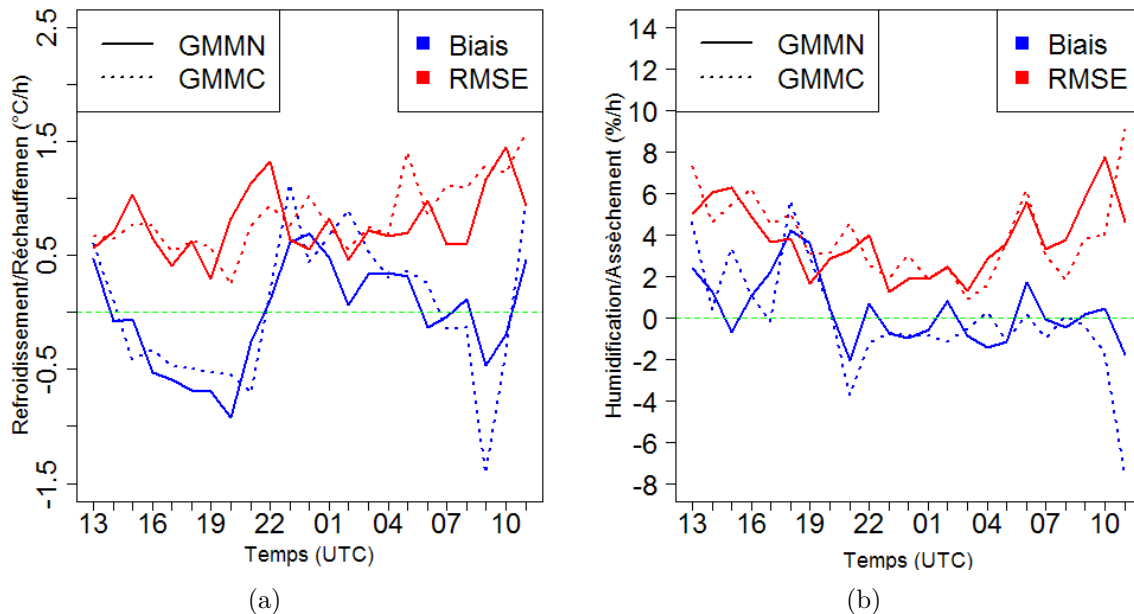


FIGURE 4.5 – Evolution temporelle des scores (Biais et RMSE débiaisé) en fonction de l'échéance de prévision (en temps UTC) pour les paramètres thermodynamiques suivants : (a) le refroidissement/réchauffement horaire ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$), et (b) l'humidification/assèchement horaire ($\%\cdot\text{h}^{-1}$)

Vitesse du vent à 10m :

Pour la vitesse du vent à 10m, l'évolution temporelle du biais et de l'erreur quadratique moyenne en fonction de l'échéance de prévision, présentée sur la figure 4.4(c), montre que les valeurs sont peu biaisées et le biais reste positif ne dépassant pas $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à la station aéroportuaire GMMN par contre, une sous-estimation de la vitesse du vent est enregistrée à la station côtière GMMC et atteint $2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ en début de nuit (à 1900UTC). Toutefois, il faut rappeler que la précision de mesure dans les valeurs observées est de l'ordre de $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. En fait, selon les recommandations de l'Organisation Météorologique Mondiale, les mesures de la vitesse du vent à 10m sont arrondies à l'entier le plus proche. L'erreur quadratique moyenne est de l'ordre de $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. La bonne prévision de la vitesse du vent met en évidence la capacité du modèle à bien simuler la circulation de brise au cours de l'après-midi associée au brouillard d'advection-rayonnement, et à bien reproduire les conditions de vent faible au cours de la nuit, en particulier au moment de la formation du brouillard.

L'analyse des scores continus de vérification a mis en évidence la bonne qualité prédictive du modèle pour les paramètres météorologiques thermodynamiques près de la

surface (l'humidité relative et la vitesse du vent à 10m) à l'exception de la température à 2m en début de nuit. Les biais et les erreurs quadratiques moyennes de ces paramètres enregistrés au cours de la période de simulation reste dans la gamme des ordres de grandeur rencontrés dans des modèles de prévision numérique mis en opérationnel à l'exception du biais froid observé dans les mesures prévues de la température à 2m en début de nuit.

4.4 Conclusion

La configuration de référence utilisée lors des simulations des cas typiques est retenue comme le système de prévision adéquat pouvant être utilisé en opérationnel pour la prévision du brouillard sur la région du Grand Casablanca. Une étude statistique de la vérification de la qualité de prévision de ce système, vis-à-vis des observations, a été menée sur les journées avec brouillard au cours de l'hiver 2013-2014. Les simulations numériques ont été initialisées à 1200UTC pour une prévision de 24 heures.

Cette étude statistique a mis en évidence la bonne capacité du système de prévision adopté à prévoir le brouillard sur la région, et en particulier à la station aéroportuaire. Par contre, le taux des fausses alarmes est élevé à la station côtière dû au fait que le modèle surestime la prévision du brouillard à cette station. Ensuite, une phase de diagnostique a permis d'évaluer ses qualités et ses défauts. Cette étude statistique a mis en évidence la bonne qualité prédictive de trois paramètres météorologiques thermodynamiques (température à 2m, humidité relative à 2m et vitesse du vent à 10m) à l'exception d'une sous-estimation de la température et du refroidissement en début de nuit aux deux stations. Ce qui favorise la formation du brouillard suite à la surestimation de l'humidification des basses couches de l'atmosphère.

En termes de couverture spatiale, le brouillard se forme d'abord au sud de la région dans la partie suburbaine en début de nuit. Puis, il s'étale vers le nord sur la partie continentale de la région avant de couvrir une partie de la mer vers minuit. Durant la deuxième moitié de la nuit, la couverture spatiale du brouillard se rétrécit au moment de la dissipation précoce de certains événements de brouillard avant le lever du soleil et envahit la région à nouveau lors de l'occurrence du brouillard au voisinage du lever du soleil. Lors de la phase de dissipation, le brouillard couvre une partie de la mer et une autre à l'intérieur loin de la côte.

Conclusions et perspectives

Le brouillard est un phénomène de petite échelle qui dépend de nombreux facteurs à la fois météorologiques et environnementaux. Il fait partie des phénomènes affectant la régularité et la sécurité des circulations aéronautique, maritime et routière. En fait, les pertes humaines et financières attribuables au brouillard sont reconnues depuis longtemps. Ainsi, une amélioration de la prévision du brouillard en termes de localisation, de durée et d'estimation de la visibilité serait d'un apport considérable pour la gestion des transports et la sécurité en condition de visibilité réduite. Ceci a constitué l'objectif de plusieurs études de recherche. Cependant, il demeure toujours des préoccupations liées à la prévision du brouillard en raison de la grande variabilité spatiale et temporelle du phénomène, qui est due à des interactions complexes entre divers processus physiques. Ainsi, les défis de la prévision précise du brouillard découlent entre autres de la difficulté à le détecter et à représenter les processus physiques mis en jeu malgré la disponibilité de modèles de prévision numérique de plus en plus performants et des calculateurs de plus en plus puissants.

Le brouillard en zone côtière mérite plus d'attention du fait qu'il se forme dans des régions complexes et spatialement hétérogène. L'objectif de cette thèse est d'améliorer tout d'abord notre connaissance sur le comportement du brouillard en zones côtières et de proposer un système de prévision numérique adéquat en vue d'améliorer la prévision du brouillard sur la région du Grand Casablanca. Cette région côtière, située au nord-ouest du Maroc, est caractérisée par une côte presque rectiligne orientée SW-NE, et limitée par des montagnes relativement basses (hauteur inférieure à 1000m) du côté est. De plus, elle est caractérisée par une hétérogénéité spatiale en termes de conditions environnementales (urbain, suburbain et rural). Cette région contient des zones industrielles et connaît un niveau assez élevé de pollution. Tous ces facteurs peuvent influencer potentiellement l'évolution de la dynamique de la couche limite atmosphérique et la formation du brouillard.

5.1 Conclusions générales

Afin d'atteindre les objectifs de cette thèse, la première étape a consisté en une étude climatologique qui a pour objectif d'identifier les principales caractéristiques locale et synoptique du brouillard sur la région du Grand Casablanca à partir des observations. La distribution spatio-temporelle du brouillard a été étudiée à l'aide des données

horaires observées au cours de la période 2001-2009 aux deux stations synoptiques permanentes de la région. L'approche adoptée est basée sur la notion d'événement de brouillard. Une version modifiée de l'algorithme de classification de Tardif et Rasmussen (2007) a été développée et utilisée pour classer les événements de brouillard au sein de types de brouillard les plus connus (radiatif, advection-rayonnement, affaissement de stratus et advection). Les événements ont été caractérisés selon leur durée, leur intensité matérialisée par la visibilité minimale observée au cours de chaque événement, et les heures de début et de fin. Cette étude climatologique a mis en évidence la prédominance du type d'advection-rayonnement, suivi de celui d'affaissement de stratus et de rayonnement sur cette région côtière. Par contre, elle a montré la rareté du brouillard d'advection.

En termes de distribution spatiale, les événements ont été classés en 2 catégories (isolé et étendu) selon l'extension spatiale de la couche du brouillard. Cette distribution spatiale du phénomène sur la région a montré que le brouillard a souvent un caractère localisé. En outre, même si la distance entre les deux stations est de 30km, la probabilité d'avoir un brouillard étendu ayant deux types différents aux deux stations est assez élevée (62.6%). Ceci met en exergue que d'un point de vue géographique, les mécanismes physiques impliqués dans la formation de tel événement de brouillard sont distincts durant l'évolution spatiale de l'événement de brouillard.

L'identification des situations synoptiques les plus favorables à l'occurrence du brouillard sur la région est effectuée à la base d'un traitement statistique de la pression au niveau de la mer à l'aide de la technique « K-means Cluster ». Cette classification a montré que le brouillard se forme principalement sous des conditions anticycloniques ou quand la dépression s'installe au sud du Maroc et étend un thalweg jusqu'à la région du Grand Casablanca. L'analyse des processus synoptiques tenant compte des conditions météorologiques locales a mis en exergue que les processus d'advection liée à la circulation de brise de mer au cours de la journée, suivi des processus radiatifs en début de nuit jouent un rôle très important dans la formation du brouillard sur la région.

Afin d'étudier en détail les mécanismes physiques et d'identifier les principaux facteurs contrôlant le cycle de vie du brouillard côtier, des simulations numériques de deux cas d'étude ont été menées à l'aide du modèle Méso-NH dans une deuxième étape. En fait, la prévision du brouillard, en particulier en zone côtière, dépend du type de brouillard à prévoir. Le premier cas d'étude choisi pour être simulé numériquement reflète la configuration où un événement de brouillard a deux types différents (brouillard radiatif à l'intérieur sur terre et brouillard d'affaissement de stratus près de la côte) au cours de son évolution spatiale. Ce cas d'étude a eu lieu au cours de la nuit du 21-22 janvier 2008. Sa formation était pilotée par le refroidissement radiatif nocturne et la faible turbulence en début de nuit. Au cours de sa phase de maturité, son sommet a été advecté vers l'océan et a évolué en stratus bas. En fait, la couche limite était plus développée au dessus de l'océan à cause de la température de la surface de la mer. Près de la côte, le refroidissement au sommet du nuage bas combiné au mélange turbulent sur la verticale ont induit l'affaissement du nuage bas jusqu'au sol donnant lieu au brouillard sur la côte. Lors de son évolution, la nappe du brouillard s'est étalée tout au long de la côte Atlantique. Ceci nous a conduit à mener des expériences de sensibilité, du cycle de vie de ce cas d'étude, à l'hétérogénéité spatiale.

Ainsi, en utilisant le modèle Més0-NH dans sa version tridimensionnelle, la prévision du brouillard en zone c0tière spatialement hétérogène s'est avérée sensible à plusieurs facteurs : la température de la surface de la mer, la topographie locale et l'occupation du sol. Les expériences de sensibilité ont démontré que l'incertitude dans la SST et l'occupation du sol pilotent les flux thermodynamiques à l'interface de l'air avec la mer ou la terre. Ces deux paramètres contrôlent aussi la température de l'air près de la surface, et par conséquent l'humidité relative et la condensation au cours du cycle de vie du brouillard. D'autre part, le schéma microphysique à un moment s'est avéré sensible aux paramètres de la distribution des gouttelettes qui affecte leur sédimentation et par conséquent contrôle le contenu en eau liquide au cours du développement de la couche du brouillard. En termes d'extension spatiale, la simulation numérique a mis en évidence que l'étalement de la couche du brouillard tout au long de la c0te était contrôlé principalement par la SST. La topographie locale affecte la direction et la vitesse du vent dans la couche limite atmosphérique et par conséquent elle impacte l'extension spatiale de la couche du brouillard à l'intérieur sur terre.

D'autre part, en utilisant le modèle Més0-NH dans sa version unidimensionnelle, la prévision du brouillard en zone c0tière spatialement hétérogène s'est avérée sensible aux conditions initiales et aux profils verticaux utilisés comme forçage qui servent à alimenter le modèle. D'où l'utilité d'un système d'assimilation locale pour corriger les erreurs dans les conditions initiales. De plus, la modélisation unidimensionnelle nécessite une haute résolution verticale pour bien simuler la couche du brouillard. En fait, le choix de la grille verticale affecte la distribution du contenu en eau liquide et le développement vertical de la couche du brouillard

La simulation du deuxième cas d'étude, qui a intéressé la région au cours de la nuit du 23-24 décembre 2013, a montré que cet événement était de type radiatif. L'analyse de sa phase de formation à l'aide de la technique des rétro-trajectoires a mis en évidence que la masse d'air est originaire de l'océan. Elle s'est alimentée en humidité au cours de l'après-midi et a été advectée ensuite vers la partie continentale de la zone c0tière sous l'effet d'une circulation de brise. Ensuite, le refroidissement nocturne a pris place juste après le coucher du soleil donnant lieu à la formation du brouillard. Ainsi, la prévision du brouillard sur cette zone c0tière dépend fortement de la capacité du modèle à reproduire correctement la succession des processus advectif liés à la circulation de brise au cours de la journée et les processus radiatifs en début de nuit.

A l'issue des résultats obtenus lors des deux étapes précédentes (climatologie et simulation numérique de cas typiques), le cycle de vie du brouillard c0tier s'est avéré fortement influencé par l'hétérogénéité spatiale et la circulation synoptique en bande c0tière. La configuration de référence définie lors des simulations des cas typiques a été utilisée comme système de prévision numérique pouvant être utilisé pour la prévision opérationnelle du brouillard sur la région du Grand Casablanca. Une étude statistique de la vérification de la qualité de prévision de ce système, vis-à-vis des observations, a été menée sur les journées avec brouillard au cours de l'hiver 2013-2014. Les simulations numériques ont été initialisées à 1200UTC pour une échéance de prévision de 24 heures. Cette étude statistique a montré que le modèle Més0-NH est capable de reproduire l'occurrence du brouillard avec un taux de fausses alarmes relativement élevé à la

station côtière. Ceci est dû à la surestimation de la prévision du brouillard à cette station. Le diagnostic de la prévision des paramètres thermodynamiques près de la surface (température à 2m, humidité relative à 2m, et vitesse du vent à 10m) a mis en évidence la sous-estimation de la température en début de nuit aux deux stations, ainsi que celle du refroidissement. Ce refroidissement a favorisé la formation précoce du brouillard, en particulier à la station aéroportuaire, due à la surestimation de l'humidification en début de nuit par le modèle.

5.2 Perspectives

Afin d'approfondir plus les résultats de la présente étude et de déterminer un système de prévision adéquat en vue de l'amélioration de la qualité de la prévision du brouillard sur la région du Grand Casablanca, plusieurs pistes de recherche sont envisageables.

Lors de l'étude climatologique, l'algorithme de classification objectif développé a classé quelques événements de brouillard dans la catégorie des types indéterminés. Ces événements méritent plus d'investigations dans les conditions de leur formation. En fait, les stations météorologiques synoptiques sont dotées actuellement des moyens de mesure instantanée des paramètres météorologiques conventionnels. Ainsi, il serait judicieux d'affiner l'étude climatologique en utilisant une base de données à haute résolution temporelle et plus précis. En fait, dans cette étude, la précision de la mesure de la vitesse du vent était de $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et la visibilité ainsi que le plafond nuageux étaient estimés par l'observateur. De plus, l'extension du domaine géographique (600km x 600km) ainsi que l'augmentation des points de mesures pourraient aider à mieux cerner le phénomène sur la partie nord-ouest du Maroc. Ceci sera de grande utilité pour améliorer notre connaissance sur le brouillard en vue d'améliorer sa prévision même pour des domaines autre que l'aéronautique.

Limité par le temps de calcul CPU, l'étude statistique de la qualité de la prévision du système de prévision retenu au cours de cette étude est effectuée seulement pour les journées avec brouillard au cours de l'hiver 2013-2014. Pour une évaluation objective et étant données des fausses alarmes issues de ce système de prévision, il est nécessaire d'effectuer une simulation systématique sur au moins un hiver. Enfin, étant donné que le brouillard est un phénomène rare, la période d'évaluation devrait peut être étendue sur plusieurs hivers pour augmenter la taille d'échantillon d'occurrence du brouillard et tirer des conclusions significatives. Ainsi, une étude systématique de la prévision du brouillard avec une investigation approfondie des causes des fausses alarmes (conditions initiales, etc.) peuvent aider à la détermination de la configuration du système de prévision (1D ou 3D). De plus, le modèle Méso-NH n'est pas doté actuellement d'un système d'assimilation pouvant être applicable à la couche limite stable. Ainsi, pour améliorer la qualité des conditions initiales, le développement de tel système d'assimilation dans le système de prévision proposé et retenu serait de grande utilité.

Lors des simulations des cas typiques, les résultats ont montré que la mise en place d'un système de prévision basé sur une configuration unidimensionnelle est très sensible aux conditions initiales ainsi qu'aux profils verticaux utilisés comme forçage externe. Ainsi, il serait judicieux d'explorer la piste d'applicabilité d'un modèle 1D associé à un système d'assimilation local pour mieux représenter les conditions météorologiques

locales et les conditions de surface pour le site choisi. Cette approche est utilisée en opérationnel à Météo-France dans trois aéroports. Bergot et al. (2005) ont montré l'apport de cette solution à l'amélioration de la prévision des conditions LVP sur l'aéroport de Paris Charles de Gaulle. De plus, la Direction de la Météorologie Marocaine vient d'acquiescer un système d'observation local qui a été installé sur l'aéroport Mohamed V. Ce système consiste en un mât de 20m de hauteur où les mesures de la température et l'humidité relative sont effectuées à 1m, 5m, 10m et 20m. Les mesures de rayonnement solaire et infrarouge sont effectuées à 2m et 20m. Les mesures dans le sol de la température et du contenu en eau liquide sont effectuées à -5cm, -10cm, -20cm, -50cm et -100cm. L'exploitation de ces mesures sera certainement de grande utilité pour mieux comprendre et simuler le brouillard à l'aéroport Mohamed V. Une initialisation précise à partir du système d'observation local associé à un système de prévision 1D pourrait mieux prévoir l'occurrence du type radiatif. Pour les cas d'advection-rayonnement, si l'advection d'humidité liée à la brise de mer au cours de l'après-midi est prise en compte dans les conditions initiales, le système de prévision 1D pourrait bien simuler le brouillard. Pour les cas de brouillard résultant d'affaissement de stratus, plusieurs facteurs interviennent lors de sa phase de formation et en particulier des processus d'advection de nuages bas. Ceci rendra difficile la prévision de tels épisodes à l'aide d'un système unidimensionnel.

Bibliographie

- Arakawa, A. et Mesinger, F. Numerical methods used in atmospheric models, volume 1. In *Global Atmospheric Research Program World Meteorological Organization, Geneva (Switzerland).*, volume 1, 1976.
- Arya, P. *Introduction to micrometeorology*, volume 79. Academic press, 2001.
- Baars, J., Witiw, M., Al-Habash, A., et Ramaprasad, J. Determining fog type in the Los Angeles basin using historic surface observation data. In *Proc. 16th Conf. on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences*, Lon Beach, 2003. CA, American Meteorology Society. CD-ROM, J3.8.
- Ballard, S., Golding, B., et Smith, R. Mesoscale model experimental forecasts of the haar of northeast scotland. *Monthly Weather Review*, 119(9) :2107–2123, 1991.
- Bari, D., Bergot, T., et El Khelifi, M. Numerical study of a coastal fog event over casablanca, morocco. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141 : 1894–1905, 2015. DOI :10.1002/qj.2494.
- Belamari, S. Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes. *MERSEA IP Deliverable, D, 4(2) :29*, 2005.
- Bell, M., Davis, D., et Fletcher, T. A retrospective assessment of mortality from the london smog episode of 1952 : the role of influenza and pollution. *Environmental Health Perspectives*, 112(1) :6, 2004.
- Bendix, J. A satellite-based climatology of fog and low-level stratus in germany and adjacent areas. *Atmospheric Research*, 64(1) :3–18, 2002.
- Benoualidi, S. et Rhilmane, J. Brouillard à Nouasseur : Evaluation de la prévision humaine et apport de la modélisation à l'aide d'un modèle 1D forcé par des champs méso-échelle. Technical report, Ecole Hassania des Travaux Publics, 2013. Rapport de stage de fin d'études.
- Bergot, T. et Guedalia, D. Numerical forecasting of radiation fog. part i : Numerical model and sensitivity tests. *Monthly Weather Review*, 122(6) :1218–1230, 1994.
- Bergot, T., Carrer, D., Noilhan, J., et Bougeault, P. Improved site-specific numerical prediction of fog and low clouds : A feasibility study. *Weather and Forecasting*, 20 : 627–646, 2005.

- Bergot, T., Escobar, J., et Masson, V. Effect of small-scale surface heterogeneities and buildings on radiation fog : Large-eddy simulation study at paris-charles de gaulle airport. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2014. doi : 10.1002/qj.2358.
- Bott, A. et Trautmann, T. Pafog—a new efficient forecast model of radiation fog and low-level stratiform clouds. *Atmospheric Research*, 64(1) :191–203, 2002.
- Bougeault, P. et Lacarrere, P. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Monthly Weather Review*, 117(8) :1872–1890, 1989.
- Bremnes, J. et Michaelides, S. Probabilistic visibility forecasting using neural networks. *Pure and Applied Geophysics*, 164(6-7) :1365–1381, 2007.
- Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., et Geleyn, J.-F. Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the arpege/aladin nwp system. *Monthly Weather Review*, 123(2) :515–535, 1995.
- Capon, R., Tang, Y., Clark, P., et Forbes, R. A 3d high resolution model for local fog prediction. In *NetFAM/COST 722 workshop on cloudy boundary layer, Toulouse, France*, 2007.
- Cermak, J. et Bendix, J. Dynamical nighttime fog/low stratus detection based on meteosat seviri data : A feasibility study. In *Fog and Boundary Layer Clouds : Fog Visibility and Forecasting*, pages 1179–1192. Springer, 2007.
- Cermak, J. et Bendix, J. A novel approach to fog/low stratus detection using meteosat 8 data. *Atmospheric Research*, 87(3) :279–292, 2008.
- Choi, H. et Speer, M. The influence of synoptic-mesoscale winds and sea surface temperature distribution on fog formation near the korean western peninsula. *Meteorological Applications*, 13(04) :347–360, 2006.
- Clark, P. et Hopwood, W. One-dimensional site-specific forecasting of radiation fog. part i : Model formulation and idealised sensitivity studies. *Meteorological Applications*, 8 (03) :279–286, 2001.
- Croft, P., Pfof, R., Medlin, J., et Johnson, G. Fog forecasting for the southern region : A conceptual model approach. *Weather and Forecasting*, 12(3) :545–556, 1997.
- Cuxart, J. et Jiménez, M. Deep radiation fog in a wide closed valley : Study by numerical modeling and remote sensing. *Pure and Applied Geophysics*, 169(5-6) :911–926, 2012.
- Cuxart, J., Bougeault, P., et Redelsperger, J. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126 (562) :1–30, 2000.
- De Villiers, M. et Van Heerden, J. Fog at abu dhabi international airport. *Weather*, 62 : 209–214, 2007.
- Dee, D., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A., de Berg, L. V., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger,

- L., Healy, S., Hersbach, H., Holm, E., Isaksen, L., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A., Monge-Sanz, B., Morcrette, J., Park, B., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J., et Vitart, F. The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137 :553–597, 2011.
- Diao, X. Main features of sea fog on qingdao and its neighbouring sea areas. *Marine Science Bulletin-Tianjin*, 15 :87–91, 1996.
- Dirmeyer, P. et Brubaker, K. Contrasting evaporative moisture sources during the drought of 1988 and the flood of 1993. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 104(D16) :19383–19397, 1999.
- Dupont, J., Haeffelin, M., Protat, A., Bouniol, D., Boyouk, N., et Morille, Y. Stratus–fog formation and dissipation : A 6-day case study. *Boundary-Layer Meteorology*, 143(1) : 207–225, 2012.
- Durrán, D. Improving the anelastic approximation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(11) :1453–1461, 1989.
- Duynkerke, P. Radiation fog : A comparison of model simulation with detailed observations. *Monthly Weather Review*, 119 :324–341, 1991.
- Fabbian, D., Dear, R. D., et Lellyett, S. Application of artificial neural network forecasts to predict fog at canberra international airport. *Weather and Forecasting*, 22(2) :372–381, 2007.
- Fedorova, N., Levit, V., et Fedorov, D. Fog and stratus formation on the coast of brazil. *Atmospheric Research*, 87 :268–278, 2008.
- Findlater, J., Roach, W., et McHugh, B. The haar of north-east scotland. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115(487) :581–608, 1989.
- Fu, G., Li, P., Crompton, J., Guo, J., Gao, S., et Zhang, S. An observational and modeling study of a sea fog event over the yellow sea on 1 august 2003. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 107(3-4) :149–159, 2010.
- Gadher, D. et Baird, T. Airport dash as the fog lifts. *The Sunday Times*, 2006. posted online 24 December 2006. [Available online at www.timesonline.co.uk/tol/news/uk/article1264290.ece.]
- Gal-Chen, T. et Somerville, R. On the use of a coordinate transformation for the solution of the navier-stokes equations. *Journal of Computational Physics*, 17(2) :209–228, 1975.
- Gao, S., Lin, H., Shen, B., et Fu, G. A heavy sea fog event over the yellow sea in march 2005 : Analysis and numerical modeling. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24 :65–81, 2007.
- George, J. Fog. *Compendium of meteorology*, pages 1179–1189, 1951.
- Gheusi, F. et Stein, J. Lagrangian description of airflows using eulerian passive tracers. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(579) :337–360, 2002.

- Gultepe, I., Tardif, R., Michaelides, S., Cermak, J., Bott, A., and MD Müller, J. B., Pagowski, M., Hansen, B., Ellrod, G., Jacobs, W., Toth, G., et Cober, S. Fog research : A review of past achievements and future perspectives. *Pure and Applied Geophysics*, 164 :1121–1159, 2007.
- Heo, K., Ha, K., Mahrt, L., et Shim, J. Comparison of advection and steam fogs : From direct observation over the sea. *Atmospheric Research*, 98(2) :426–437, 2010.
- Houssos, E., Lolis, C., et Bartzokas, A. The main characteristics of atmospheric circulation associated with fog in greece. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9 :1857–1869, 2009.
- Houssos, E., Lolis, C., Gkikas, A., Hatzianastassiou, N., et Bartzokas, A. On the atmospheric circulation characteristics associated with fog in Ioannina, north-western Greece. *International Journal of Climatology*, 32 :1847–1862, 2011.
- Kim, C. et Yum, S. Local meteorological and synoptic characteristics of fogs formed over incheon international airport in the west coast of korea. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27(4) :761–776, 2010.
- Kolmogorov, A. The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large reynolds numbers. In *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, pages 299–303, 1942.
- Koracin, D., Lewis, J., Thompson, W., Dorman, C., et Businger, J. Transition of stratus into fog along the California coast : Observations and modeling. *Journal of Atmospheric Science*, 58 :1714–1731, 2001.
- Koracin, D., Businger, J., Dorman, C., et Lewis, J. Formation, evolution, and dissipation of coastal sea fog. *Boundary-Layer Meteorology*, 117(3) :447–478, 2005.
- Koziara, M., Renard, R., et Thompson, W. Estimating marine fog probability using a model output statistics scheme. *Monthly Weather Review*, 111(12) :2333–2340, 1983.
- Kurihara, Y., Tuleya, R., et Bender, M. The gfdl hurricane prediction system and its performance in the 1995 hurricane season. *Mon. Wea. Rev.*, 126 :1306–1322, 1998.
- Lafore, J., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérelil, P., Mascart, P., et Masson, V. The meso-nh atmospheric simulation system. part i : adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, 16(1) : 90–109, 1998.
- Leipper, D. Fog on the us west coast : A review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75(2) :229–240, 1994.
- Lewis, J., Koracin, D., Rabin, R., et Businger, J. Sea fog off the california coast : Viewed in the context of transient weather systems. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 108(D15), 2003.
- Lewis, J., Koracin, D., et Redmond, K. Sea fog research in the united kingdom and united states : A historical essay including outlook. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3) :395–408, 2004.

- Masbou, M. *LM-PAFOG : a new three-dimensional fog forecast model with parametrised microphysics*. PhD thesis, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II, 2008.
- Masson, V. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology*, 94(3) :357–397, 2000.
- Masson, V., Champeaux, J., Chauvin, F., Meriguet, C., et Lacaze, R. A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16(9) :1261–1282, 2003.
- Menut, L., Mailler, S., Dupont, J., Haeffelin, M., et Elias, T. Predictability of the meteorological conditions favourable to radiative fog formation during the 2011 parisfog campaign. *Boundary-Layer Meteorology*, 150(2) :277–297, 2014.
- Meyer, M. et Lala, G. Climatological aspects of radiation fog occurrence at Albany, New York. *Journal of Climate*, 3 :577–586, 1990.
- Mironov, D., Golosov, S., Heise, E., Kourzeneva, E., Ritter, B., Sceider, N., et Terzhevik, A. Flake-a lake model for environmental applications. In *Proc. of the 9th Workshop on Physical Processes in Natural Waters*, pages 4–6, 2005.
- Mlawer, E., Taubman, S., Brown, P., Iacono, M., et Clough, S. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 102(D14) :16663–16682, 1997.
- Müller, M., Schmutz, C., et Parlow, E. A one-dimensional ensemble forecast and assimilation system for fog prediction. *Pure and Applied Geophysics*, 164(6-7) : 1241–1264, 2007.
- Müller, M., Masbou, M., et Bott, A. Three-dimensional fog forecasting in complex terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(653) :2189–2202, 2010.
- Morcrette, J. Radiation and cloud radiative properties in the european centre for medium range weather forecasts forecasting system. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 96(D5) :9121–9132, 1991.
- Muraca, G., MacIver, D., Urquizo, N., et Auld, H. The climatology of fog in canada. In *Proceedings of the 2nd International Conference on Fog and Fog Collection*, pages 513–516, 2001.
- Musson-Genon, L. Numerical simulation of a fog event with a one-dimensional boundary layer model. *Monthly Weather Review*, 115(2) :592–607, 1987.
- Noilhan, J. et Mahfouf, J. The isba land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13(1) :145–159, 1996.
- Oliver, D., Lewellen, W., et Williamson, G. The interaction between turbulent and radiative transport in the development of fog and low-level stratus. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(2) :301–316, 1978.
- Pagowski, M., Gultepe, I., et King, P. Analysis and modeling of an extremely dense fog event in southern ontario. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1) :3–16, 2004.

- Petterssen, S. *Weather Analysis and Forecasting*. McGraw-Hill Book Company, Inc.; New York, 1940.
- Pilié, R., Mack, E., Kocmond, W., Rogers, C., et Eadie, W. The life cycle of valley fog. part i : Micrometeorological characteristics. *Journal of Applied Meteorology*, 14(3) : 347–363, 1979.
- Pinty, J. et Jabouille, P. A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. In *Conf. on Cloud Physics*, pages 217–220, 1998.
- Pu, M., Zhang, G., Yan, W., et Li, Z. Features of a rare advection-radiation fog event. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 51(7) :1044–1052, 2008.
- Radnóti, G. Comments on “a spectral limited-area formulation with time-dependent boundary conditions applied to the shallow-water equations”. *Monthly Weather Review*, 123(10) :3122–3123, 1995.
- Redelsperger, J. et Sommeria, G. Méthode de représentation de la turbulence d'échelle inférieure à la maille pour un modèle tri-dimensionnel de convection nuageuse. *Boundary-Layer Meteorology*, 21(4) :509–530, 1981.
- Remy, S. *Prévision locale des faibles visibilitées pour l'aéronautique*. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Septembre 2009. Thèse de Doctorat disponible sur le lien <http://thesesups.ups-tlse.fr/839/>.
- Roach, W., Brown, R., Caughey, S., Garland, J., et Readings, C. The physics of radiation fog : I—a field study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(432) : 313–333, 1976.
- Roquelaure, S., Tardif, R., Remy, S., et Bergot, T. Skill of a ceiling and visibility Local Ensemble Prediction System (LEPS) according to fog-type prediction at Paris-Charles de Gaulle airport. *Weather and Forecasting*, 24 :1511–1523, 2009.
- Ryznar, E. Advection-radiation fog near Lake Michigan. *Atmospheric Environment*, 11 : 427–430, 1977.
- Schär, C. et Wernli, H. Structure and evolution of an isolated semi-geostrophic cyclone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 119(509) :57–90, 1993.
- Setiono, R., Pan, S., Hsieh, M., et Azcarraga, A. Automatic knowledge extraction from survey data : Learning M-of-N constructs using a hybrid approach. *Journal of the Operational Research Society*, 56 :3–14, 2005.
- Sharma, S. *Applied multivariate techniques*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1995.
- Stein, J., Richard, E., Lafore, J., Pinty, J., Asencio, N., et Cosma, S. High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parameterization. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 72(2-4) :203–221, 2000.
- Steyn, A., Smit, F., Toit, S. D., et Strasheim, C. *Modern Statistics in Practice*. J. L. Van Schaik, 1994. 761pp.

- Stohl, A. et James, P. A lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. part i : Method description, validation, and demonstration for the august 2002 flooding in central europe. *Journal of Hydrometeorology*, 5(4) :656–678, 2004.
- Stolaki, S., Kazadzis, S., Foris, D., et Karacostas, T. Fog characteristics at the airport of Thessaloniki, Greece. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9 :1541–1549, 2009.
- Tag, P. et Peak, J. Machine learning of maritime fog forecast rules. *Journal of Applied Meteorology*, 35(5) :714–724, 1996.
- Tardif, R. The impact of vertical resolution in the explicit numerical forecasting of radiation fog : A case study. *Pure and Applied Geophysics*, 164(6-7) :1221–1240, 2007.
- Tardif, R. et Rasmussen, R. Event-based climatology and typology of fog in the New York City region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46 :1141–1168, 2007.
- Tardif, R. et Rasmussen, R. Process-oriented analysis of environmental conditions associated with precipitation fog events in the New York City region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47 :1681–1703, 2008.
- Taylor, G. The formation of fog and mist. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 43 :241–268, 1917.
- Terradellas, E. et Cano, D. Implementation of a single-column model for fog and low cloud forecasting at central-spanish airports. *Pure and applied geophysics*, 164(6-7) : 1327–1345, 2007.
- Tibshirani, R., Walther, G., et Hastie, T. Estimating the number of clusters in a data set via the gap statistic. *Journal of the Royal Statistical Society*, 63 :411–423, 2001.
- Van Schalkwyk, L. et Dyson, L. Climatological characteristics of fog at Cape Town International airport. *Weather and Forecasting*, 28 :631–646, 2013.
- Westcott, N. et Kristovich, D. A climatology and case study of continental cold season dense fog associated with low clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(11) :2201–2214, 2009.
- WMO. *International meteorological vocabulary*. WMO Publication 182, World Meteorological Organization : Geneva, Switzerland, 1992.
- WMO. *Recommendations for the verification and intercomparison of QPFS and PQPFS from operational NWP models*. WMO Publication TD 1485, World Meteorological Organization : Geneva, Switzerland, 2008.
- Wong, W. et Lai, E. Numerical simulation of fog using non-hydrostatic nwp model with third-order turbulence closure. *Journal of Hydro-environment Research*, 4(2) :131–141, 2010.
- Yang, D., Ritchie, H., Desjardins, S., Pearson, G., MacAfee, A., et Gultepe, I. High-resolution gem-lam application in marine fog prediction : Evaluation and diagnosis. *Weather and Forecasting*, 25(2) :727–748, 2010.
- Zhou, B. et Du, J. Fog prediction from a multimodel mesoscale ensemble prediction system. *Weather and Forecasting*, 25(1) :303–322, 2010.

Acronymes

ALADIN	Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational
AROME	Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle
CEPMMT	Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
ECUME	Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates
FAR	False Alarm Ratio
ISBA	Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere
LVP	Low Visibility Procedure
MSG	Meteosat Second Generation
MSLP	Mean Sea Level Pressure
POD	Probability of Detection
RMSE	Root Mean Square Error
RRTM	Rapid Radiation Transfer Model
RVR	Runway Visual Range
SST	Sea Surface Temperature
SURFEX	SURFace EXternalized
TAF	Terminal Aerodrome Forecast
TEB	Town Energy Balance
WMO	World Meteorological Organization

Table des figures

2.1	<i>(a) Caractéristiques topographiques de la région du Grand Casablanca. (b) Caractéristiques physiographiques de la région GCB et la position des deux stations synoptiques utilisées.</i>	23
2.2	<i>Exemple schématique de la détermination d'un événement de brouillard</i> . .	25
2.3	<i>Domaine utilisé pour la classification des situations synoptiques.</i>	27
2.4	<i>Algorithme original de Tardif et Rasmussen (2007)</i>	28
2.5	<i>Distribution de la fréquence du type indéterminé pour divers seuils de la hauteur de la base du nuage au noeud 6 en fonction de ceux du noeud 2 de l'algorithme de classification (Figure 2.6).</i>	30
2.6	<i>Version adaptée de l'algorithme développé par Tardif et Rasmussen (2007). Les types des événements de brouillard mentionnés sur le graphe : radiatif (RAD), advection-rayonnement (ADV-RAD), affaissement de la base du nuage (CBL), advection (ADV), et indéterminé (UNK).</i>	32
2.7	<i>Diagramme schématisant les définitions et les concepts adoptés pour caractériser la classification spatiale des événements de brouillard en deux catégories (isolé et étendu).</i>	34
2.8	<i>La distribution de la pression MSLP à 0000UTC représentant les quatre classes typiques des situations synoptiques issues de la technique « K-means cluster » : (a) classe L : situation cyclonique intéressant le sud de l'Europe et l'anticyclone est centré sur l'Atlantique, (b) classe H : situation anticyclonique, (c) classe SLPA : situation avec faible gradient isobarique, et (d) classe ST : thalweg saharien associé à la dépression au sud de la région GCB. Le carré indique la région GCB.</i>	36
2.9	<i>Roses du vent à GMMC (à gauche) et à GMMN (à droite) : au cours de l'après-midi avant l'occurrence des événements (en haut) et au moment d'occurrence des événements de brouillard (en bas) sur la période 2001-2009.</i>	37
2.10	<i>Boîtes à moustache représentant la distribution mensuelle de la différence entre la température à 2m (T2m) aux deux stations synoptiques (GMMC et GMMN) et la réanalyse de la SST au point de grille le plus proche à la station côtière GMMC, au cours de l'après-midi pour les journées avec et sans brouillard sur la période 2001-2009.</i>	38

2.11	<i>La distribution de l'heure de formation du brouillard (en haut) et celle de sa dissipation (en bas) en fonction de son occurrence au cours de la journée et au cours de l'année à GMMC (à gauche) et à GMMN (à droite). Le lever et le coucher du soleil sont représentés respectivement par des traits verticaux. Les fréquences horaires et mensuelle sont représentées par des histogrammes à droite et en haut. La série couvre la période de 2001 à 2009.</i>	41
2.12	<i>Boîtes à moustaches représentant la distribution : (a) de la durée des événements du brouillard, (b) du nombre d'heures entre le moment d'occurrence et le lever du soleil, (c) du nombre d'heures entre le moment de dissipation et le lever du soleil, et (d) de la visibilité minimale enregistrée au cours des événements de brouillard. Les distributions sont représentées pour les types RAD, ADV-RAD et CBL aux deux stations GMMC (gris) et GMMN (blanc). Les traits inférieur et supérieur de la boîte à moustaches représentent respectivement le premier et le troisième quartile ($Q_1 = 25\%$ et $Q_3 = 75\%$). Le trait horizontal au sein de la boîte indique la médiane ($Q_2 = 50\%$). La moustache inférieure correspond à la valeur minimale et la moustache supérieure correspond à la valeur maximale.</i>	43
2.13	<i>Roses du vent de la climatologie globale du vent à GMMC (à gauche) et à GMMN (à droite) sur la période 2001-2009.</i>	45
3.1	<i>(a) Système de coordonnées verticale de Gal-Chen et Somerville (1975), et (b) Grille C d'Arakawa et Mesinger (1976).</i>	76
3.2	<i>Exemple de modèles emboîtés</i>	77
3.3	<i>Vue schématique de la longueur de mélange de Bougeault et Lacarrere (1989)</i>	80
3.4	<i>Position des deux domaines utilisés pour la simulation numérique tridimensionnelle</i>	83
3.5	<i>Images de différence de température de brillance entre les canaux IR3.9μm et IR10.8μm dérivées des données MSG couvrant la phase de formation ((a) 2000UTC, (b) 2100UTC et (c) 2200UTC), la phase de maturité ((d) 0000UTC, (e) 0300UTC et (f) 0600UTC), et les images dérivées des données MSG selon l'approche de Cermak and Bendix (2008) couvrant la période de dissipation ((g) 0900UTC, (h) 1000UTC et (i) 1100UTC). L'axe AB sur la figure (a) sera utilisé ultérieurement pour les coupes verticales.</i>	87
3.6	<i>Le vent à 10m superposé au contenu en eau liquide à 2m à 2100UTC (colonne gauche), 0000UTC (colonne centre) et 1000UTC (colonne droite) issus de MNH5 (en haut) et MNH1 (en bas).</i>	89
3.7	<i>Coupe verticale du vent superposé au contenu en eau liquide (LWC) au cours de la phase de formation ((a) 2000UTC, (b) 2100UTC et (c) 2200UTC), la phase de maturité ((d) 0000UTC, (e) 0300UTC et (f) 0600UTC), et la phase de dissipation ((g) 0900UTC, (h) 1000UTC et (i) 1100UTC).</i>	90
3.8	<i>Evolution temporelle de l'humidité relative (%), de la vitesse du vent ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et de la température de l'air ($^{\circ}\text{C}$) à la station côtière GMMC et à la station aéroportuaire GMMN. Les courbes représentent : l'observation (cercle plein), la simulation numérique 3D de référence (carré vide), et les simulations numériques 1D initialisées et forcées par les sorties du modèle MNH1 (cercle vide) et MNH5 (triangle vide).</i>	92

3.9	<i>Evolution temporelle du (en haut) contenu en eau liquide LWC ($g.m^{-3}$), (au milieu) du refroidissement radiatif ($10^{-3}K.s^{-1}$), et (en bas) de l'énergie cinétique turbulente TKE ($m^2.s^{-2}$) pour la simulation numérique 1D débutant à 1800UTC (1D-MNH5) à GMMC (à gauche) et à GMMN (à droite).</i>	94
3.10	<i>Evolution temporelle du contenu en eau liquide LWC ($g.m^{-3}$) pour la simulation numérique 1D débutant à 1800UTC (1D-FRes) : (a) à la station côtière GMMC, et (b) à la station aéroportuaire GMMN.</i>	97
3.11	<i>Evolution temporelle du contenu en eau liquide LWC ($g.m^{-3}$) pour la simulation numérique 3D à faible résolution verticale (3D-FRes) débutant à 1800UTC (3D-FRes) : (a) à la station côtière GMMC, et (b) à la station aéroportuaire GMMN.</i>	98
3.12	<i>Profils verticaux de la température à 0000UTC le 22/01/2008 à GMMC issus de : l'observation (carré noir plein), la simulation 1D-FRes (cercle rouge plein), la simulation 1D-HRes (losange vert plein), la simulation 3D de référence à haute résolution verticale REF3D (triangle bleu plein), et la simulation 3D à faible résolution verticale 3D-FRes (étoile en magenta).</i>	99
3.13	<i>La distribution de la pression MSLP issue des archives ERA-Interim du CEPMMT représentant l'évolution de la situation synoptique au cours du cycle de vie de l'événement de brouillard de la nuit du 23-24 Décembre 2013 : (a) le 23/12/2013 à 1200UTC, (b) le 23/12/2013 à 1800UTC, (c) le 24/12/2013 à 0000UTC et (d) le 24/12/2013 à 0600UTC.</i>	114
3.14	<i>Evolution temporelle des observations météorologiques conventionnelles (du haut en bas) : hauteur de la base du nuage le plus bas (m), visibilité horizontale (km), direction du vent à 10m ($1/10^\circ$), vitesse du vent (ms^{-1}), et la température à 2m ($^\circ C$), pour les stations GMMC (trait discontinu) et GMMN (trait continu) au cours de la période du 23/12/2013 à 0000UTC jusqu'au 24/12/2013 à 1200UTC. Les traits verticaux indiquent les moments d'occurrence et de dissipation du brouillard à GMMC (trait discontinu) et GMMN (trait continu). Les traits horizontaux sur le graphe de la visibilité horizontale indiquent les seuils du brouillard (1km en trait pointillé) et de la brume (5km en trait tireté). Le lever et le coucher du soleil sont aussi indiqués.</i>	115
3.15	<i>Séquence des images de produits dérivés des données satellitaires (différence de la température de brillance - BTD) à (a) 2100UTC le 23/12/2013, à (b) 0000UTC et (c) 0600UTC le 24/12/2013.</i>	116
3.16	<i>Le vent à 10m superposé au contenu en eau liquide à 2m (LWC-2m) à 2100UTC (colonne gauche), à 0000UTC (colonne centre) et à 0600UTC (colonne droite) issus de MNH5 (en haut) et MNH1 (en bas).</i>	117
3.17	<i>Le contenu intégré en eau liquide sur le premier kilomètre de la couche limite atmosphérique (LWP-1km) à 2100UTC (colonne gauche), à 0000UTC (colonne centre) et à 0600UTC (colonne droite) issus de MNH5 (en haut) et MNH1 (en bas).</i>	118
3.18	<i>Coupe verticale du vent superposé à LWC au cours de l'après-midi (1300UTC, 1500UTC, 1700UTC et 1900UTC), de la phase de formation (2100UTC), de la phase de maturité (2300UTC et 0100UTC), et de la phase de dissipation (0300UTC à GMMN, 0600UTC à GMMC).</i>	119

3.19	<i>Evolution temporelle de l'humidité relative à 2m (%), de la direction du vent à 10m (°), de la vitesse du vent à 10m ($m.s^{-1}$) et de la température à 2m (°C) au cours de la simulation numérique du 23/12/2013 à 1200UTC jusqu'au 24/12/2013 à 0600UTC aux deux stations synoptiques GMMC et GMMN, superposées aux observations. Les sorties sont issues des diverses expériences : REFEXP, SSTM, SSTP, URBAN et NORELIEF (Table 3.4).</i>	121
3.20	<i>Coupe verticale du vent superposé à LWC au cours la phase de formation (2100UTC), la phase de maturité (0100UTC), et la phase de dissipation (0600UTC GMMC) pour les simulations SSTM (en haut) et SSTP (en bas).</i>	123
3.21	<i>Le vent à 10m superposé au contenu en eau liquide à 2m issus de l'expérience NORELIEF à 2100UTC, 0000UTC et 0600UTC.</i>	124
3.22	<i>Le vent à 10m superposé au contenu en eau liquide à 2m issus de l'expérience URBAN à 2100UTC, 0000UTC et 0600UTC.</i>	125
3.23	<i>Rétro-trajectoires issues de GMMC et GMMN à 2m (en rouge), 10m (en bleu), 50m (en vert) et 100m (en noir) le 23/12/2013 à 2100UTC</i>	126
3.24	<i>Evolution temporelle du rapport de mélange de vapeur (r_v), des températures de l'air (T), du point de rosée (T_d) et de la surface de la mer (SST), et l'altitude de la position de la particule d'air au cours de son déplacement le long de la rétro-trajectoire jusqu'à sa position finale à 2m à 2100UTC le 23/12/2013 au-dessus (a) de la station côtière GMMC (située à 60m a.s.l) et (b) de la station aéroportuaire GMMN (située à 200m a.s.l). Le trait vertical montre le moment où la particule rentre sur terre.</i>	127
3.25	<i>Evolution temporelle de l'humidité relative (%), de la vitesse du vent ($m.s^{-1}$) et de la température de l'air (°C) à la station côtière GMMC et à la station aéroportuaire GMMN. Les courbes représentent : l'observation (cercle plein), la simulation numérique 3D de référence (carré vide), et les simulations numériques 1D initialisées et forcées par les sorties du modèle MNH1 (cercle vide) et MNH5 (triangle vide).</i>	129
3.26	<i>Evolution temporelle du (en haut) refroidissement radiatif ($10^{-3}K.s^{-1}$), et (en bas) de l'énergie cinétique turbulente TKE ($m^2.s^{-2}$) pour la simulation numérique 1D débutant à 1200UTC (1D-MNH5) à GMMC (à gauche) et à GMMN (à droite).</i>	130
3.27	<i>Evolution temporelle de l'humidité relative (%), de la vitesse du vent ($m.s^{-1}$) et de la température de l'air (°C) à la station côtière GMMC et à la station aéroportuaire GMMN. Les courbes représentent : l'observation (cercle plein), et les simulations numériques 1D initialisées à 1800UTC et forcées par les sorties du modèle MNH1 (cercle vide) et MNH5 (triangle vide).</i>	132
4.1	<i>(a) Domaine de simulation avec 100×100 points de grille à pas de 5km, (b) Zoom sur le domaine d'étude représentant la région du Grand Casablanca avec 19×19 points de grille à pas de 5km. Les deux carrés réfèrent à la station côtière GMMC et à la station aéroportuaire GMMN.</i>	140
4.2	<i>Evolution temporelle du taux de couverture spatiale de la couche du brouillard prévu en fonction de l'échéance de prévision (en UTC). Les taux sont calculés (a) sur terre, (b) sur mer et (c) pour l'intégralité du domaine d'étude.</i>	146

4.3	<i>Taux de couverture spatiale de la couche de brouillard (%), calculé à la base des 13 simulations effectuées au cours de l'hiver 2013-2014, pour les échéances de prévision allant de 1800 UTC le 23/12/2013 à 1100 UTC le 24/12/2013.</i>	148
4.4	<i>Evolution temporelle des scores (Biais et RMSE débiaisé) en fonction de l'échéance de prévision (en temps UTC) pour les paramètres thermodynamiques suivants : (a) Température de l'air à 2m, (b) Humidité relative à 2m, et (c) Vitesse du vent à 10m.</i>	149
4.5	<i>Evolution temporelle des scores (Biais et RMSE débiaisé) en fonction de l'échéance de prévision (en temps UTC) pour les paramètres thermodynamiques suivants : (a) le refroidissement/réchauffement horaire ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$), et (b) l'humidification/assèchement horaire ($\%\cdot\text{h}^{-1}$)</i>	150

Liste des tableaux

2.1	<i>Distribution de l'occurrence des événements de brouillard en fonction de la classe de la hauteur de la base du nuage le plus bas (HBN) au cours de l'heure qui précède la formation de chaque événement au cours de la période (2001-2009).</i>	29
2.2	<i>Description et fréquence des situations météorologiques typiques issues de la classification objective.</i>	35
2.3	<i>Fréquence des types d'événements de brouillard (en nombre d'événements et pourcentage) aux deux stations et à la région GCB. Quelques détails sur la branche de l'algorithme, à partir du quelle est issu chaque événement, sont présentés.</i>	39
2.4	<i>Moyenne et écart type mensuelles de : l'humidité relative à l'heure arrondie au coucher du soleil RH_0 (%), la longueur de la nuit -LON- (hr) et τ-LON (hr) qui représente le temps en heures nécessaire pour atteindre la saturation par refroidissement radiative (τ) moins LON. Ces statistiques sont calculées sur la période de 9 ans (2001-2009).</i>	42
2.5	<i>Distribution des événements de brouillard des types ADV-RAD, RAD et CBL en fonction des tendances d'humidité spécifique (Δq) et d'humidité spécifique saturée (Δq_{sat}) observées au cours de l'heure précédant la formation des événements de brouillard.</i>	47
2.6	<i>Fréquence d'occurrence des catégories spatiales des événements de brouillard sur la période de 9 ans (2001-2009).</i>	48
2.7	<i>Distribution des types d'événements étendus selon leur occurrence aux deux stations synoptiques GMMN et GMMC</i>	49
3.1	<i>Mécanismes pris en compte dans la partie chaude du schéma ICE3</i>	79
3.2	<i>Les niveaux de la grille verticale stretchée utilisée au cours de cette étude.</i>	82
3.3	<i>Hauteurs (en m) des niveaux en dessous de 300m des grilles verticales utilisées.</i>	96
3.4	<i>Description des expériences de sensibilité</i>	120
3.5	<i>Caractéristiques du type "urbain" utilisé dans l'expérience UNIFCOVER.</i>	125
4.1	<i>Les événements de brouillard observés aux deux stations synoptiques GMMN et GMM au cours de l'hiver 2013-2014. Les heures de formation et de dissipation ainsi que les type de brouillard et leurs durées sont présentés.</i>	137

-
- 4.2 *Table de contingence à 2x2 dimensions. "1" signifie la présence du brouillard et "0" indique son absence. 139*
- 4.3 *Tableau récapitulatif du nombre d'heures avec brouillard dans l'observation et des scores de vérification de la qualité de prévision aux deux stations synoptiques GMMC et GMMN ainsi qu'au niveau de la région GCB. Les scores Biais, POD et FAR sont calculés en comparant, par plage de 6 heures reflétant les diverses périodes de la journée, la prévision du brouillard à l'observation pour les 13 simulations numériques. 141*
- 4.4 *Tableau récapitulatif des 13 simulations numériques au cours des journées avec brouillard ayant lieu au cours de l'hiver 2013-2014. Pour chaque événement de brouillard simulé, les heures de formation, de dissipation, la durée et les erreurs sur ses heures de début et de fin en comparaison avec l'observation sont mentionés. 144*

Résumé

Le brouillard est un phénomène météorologique très difficile à prévoir, même à très courte échéance, en raison de sa grande variabilité spatiale et temporelle qui est due à des interactions complexes entre divers processus physiques.

Dans cette thèse, les caractéristiques météorologiques locales et les processus synoptiques favorables aux brouillards sur la région du Grand Casablanca (Maroc) sont examinés à l'aide des observations horaires aux deux stations météorologiques permanentes de cette région côtière. Un algorithme de classification objectif est développé et utilisé pour classer les événements en des types de brouillard les plus rencontrés. Cette étude climatologique a mis en évidence que le brouillard a le plus souvent un caractère localisé et que le type d'advection-rayonnement est le plus fréquent sur la région, suivi des types d'affaissement de stratus et de rayonnement. Quand le brouillard intéresse simultanément les deux stations, la probabilité d'observer deux types différents est assez élevée. Les processus advectifs liés à la circulation de brise de mer au cours de l'après-midi, suivis de ceux radiatifs en début de nuit jouent un rôle important dans la formation du brouillard sur la région.

Des simulations numériques à l'aide du modèle Mésos-NH sont réalisées. Ces simulations ont confirmé que les processus physiques impliqués dans le cycle de vie du brouillard peuvent être différents selon la nature géographique de la surface. Elles ont aussi mis en évidence que la prévision numérique du brouillard en zone côtière est sensible à la température de la surface de la mer, à la topographie locale, et à l'occupation du sol. De plus, la prévision du brouillard côtier dépend fortement de la capacité du modèle à reproduire correctement la circulation de brise au cours de l'après-midi et les processus radiatifs en début de nuit.

Les simulations systématiques des cas de brouillard de l'hiver 2013-2014 ont montré la capacité du modèle Mésos-NH à reproduire l'occurrence du brouillard avec néanmoins un taux relativement élevé de fausses alarmes, en particulier à la station côtière.

Mots clés : Brouillard côtier, Couche limite atmosphérique, Algorithme de classification, Climatologie synoptique, Turbulence, Modèle Mésos-NH.

Abstract

The prediction of fog remains a challenge due to its time and space variability and to the complex interaction between the numerous physical processes influencing its life cycle.

During the first stage of this thesis, the local meteorological and synoptic characteristics of fog occurrence over the Grand Casablanca region (Morocco) are investigated. To achieve this, hourly surface meteorological observations, at two synoptic stations of this coastal region, are used. An objective fog-type classification has been developed in this work and used to discriminate the fog events into the well known types. This fog climatology points out that the fog is often localized and that it is predominantly of advection-radiation type, followed by fog resulting from cloud base lowering and radiation fog. Besides, two different fog types can occur when fog simultaneously concerns the two stations. The advective processes associated with sea breeze circulation during the daylight, followed by the radiative processes often leads to fog formation over this coastal region.

Numerical simulations are performed later using the meso-scale non-hydrostatic model Meso-NH. These simulations confirm that the physical processes, governing the life cycle of fog, can be different according to the physiographic features of the area. Moreover, the numerical prediction of coastal fog over heterogeneous area is very sensitive to sea surface temperature, land local topography and land cover. It also depends on the model's ability to reproduce the sea breeze circulation during the daylight followed by the radiative processes early in the night.

The systematic numerical simulations of the fog events that occurred during the winter 2013-2014 indicate the Meso-NH's ability to well capture the fog occurrence with a relatively high false alarm rate, particularly over the coastal station.

Key words : Coastal fog, Atmospheric boundary layer, Classification, Synoptic Climatology, Turbulence, Mésos-NH Model.