HAL
open science

SIMULATIONS NUMERIQUES DE L'ATMOSPHERE URBAINE AVEC LE MODELE SUBMESO : APPLICATION A LA CAMPAGNE CLU-ESCOMPTE SUR L'AGGLOMERATION DE MARSEILLE

Sylvie Leroyer

▶ **To cite this version:**

Sylvie Leroyer. SIMULATIONS NUMERIQUES DE L'ATMOSPHERE URBAINE AVEC LE MODELE SUBMESO : APPLICATION A LA CAMPAGNE CLU-ESCOMPTE SUR L'AGGLOMERATION DE MARSEILLE. Océan, Atmosphère. Ecole Centrale de Nantes (ECN); Université de Nantes, 2006. Français. NNT : . tel-00128672

HAL Id: tel-00128672

https://theses.hal.science/tel-00128672v1

Submitted on 2 Feb 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Autorisation HAL

HAL Authorization

Ecole Centrale de Nantes *Université de Nantes*

ÉCOLE DOCTORALE

MECANIQUE, THERMIQUE ET GENIE CIVIL

Année 2006 N° B.U. :

Thèse de DOCTORAT

Diplôme délivré conjointement par
L'École Centrale de Nantes et l'Université de Nantes

Spécialité : DYNAMIQUE DES FLUIDES ET DES TRANSFERTS

Présentée et soutenue publiquement par :

SYLVIE LEROYER

le 16 novembre 2006
à l'École Centrale de Nantes

SIMULATIONS NUMERIQUES DE L'ATMOSPHERE URBAINE AVEC LE MODELE SUBMESO : APPLICATION A LA CAMPAGNE CLU-ESCOMPTE SUR L'AGGLOMERATION DE MARSEILLE

JURY :

Président et Rapporteur :	Carlos BORREGO	Professeur, Departemento de Ambiente e Ordenamento, Universidade de Aveiro, Portugal
Rapporteur :	Jean-Pierre CHOLLET	Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble I
Examinateur :	Luc MUSSON-GENON	Ingénieur en Chef des Ponts et Chaussées, CEREA, Champs-sur-Marne
Examinateur :	Philippe THUNIS	Docteur en sciences physiques, chercheur au JRC, Ispra, Italie
Examinateur :	Patrice G. MESTAYER	Directeur de Recherche au CNRS, Ecole Centrale de Nantes et IRSTV, Nantes
Examinateur :	Isabelle CALMET	Maître de conférence, Ecole Centrale de Nantes

Directeur de thèse : Patrice G. MESTAYER
Co-encadrante : Isabelle CALMET
Laboratoire : Laboratoire de Mécanique des Fluides – UMR 6598 CNRS
Ecole Centrale de Nantes
BP 92101 – 44321 NANTES cedex 03

N°ED 0367xxx

REMERCIEMENTS

Cette thèse a été réalisée au sein du laboratoire de Mécanique des Fluides de l'Ecole Centrale de Nantes. Je souhaite avant tout formuler ma reconnaissance aux personnes qui m'ont accompagnée, de près ou de plus loin, dans sa réalisation.

Mes premiers remerciements s'adressent aux membres de mon jury de thèse qui ont accepté de s'intéresser de près à mes travaux, à Carlos Borrego et Jean-Pierre Chollet pour leur travail de rapporteur et à Luc Musson-genon et Philippe Thunis pour leur participation active en qualité d'examinateur.

Ma profonde reconnaissance va à mes deux directeurs de thèse qui m'ont permis d'évoluer dans ma pensée scientifique et de renforcer mes connaissances. Ces années n'auraient pas été aussi enrichissantes sans l'encadrement d'Isabelle Calmet et les discussions que nous avons eues, je la remercie sincèrement pour ce partage d'idées quotidien, de solutions aux méchants bugs, et pour son expérience toujours utile (et pour son accent chantant dès le matin !). Je remercie Patrice Mestayer pour son encadrement me laissant à la fois la liberté d'avancer dans mes travaux mais en me posant toujours les bonnes questions et en me formulant des remarques qui m'ont permis d'aller plus loin.

Un grand merci à Sylvie Cautenet, Bertrand Carissimo et Jean-François Sini pour avoir participé à mes réunions de suivi de thèse au cours desquelles ils m'ont apporté un avis plus objectif sur mon travail et des idées émanant de leur propre expérience.

Je remercie également le personnel du laboratoire de Mécanique des Fluides pour son accueil, et en particulier à Aline et à Jean-Michel, notamment pour nos discussions côté expérimental.

L'équipe a vu ses membres « jeunes chercheurs » (où est la limite me direz-vous…disons « non-permanents ») renouvelés au cours de mes années d'Allocataire de Recherche, laissant une trace importante dans ma vie de thésarde, que ce soit pour le petit repas du RU ou pour les précieux petits conseils de vécu…scientifique et numérique… Je remercie Nathalie Long qui a partagé mon bureau pendant un peu plus de deux ans, et, outre nos grandes réflexions spirituelles sur « la vie » et nos parties enragées de badminton, nos discussions à mi-chemin entre les sciences physiques et la géographie ont été particulièrement utiles et éclairantes…Je remercie aussi Alexandru, Thibault, Reneta, Marcin et Sacha. Merci aussi à Olivier pour ses passionnants récits de voile…

Merci également à Kéo, de l'INSA de Rennes où j'ai passé ma dernière année de thèse pour un poste d'ATER, qui a partagé avec moi l'étape de fin de thèse, au milieu des spécialistes du béton armé…oups !

Ces années ont certes passé vite mais l'aboutissement de ce travail paraissait par moments à des années lumière… et je remercie chaleureusement les membres de ma famille (et de ma belle-famille…) pour leur soutien dans les moments de doute. Merci à mes parents pour m'avoir toujours accueillie à bras ouverts lorsque le retour aux sources s'est fait ressentir…

Un énorme merci à mes amis de longue date qui ont toujours su m'encourager et m'apporter leur bonne humeur, aux « anciens » du Littré et en particulier à Delphine et Cécile pour leur soutien continu.

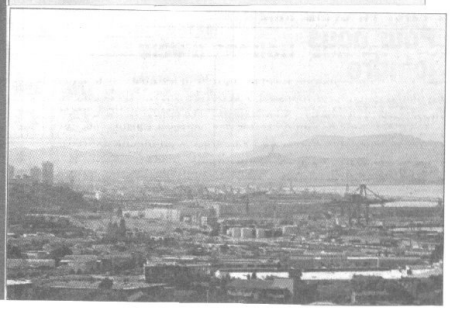
Mon remerciement le plus attentionné s'adresse à Antoine, mon 'coach' de thèse privé, pour sa confiance et pour avoir toujours veillé à chasser les idées noires autour de moi…

La Provence
Jeudi 21 Août 2003 3

POLLUTION A L'OZONE

Au 50e jour, la crainte s'amplifie

► Alors que la région a dépassé de quatre jours (50) le record national de dépassement du seuil de recommandation de la pollution à l'ozone, le collectif de défense de l'environnement Ecoforum continue à se mobiliser pour dénoncer "*le manque de moyens dont souffrent les associations de contrôle de la qualité de l'air*". Ses porte-parole souhaitent également "*une uniformisation sur la façon de contrôler les pics et une homogénéisation des mesures préfectorales pour les limiter*". Ils aborderont l'ensemble de ces questions, ainsi que d'autres thèmes liés à la canicule, comme la sécheresse ou le problème de la production énergétique lors d'une réunion prévue demain, à 10h30, au siège du collectif, 31, rue Saint-Bazile, Marseille (1er). Photo Sophie SPITERI



Crédit : notre-planete.info

Le Programme de Surveillance Air et Santé (PSAS-9)(1) - coordonné par l'Institut de veille sanitaire – publie dans la revue scientifique internationale « Environmental Health Perspectives » un article(2) présentant l'analyse des effets de la pollution atmosphérique photo-chimique pendant la vague de chaleur de l'été 2003 dans neuf villes françaises (Bordeaux, Le Havre, Lille, Lyon, Marseille, Paris, Rouen, Strasbourg et Toulouse).

A la suite de la vague de chaleur de l'été 2003, l'objectif du programme(3) était d'actualiser les relations estimées antérieurement entre la pollution atmosphérique photo-chimique, dont l'ozone est un indicateur, et le risque de décès à court terme(4). En effet, pendant la vague de chaleur de l'été 2003, des niveaux élevés de ce polluant ont été observés en France, conjointement à de fortes températures.

Dans cet article, les auteurs présentent des résultats concernant l'impact sanitaire de l'ozone pour la période du 3 au 17 août 2003, période majeure de la vague de chaleur : pour les neuf villes, 379 décès supplémentaires sont ainsi attribuables à la pollution observée, par comparaison à la même période des trois années précédentes. Pour la même période, l'excès de risque de mortalité lié conjointement à la température et à l'ozone ainsi que la part relative de chacun des deux facteurs dans cet effet conjoint ont été estimés.

Les résultats diffèrent selon les villes. Pour les agglomérations où la surmortalité a été importante lors de la vague de chaleur (Paris et Lyon), l'ozone a joué un rôle minoritaire par rapport à celui des températures dans l'impact sanitaire (respectivement 7,3 et 2,6 %). Dans les autres villes, les résultats sont plus hétérogènes : l'ozone a un effet minoritaire (moins de 35 %) dans deux villes (Bordeaux et Rouen), majoritaire (plus de 75 %) dans deux autres (Strasbourg et Toulouse) et comparable (entre 40 et 60 %) à celui des températures dans les trois autres villes (Lille, Le Havre et Marseille). Ces résultats dépendent des niveaux atteints dans chaque ville par les deux facteurs étudiés mais également des risques estimés localement. Par ailleurs, il semble que l'effet des températures sur la mortalité persiste entre 2 et 3 jours.

Ainsi, parmi les neuf villes considérées, il existe une hétérogénéité importante, non seulement pour ce qui concerne l'ampleur de la surmortalité attribuable à l'ozone et conjoint de l'ozone et des températures pendant la vague de chaleur de l'été 2003, mais également pour ce qui concerne la part relative de [illegible] résultats confirment par ailleurs l'importance non négligeable des effets de la pollution atmosphérique photo-chimique rencontrée [illegible] que.

KYOTO/CLIMATE NEWS

This is what a trillion $$$* buys you:

Britains Hadley Centre, the "Met Office", which advises the UK government as its prominent climate research source on Kyoto, once published this graph. It shows their belief that by the year 2050 the net benefit of full implementation of the Kyoto Protocol would effectuate a temperature drop of just 0.06 [illegible] Celcius, compared to [illegible] t a global cost estimated at one trillion dollars.

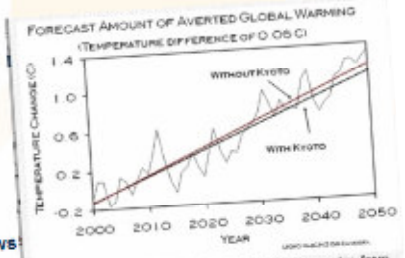


Figure 1 -- Forecast of year-to-year temperature rise from years 2000 to 2050 C.E. (thin line) assuming an increase in the air's greenhouse gas concentration from human activities, based on the Hadley Center's model (UKMO HADCM3 IS92A version). The upper line (labeled "Without Kyoto") is the linear trend fit to the model's forecast temperature rise, without implementation of the Kyoto Protocol. The lower line is the estimate of the impact on temperature with the implementation of the Kyoto Protocol. By the year 2050, around 0.06 C global warming is averted by the implementation of the Kyoto Protocol.

Loi sur l'Air et l'Utilisation Rationnelle de l'Énergie
(LAURE - loi n° 96 – 1236 du 30 décembre 1996)

En son article 1, elle affirme que :
"L'objectif est la mise en œuvre du droit reconnu à chacun à respirer un air qui ne nuise pas à sa santé.
Cette action d'intérêt général consiste à prévenir, à surveiller, à réduire ou à supprimer les pollutions atmosphériques, à préserver la qualité de l'air et, à ces fins, à économiser et à utiliser rationnellement l'énergie."
et en son article 2 que :
"Constitue une pollution atmosphérique au sens du présent titre l'introduction par l'homme, directement ou indirectement, dans l'atmosphère et les espaces clos, de substances ayant des conséquences préjudiciables de nature à mettre en danger la santé humaine, à nuire aux ressources biologiques et aux écosystèmes, à influer sur les changements climatiques, à détériorer les biens matériels, à provoquer des nuisances olfactives excessives."

Par ailleurs, la lecture du texte indique une orientation pour une conception et une mise en œuvre régionales des mesures d'amélioration de la qualité de l'air suivant le principe "penser globalement, agir localement".

La loi rend obligatoire :
- la surveillance de la qualité de l'air réalisée au niveau local avec l'assurance de l'État ;
- la définition d'objectifs de qualité ;
- l'information du public.

Depuis le 1er janvier 2000, la surveillance porte sur l'ensemble du territoire national. Une information du public, dont l'État est le garant, doit être réalisée périodiquement et une alerte doit être déclenchée en cas de dépassement de seuil.

La loi prescrit l'élaboration d'un Plan Régional de la Qualité de l'Air (PRQA), de Plans de Protection de l'Atmosphère (PPA) et pour les agglomérations de plus de 100 000 habitants d'un Plan de Déplacement Urbain (PDU). Le PDU vise à développer les transports collectifs et les modes de transport propres, à organiser le stationnement et à aménager la voirie. Des itinéraires cyclables devront être réalisés à l'occasion de réalisation ou de rénovation de voies.

Elle instaure une procédure d'alerte, gérée par le Préfet. Celui-ci doit informer le public et prendre des mesures d'urgence en cas de dépassement de seuil (restriction des activités polluantes, notamment de la circulation automobile).

Elle intègre les principes de pollution et de nuisance dans le cadre de l'urbanisme et dans les études d'impact relatives aux projets d'équipement.

J'ai fait des études par amour des sciences.
J'ai réalisé cette thèse pour servir de sérieuses causes…

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES ---------- 1

LISTE DES FIGURES ---------- 7

LISTE DES TABLEAUX ---------- 15

NOTATIONS ---------- 17

INTRODUCTION ---------- 23

CHAPITRE 1 ---------- 29

ETUDES METEOROLOGIQUES EN MILIEUX URBAIN ET COTIER

1.1 – THEORIE DE LA COUCHE LIMITE URBAINE ---------- 30
1.1.1 – Structure de la couche limite atmosphérique ---------- 30
1.1.1.1 – Les basses couches troposphériques ---------- 30
1.1.1.2 – Organisation et états de la CLA ---------- 31
1.1.2 – Turbulence dans la couche limite de surface ---------- 32
1.1.2.1 – Hypothèses et équations dans la couche de surface ---------- 32
1.1.2.2 – Théorie de similitude de Monin-Obukhov ---------- 33
Atmosphère Sèche ---------- 33
Atmosphère humide ---------- 34
Valeurs des constantes ---------- 34
Profils dans la couche de surface ---------- 35
1.1.2.3 – Méthodes de mesure des flux turbulents ---------- 35
Méthode aérodynamique globale (Paramétrisation 'bulk') ---------- 35
La méthode des corrélations turbulentes (Eddy Correlation Method, ECM en anglais) ---------- 37
La méthode inertio-dissipative (Inertio dissipative Method, IDM) ---------- 37
1.1.3 – Structure de la couche limite urbaine ---------- 38

1.2 – PHENOMENES URBAINS, COTIERS, ET CIRCULATION RELATIVE A LA TOPOGRAPHIE ---------- 41
1.2.1 – Ilot de chaleur urbain (ICU) ---------- 41
1.2.2 – La brise de ville ---------- 42
1.2.3 – La brise de mer ---------- 43
1.2.3.1 – Caractéristiques principales ---------- 43
1.2.3.2 – Impact du vent synoptique ---------- 44
1.2.3.3 – Cas d'une ville côtière ---------- 45
1.2.4 – Vents de pente ---------- 46

1.3 – LA CAMPAGNE EXPERIMENTALE CLU/ESCOMPTE ---------- 46
1.3.1 – Motivations ---------- 46
1.3.2 – Déroulement, moyens mis en œuvre pendant la campagne CLU-ESCOMPTE ---------- 48
1.3.3 – Conditions météorologiques de la POI2b ---------- 50

1.4 – ETUDE DE CAS AVEC LA SIMULATION NUMERIQUE ----------50
1.4.1 – Simulations de l'atmosphère urbaine ---------- 50
1.4.1.1 – Simuler la dynamique de l'écoulement ----------50
1.4.1.2 – Prise en compte de la canopée urbaine----------51
Résolution implicite de la canopée : ----------51
Résolution semi-explicite de la canopée ----------52
1.4.2 – Simulations numériques avec le modèle SUBMESO et son modèle de sol SM2-U ---------- 53
1.4.2.1 – Etude de sensibilité sur une ville idéalisée ----------53
1.4.2.2 – Simulation de l'atmosphère urbaine pendant la campagne ESCOMPTE----------54

CHAPITRE 2 ---------- 57

METHODES POUR LA REALISATION DE SIMULATIONS NUMERIQUES DE L'ATMOSPHERE URBAINE

2.1 – LE CODE ATMOSPHERIQUE SUBMESO ET SA MISE AU POINT ----------58
2.1.1 – Présentation générale ---------- 58
2.1.2 – Equations dynamiques et considérations numériques ---------- 58
2.1.2.1 – Introduction----------58
2.1.2.2 – Simplification de l'hypothèse non-hydrostatique----------59
2.1.2.3 – Equation de quantité de mouvement----------60
Equation physique ----------60
Termes numériques----------60
2.1.2.4 – Equation d'évolution de la perturbation de température potentielle----------61
Equation physique ----------61
Termes numériques----------61
2.1.2.5 – Equation d'évolution de la perturbation de pression ----------61
2.1.2.6 – Equation d'évolution de l'humidité spécifique ----------61
Equation physique ----------61
Termes numériques----------62
2.1.3 – Configuration géométrique et modélisation de la turbulence de sous-maille ---------- 62
2.1.3.1 – Configuration géométrique ----------62
2.1.3.2 – Modélisation de la turbulence de sous-maille----------63
Equations de la SGE ----------63
Schéma de fermeture à l'ordre 1,5 basé sur l'énergie cinétique turbulente----------64
2.1.4 – Mélange numérique ---------- 65
2.1.5 – La version de SUBMESO avec emboîtements de domaines ---------- 66
2.1.6 – Grilles de simulation et schéma d'intégration ---------- 67
2.1.6.1 – Elaboration des grilles ----------67
2.1.6.2 – Schéma d'intégration ----------68
Grand pas de temps des termes non-acoustiques ----------68
Petit pas de temps acoustique----------68
2.1.7 – Les conditions à la limite du modèle ---------- 69
2.1.7.1 – Limite inférieure----------69
2.1.7.2 – Limites latérales ----------70
2.1.7.3 – Limite supérieure ----------71
2.1.8 – Forçage des frontières latérales ---------- 72
2.1.8.1 – Forçage des frontières extérieures par un autre modèle ----------72
Complémentarité des modèles----------72
Initialisation ----------72
Variables imposées aux frontières ----------72

Zone de relaxation des champs ---------- 73
Mélange numérique associé ---------- 74
2.1.8.2 – Forçage des frontières d'un domaine imbriqué dans un autre---------- 74
Méthode existante---------- 74
Problème rencontré et solution---------- 76
2.1.9 – Conclusion ---------- *77*

2.2 – LE MODELE DE SOL SM2-U ET SON UTILISATION----------77
2.2.1 – Introduction ---------- *77*
2.2.2 – Schémas de principe ---------- *78*
2.2.2.1 – Les 7 types de couvert composant la couche de sol superficielle ---------- 78
2.2.1.2 – Transferts hydriques ---------- 79
2.2.2.3 – Transferts thermiques ---------- 80
Longueurs de rugosité ---------- 80
Coefficients de transfert---------- 81
Bilans d'énergie à la surface ---------- 81
Flux de chaleur latente : ---------- 82
Flux de chaleur anthropique : ---------- 83
Transferts de chaleur à travers les surfaces urbaines : ---------- 84
Transferts de chaleur pour la végétation :---------- 84
Concept de la rue canyon ---------- 85
2.2.2.4 – Equations d'évolution de la température ---------- 86
Sols ruraux :---------- 86
Surfaces urbaines : ---------- 86
2.2.3 – Interface d'utilisation du modèle de sol ---------- *87*
2.2.4 – Mise en œuvre du modèle de sol dans les simulations numériques de l'atmosphère urbaine -- *87*
2.2.4.1– Représentation de la ville de Marseille et de la région alentour---------- 87
Introduction ---------- 87
Exploitation de la BDTopo avec le logiciel DFMap---------- 88
Technique de classification du tissu urbain ---------- 89
Adaptation de la méthode à notre problématique ---------- 89
Classification de Marseille à 330 m de résolution ---------- 89
Classification de Marseille à 110 m de résolution ---------- 95
Conclusion sur la représentation de la canopée urbaine marseillaise ---------- 95
Représentation de la surface autour de Marseille ---------- 97
2.2.4.2 – Surface représentant une ville idéalisée.----------100

2.3 – CONCLUSION ---------- 103

CHAPITRE 3 ----------105

FLUX TURBULENTS A L'INTERFACE ENTRE LA MER ET L'ATMOSPHERE

3.1 – INTERACTION MER ATMOSPHERE ---------- 106

3.2 – THEORIE DE RENOUVELLEMENT DE LA SURFACE ET MODELE LKB ---------- 106
3.2.1 – La peau froide ---------- *106*
3.2.2 – Le modèle LKB---------- *109*

3.2.3 – Le réchauffement diurne ---------- *111*
3.2.4 – Mesures des températures de surface de la mer ---------- *112*

3.3 – CALCUL DES FLUX TURBULENTS A L'INTERFACE MER-AIR ---------- 112
3.3.1 – Longueur de rugosité aérodynamique de la mer ---------- *112*
3.3.2 – Les fonctions de correction de la stabilité ---------- *113*
3.3.2.1 - Cas stable ---------- 113
3.3.3.2 - Cas instable ---------- 114
3.3.3 – Humidité spécifique à la surface ---------- *115*
3.3.4 – Algorithme introduit dans SUBMESO ---------- *115*

3.4 – VALIDATION DU MODELE INTRODUIT DANS SUBMESO AVEC LA CAMPAGNE FETCH ------- 116
3.4.1 – Méthode ---------- *116*
3.4.2 – La campagne expérimentale ---------- *117*
3.4.2.1 – Dispositif ---------- 117
3.4.2.2 – Données utilisées ---------- 118
3.4.3 – Analyses des résultats ---------- *119*
3.4.3.1 – Conditions météorologiques ---------- 119
3.4.3.2 - Vitesse de frottement ---------- 122
3.4.3.3 - Longueurs de rugosité ---------- 123
3.4.3.4 - Coefficient de stabilité ---------- 124
3.4.3.5 - Flux de chaleur sensible et latente ---------- 126
3.4.3.6 - Coefficients de transfert ---------- 129
3.4.3.7 - Evaluation du modèle de rugosité ---------- 130

3.5 – EXPLOITATION DES IMAGES SATELLITAIRES ---------- 133
3.5.1 - Introduction ---------- *133*
3.5.2 - Images AVHRR et méthode de restitution de la température de surface ---------- *134*
3.5.3 - Prise en compte du réchauffement diurne ---------- *135*
3.5.3.1 – Equation d'évolution de la température de surface de l'eau ---------- 135
3.5.3.2 – Calcul de l'amplitude diurne ΔTs_{eau} ---------- 136
Avec deux images satellitaires ---------- 136
Avec une seule image satellitaire nocturne ---------- 136
3.5.4 – Exemple pour la mer Méditerranée autour de Marseille ---------- *137*

3.6 – CONCLUSIONS ---------- 137

CHAPITRE 4 ----------139

ETUDES DE SENSIBILITE SUR UNE VILLE ACADEMIQUE

4.1 – PRESENTATION DES SIMULATIONS ---------- 140
4.1.1 – Initialisation ---------- *140*
Températures de surface ---------- 140
Teneur en eau du sol ---------- 140
4.1.2 – Forçage synoptique et conditions aux limites ---------- *140*
4.1.3 – Caractéristiques des simulations ---------- *141*

4.2 – SIMULATION DE REFERENCE A HAUTE RESOLUTION (333 M) ---------- 141
4.2.1 – Caractéristiques de la simulation ---------- *142*

4.2.2 – Analyse des bilans d'énergie ---------- *142*
4.2.2.1 – Bilan sur la zone urbaine ---------- 142
4.2.2.2 – Différentiation des quartiers urbains ---------- 143
4.2.2.3 – Zone rurale ---------- 144
4.2.3 – Analyse de la dynamique ---------- *145*
4.2.4 – Conclusion ---------- *148*

4.3 – SIMULATION A LA RESOLUTION DE 1 KM AVEC DOMAINE EMBOITE A LA RESOLUTION DE 333 M ---------- 149
4.3.1 – Caractéristiques de la simulation ---------- *149*
4.3.2 – Analyse des bilans d'énergie ---------- *149*
4.3.3 – Dynamique de l'écoulement ---------- *151*
4.3.4 – Conclusion ---------- *153*

4.4 – ETUDE DE LA SENSIBILITE DE L'ECOULEMENT ATMOSPHERIQUE A LA DESCRIPTION DE LA VILLE PAR VENT MODERE ---------- 153
4.4.1 – Caractéristiques des simulations ---------- *153*
4.4.2 – Analyse du bilan d'énergie ---------- *154*
4.4.2.1 - Comparaison sur toute la zone urbaine ---------- 154
4.4.2.2 – Comparaison par quartiers ---------- 155
4.4.3 – Analyse des températures de surface ---------- *156*
4.4.3.1 – Températures de surface sur la zone urbaine ---------- 156
4.4.3.2 – Ilot de chaleur urbain en surface ---------- 157
4.4.4 – Structure de la Couche Limite Urbaine ---------- *159*
4.4.4.1 – Dynamique de l'écoulement ---------- 159
4.4.4.2 – profils verticaux de la température potentielle ---------- 163
4.4.5 – Conclusions ---------- *165*
4.4.5.1 – S2 vs S1 ---------- 165
4.4.5.2 – S3 vs S1 ---------- 165

4.5 – ETUDE DE LA SENSIBILITE DE L'ECOULEMENT A LA FORCE DU VENT SYNOPTIQUE ---------- 166
4.5.1 – Caractéristiques des simulations ---------- *166*
4.5.2 – Influence de la vitesse du vent ---------- *166*
4.5.2.1 – Influence de la vitesse du vent sur le bilan d'énergie et sur l'îlot de chaleur urbain ---------- 166
4.5.2.2 – Influence sur la dynamique de l'écoulement ---------- 169
4.5.3 – Conclusion ---------- *172*

4.6 – ETUDE DE LA SENSIBILITE DE L'ECOULEMENT A LA PROXIMITE DE LA MER ---------- 172
4.6.1 – Caractéristiques des simulations ---------- *172*
4.6.2 – Bilans d'énergie ---------- *173*
4.6.3 – Modification de l'écoulement et circulations thermiques ---------- *174*
4.6.4 – Conclusions ---------- *178*

4.7 – CONCLUSIONS DE L'ETUDE ---------- 179

CHAPITRE 5 ---------- 181

SIMULATIONS NUMERIQUES DE LA POI2B PENDANT LA CAMPAGNE ESCOMPTE

5.1 – RESUME DES CARACTERISTIQUES DES SIMULATIONS ---------- 182

5.2 – VALIDATION DU COUPLE SUBMESO-SM2-U ---------- 183
5.2.1 – Comparaisons avec les mesures aéroportées ---------- 183
5.2.1.1 – Vols Exploration avec l'appareil ARAT ---------- 183
5.2.1.2 – Vols Couche Limite Urbaine avec l'appareil MERLIN ---------- 187
5.2.1.3 Conclusion ---------- 190
5.2.2 – Flux d'énergie sur Marseille ---------- 190
5.2.3 – Comparaisons avec les mesures par les profileurs de vent ---------- 195

5.3 – ANALYSE DE LA DYNAMIQUE DE L'ECOULEMENT SUR LA REGION MARSEILLAISE ---------- 199
5.3.1 – Le 24 juin ---------- 200
5.3.2 – Le 25 juin ---------- 205
5.3.3 - Conclusions ---------- 210

5.4 – INFLUENCE DE LA CANOPEE URBAINE SUR L'ECOULEMENT ---------- 210
5.4.1 – Mise en place de l'étude ---------- 210
5.4.2 – Le 24 juin ---------- 211
5.4.3 – Le 25 juin ---------- 215

5.5 – ANALYSE DES CHAMPS TURBULENTS ---------- 220
5.5.1 – Les statistiques ---------- 220
5.5.2 – Influence du filtre spatial ---------- 221
5.5.3 – Analyse de la grille G3 entre 13 h et 13 h 15 TU ---------- 223
5.5.3.1 – Simulation MAR_{24} ---------- 223
5.5.3.2 – Simulation MAR_{25} ---------- 225
5.5.4 – Influence de la zone urbaine ---------- 226
5.5.4.1 – Le 24 juin ---------- 226
5.5.4.2 – Le 25 juin ---------- 228
5.5.5 – Evolution de l'atmosphère le 25 juin en début de soirée ---------- 230
5.5.6 – Conclusion ---------- 231

5.6 – CONCLUSIONS ---------- 232

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES ---------- 235

BIBLIOGRAPHIE ---------- 239

ANNEXE A ---------- 251
ELABORATION DES GRILLES VERTICALES ---------- 251
A.1 – SUR TOPOGRAPHIE PLANE ---------- 251
A.2 – SUR TOPOGRAPHIE NON PLANE (CAS REEL) ---------- 252

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Représentation schématique des basses couches troposphériques et profil de la vitesse du vent selon les différentes couches troposphériques. h représente la hauteur de la couche de mélange, et z_0 la longueur de rugosité. (*Modifié d'après Turbelin [2000]).* 30

Figure 1.2 : Cycle diurne de la CLA (*D'après Stull [1988], version française de Delmas et al. [2005]).*.....31

Figure 1.3 : Représentation schématique de la couche limite urbaine (CLU) à méso-échelle (a), à l'échelle locale (b) et à micro-échelle (c) (*version française d'unela figure dans Piringer et al. [2002]).* 39

Figure 1.4 : Profil du vent moyen dans la couche de surface au-dessus d'une ville. (*Modifié d'après Oke [2004]).*.....40

Figure 1.5 : Représentation schématique de l'îlot de chaleur urbain (ICU) en fonction des quartiers (*modifié d'après Morris et Simmonds [2000]).* 43

Figure 1.6 : Mesure de l'intensité de l'îlot de chaleur Urbain (ICU) en degrés Celcius. (a): sur la ville de Phoenix (EU) pendant la campagne "2001 Phoenix Sunrise Experiment", moyenne du 8 juin au 3 août (*d'après Fast [2004]*). (b) : sur la ville de Barrow en Alaska, du 1er septembre 2001 au 31 mai 2002 (*d'après Hinkel [2003]*).....44

Figure 1.7 : Schéma du système de brise de mer et de ses différents éléments. (*D'après Miller et al. [2003], version française d'après Puygrenier[2005]* 45

Figure 1.8 : Coexistence d'une couche limite marine interne et du front de brise de mer sur la mer pour un vent de terre entre 6 et 11 m/s (*Modifié d'après Plant & Atkinson [2002]*)......47

Figure 1.9: Schématisation des vents de pente. (a): catabatique, (b): anabatique. (*Modifié d'après Stull [1988]).*.....48

Figure 110 : (a) : Domaine couvert par l'expérience ESCOMPTE (grand cadre) et localisation des principales villes. Le petit cadre autour de Marseille délimite la zone concernée par l'expérience CLU. Le cadre en pointillés représente le plus grand domaine de simulation du modèle SUBMESO dans le chapitre 5. (b) : chronologie des opérations de mesure et des POIs pendant l'été 2001 (*D'après Mestayer et al [2005]*).....40

Figure 1.11 : Carte du réseau d'observation CLU avec l'altitude. Les sites de mesure des flux sont représentés par un carré, les sites d'observation du réseau PIGEON avec des ronds. 51

Figure 2.1 : Représentation d'une maille de calcul en 3D dans le système de coordonnées curvilignes (ξ, η, ζ). Localisation des points où sont calculées les variables u (point de u), v (point de v), w (point de *w*), s (point des champs scalaires, i.e. p, ρ, θ, q).....62

Figure 2.2 : Représentation des 3 grilles imbriquées sur l'agglomération de Marseille : G1 à 990 m, G2 à 330 m et G3 à 110 m de résolution. Projection plane dans le système de coordonnées LAMPERT III sud de la France. La topographie est issue de la base de données de l'IGN à 1 km de résolution pour G1 et à 110 m de résolution pour les grilles G2 et G3. 69

Figure 2.3 : Variation du coefficient de relaxation en fonction de la position de la maille par rapport à la frontière la plus proche. Exemple pour une zone de relaxation large de 6 mailles 76

Figure 2.4 : Exemple de réflexion à la frontière d'un domaine emboîté (a), avec la condition radiative-emboîtée. Solution proposée (b) avec la condition de Dirichlet. Simulations du 25 juin à 9h UTC, sur la grille intermédiaire des simulations emboîtées sur Marseille (330 m de résolution), à 7,5 m d'altitude ..78

Figure 2.5 : Schéma de principe du modèle de sol SM2-U (*D'après un schéma de Dupont, communication personnelle*) 80

Figure 2.6 : (a) : Bilan thermique du modèle de sol SM2-U. Le cercle rouge entoure la représentation de la rue canyon montrée en (b). En (b) : Piégeage radiatif dans la rue Canyon. (*Modifié d'après les schémas de Dupont, communication personnelle)* 82

Figure 2.7 : Classification du tissu urbain marseillais à 330 m de résolution sur la grille G2 92

Figure 2.8 : Classification du tissu urbain marseillais à 110 m de résolution 95

Figure 2.9 : Procédé de calcul des paramètres entrés dans le modèle de sol pour les grilles G1 (990 m) et G3 (110 m) à partir des paramètres obtenus sur la grille G2 (330 m). Cas de la densité bâtie.....98

Figure 2.10 : Classification CORINE LAND COVER transposée sur la grille G1 (990 m de résolution) des simulations. Le rectangle translucide représente la grille G2 avec la classification du tissu urbain à 990 m sur Marseille. Il n'est pas utilisé 100

Figure 2.11a : Domaine de simulation (100 km × 50 km) et représentation de la surface S_{det} des simulations avec la ville « détaillée » en quartiers typiques des villes européennes.....103

Figure 2.11b : Comme figure 2.11a pour la surface de la ville « moyenne » Smoy 104

Figure 2.11c : Comme figure 2.11a pour la surface de la ville « minérale » S_{min}.....104

Figure 2.11d : Comme figure 2.11a pour la surface de la ville « côtière détaillée » $S_{côt}$.....104

Figure 2.11e : Comme figure 2.11a pour la surface de la ville « côtière moyenne » $S_{côt\text{-}moy}$.....104

Figure 3.1 : Schéma du profil de température dans les couches superficielles océaniques, en période nocturne (a) et en période diurne (b), pour des conditions de fort ensoleillement et par vent faible (modifié d'après la page web du projet GHRSST-PP- *GODAE High Resolution Sea Surface Temperature Project Pilot : http://ghrsst-pp.metoffice.com/)* 108

Figure 3.2 : Comportement des sous-couches visqueuses océaniques sous trois différents régimes physiques : convection libre (à gauche), convection forcée par le cisaillement du vent (milieu), ou par les vagues capillaires (à droite). T_A, T_{int} et T_B représentent respectivement la température de l'air, la température à l'interface et la température du seau. Q_N, Q_E et Q_H représentent respectivement le flux d'énergie par conduction, le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible. τ_a, τ_w représentent les flux de quantité de mouvement dans l'air et dans l'eau *(d'après Emery et al. [2001])* 109

Figure 3.3 : Variation de Rh (a) et Rq (b) en fonction du nombre de Reynolds de frottement Rr dans le modèle original LKB. Les symboles représentent des mesures effectuées sur le lac Washington (fetch de 4 km). (D'après *Liu et al. [1979])*.....113

Figure 3.4 : Algorithme de calcul des flux turbulents à l'interface mer-atmosphère dans le modèle SUBMESO..118

Figure 3.5 : Domaine quadrillé par le navire l'Atalante (trait plein). En B : Position fixe de la bouée ASIS du 18 mars au 9 avril. En B' : Position fixe de la bouée ASIS du 10 avril au 15 avril. (*D'après Hauser et al. [2003])* 119

Figure 3.6 : Conditions météorologiques pendant l'expérience FETCH. Le module du vent est représenté en trait plein, et son orientation par des losanges 121

Figure 3.7 : Températures potentielles pendant la campagne FETCH. Mesures de la température de surface θ_s (tiretés mixtes) et de l'air à l'altitude de mesure θ_r (trait plein). Température équivalente neutre ramenée à l'altitude de 10 m calculée dans le modèle (croix) et par la méthode bulk (losanges) 123

Figure 3.8 : Humidité spécifique pendant la campagne FETCH. Calcul de l'humidité à la surface q_s (tiretés mixtes), mesure de l'humidité de l'air à l'altitude de mesure q_r (trait plein). Humidité spécifique équivalente neutre ramenée à l'altitude de 10 m calculée dans le modèle (croix) et par la méthode bulk (losanges) 123

Figure 3.9 : Vitesse de frottement u_* pendant la campagne FETCH calculée dans le modèle (trait plein), avec la méthode IDM (losanges) et avec la méthode bulk (croix).....124

Figure 3.10 : Longueurs de rugosité aérodynamique z_{0m} (tirets), thermique z_{0h} (tiretés mixtes) et hydrique z_{0q} (trait plein) calculées pendant la campagne FETCH avec le modèle 125

Figure 3.11 : Comparaison entre le coefficient de stabilité $\zeta = z_r / L_{MO}$ (croix) calculé dans le modèle et le coefficient de stabilité calculé soit par la méthode IDM (a) ou par la méthode bulk (b). Le trait plein représente la droite unitaire 126

Figure 3.12 : Coefficient de stabilité ζ pendant la campagne FETCH calculé dans le modèle (trait plein), calculé par la méthode IDM (losanges) et calculé par la méthode bulk (croix). (a) : 1ère période de l'expérience, (b) : 2nde période de l'expérience. (c) et (d) représentent le zoom des figures (a) et (b) respectivement 127

Figure 3.13 : Flux de chaleur sensible pendant FETCH. En trait plein, calculé dans le module ; en losange, calculé par la méthode IDM ; en triangles, calculé par la méthode bulk 128

Figure 3.14 : Flux de chaleur latente pendant FETCH. En trait plein, calculé dans le module ; en losange, calculé par la méthode IDM ; en triangle, calculé par la méthode bulk 129

Figure 3.15 : Comparaison des flux de chaleur sensible ([b] et [d]) et latente ([a] et [c]) calculés dans le modèle, avec ceux obtenus par la méthode IDM [a] et [b], et ceux obtenus par la méthode bulk [c] et [d] 131

Figure 3.16 : Coefficients de transfert en fonction du module du vent, rapportés dans le cas neutre à 10 m, pour le coefficient de trainée (a), le nombre de Dalton (b) et le nombre de Stanton (c) 132

Figure 3.17 : Longueurs de rugosité aérodynamique et scalaires pendant FETCH, en fonction du module du vent à l'altitude de mesure (17,55m) 133

Figure 3.18 : Longueurs de rugosité en fonction du module du vent pendant la campagne FETCH, pour 3 modèles différents. Données fournies par TNO, d'après le logiciel EOSTAR. Une régression polynomiale à l'ordre 6 est proposée pour z_{oq} (trait plein), z_{om} (tirets), et z_{oh} (tiretés mixtes) 134

Figure 3.19 : Cartes des températures de surface en °C (SST) le 25 juin 2001 à 12h30 TU en projection plane LAMBERT III, avant interpolation à 1 km de résolution (a), après interpolation sur la grille de simulation G1 à 990 m de résolution (b) et avant correction des pixels parasités 139

Figure 4.1 : Bilan d'énergie sur toute la zone urbaine (ZU) de la simulation S_0 144

Figure 4.2 : Bilan d'énergie sur les 4 différents quartiers de la ville dans la simulation S_0. (a) : Zone Pavillonnaire, (b) : centre ville, (c) : quartier des grands ensembles, (d) : zone industrielle & commerciale 145

Figure 4.3 : Bilan d'énergie sur toute la zone rurale de la simulation S_0 146

Figure 4.4 : Simulation S_0 à 5 h TU : coupes horizontale et verticale de la température potentielle (K) et du vent instantanés. A gauche : coupe à 7,5 m d'altitude et vecteur vent $(\vec{u},\vec{v})$ dont 1 sur 4 représenté selon x et 1 sur 3 représenté selon y. A droite : coupe verticale au milieu du domaine en y = 24,5 km et vecteur vent $(\vec{u},\vec{w})$ dont 1 sur 4 représenté selon x et tous selon z 147

Figure 4.5 : Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 6 h TU 148

Figure 4.6 : Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 9 h TU 148

Figure 4.7 : Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 12 h TU 148

Figure 4.8 : Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 15 h TU 149

Figure 4.9 : Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 19 h TU 149

Figure 4.10 : Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 23 h TU 149

Figure 4.11 : Bilan d'énergie sur toute la zone urbaine de la simulation S_{emb} , sur la grille mère Gm (trait plein) et sur la grille fille Gf (tirets) et de la simulation de référence S_0 (croix).....152

Figure 4.12 : Bilan d'énergie sur les différents quartiers de la ville, pour la simulation S_{emb}. Sur la grille mère Gm (trait plein) et sur la grille fille Gf (tirets) 153

Figure 4.13 : Comparaison de la dynamique sur la grille G_f de la simulation S_{emb} (panneau de gauche) avec la simulation de référence S_0 à 333,3 m de résolution. Coupes de la température potentielle à 12h, à 20m d'altitude (a) et à 33,5 km sur l'axe sud-nord (b). Les vecteurs représentent le vent dans la coupe considérée. Les vecteurs représentent le vent (u,w), à la fréquence de 1/4 sur l'axe x, 1/3 sur l'axe y et tous les vecteurs sur l'axe z 154

Figure 4.14 : Comparaison des flux moyennés sur toute la zone urbaine pour les simulations S1 (trait plein), S2 (pointillé) et S3 (trait mixte): rayonnement net (a) ; flux de chaleur sensible (b) ; flux de chaleur latente (c); flux de chaleur stocké (d) 156

Figure 4.15 : d'énergie sur les différents quartiers de la ville des simulations S1 (traits) et S3 (symboles).....157

Figure 4.16 : Evolution diurne de la température de surface sur les différentes zones de la ville, dans les simulations S1, S2 et S3. 158

Figure 4.17 : Evolution temporelle de la différence moyenne de température de surface entre la zone urbaine et la campagne autour ΔT_s (K), pour les simulations S1 (trait plein), S2 (tireté) et S3 (mixte). L'écart type sur toute la ville est représenté par des symboles : S1 (carrés), S2 (triangles) et S3 (ronds).....160

Figure 4.18 : Coupes de la température potentielle à 9 h TU des simulations S1 (a), S2 (b) et S3 (c). coupes horizontales (à gauche) à 20 m d'altitude et projection du vecteur vent (u, v) dont 1 sur 4 représenté selon x et 1 sur 3 représenté selon y. (b) coupes verticales (à droite) au milieu du domaine en y = 24,5 km et projection du vecteur vent (u, w) dont 1 sur 4 représenté selon x et tous selon z.....161

Figure 4.19 : Comme figure 4.18, à 12h TU 163

Figure 4.20 : Comme figure 4.18, à 15h TU 164

Figure 4.21 : Profils verticaux locaux de la température potentielle au milieu du domaine suivant l'axe en pointillés représenté en (a) en y = 24,5 km, en soirée à 21 h : (b), (c) et (d) et la nuit à 23 h : (e), (f) et (g). Simulations S1 (b et e), S2 (c et f) et S3 (d et g). Sur la ville, tous les profils sont montrés sauf pour S3 où un seul profil central par quartier (au centre) est montré pour plus de clarté. Sur les zones urbaines, deux profils sont montrés à 2 km en amont et en aval de la ville. Rq : l'échelle de température potentielle est différente pour S3 pour plus de clarté.....166

Figure 4.22 : Bilan d'énergie sur les quatre quartiers de la ville détaillée, pour les simulations S1 (trait plein), S4 (trait + carrés) et S5 (trait + triangles). (a) : zone pavillonnaire, (b) : centre ville, (c) : quartier des grands ensembles, (d) : zone industrielle & commerciale 169

Figure 4.23 : Bilan d'énergie sur la zone urbaine. Simulations avec surface détaillée, (a) : Simulation S1 (carrés), S4 (traits) et S5 (croix). Simulations avec surface moyennée, (b) : Simulation S2 (carrés), S6 (traits 169

Figure 4.24 : Comme figure Figure 4.17, pour (a): les simulations avec la ville détaillée avec un vent de 1 m/s (S4), 3 m/s (S1) et 5 m/s (S5) et (b) : simulations avec la ville moyenne avec un vent de 1 m/s (S6) et 3 m/s (S2).....171

Figure 4.25 : Comme figure 4.4, à 12 h TU. Simulations avec la ville détaillée en présence d'un vent synoptique de 1m/s (a : S4) et 5 m/s (b : S5 172

Figure 4.26 : Comme figure 4.4, à 18 h TU. Simulations avec la ville détaillée en présence d'un vent synoptique de 1m/s (a : S4), 3 m/s (b : S1) et 5 m/s (c : S5).....173

Figure 4.27 : Comme figure 4.4, à 18 h TU. Simulations avec la ville moyennée en présence d'un vent synoptique de 1m/s (a : S6) et 3 m/s (b : S2) 174

Figure 4.28 : Bilans d'énergie sur les quatre quartiers de la ville, pour les simulations S7 (traits noirs), S8 (traits verts), S1 (croix) et S4 (cercles). Zone pavillonnaire (a), Centre ville (b), Quartier des Grands Ensembles (c) et Zone Industrielle et Commerciale (d) 175

Figure 4.29 : Bilans d'énergie sur l'ensemble de la zone urbaine. (a) , pour les simulations avec la ville détaillée, côtière : S7 (trait noir), S8 (trait plein clair), ou non côtière : S1 (croix) et S4 (cercles). (b) , pour les simulations avec la ville moyennée, côtière : S9 (trait plein foncé), S10 (trait plein clair), ou non côtière : S2 (croix) et S6 (cercles) 176

Figure 4.30 : Exemples de confrontation entre cellules de brises maritime et urbaine mises en évidence par le tracé des lignes de courant, à 15 h TU. Le module du vent est représenté par les couleurs. Simulations S7 avec un vent synoptique de 3 m/s (a) et S8 avec un vent synoptique de 1 m/s (b) 177

Figure 4.31 : Comparaison des masses d'air dans les simulations en présence de la mer à l'heure de la pénétration maximale de la brise de mer sur la ville. A gauche, coupes horizontales au premier niveau et à droite, coupes verticales au milieu du domaine. Représentation de la température potentielle et du vecteur vent associé à la coupe. (a) : S7 (S_{det} + 3m/s) à 14h ; (b) : S8 (S_{det} + 1m/s) à 18h ; (c) : S9 (S_{moy} + 3m/s) à 15h ; (d) : S10 (S_{moy} + 1m/s) à 17h. Les zones où la composante zonale du vent est négative sont limitées par un trait pointillé blanc qui marque également la position des fronts de brises. 178

Figure 5.1 : Vue 3D de l'altitude du premier niveau scalaire du modèle (relief + 7,5 m) sur les trois grilles emboîtées de simulations 184

Figure 5.2 : Vol Exploration n°39 du 24 juin 2001. (a) : Trajectoires de l'avion ARAT sur le domaine de simulation G1 délimité avec le rectangle noir *(D'après E. Breton, INSU/DT) ;* de (b) à (e) : Altitude de l'avion (gris clair) et comparaison entre les mesures effectuées à bord (trait continu gris foncé) et les sorties du modèle sur la grille G1 (croix) pour la direction du vent en degrés (b), le module du vent en m/s (c), la température potentielle en K (d) et l'humidité spécifique en kg/kg (e) 186

Figure 5.3 : Comme figure 5.2 pour le vol Exploration n°41 du 25 juin 2001 187

Figure 5.4 : Comme figure 5.2 pour les vols Exploration n°43 et n°44 du 26 juin 2001 188

Figure 5.5 : Vol Couche Limite Urbaine du 24 juin 2001. (a) : Trajectoires de l'avion MERLIN sur le domaine de simulation de la grille G1 *;* de (b) à (e) : Altitude de l'avion (gris clair) et comparaison entre les mesures effectuées à bord (trait continu gris foncé) et les sorties du modèle sur la grille G1 (croix) pour la direction du vent en degrés (b), le module du vent en m/s (c), la température potentielle en K (d) et l'humidité spécifique en kg/kg (e) 190

Figure 5.6 : Comme figure 5.5 pour le vol Couche Limite Urbaine du 26 juin 2001 191

Figure 5.7 : Flux d'énergie les 24 et 25 juin sur le site de la Cours d'Appel Administrative de Marseille (CAA) : flux mesurés (à droite) et simulés (à gauche). 193

Figure 5.8 : Flux d'énergie le 24 juin sur le site de l'Observatoire (OBS) : flux mesurés (à droite) et simulés (à gauche) 194

Figure 5.9 : Flux d'énergie le 24 juin sur le site de l'IUT Saint Jérome (STJ) : flux mesurés (à droite) et simulés (à gauche). 195

Figure 5.10 : Flux de chaleur sensible (a) et latente (b) à 12 h le 24 juin, sur la grille G2 à 330 m de résolution. Les flèches représentent la direction du vent simulé 196

Figure 5.11 : Energie relâchée dans l'atmosphère par la surface le 24 juin, à 19h TU (a) et à 24 h TU (b), sur la grille G2 à 330 m de résolution 197

Figure 5.12 : Structure verticale sur le site du Vallon d'Ol, le 24 juin. A gauche, mesures par le SODAR RASS. A droite, sorties du modèle sur la grille G2. Les vecteurs normalisés représentent la direction du vent horizontal (nord vers le haut de la figure), et le fond représente le module (en m/s). Les mesures manquantes apparaissent en blanc. L'altitude est en m au-dessus du niveau de la mer 198

Figure 5.13 : Comme figure 5.12, le 25 juin 198

Figure 5.14 : Structure verticale sur le site du Vallon d'Ol, le 24 juin. A gauche, mesures par le SODAR RASS. A droite, sorties du modèle sur la grille G2. Les vecteurs normalisés représentent la direction du vent horizontal (nord vers le haut de la figure), et le fond représente le module (en m/s). Les mesures manquantes apparaissent en blanc. L'altitude est en m au-dessus du niveau de la mer 200

Figure 5.15 : Comme figure 5.14, sur le site du Vallon D'Ol, le 25 juin 200

Figure 5.16 : Température potentielle (K) dans la simulation MAR_{24} à 1 h TU. Coupes horizontales au premier niveau du modèle (z = 7,5 m au-dessus du sol). Les vecteurs représentent la projection du vent dans le plan. A gauche : grille G1 à 990 m de résolution et à droite grille G2 à 330 m 202

Figure 5.17 : Comme figure 5.16, à 5 h TU, simulation MAR_{24} 203

Figure 5.18 : Comme figure 5.16, à 8 h TU, simulation MAR_{24} 203

Figure 5.19 : Comme figure 5.16, à 13 h TU, simulation MAR_{24}. 204

Figure 5.20 : Comme figure 5.16, à 19 h TU, simulation MAR_{24} 205

Figure 5.21 : Comme figure 5.16, à 23 h TU, simulation MAR_{24} 205

Figure 5.22 : Vues 3D de la composante verticale de la vitesse du vent dans la simulation MAR_{24}, au premier niveau vertical du modèle (z = 7,5 m au-dessus du sol) sur les grilles G1 et G2 superposées, par vent de sud–ouest (brise de mer). (a) : 13 h TU ; (b) : 20 h TU 206

Figure 5.23 : Température potentielle (K) dans la simulation MAR_{25} à 1 h TU. Coupes horizontales au premier niveau du modèle (z = 7,5 m au-dessus du sol). Les vecteurs représentent la projection du vent dans le plan. A gauche : grille G1 à 990 m de résolution et à droite grille G2 à 330 m 207

Figure 5.24 : Comme figure 5.23, à 4 h TU, simulation MAR_{25}. 208

Figure 5.25 : Comme figure 5.23, à 4 h TU, simulation MAR_{25} 208

Figure 5.26 : Comme figure 5.23, à 7 h TU, simulation MAR_{25} 209

Figure 5.27 : Comme figure 5.23, à 10h TU, simulation MAR24.....210

Figure 5.28 : Comme figure 5.23, à 13 h TU, simulation MAR_{25} 210

Figure 5.29 : Comme figure 5.24, à 19 h TU, simulation MAR_{25} 211

Figure 5.30 : Profils verticaux de la température potentielle à 23 h (simulation MAR25) en trois points du domaine G2 représentés sur la figure 5.29 par un carré (profil sur le massif de Marseilleveyre), un rond (profil en bas de la vallée, tracé en trait plein ici) et un triangle (profil sur le centre ville 212

Figure 5.31 : Différence (en K) de la température potentielle $\Delta T = \left(T_{MAR\ 24} - T_{GAR\ 24}\right)$ au premier niveau horizontal du modèle sur la grille G2 à 330 m de résolution (z = 7,5 m au-dessus de la canopée). Série temporelle à 2 h, 9 h, 12 h, 16 h, 21 h et 23 h 214

Figure 5.32 : Différence relative du module du vent $\Delta U = \left(\left|\vec{U}\right|_{MAR_{24}} - \left|\vec{U}\right|_{GAR_{24}}\right) / \left|\vec{U}\right|_{GAR_{24}}$ au premier niveau horizontal du modèle sur la grille G2 à 330 m de résolution (z = 7,5 m au-dessus de la canopée). Série temporelle à 2 h, 9 h, 12 h, 16 h, 21 h et 23 h TU.....215

Figure 5.33 : Déviation du vecteur vent horizontal (vecteurs adimensionnées : 1 vecteur sur 3 représenté) au premier niveau vertical du modèle, sur la grille G2 à 330 m de résolution (z = 7,5 m au-dessus de la canopée). Les vecteurs de la simulation MAR_{24} sont représentés en noir et ceux de la simulation GAR_{24} en blanc. Le module du vent est représenté pour la simulation GAR_{24}. Série temporelle à 2h, 9h, 12h, 16h, 21h et 23h TU 216

Figure 5.34 : Comme figure 5.31 avec $\Delta\theta = \left(\theta_{GAR_{25}} - \theta_{MAR_{25}}\right)$. Série temporelle à 2 h, 10 h, 12 h, 14 h, 19 h, et 23 h TU 218

Figure 5.35 : Comme figure 5.32 avec $\Delta U = \left(\left|\vec{U}\right|_{MAR_{25}} - \left|\vec{U}\right|_{GAR_{25}} \right) / \left|\vec{U}\right|_{GAR_{25}}$. Série temporelle à 2 h, 10 h, 12 h, 14 h, 19 h et 23 h TU 219

Figure 5.36 : Comme figure 5.33, le 25 juin. Vitesse du vent et vecteurs blanc : simulation GAR_{25} ; vecteurs noirs : simulation MAR_{25}. Série temporelle à 2 h, 9 h, 12 h, 14 h, 19 h et 23 h TU 220

Figure 5.37 : Coupes verticales de la température potentielle à 13 h TU, dans la simulation MAR_{25} (à gauche) et GAR_{25} à droite. Coupes ouest-est (en haut) avec projection du vecteur vent (u, w) dont 1 sur 2 représenté selon x et tous selon z et sud-nord (en bas) avec projection du vecteur vent (v, w) dont 1 sur 2 représenté selon x et tous selon z. Le trait blanc représente la position du « vieux Port » (centre ville) 221

Figure 5.38 : ECT intégrée entre 13 h et 13 h 15 TU (simulation MAR_{25}) sur la grille G1 à 990 m de résolution. Moyenne spatiale sur le domaine couvert par la grille G3 (6 mailles considérées). Séparation des contributions des grandes (GE) et petites (SM) échelles. L'altitude est comptée en m au-dessus de la canopée 224

Figure 5.39 : Comme figure 5.39, sur la grille G2 à 330 m de résolution. Moyenne spatiale sur le domaine couvert par la grille G3 pour la classe centre ville (a) et péricentre (b) 225

Figure 5.40 : Comme figure 5.39, sur la grille G3 à 110 m de résolution. Moyenne spatiale pour la classe centre ville (a) et péricentre (b) 225

Figure 5.41 : Profils verticaux intégrés entre 13 h et 13 h 15 TU le 24 juin et moyennés sur les classes centre ville et péricentre de la grille G3 à 110 m de résolution (simulation MAR_{24}). Profils verticaux de la température potentielle moyenne (a), du module du vent moyen (c) et de l'humidité spécifique moyenne (e). Flux verticaux de chaleur (b), de quantité de mouvement (d) et d'humidité (f). L'altitude est en m au-dessus du niveau de la mer 226

Figure 5.42 : Profils verticaux intégrés entre 13 h et 13 h 15 TU le 25 juin et moyennés sur les classes centre ville et péricentre de la grille G3 à 110 m de résolution (simulation MAR_{25}). Profils verticaux de la température potentielle moyenne (a), du module du vent moyen (c). Flux verticaux de chaleur (b), de quantité de mouvement (d). L'altitude est en m au-dessus du niveau de la mer 227

Figure 5.43 : Comme figure 5.41, pour la simulation GAR_{24} 229

Figure 5.44 : ECT intégrée entre 13h et 13h15 et moyennée sur l'emplacement de la classe centre ville sur la grille G3 à 110 m de résolution. Moyenne spatiale sur la classe centre ville pour les simulations MAR_{24} (a) et GAR_{24} (b). L'altitude est en m au-dessus du sol. 230

Figure 5.45 : Comme figure 5.42 pour la simulation GAR_{25} 231

Figure 5.46 : Comme figure 5.40 pour la simulation GAR_{25}, pour une moyenne intégrée entre 13 h et 13 h 15 TU 231

Figure 5.47 : Comme figure 5.40 pour la simulation GAR_{25}, pour une moyenne intégrée entre 13 h et 13 h 15 TU 231

Figure 5.47 : Comme figure 5.41 pour une moyenne intégrée entre 19 h et 19 h 15 TU 233

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Caractéristiques des sites de mesure des flux turbulents et des composantes radiatives. 50

Tableau 2.1 : Exemples de calcul des pas de temps d'intégration des équations pour les termes non-acoustiques (Δt) et pour les termes acoustiques (Δt_{ac}). 71

Tableau 2.2 : Caractéristiques de la couche d'amortissement en haut du domaine (couche de Rayleigh) pour les séries de simulation sur une ville idéalisée et sur l'agglomération de Marseille. 73

Tableau 2.3 : Valeur moyenne ($\overline{X}$) et coefficient de variabilité (*Coef. Var.*, fond gris*)* des principales caractéristiques des différentes classes urbaines, pour la classification à 330 m de résolution, et aussi pour la classification à 200 m (en italique) lorsque l'analogie entre les classes est possible. Le numéro de la classe est celui de la classification à 330 m, représentée sur la figure 2.7. Les paramètres sont présentés ici avant correction des MOS par les images aériennes. Les rectangles en gras montrent les cas notables où le coefficient de variation est meilleur pour la classifcation à 330 m que pour celle à 200 m.. 93

Tableau 2.4 : Valeur moyenne ($\overline{X}$) et coefficient de variabilité (*Coef. Var.*, fond gris*)* des principales caractéristiques des différentes classes urbaines, pour la classification à 110 m de résolution. Le numéro de la classe est celui de la classification à 110 m, représentée sur la figure 2.8. Les paramètres sont présentés ici avant correction des MOS par les images aériennes. 96

Tableau 2.5 : Paramètres entrés dans le modèle de sol pour les classes de la classification du tissu urbain marseillais à 330 m de résolution. Les numéros des classes et leur abréviation correspondent à la carte de la figure 2.7. 101

Tableau 2.6 : Paramètres entrés dans le modèle de sol pour les classes de la classification de la grille G1 à 990 m de résolution, en dehors de la zone urbaine couverte par le BDTopo. Les numéros des classes et leur abréviation correspondent à la carte de la figure 2.10. 102

Tableau 2.7 : Paramètres d'entrée du modèle de sol SM2-U pour les simulations sur une ville idéalisée. 105

Tableau 3.1 : Coefficients empiriques du modèle LKB. 112

Tableau 3.2 : Paramétrisations utilisées pour le calcul des flux turbulents par les méthodes IDM et bulk dans la base de données de FETCH fournie par Guérin (http://dataserv.cetp.ipsl.fr/FETCH/). 118

Tableau 3.3 : Statistiques de comparaison des flux de chaleur. 129

Tableau 3.4 : Coefficients empiriques utilisés dans l'algorithme MCSST (*d'après Mc Clain et al. [1985]*).....134

Tableau 3.5 : Constantes de la formule de Clayson et Curry pour la variation diurne de la SST (*d'après Clayson et Curry [1996]*). 138

Tableau 4.1 : Initialisation des températures potentielles de surface pour chaque type de couvert, pour toutes les simulations sur une ville idéalisée, à 0 h TU. 142

Tableau 4.2 : Caractéristiques de la simulation S_0. 144

Tableau 4.3 : Caractéristiques des simulations S_{emb}. 151

Tableau 4.4 : Caractéristiques des simulations pour l'étude de sensibilité de l'écoulement à la caractérisation de la ville. 155

Tableau 4.5 : Caractéristiques des simulations pour l'étude de sensibilité de l'écoulement au vent synoptique. 168

Tableau 4.6 : Caractéristiques des simulations pour l'étude de sensibilité de l'écoulement à la proximité de la mer. 175

Tableau 4.7 : Caractéristiques de la brise de mer au-dessus de la zone urbaine pour les différentes configurations S7, S8, S9, S10 (FBM : front de brise de mer, CBM : circulation de brise de mer).....180

Tableau 5.1 : Caractéristiques des simulations MAR.....185

Tableau 5.2 : Caractéristiques des simulations GAR 213

NOTATIONS

Lettres latines

A_T , A_q , A_u		Paramètres de la sous-couche visqueuse dans le modèle LKB pour la température, l'humidité et la quantité de mouvement
B		Terme de flottabilité
C_i		Constante
C_D		Coefficient de traînée
C_H		Nombre de Stanton
C_E		Nombre de Dalton
C_p	m² s^{-2} K^{-1}	Chaleur spécifique de l'air sec à pression constante $\left(=1004\, m^2 s^{-2} K^{-1}\right)$
C_v	m²s^{-2} K^{-1}	Chaleur spécifique de l'air sec à volume constant
D_{ij}		Tenseur des taux de déformation de l'écoulement
D	kg m^{-1} s^{-1}	Coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air
d	kg m^2 s^{-1}	Diffusivité de la vapeur d'eau dans l'air $\left(= D / \rho L_v\right)$
E_j	kg kg^{-1} m s^{-1}	Flux turbulent d'humidité spécifique
f	s^{-1}	Paramètre de Coriolis $\left(= 2\Omega \sin \varphi\right)$
f_i		Densité du MOS i
F_0	W/m²	Flux d'énergie solaire en surface
F_i		Fonction représentant l'énergie solaire absorbée à la longueur d'onde i qui dépend de la profondeur z
g	m/s²	Accélération de la pesanteur
G	W/m^2	Flux de chaleur par conduction dans le sol et/ou les matériaux
G_f		Grille fille
G_m		Grille mère
$h_{n\,i}$	m	Epaisseur de la couche du modèle de sol $i = \{s, 2\}$
H_j	K m s^{-1}	Flux turbulent vertical de chaleur
H_s	W/m^2	Flux de chaleur sensible
$\overline{H}_{BAT}$	m	Hauteur moyenne des bâtiments dans la maille
k	m²/s	diffusivité thermique de l'air $\left(= \lambda / \rho C_p\right)$
k_w	m²/s	diffusivité thermique de l'eau $\left(= \lambda_w / \rho_w C_{p\,w}\right)$
Kb^{-1}		Résistance aérodynamique
K_E , K_H , K_m		Coefficients d'échange turbulent d'humidité, de chaleur et de quantité de mouvement
K_{4hor}		Coefficient de mélange numérique à l'ordre 4 sur l'horizontale
K_{2vert}		Coefficient de mélange numérique à l'ordre 2 sur la verticale
L_v	J kg^{-1}	Chaleur latente de vaporisation
L_f	m	Longueur du filtre $\left(L_f = \sqrt[3]{\Delta x \Delta y \Delta z}\right)$
LE	W/m²	Flux de chaleur latente
N	s^{-1}	Fréquence de Brünt-Vaïssala

$nb_{bat/maille}$		Nombre de bâtiments dans une maille
$nb_{mailles/classe}$		Nombre de mailles dans une classe
$\vec{n}$		Normale d'une face
nx, ny, nz		nombres de mailles dans la direction longitudinale, transversale et verticale
P	Pa	Pression
Pr		Nombre de Prandt $(= \nu / k)$
Pr_t		Nombre de Prandt turbulent $(= K_m / K_H)$
q	kg/kg	Humidité spécifique
q_*	kg/kg	Echelle d'humidité dans la couche de surface
q_{int}	kg/kg	Humidité spécifique de l'air à l'interface mer - atmosphère
$q_{sat}(T)$	kg/kg	Humidité spécifique à saturation à la température T
R	m² s^{-2} K^{-1}	Constante des gaz parfaits pour l'air sec $(= 287\, m^2 s^{-2} K^{-1})$
RH	%	Humidité relative
Rn	W/m²	Rayonnement net
Ri_b		Nombre de Richardson bulk
R_r		Nombre de Reynolds de frottement
$Rl_{\downarrow}$	W/m²	Rayonnement incident de grande longueur d'onde
$Rs_{\downarrow}$	W/m²	Rayonnement incident de courte longueur d'onde
S	‰	Salinité
S_{ct}		Nombre de Schmidt turbulent
S_i	m²	Surface du MOS i dans la maille
$S_{n\,num}$		Terme source à l'ordre n pour le mélange numérique
T	K	Température sèche absolue
T_*	K	Echelle caractéristique de la température absolue
T_{int}	K	Température absolue de l'air à l'interface mer - atmosphère
T_{INT}	K	Température absolue à l'intérieur des bâtiments
u'	m/s	Fluctuation turbulente de u
Ug_k	m/s	Vitesse du vent géostrophique horizontal en altitude
u_*	m/s	Vitesse de frottement
u_{int}	m/s	Vitesse de l'air à l'interface mer - atmosphère
u_{forc}	m/s	Vitesse du vent synoptique imposé
$\vec{U}$		Vecteur vent
U	m/s	Vitesse du vent
u, u_1	m/s	Composante longitudinale de la vitesse cartésienne
v, u_2	m/s	Composante transversale de la vitesse cartésienne
w, u_3	m/s	Composantes verticales de la vitesse cartésienne
x_i	m	Coordonnée dans la direction i
x	m	Coordonnée cartésienne longitudinale
y	m	Coordonnée cartésienne transversale
z	m	Coordonnée cartésienne verticale
z_{0m}, z_{0h}, z_{0q}	m	Longueurs de rugosité aérodynamique, thermique et hydrique relatives à la canopée
$z_{0m\,i}$, $z_{0h\,i}$, $z_{0q\,i}$	m	Longueurs de rugosité aérodynamique, thermique et hydrique relatives au MOS i
$z_{0m}{}^{j}$	m	Longueur de rugosité aérodynamique dans la maille de calcul j

z_{ray}	m	Altitude minimale de la couche de Rayleigh

Lettres grecques

α_{am}	s^{-1}	Coefficient d'amortissement des modes acoustiques instables
$\alpha_{ART_{canyon}}$		Albédo effectif à l'intérieur d'une rue canyon
α_C		Paramètre de Charnock
α_i		Albédo de la surface *i*
α_{ray}	s^{-1}	Coefficient d'amortissement de la couche de Rayleigh
$\Delta\phi$		Ecart par rapport à l'état de base pour les variables $\phi = \{\rho, p, \theta\}$
Δt	s	Grand pas de temps d'intégration
Δt_{ac}	s	Petit pas de temps d'intégration pour les termes acoustiques
Δx, Δy, Δz	m	Résolutions de la maille dans la direction longitudinale, transversale et verticale
$\Delta z_{\min}$	m	Altitude du 1er niveau du modèle
Δz_{moy}	m	Altitude moyenne des niveaux du modèle
δ_{ij}		Symbole de Kronecker
ε_i		Emissivité de la surface *i*
$\varepsilon_{ART_{canyon}}$		Emissivité effective à l'intérieur d'une rue canyon
$\overline{\phi}$		Etat de base pour les variables $\phi = \{\rho, p, \theta\}$
κ		Constante de Von Karman
λ	$W\ m^{-1}\ K^{-1}$	Conductivité thermique
μ	$Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$	Viscosité dynamique de l'air
ν	m^2/s	Viscosité cinématique de l'air $(= \mu / \rho)$
θ	K	Température potentielle : $\theta = T\left(\frac{1000}{p}\right)^{\frac{C_p - C_v}{C_p}}$
θ_v	K	Température potentielle virtuelle : $\theta_v = \theta(1 + 0{,}608\, q)$
θ_*	K	Echelle de température dans la couche de surface
ρ	kg/m^3	Masse volumique de l'air
τ_3	m^2/s^2	Flux turbulent vertical de quantité de mouvement
τ_{ij}		Tenseur des contraintes turbulentes
$\Psi_m(\zeta)$, $\Psi_h(\zeta)$, $\Psi_q(\zeta)$		Fonctions de correction de la stabilité pour la quantité de mouvement, la chaleur et l'humidité
ζ		Paramètre de la stabilité thermique

Exposants

GE	Terme des grandes échelles résolues
SM	Terme des petites échelles de sous-maille
n	Relatif à la couche n du modèle sol $n = \{s, 2, 3\}$
s	Relatif à la couche superficielle du modèle sol
2	Relatif à la couche d'isolation du modèle sol
3	Relatif à la couche du modèle sol située au-dessous de la couche d'isolation
a''	Fluctuation turbulente de la variable a

Indices

ART	Relatif au sol artificiel (MOS 'ART')
ART_2	Relatif à la seconde couche du sol artificiel
BARE	Relatif au sol nu (MOS 'BARE')
BAT	Relatif aux bâtiments (MOS 'BAT')
EAU	Relatif aux surfaces d'eau (MOS 'EAU')
MUR	Relatif aux murs
NAT	Relatif au sol artificiel (MOS 'NAT')
VEGA	Relatif à la végétation sur sol artificiel (MOS 'VEGA')
VEGN	Relatif à la végétation sur sol naturel (MOS 'VEGN')
RUART	Relatif à la fraction du sol artificiel relié au réseau d'assainissement
RUBAT	Relatif à la fraction des bâtiments reliés au réseau d'assainissement
r	A l'altitude de référence
v	Vertical
h	Horizontal
N	Pour une atmosphère neutre
10	A 10 m
0 ou s	A la surface
m, h, q	Relatif à la quantité de mouvement, à la chaleur ou à l'humidité
fille	Relatif à la grille fille
mère	Relatif à la grille mère
extérieur	Champ provenant de la grille mère
min	Minimum
max	Maximum
relaxation	Relatif aux termes de relaxation des champs aux frontières
ray	Relatif à la couche de Rayleigh
mélange	Relatif au mélange associé à la relaxation des champs aux frontières

Opérateurs

$\frac{d}{d\alpha}$	Dérivée totale par rapport à α
$\frac{\partial}{\partial\alpha}$	Dérivée partielle par rapport à α
MAX (α , β)	Maximum entre α et β
MIN (α , β)	Minimum entre α et β
$\propto$	Proportionnel à

$<\alpha>$ Moyenne du paramètre α

Abréviation

cf. *confer*
vs *versus*

Acronymes

Acronymes anglais

ASTER ***A**dvanced **S**paceborne **T**hermal **E**mission and **R**eflexion **R**adiometer*
AVHRR ***A**dvanced **V**ery **H**igh **R**esolution **R**adiometer*
CLC ***C**orine **L**and **C**over*
SST ***S**ea **S**urface **T**emperature*
AVHRR ***A**dvanced **V**ery **H**igh **R**esolution **R**adiometer*
MCSST ***M**ulti **C**hannel **S**ea **S**urface **T**emperature algorithm*
NLSST ***N**on-**L**inear Sea **S**urface **T**emperature algorithm*
IDM ***I**nertio-**D**issipative **M**ethod*
TEB ***T**own **E**nergy **B**alance*
EOSTAR **E**lectro-**O**ptical **S**ignal **T**ransmission and **R**anging
FVM ***F**inite **V**olume **M**odel*
MM5 ***M**eteorological **M**odel **5***
ARPS ***A**dvanced **R**egional **P**rediction **S**ystem*
ECMWF *The **E**uropean **C**entre for **M**edium-Range **W**eather **F**orecasts*
ECM ***E**ddy **C**orrelation **M**ethod*

Acronyme français		**Equivalent anglais**	
CLA	**C**ouche **L**imite **A**tmosphérique	***A**tmospheric **B**oundary **L**ayer*	*ABL*
CLS	**C**ouche de **s**urface	***S**urface **l**ayer*	
CLU	**C**ouche **L**imite **U**rbaine	***U**rban **B**oundary **L**ayer*	*UBL*
COV	**C**omposés **O**rganiques **V**olatils		VOC
ECT	**E**nergie **C**inétique **T**urbulente	***T**urbulent **K**inetic **E**nergy*	*TKE*
ICU	**I**lot de **c**haleur **U**rbain	***U**rban **H**eat **I**sland*	*UHI*
MOS	**M**odes d'**O**ccupation des **S**ols	***C**over **m**odes*	
POI	**P**ériode d'**O**bservation **I**ntense	***I**ntensive **O**bservation **P**eriod*	IOP
SGE	**S**imulation des **g**randes **é**chelles	***L**arge **E**ddy **S**imulation*	*LES*
SND	**S**imulation **N**umérique **D**irecte	***D**irect **N**umerical **S**imulation*	DNS
TU	**T**emps **U**niversel	***C**oordinated **U**niversal **T**ime*	*UTC*
ZIC	**Z**one **I**ndustrielle et **C**ommerciale		
GE	**G**rands **E**nsembles		
CV	**C**entre **V**ille		
PC	**P**éricentre		
ZP	**Z**one **P**avillonnaire		

Organismes

CAPS	***C**enter for **A**nalysis and **P**rediction of **S**torms*
CERMA	**CE**ntre de **R**echerche **M**éthodologique d'**A**rchitecture
CETP	**C**entre d'**E**tude des **E**nvironnements **T**errestre et **P**lanétaires
CNRM	**C**entre **N**ational de la **R**echerche **M**étéorologique
CRIGE	**C**entre **R**égional de l'**I**nformation **GE**ographique
ECN	**E**cole **C**entrale de **N**antes
IGN	**I**nstitut **G**éographique **N**ational
LAMP	**LA**boratoire de **M**étéorologie **P**hysique
NASA	***N**ational **A**eronautics and **S**pace **A**dministration*
NCAR	***N**ational **C**enter for **A**tmospheric **R**esearch*
NOAA	***N**ational **O**ceanic and **A**tmospheric **A**dministration*

Experiences

ESCOMPTE	2001	**E**xpérience sur **S**ite pour **Co**ntraindre les **M**odèles de **P**ollution, de **T**ransport et d'**E**mission
EQUALANT	1999	
FETCH	1998	**F**lux, **E**tat de la mer, et **T**élédétection en **C**ondition de Fetc**h** variable
JASMINE	1999	**J**oint **A**ir-**S**ea **M**onsoon **IN**v**E**stigation
TOGA COARE	1996	**T**ropical **O**cean-**G**lobal **A**tmosphere **C**oupled **O**cean-**A**tmosphere **R**esponse **E**xperiment

Introduction

Une large part de la population mondiale se sent concernée par les problèmes d'évolution du climat. L'idée la plus communément retenue est celle du réchauffement global de la planète, à cause de l'effet de serre accentué par les émissions de CO_2 d'origine anthropique. Cependant l'évolution en cours est plus complexe, car l'équilibre entier de la planète se rompt. On observe des changements des phénomènes météorologiques et climatiques dans de nombreuses régions du globe, que ce soit l'augmentation de phénomènes extrêmes, leur diminution ou la modification de leur fréquence d'apparition. Une autre catégorie de la population, principalement celle qui est la plus exposée, s'inquiète de voir la qualité de l'air qu'elle respire se dégrader. La révolution industrielle des pays dits développés a eu lieu il y a près de 150 ans, où de fortes émissions de polluants ne pouvaient être contrôlées. Aujourd'hui, de nouveaux pays tels que l'Inde ou la Chine se retrouvent dans cette même situation, où le développement industriel prime sur les considérations environnementales et sur la santé et le bien être des citoyens. La ville de Shanghai en est un exemple criant ; certains habitants n'hésitent plus à s'afficher avec un mince masque anti-pollution sur le nez et la bouche, seule possibilité d'échapper aux polluants émis dans la zone industrielle à proximité. Cette situation peut-elle être évitée ? Entre autres pays, la France s'inscrit dans une politique de contrôle permanent de la composition chimique de l'air des villes, consciente qu'une nation ne peut ignorer les effets des polluants sur les problèmes de santé, tels que le développement de problèmes respiratoires, de cancers, d'irritations oculaires et de perturbation du transport de l'oxygène dans le sang. Les normes imposées aux industriels restent la principale possibilité de contrôle en amont de l'apparition des problèmes de dépassement des seuils d'alerte.

Outre la quantité de polluants émis, les conditions météorologiques sont d'une importance capitale sur leur devenir. Les processus physiques intervenant aux abords des sources vont disperser les polluants et les réactions chimiques entre les polluants vont dépendre du rayonnement solaire, de la température, de l'humidité… Si l'on veut être en mesure de prévoir les épisodes de pollution, ou aménager le territoire de telle sorte à minimiser les risques de leur occurrence, on se doit de comprendre parfaitement les mécanismes intervenant dans la couche limite atmosphérique. En particulier, étant donné que les habitants et les zones industrielles sont regroupés dans les agglomérations urbaines, près des côtes et dans les vallées, ces milieux complexes doivent être étudiés de près.

Du point de vue physique, une agglomération urbaine est vue comme un assemblage de matériaux non-naturels, qui ont des propriétés radiatives et thermiques différentes des couverts végétaux. Sa structure morphologique dépend de l'agencement des bâtiments irréguliers, de différentes tailles, plus ou moins espacés entre eux. Cet agencement va modifier la valeur de la longueur de rugosité aérodynamique. La présence de végétation résiduelle et de sols nus est aussi une caractéristique de la ville. L'histoire de la construction des villes fait que l'on retrouve des entités relativement homogènes, où le schéma de construction est reproduit : ce sont les quartiers. Les éléments rugueux isolés, les quartiers et aussi la ville dans son ensemble ont un impact sur la météorologie. Les modifications sont d'ordres dynamiques, thermiques, radiatifs et hydrologiques.
Chaque type de surface (mer, forêt, prairie, ville, montagne…) a une influence particulière sur l'atmosphère. Dans les zones situées aux interfaces, les phénomènes engendrés par chaque surface interagissent. C'est le cas notamment des zones urbanisées côtières dont la météorologie est régie à la fois par les effets de la présence urbaine et par les phénomènes de brise de mer ou brise de terre.
La simulation numérique offre le moyen d'analyse de l'atmosphère le plus complet, permettant le suivi des champs météorologiques et chimiques en quatre dimensions, dans l'espace, sur un domaine représentant la géographie du lieu, et dans le temps, à l'échelle des perturbations diurnes, mensuelles, annuelles… Le développement des modèles numériques est alors au cœur des avancées scientifiques actuelles. Si les lois physiques régissant l'écoulement atmosphérique sont bien connues, d'autres paramétrisations sont intégrées au modèle, permettant la prise en compte de l'influence de la surface, de la turbulence, de la microphysique des nuages, etc… Un modèle doit également faire face à des contraintes numériques, parfois lourdes.
La simulation numérique en milieu urbain est un aspect récent de la recherche en dynamique de l'atmosphère. Elle s'appuie donc très étroitement sur les mesures réalisées régulièrement et au cours des grandes campagnes d'observation. Les avancées technologiques en métrologie sont également importantes. La structure en deux dimensions spatiales de l'atmosphère peut être obtenue avec des sondeurs.

C'est dans ce contexte que cette étude est menée. L'objectif de ce mémoire est de démontrer que l'on peut évaluer les modes de dispersion des polluants émis dans un environnement complexe grâce à des simulations numériques reproduisant les caractéristiques atmosphériques de la manière la plus réaliste

possible. En prenant en compte précisément les spécificités de la surface (modes d'occupation des sols, morphologie de la canopée, topographie) on doit pouvoir reproduire les effets atmosphériques propres à cette dernière et ainsi affiner l'étude des interactions entre les différents processus qui entrent en jeu. On souhaite donc ici mettre au point les différents outils permettant d'aboutir à ce résultat et tester la méthode de mise en place des simulations sur un cas réel pour lequel nous disposons d'un nombre important de données, tout en gardant à l'esprit que cette méthode doit être transposable sur un cas quelconque. Ce travail s'inscrit d'ailleurs dans le cadre de la campagne expérimentale CLU-ESCOMPTE, qui a eu lieu en Provence au cours de l'été 2001.

Dans ce travail, les outils utilisés sont :

- le modèle atmosphérique SUBMESO
- le modèle de sol SM2-U
- le logiciel de cartographie DF-Map

Les données utilisées sont :

- la BDTopo de Marseille
- La base de données Corine Land Cover
- les sorties des simulations à 3 km de résolution du modèle RAMS
- la base de données de la campagne expérimentale CLU - ESCOMPTE
- la base de données de la campagne expérimentale FETCH

La réflexion menée ici s'articule autour des cinq chapitres de ce mémoire.

Quels sont les connaissances et les moyens dont on dispose afin de connaître et prévoir la météorologie en milieu urbain ?

On tentera de répondre à cette question dans le premier chapitre. Dans un premier temps, les connaissances théoriques actuelles sur la basse atmosphère en milieu urbain sont présentées. Les phénomènes observés engendrés par l'hétérogénéité des surfaces sont ensuite exposés. Ces phénomènes doivent pouvoir être mis en évidence dans des simulations numériques puisqu'ils existent dans la réalité. C'est bien par l'observation que nos connaissances de la météorologie urbaine peuvent croître. Les différents moyens d'étude dédiés à l'analyse d'une situation météorologique (simulation, mesures) doivent pouvoir être confrontés et corrélés. Dans cette étude, le contexte expérimental est fourni par l'expérience CLU-ESCOMPTE, dont une brève description ainsi que les moyens mis en œuvre sont présentés. L'état de l'art de la simulation numérique en milieu urbain est exposé, avant d'introduire la présentation générale des deux projets de réalisation de simulations numériques dont les résultats seront présentés dans les chapitres 4 et 5.

Comment mettre en œuvre des simulations numériques de l'atmosphère urbaine sur un cas réel ou académique, à l'aide de nos outils ?

Ceci est l'objet du chapitre 2. Le modèle SUBMESO, développé par l'équipe Dynamique de l'Atmosphère Habitée, est l'outil numérique qui va nous permettre de mener à bien les simulations numériques. Grâce au travail antérieur de Pénelon [2002], le modèle SUBMESO est disponible dans une version permettant l'imbrication de plusieurs grilles de simulation fixes, dont la résolution spatiale et temporelle augmente vers le petit domaine. Le fonctionnement du modèle est ainsi présenté afin de bien comprendre le sens des résultats de simulations que l'on peut obtenir, et de montrer les améliorations nécessaires à la bonne marche des simulations, qui ont été apportées. La philosophie et les principes de fonctionnement du modèle de sol urbain SM2-U [Dupont 2001, Dupont & Mestayer 2006] sont ensuite exposés. Il a été couplé avec le modèle SUBMESO- emboîté. Ainsi, on dispose d'un outil performant pour la réalisation de simulations numériques de l'atmosphère urbaine. Encore faut-il qu'il soit correctement alimenté à l'initialisation et, au cours de la simulation, aux frontières du plus grand domaine… Une large part de ce chapitre est consacrée à la représentation de la canopée urbaine dans le modèle de sol. Le travail préliminaire de Long [2003] concernant l'analyse d'un tissu urbain à partir de la base de données BDTopo de l'IGN, avec le logiciel DF-MAP, testé sur Marseille et sur Nantes, nous a servi de base à l'élaboration d'une classification sur notre grille de simulation à 330 m de résolution, et à obtenir pour chaque classe définie les paramètres nécessaires au modèle de sol. En s'inspirant des quartiers types de Marseille, une ville académique a été définie, dans le but de réaliser, avant un cas réel, des simulations sur un cas simplifié afin de tester la sensibilité du couple SUBMESO - SM2-U.

Comment simuler correctement la météorologie au-dessus d'une ville côtière si les flux turbulents à l'interface mer-air ne sont pas bien évalués ?

Ce point, objet du chapitre 3, est apparu primordial dès lors que des simulations numériques sur une ville côtière, Marseille, ont été envisagées. En effet les circulations thermiques induites par la variation du type de surface vont agir sur la dispersion des polluants, sur l'apport d'une masse d'air plus fraîche ou plus chaude, sur le champ d'humidité... Le calcul ne peut être réalisé de la même manière que sur les autres surfaces, et c'est pourquoi le modèle de sol SM2-U ne simule pas le fonctionnement de cette surface. Le concept de la modélisation introduite ici repose sur l'existence de sous-couches visqueuses à l'interface mer-air et sur la théorie de Liu Katsaros et Businger [1979] qui permet de calculer les longueurs de rugosité aérodynamique et scalaires en fonction de l'état de la mer. Les données de la campagne expérimentale FETCH, qui a eu lieu dans le golfe du Lion du 13 mars au 15 avril 1998, ont permis de valider le modèle itératif obtenu, directement sur les conditions de la mer Méditerranée.

Qu'apporte le modèle de sol SM2-U dans la simulation numérique ?

Le chapitre 4 est dédié à la prise en main du modèle couplé SUBMESO - SM2-U. Douze simulations sont menées sur un cas académique, en 3D. Pour chaque cas, on analyse le bilan énergétique, puis l'écoulement atmosphérique, en établissant l'interaction entre le modèle de sol et le modèle atmosphérique. La première simulation sert de référence aux autres cas, car elle est menée à haute résolution, par vent moyen, en définissant une ville composée de quatre quartiers distincts, typiques des villes européennes. La méthode d'emboîtement de domaines est également testée pour la première fois avec le modèle de sol. Nous cherchons également à savoir quel est l'impact de la taille des mailles sur les flux calculés à l'interface canopée-atmosphère. Les autres simulations sont menées à une résolution plus faible, afin de limiter le temps de calcul. Les trois simulations suivantes visent à montrer la sensibilité du modèle (couplé) à la description de la ville avec un vent modéré de 3 m/s ; l'une utilise la description de la ville détaillée en quartiers, la seconde utilise une ville homogène dont les caractéristiques sont la moyenne des caractéristiques des quatre quartiers, et la troisième utilise une ville dont les éléments urbains (sol artificiel, bâtiments) sont effacés au profit d'un sol nu, sans végétation. L'élaboration de ces surfaces a été détaillée dans le chapitre 2. La question qui se pose ensuite est de savoir si les résultats de cette étude de sensibilité se retrouvent avec d'autres conditions synoptiques, et c'est pourquoi deux autres simulations sont menées avec un vent plus faible (1 m/s) en considérant la ville détaillée et la ville moyenne. Un vent plus fort (5 m/s) est testé sur la ville détaillée, afin de déterminer les mécanismes qui entrent en jeu suivant l'intensité du vent synoptique. Enfin, le modèle développé dans le chapitre 3 est intégré dans le modèle SUBMESO et testé dans les quatre dernières simulations, où la mer recouvre toute la surface en aval de la ville. L'analyse porte sur l'interaction des effets combinés de la ville, de la mer et de la zone rurale, selon la description de la ville et selon l'intensité du vent synoptique. De cette manière, on peut évaluer l'importance de bien décrire les surfaces urbaines dans le modèle de sol.

Quels sont les mécanismes qui entrent en jeu dans la dispersion des polluants dans la région marseillaise ?

Le dernier chapitre est une mise en situation des outils mis au point. Des simulations numériques sont menées sur la région marseillaise les 24, 25 et 26 juin, en utilisant la description de la canopée décrite dans le chapitre 2. Trois grilles sont emboîtées autour du centre ville de Marseille, avec des résolutions de maille de 990 m pour la plus grande grille, servant à assimiler les champs météorologiques à grande échelle, de 330 m sur l'ensemble de la zone urbaine, afin de considérer l'interaction entre les quartiers, et enfin de 110 m pour la grille à très haute résolution positionnée sur le centre ville. Grâce à la comparaison des sorties du modèle aux mesures effectuées pendant la campagne ESCOMPTE, le couple SUBMESO - SM2-U peut être validé pour la première fois sur un cas réel. Après cette étape indispensable, les sorties des simulations sont analysées. La complexité de la situation géographique de Marseille rend difficile la séparation des effets respectifs des différents systèmes météorologiques. C'est pourquoi l'influence de la ville est ensuite

analysée à l'aide d'une simulation supplémentaire, dans laquelle Marseille est supprimée, remplacée par de la garrigue dans le modèle de sol. Enfin, une première analyse du champ de la turbulence dans cette région complexe est proposée.

Grâce à cette étude, nous aurons montré l'intérêt de prendre en compte autant de détails dans les simulations numériques et de descendre à haute résolution afin de reproduire correctement l'influence urbaine sur l'écoulement atmosphérique et améliorer l'étude de la dispersion des polluants à petite méso-échelle. A terme, la méthode évaluée ici doit pouvoir être réutilisée sur d'autres villes.

Chapitre 1

Etudes météorologiques en milieux urbain et côtier

L'étude de l'atmosphère en milieu urbain est relativement récente. Son développement est devenu indispensable afin de comprendre les mécanismes de transport de la pollution d'origine anthropique, et de comprendre également les phénomènes liés à la présence de la ville qui perturbent l'équilibre environnemental et la santé des citoyens.

Dans ce chapitre sont exposées dans un premier temps les théories fondamentales de la météorologie urbaine, sur lesquelles s'appuient les développements actuels. Les phénomènes engendrés par la présence de la ville sont ensuite expliqués. Cette science vient s'enrichir également des mesures réalisées dans l'atmosphère ; la campagne CLU - ESCOMPTE de 2001 sur laquelle porte l'étude menée dans le chapitre 5 est présentée ici. La simulation numérique vient compléter l'édifice de cette discipline, en permettant de reconstituer l'évolution de l'atmosphère en quatre dimensions. Les modèles couramment utilisés pour l'étude de l'atmosphère urbaine sont donc ensuite exposés. Ce chapitre se termine sur la présentation générale des simulations numériques menées dans le cadre de ce travail.

1.1 – Théorie de la couche limite urbaine

1.1.1 – Structure de la couche limite atmosphérique

1.1.1.1 – Les basses couches troposphériques

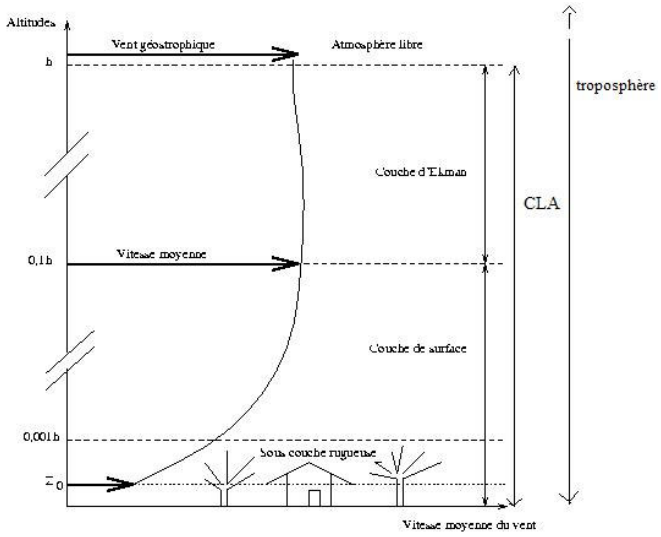


Figure 1.1 - Représentation schématique des basses couches troposphériques et profil de la vitesse du vent selon les différentes couches troposphériques. h représente la hauteur de la couche limite atmosphérique, et z_0 la longueur de rugosité. (*Modifié d'après Turbelin [2000]*).

La troposphère (couche de l'atmosphère enveloppant la surface de la Terre sur environ 10 km) est constituée de couches dont les propriétés dynamiques et thermodynamiques diffèrent (**figure 1.1**). La couche en contact avec la surface est la couche limite atmosphérique (CLA) ; c'est la portion d'atmosphère au voisinage de la surface dans laquelle la présence de cette dernière affecte directement les paramètres météorologiques [De Moor, 1983]. C'est dans cet espace, principalement, que l'on va rencontrer le phénomène de turbulence. Au-dessus, dans la troposphère libre, l'écoulement n'est pas affecté par la surface. Les forces de pression et de Coriolis ont alors tendance à s'équilibrer et l'écoulement peut être approximé par le vent géostrophique pour des systèmes de grande échelle extratropicaux. L'épaisseur de la CLA est très variable selon le type de surface, l'heure, la saison, avec un ordre de grandeur de 500 m à 1500 m. La zone tout près de la surface, où les effets de gradient de pression et la force de Coriolis sont négligeables [De Moor, 1983], est la couche de surface (CLS). La production de turbulence est d'origine dynamique, due au frottement de l'air sur la surface solide, et thermique, liée au transfert de chaleur entre l'air et la surface, ces deux éléments ne se réchauffant/refroidissant pas de la même manière. Plus près encore de la surface, on appelle la couche de canopée la zone comprise entre le sol et la hauteur moyenne des éléments rugueux. Elle est contenue dans la sous-couche rugueuse, où l'écoulement est perturbé par l'interaction des sillages créés par les éléments rugueux plus ou moins hauts. La **figure 1.1** donne une

estimation de la hauteur de la sous-couche rugueuse en fonction de la hauteur de la CLA. Le profil de la vitesse du vent est de type logarithmique dans la CLS neutre (*cf.* définition **§ 1.1.1.2**), sauf à l'approche de la surface. Néanmoins, on définit la longueur de rugosité aérodynamique z_{0m} comme l'altitude à laquelle le module du vent s'annulerait si son profil était encore logarithmique dans la sous-couche rugueuse. Elle dépend du type de surface et varie de 5.10^{-3} m pour la mer à plus de 1 m pour les milieux fortement rugueux comme une forêt ou une zone urbaine.

1.1.1.2 – Organisation et états de la CLA

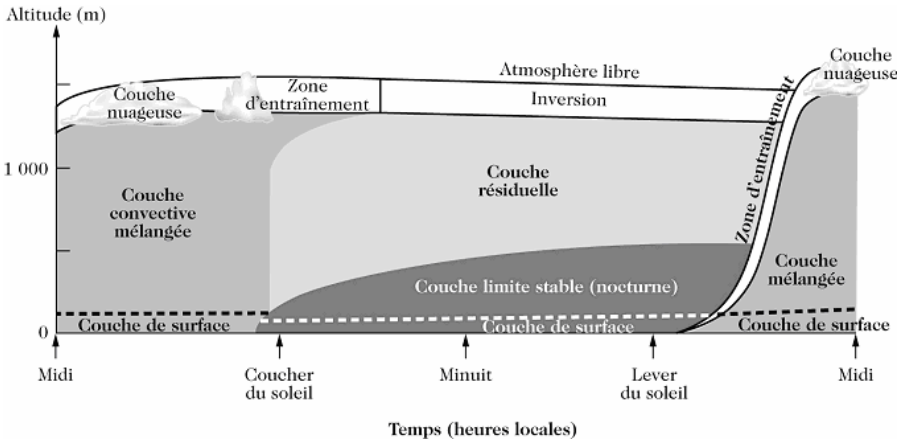


Figure 1.2 - Cycle diurne de la CLA (*D'après Stull [1988], version française de Delmas et al. [2005]).*

L'étude classique de la CLA fait ressortir un cycle diurne, présenté sur la **figure 1.2,** étroitement lié aux trois états la caractérisant selon le gradient vertical de température potentielle $\partial\theta/\partial z$, où θ est la température potentielle :

- **CLA instable**. Lorsque la surface est chaude, elle propage cette chaleur à l'air qui est en contact avec elle. Le gradient $\partial\theta/\partial z$ est alors négatif, le flux de chaleur est positif (vers le haut). Ce gradient donne naissance à la force d'Archimède qui déplace les particules d'air de leur état d'équilibre. La turbulence est créée par l'instabilité thermique des particules ainsi engendrée. Le mélange des masses d'air est très important jusqu'au sommet de la CLA : cette couche est appelée couche convective mélangée (ou couche d'Ekman). Le frottement sur la surface se fait de moins en moins sentir avec l'altitude. La turbulence y est importante, véhiculée par des tourbillons de différentes tailles. Par conséquent, cette couche s'homogénéise, et facilite la dispersion des polluants depuis le lieu de leur émission. Une couche d'entraînement se forme à l'interface entre la couche de mélange et la troposphère libre. A cet endroit les champs moyens tendent vers leur valeur dans l'atmosphère libre stable.
- **CLA neutre**. $\partial\theta/\partial z$ est nul, ainsi que le flux de chaleur à la surface. La turbulence ne peut être créée que par une production dynamique (cisaillement). Cet état de la CLA est rare, et se rencontre plutôt lors de la transition entre la CLA instable vers la CLA stable. Cependant, la CLA est « quasi-neutre »

(proche de la neutralité) dès que le vent est fort ou lorsque la couverture nuageuse réduit les échanges thermiques.

- **CLA stable**. $\partial\theta/\partial z$ est positif, comme dans la troposphère libre. Dans ce cas la force d'Archimède tend à faire disparaître la turbulence d'origine dynamique. La couche limite stable apparaît peu de temps avant le coucher du soleil (**figure 1.2**) avec la diminution du chauffage radiatif et s'épaissit au fil de la nuit lors du refroidissement de la surface. Au-dessus, la disparition de la CLA turbulente au coucher du soleil peut s'expliquer soit par un « effondrement de la CLA », avec une décroissance rapide (environ 1 h) de la hauteur de la couche d'entraînement et/ou de l'inversion thermique précédant sa disparition, soit par le remplacement de la CLA par une « couche résiduelle » dans laquelle la turbulence s'atténue (turbulence fossile) en l'absence de mécanisme générateur, bien que l'inversion soit encore observable comme sur la **figure 1.2**.

1.1.2 – Turbulence dans la couche limite de surface

1.1.2.1 – Hypothèses et équations dans la couche de surface

L'écoulement dans la couche de surface est souvent décrit par le système d'équations de Reynolds. Au-dessus d'une surface homogène, on peut faire l'hypothèse d'homogénéité horizontale dans la couche de surface, hors de la sous-couche rugueuse. L'écoulement peut également être considéré comme stationnaire. Cette hypothèse est acceptable si l'on considère une durée suffisamment longue pour être représentative et suffisamment courte pour s'affranchir du cycle diurne. Ce système se réduit alors aux équations suivantes, écrites dans un système d'axes tel que la direction longitudinale est parallèle au vent moyen :

$$\begin{aligned} &\mu\frac{\partial\overline{u}}{\partial z} - \rho\overline{u'w'} = cte \\ &-\lambda\frac{\partial\overline{\theta}}{\partial z} + \rho C_p\overline{\theta'w'} = cte \\ &-D\frac{\partial\overline{q}}{\partial z} + \rho L_v\overline{q'w'} = cte \end{aligned} \qquad \textbf{(1. 1)}$$

où θ' et q' sont les fluctuations de température potentielle et d'humidité spécifique autour de leur valeur moyenne $\overline{\theta}$ et $\overline{q}$, u' et w' sont les composantes horizontale et verticale de la fluctuation de la vitesse autour de la valeur moyenne de ses composantes $\overline{u}$ et $\overline{w}$ (avec $\overline{w}=0$), C_p est la chaleur spécifique de l'air à pression constante, L_v la chaleur latente de vaporisation de l'eau, ρ la densité de l'air, μ la viscosité dynamique de l'air, λ la conductivité thermique de l'air et D le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air.

Les flux moléculaires étant négligeables devant les flux turbulents dès que l'on se situe à une altitude supérieure à la hauteur des éléments rugueux, cette couche est caractérisée par des flux turbulents constants de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente :

$$\begin{aligned} \tau &= -\rho \overline{u'w'} = \tau_0 \\ H_s &= \rho C_p \overline{w'\theta'} = H_{s0} \\ LE &= \rho L_v \overline{w'q'} = LE_0 \end{aligned} \qquad \textbf{(1. 2)}$$

où τ_0, H_{s0} et LE_0 sont les valeurs des flux à la surface.

1.1.2.2 – Théorie de similitude de Monin-Obukhov

Atmosphère Sèche

Dans le cas de l'atmosphère sèche, Monin & Obukhov [1954] ont appliqué la théorie de similitude aux profils de vent et de température dans la couche de surface. Les paramètres pertinents pour décrire la CLS sont dans ce cas les flux de surface τ_0 et H_{s0} et le paramètre de flottabilité g/θ_0, avec g l'accélération de la pesanteur et θ_0 la température potentielle à la surface. Avec ces paramètres pertinents, on ne peut former, à un facteur numérique près, qu'une seule combinaison homogène à chacune des dimensions de température, longueur et vitesse. Les échelles de vitesse (la vitesse de frottement u_*), de température (θ_*) et la longueur de Monin-Obukhov (L_{MO}) sont alors introduites telles que :

$$u_*^2 = \frac{\tau_0}{\rho} \qquad \textbf{(1. 3)}$$

$$\theta_* = -\frac{H_{s0}}{C_p \rho u_*} \qquad \textbf{(1. 4)}$$

$$L_{MO} = -\frac{\theta_0 u_*^3}{g \kappa H_{s0}/(\rho C_p)} = \frac{\theta_0 u_*^2}{g \kappa \theta_*} \qquad \textbf{(1. 5)}$$

L'idée de base est que la variation de structure de la CLS peut s'expliquer par une variation de l'échelle des phénomènes [De Moor, 1983]. Ainsi, les moments en un point et les dérivées verticales des grandeurs moyennes adimensionnés par u_* et θ_* ne dépendent que de $z/L_{MO} = \zeta$, où ζ représente l'indice de stabilité thermique de Monin-Obukhov. Cela donne les relations suivantes, où la constante de Von Karman κ est introduite :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} &= \frac{u_*}{\kappa z} \Phi_m(\zeta) \\ \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} &= \frac{\theta_*}{\kappa z} \Phi_h(\zeta) \end{aligned} \qquad \textbf{(1. 6)}$$

Les fonctions de correction de la stabilité (empiriques et universelles) $\Phi(\zeta)$ sont telles que $\Phi_m(0)=1$, $\Phi_h(0)=\mathrm{Pr}_t$, avec Pr_t le nombre de Prandt turbulent. Les formulations les plus fréquemment utilisées sont celles de Paulson [1970], de Businger et al [1971] et de Dyer et al. [1974].

L'indice ζ est positif si l'atmosphère est stable, nul en condition neutre et négatif si la CLA est instable ou convective. En effet, si l'atmosphère est neutre, le flux de chaleur de surface est nul.

Atmosphère humide

Dans le cas général où l'air contient de la vapeur d'eau, la CLS est aussi caractérisée par le flux de surface LE_0 qui peut affecter les forces de flottabilité et avec lequel on peut construire l'échelle d'humidité q_* :

$$q_* = -\frac{LE_0}{L_v\,\rho\,u_*} \qquad \textbf{(1. 7)}$$

Dans ce cas la longueur de Monin-Obukhov doit être redéfinie à partir de la température potentielle virtuelle à la surface $\theta_{v0}=\theta_0\left(1+0{,}608\,q_0\right)$ et de l'échelle de température potentielle virtuelle $\theta_{v*}=\theta_*+0{,}608\,(\,\theta_* q_0+\theta_0\,q_*\,)$.

$$L_{MO}=\frac{\theta_{v0}\,u_*^2}{g\,\kappa\,\theta_{v*}} \qquad \textbf{(1. 8)}$$

Une nouvelle fonction universelle $\Phi_q(\zeta)$ relative à l'humidité est introduite telle que $\Phi_q(0)=Sc_t$ avec Sc_t le nombre de Schmidt turbulent :

$$\frac{\partial\overline{q}}{\partial z}=\frac{q_*}{\kappa z}\Phi_q(\zeta) \qquad \textbf{(1. 9)}$$

Les relations (1.6) restent valables pourvu que l'on utilise la nouvelle expression **(1.8)** de L_{MO} dans la définition de l'indice de stabilité ζ.

Valeurs des constantes

Les valeurs des nombres de Prandt et de Schmidt turbulents sont connues dans le cas neutre. Elles sont prises constantes dans tous les cas, faute de connaissance précise de leur valeur, qui peut varier entre 0,5 et 1. Dans le modèle SUBMESO, $\mathrm{Pr}_t=1$ et $Sc_t=0{,}95$.

Dans la plupart des travaux antérieurs la valeur de κ est prise à 0,4. Sa valeur a été l'objet de controverses [Shaw, 1990]; les premières mesures donnèrent 0,4 mais au cours de l'expérience Kansas (1968), la valeur déduite des mesures était de 0,35. C'était le début de la mise en place de la méthode de mesure par covariance (*cf.* **1.1.2.3**) et cette mesure s'est avérée biaisée par la distorsion de l'écoulement autour des mâts et des anémomètres soniques. Par des considérations théoriques, il a été proposé une dépendance en fonction du nombre de Rossby, ce qui a été démenti par Zhang et al. [1988]. Nous prendrons donc par la suite la valeur du consensus actuel $\kappa=0{,}4$.

Profils dans la couche de surface

L'intégration dans la couche à flux constant des gradients verticaux de $\overline{u}, \overline{\theta}, \overline{q}$ définis par les équations (**1.6**) et (**1.9**), entre l'altitude qui correspond aux longueurs de rugosité aérodynamique z_{0m}, thermique z_{0h} et hydrique z_{0q}, et l'altitude z_r, donne alors les relations suivantes :

$$
\begin{aligned}
u(z_r) - u_0 &= \frac{u_*}{\kappa}\left[\ln\left(\frac{z_r}{z_{0m}}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_r}{L_{MO}}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L_{MO}}\right)\right] \\
\theta(z_r) - \theta_0 &= \frac{\mathrm{Pr}_t\ \theta_*}{\kappa}\left[\ln\left(\frac{z_r}{z_{0h}}\right) - \Psi_h\left(\frac{z_r}{L_{MO}}\right) + \Psi_h\left(\frac{z_{0h}}{L_{MO}}\right)\right] \\
q(z_r) - q_0 &= \frac{Sc_t\ q_*}{\kappa}\left[\ln\left(\frac{z_r}{z_{0q}}\right) - \Psi_q\left(\frac{z_r}{L_{MO}}\right) + \Psi_q\left(\frac{z_{0q}}{L_{MO}}\right)\right]
\end{aligned}
\qquad \textbf{(1.10)}
$$

avec les valeurs des paramètres météorologiques à la surface définies par u_0, θ_0, q_0. Les fonctions Ψ interviennent pour corriger les profils logarithmiques en fonction de la stabilité et proviennent de l'intégration des fonctions Φ. En général, lorsque la rugosité de la surface est petite, les derniers termes $\Psi_m(z_{0m} / L_{MO}), \Psi_h(z_{0h} / L_{MO})\ et\ \Psi_q(z_{0q} / L_{MO})$ sont négligeables.

1.1.2.3 – Méthodes de mesure des flux turbulents

Méthode aérodynamique globale (Paramétrisation 'bulk')

Les flux turbulents peuvent être exprimés à l'aide de coefficients de transfert de quantité de mouvement (coefficient de traînée, C_D), de chaleur (nombre de Stanton, C_H) et d'humidité (nombre de Dalton, C_E), en fonction des variables à une altitude z_r, correspondant à l'altitude de mesure (vitesse du vent U_r, température potentielle θ_r, humidité spécifique q_r) :

$$
\begin{aligned}
\tau_0 &= \rho\, C_D U_r \left(u_r - u_0\right) \\
H_{s0} &= -\rho\, C_p\, C_H\, U_r \left(\theta_r - \theta_0\right) \\
LE_0 &= -\rho\, L_v\, C_E U_r \left(q_r - q_0\right)
\end{aligned}
\qquad \textbf{(1. 11)}
$$

Cette paramétrisation est fréquemment utilisée lors de mesures des flux turbulents. Afin de comparer les résultats des différentes expériences, on exprime généralement les coefficients de transfert dans le cas d'une atmosphère neutre et pour une mesure qui serait effectuée à 10 m d'altitude. On cherche ainsi à obtenir une paramétrisation universelle des « coefficients neutres équivalents », C_{DN10}, C_{HN10} et C_{EN10} (où l'indice N indique la condition neutre et l'indice 10 indique une mesure à 10 m) qui dépendent de la vitesse du vent, établie selon la forme suivante :

$$C_{k\,N10} = a + b\,U_{N10}^{c} \qquad \text{pour } k = D, H, E \tag{1. 12}$$

où U_{N10} est le module du vent à 10 m dans une atmosphère équivalente neutre, a, b et c sont des constantes empiriques fonctions de la stabilité thermique et de la gamme de U_{N10} considérée.

Dans de nombreuses paramétrisations, c est pris à 1 pour les trois coefficients. D'autre part, $C_{H\,N10}$ et $C_{E\,N10}$ sont souvent indépendants du vent (b = 0) et parfois considérés identiques. Une revue de ces paramétrisations, entre 1967 et 1987 est exposé par Geernaert [1990]. Les résultats d'autres campagnes de mesures plus récentes telles que EQUALANT99 sur l'océan Atlantique [Brut, 2002], FETCH sur la mer Méditerranée [Dupuis, 2003], donnent de nouvelles paramétrisations.

Bourras [2000] présente deux algorithmes itératifs de calcul des flux turbulents à l'interface entre la mer et l'atmosphère à partir des coefficients de transfert neutre équivalents $C_{D\,N10}, C_{H\,N10}$ et $C_{E\,N10}$ et en faisant intervenir les fonctions de correction $\Psi(\zeta)$. Il propose deux méthodes d'initialisation possibles : en posant $u_* = u_{*N}$ ou bien $U = U_N$. Il montre que les deux méthodes donnent des résultats différents pour les fortes valeurs des flux, et préconise l'utilisation de la première méthode d'initialisation. C'est cet algorithme qui est choisi par Brut [2002] pour le calcul des flux turbulents au cours de la campagne EQUALANT99, ainsi que dans la base de données de FETCH fournie par Guérin (*cf.* **§ 3.4.2.2**).

Ainsi, en initialisant par $u_* = u_{*N}$ et $z_0 = z_{0N}$, on peut calculer les valeurs du vent, température et humidité qui seraient mesurées à 10 m dans une atmosphère neutre, U_{N10}, θ_{N10} *et* q_{N10}, à partir des paramètres mesurés à l'altitude z_r, par les relations :

$$\begin{aligned}
U_{N10} &= U_r + \frac{u_*}{\kappa}\left(\ln\frac{10}{z_r} + \Psi_m(\zeta)\right)\\
\theta_{N10} &= \theta_r + \frac{\theta_*}{\kappa}\left(\ln\frac{10}{z_r} + \Psi_h(\zeta)\right)\\
q_{N10} &= q_r + \frac{q_*}{\kappa}\left(\ln\frac{10}{z_r} + \Psi_q(\zeta)\right)
\end{aligned} \tag{1. 13}$$

où $\zeta = z_r / L_{MO}$, u_*, θ_* et q_* ont été calculés à l'itération précédente.

Les échelles caractéristiques de la couche de surface se calculent ensuite ainsi :

$$\begin{aligned}
u_* &= \sqrt{C_{D\,N10}}\,\left(U_{N10} - u_0\right)\\
\theta_* &= \left(C_{H\,N10} / \sqrt{C_{D\,N10}}\right)\left(\theta_{N10} - \theta_0\right)\\
q_* &= \left(C_{E\,N10} / \sqrt{C_{D\,N10}}\right)\left(q_{N10} - q_0\right)
\end{aligned} \tag{1. 14}$$

Les flux turbulents se déduisent finalement des équations **(1.2)**, **(1.3)**, **(1.4) et (1.7)** :

$$\begin{aligned} \tau_0 &= \rho u_*^2 \\ H_{s0} &= -\rho C_p u_* \theta_* \\ LE_0 &= -\rho L_v u_* q_* \end{aligned} \qquad \textbf{(1. 15)}$$

Dans l'algorithme de calcul de Bourras [2000], les échelles caractéristiques sont initialisées dans un premier temps avec **(1.14)** en posant l'hypothèse que $(U_{N10} - u_0) = (U_r - u_0)$, $(\theta_{N10} - \theta_0) = (\theta_r - \theta_0)$ et $(q_{N10} - q_0) = (q_r - q_0)$. La longueur de Monin-Obukhov est évaluée par **(1.8)**. Les paramètres équivalents U_{N10}, θ_{N10} et q_{N10} peuvent alors être calculés par **(1.13)**.

<u>La méthode des corrélations turbulentes (Eddy Correlation Method, ECM en anglais)</u>

C'est la méthode de calcul la plus directe, en utilisant les fluctuations des différentes variables mesurées. Elle ne donne pas toujours de résultat satisfaisant à cause de la difficulté de la mesure. En particulier cette méthode requiert une plate-forme stable [Geernaert, 1990]. Les flux turbulents (pour la variable *a*) se déduisent des covariances (équations **1.2**) elles-mêmes définies expérimentalement par :

$$\overline{w'a'} = \frac{1}{T}\int_0^T w'(t)\, a'(t)\, dt \qquad \textbf{(1. 16)}$$

où T est le temps d'intégration du produit des fluctuations turbulentes à chaque instant t $a'(t) = a(t) - \frac{1}{T}\int_0^T a(t')\, dt'$. Il est recommandé de prendre T supérieur à une heure pour un vent très faible mais il peut être limité à 15-20 minutes pour un vent fort de 20 m/s [Brut, 2002].

<u>La méthode inertio-dissipative (Inertio dissipative Method, IDM)</u>

Cette technique est basée sur les propriétés de la turbulence dans le sous-domaine inertiel. Les structures turbulentes dans cette zone ne font que transférer l'énergie cinétique à dissiper, depuis les grosses structures vers les structures plus fines (cascade de Kolmogorov). Le spectre de l'énergie cinétique a dans ce cas la forme suivante, en fonction du nombre d'onde $k_\lambda = 2\pi f / U_r$, où f est la fréquence et où U_r est la vitesse moyenne du vent à l'altitude de mesure z_r :

$$\begin{aligned} E_u(k_\lambda) &= \alpha\, \varepsilon^{2/3} k_\lambda^{-5/3} \\ E_\theta(k_\lambda) &= \beta N_\theta \varepsilon^{-1/3} k_\lambda^{-5/3} \\ E_q(k_\lambda) &= \beta N_q \varepsilon^{-1/3} k_\lambda^{-5/3} \end{aligned} \qquad \textbf{(1. 17)}$$

$\alpha = 0{,}55$ et $\beta = 0{,}8$ sont les constantes respectivement de Kolmogorov et de Obukhov-Corrsin. ε, N_θ et N_q sont les taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente et des demi-variances de température et d'humidité.

La méthode IDM consiste à résoudre le système simplifié des équations de bilan d'énergie cinétique turbulente ($ECT = \frac{1}{2}\left(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}\right)$) et de demi-variance de température et d'humidité. Les taux de dissipation sont déterminés ainsi [Brut, 2002] :

$$\begin{aligned} \varepsilon &= (L_m / \alpha)^{3/2} (2\pi / U_r) \\ N_\theta &= (L_\theta / \beta)\, \varepsilon^{1/3} (2\pi / U_r)^{2/3} \\ N_q &= (L_q / \beta)\, \varepsilon^{1/3} (2\pi / U_r)^{2/3} \end{aligned} \qquad \textbf{(1. 18)}$$

où $L_i, i = m, \theta, q$ est le produit de la valeur moyenne de l'énergie spectrale et de la fréquence à la puissance 5/3 (dans le sous-domaine inertielle).

Les flux cinématiques sont ensuite calculés en faisant intervenir les fonctions de stratifications $\Phi(\zeta)$:

$$\begin{aligned} u_* &= (\kappa z \varepsilon / [\Phi_m(\zeta) - \zeta - I])^{1/3} \\ \overline{w'\theta'} &= [\kappa z u_* N_\theta / \Phi_h(\zeta)]^{1/2} \\ \overline{w'q'} &= [\kappa z u_* N_q / \Phi_q(\zeta)]^{1/2} \end{aligned} \qquad \textbf{(1. 19)}$$

où le terme dit de déséquilibre $I = \partial / \partial z \left(\overline{w'p'} / \rho + \overline{\frac{1}{2} w' u_i' u_i'} \right)$ correspond à la somme des termes de diffusion par les fluctuations de pression et de la diffusion turbulente. Il dépend de ζ mais est parfois considéré nul, les deux termes se compensant.

Cette méthode est également itérative à partir d'une première évaluation de L_{MO}.

1.1.3 – Structure de la couche limite urbaine

Un cas particulier de la CLA est la Couche Limite Urbaine (CLU) qui se développe au-dessus des villes du fait de sa structure particulière (**figure 1.3**). En effet la ville se caractérise par une forte hétérogénéité des types de surfaces, des matériaux utilisés, des hauteurs des bâtiments, et par une longueur de rugosité beaucoup plus grande que les zones rurales ou même qu'une forêt homogène. Oke [1976] évoque un principe fondamental pour les recherches en climatologie urbaine qui ont suivi ses travaux ; il distingue la CLU de la Couche de Canopée Urbaine. Cette dernière englobe les éléments urbains rugueux, depuis le sol jusqu'au niveau moyen des toits.

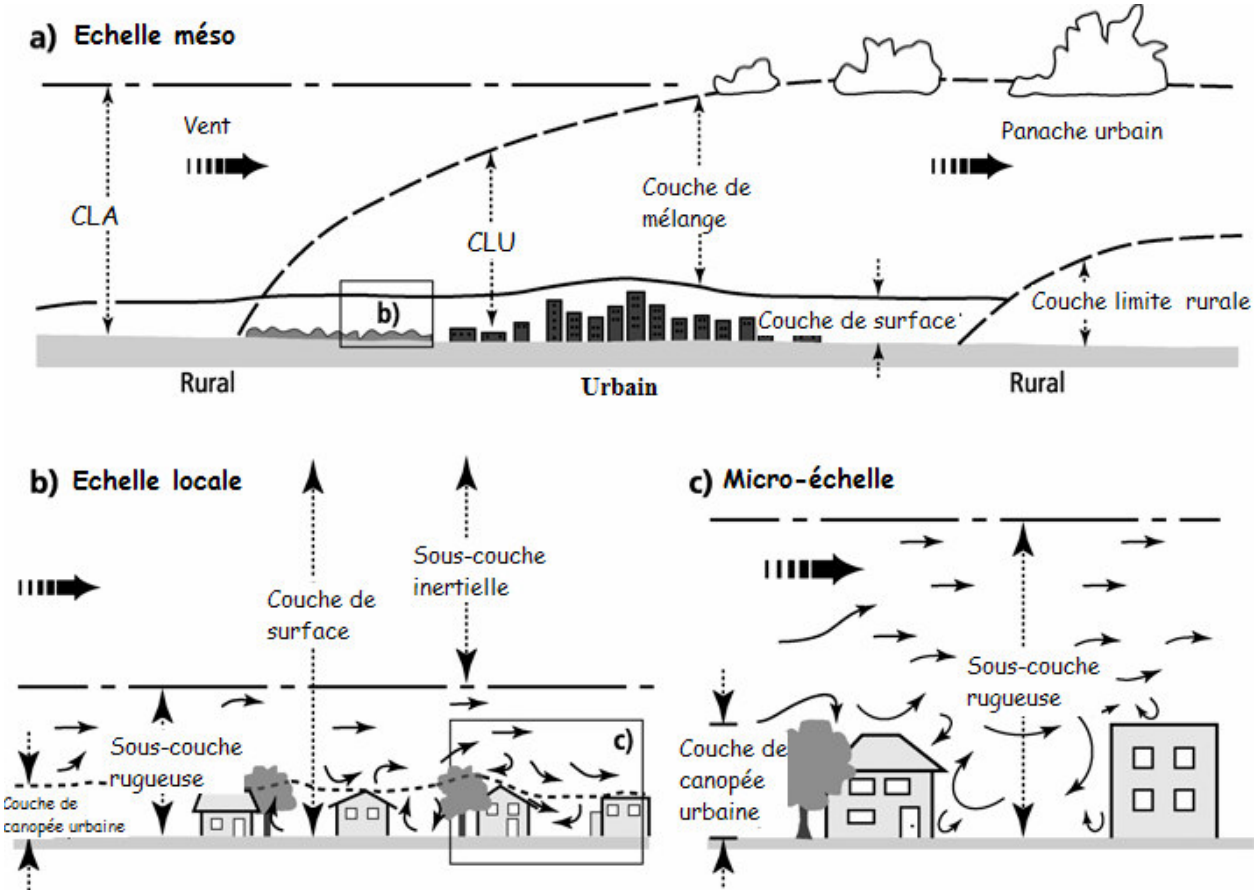


Figure 1.3 – Représentation schématique de la couche limite urbaine (CLU) à méso-échelle (a), à l'échelle locale (b) et à micro-échelle (c) (*version française d'une figure dans Piringer et al. [2002]).*

L'échelle des processus existant dans ces deux couches est en effet à séparer ; dans la Couche de Canopée Urbaine, l'écoulement et les échanges d'énergie sont régis par des processus de micro-échelle, et dépendent précisément du lieu et du type de surface (**figure 1.3c**). La sous-couche rugueuse de la CLU est particulièrement perturbée. Bien qu'elle existe également pour un sol peu rugueux (*cf.* **§ 1.1.1.1**), son épaisseur devient beaucoup plus conséquente au-dessus d'une ville. Dans certaines conditions, elle pourrait atteindre plusieurs fois la hauteur moyenne des bâtiments [Arnfield, 2003]. L'épaisseur de la sous-couche rugueuse est en général difficile à déterminer. Elle est souvent considérée proportionnelle à la hauteur de la Couche de Canopée Urbaine [Arnfield, 2003 ; Rotach, 2005], avec un facteur compris entre 2 et 5. Dans cette couche, l'écoulement ne vérifie pas les conditions d'homogénéité horizontale et de stationnarité nécessaires à l'application de la théorie de similitude de Monin-Obukhov. Au contraire les flux turbulents varient fortement.

La sous-couche inertielle (**figure 1.3b**) est la zone située au-dessus de la sous-couche rugueuse et qui s'étend jusqu'au sommet de la couche de surface. C'est uniquement dans cette partie de la couche de surface que les conditions d'application de la théorie de Monin-Obukhov sont réunies. Le problème qui se pose au-dessus des villes est que la sous-couche inertielle peut être très réduite voire même inexistante dans certaines

conditions [Rotach, 2005]. Dans tous les cas, l'altitude de mesure des flux turbulents au-dessus des villes est donc un paramètre très important, puisqu'il conditionne l'application de la théorie de similitude de Monin-Obukhov.

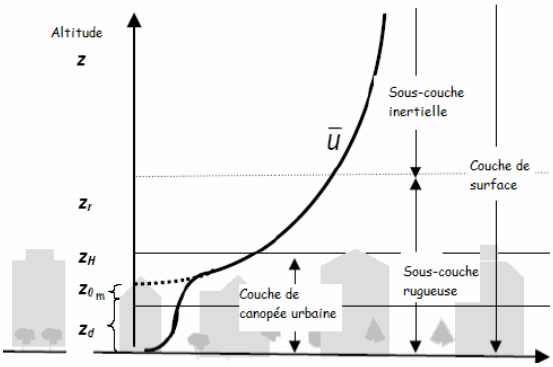


Figure 1.4 – Profil du vent moyen dans la couche de surface au-dessus d'une ville. (***Modifié d'après Oke [2004]).***

Pour une zone urbaine, la définition de la longueur de rugosité donnée pour les surfaces naturelles n'est plus valide, car la densité surfacique et la hauteur des éléments rugueux sont plus élevées. En effet il faut ajouter une hauteur de déplacement (z_d) à la longueur de rugosité (z_{om}) pour obtenir l'altitude à laquelle le profil logarithmique du vent moyen s'annulerait si on le prolongeait dans la couche de canopée urbaine (**figure 1.4**). Ainsi, les termes de droite des équations (**1.10**) s'écrivent en remplaçant z_r par (z_r - z_d). La rugosité étant importante, les termes $\Psi_m(z_{0m}/L_{MO}), \Psi_h(z_{0m}/L_{MO})\ et\ \Psi_q(z_{0m}/L_{MO})$ doivent être pris en compte. Les coefficients de transfert dans la paramétrisation 'bulk' (**équations 1.11**) deviennent alors :

$$C_D = \kappa^2 / \left(\ln\left(\frac{z_r - z_d}{z_{0m}}\right) - \psi_m\left(\frac{z_r - z_d}{L_{MO}}\right) + \psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L_{MO}}\right)\right)^2$$

$$C_H = \kappa^2 / \mathrm{Pr}_t \left(\ln\left(\frac{z_r - z_d}{z_{0h}}\right) - \psi_h\left(\frac{z_r - z_d}{L_{MO}}\right) + \psi_h\left(\frac{z_{0h}}{L_{MO}}\right)\right)^2 \qquad \textbf{(1. 20)}$$

$$C_E = \kappa^2 / Sc_t \left(\ln\left(\frac{z_r - z_d}{z_{0q}}\right) - \psi_q\left(\frac{z_r - z_d}{L_{MO}}\right) + \psi_q\left(\frac{z_{0q}}{L_{MO}}\right)\right)^2$$

Si l'on se place à méso-échelle (**figure 1.3a**), la présence d'une ville perturbe les caractéristiques de la CLA existant dans le milieu qui l'environne. En particulier, si le vent est suffisamment fort, une couche limite interne se développe à l'endroit du changement brutal de rugosité et de température de la surface. En effet, à la frontière d'une ville, la CLU prend forme et s'épaissit vers le centre de la ville. Une zone de transition se forme également au-dessus, à l'interface entre cette couche et la couche limite rurale. Plusieurs couches internes se succèdent si la ville est composée de quartiers bien délimités ayant une morphologie et des matériaux différents. La CLU forme un panache sous le vent de la ville, alors que près du sol la CLA est à nouveau influencée par la surface rurale.

1.2 – Phénomènes urbains, côtiers, et circulation relative à la topographie

1.2.1 – Ilot de chaleur urbain (ICU)

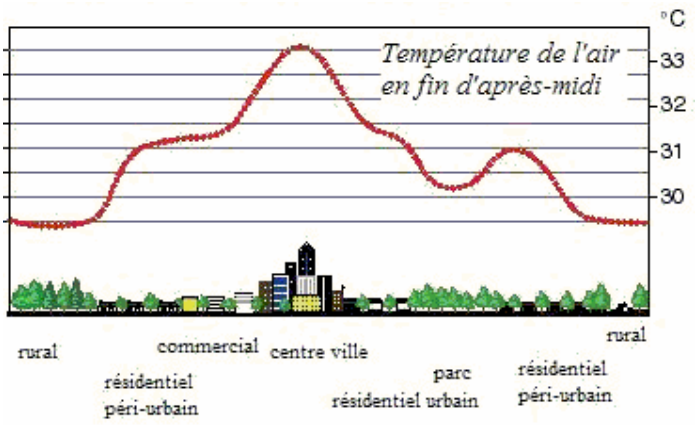


Figure 1.5 - Représentation schématique de l'îlot de chaleur urbain (ICU) en fonction des quartiers (*modifié d'après Morris & Simmonds [2000]*)

Depuis que les villes se sont densifiées, il est apparu que la température de l'air est plus élevée en ville que dans la campagne avoisinante. Ce phénomène est connu sous le nom d'îlot de chaleur urbain (ICU). Il peut être observé à l'échelle de la canopée urbaine ou à l'échelle de la CLU. Généralement, il est quantifié par la différence entre la température de l'air dans la ville (ou au-dessus) et celle des zones rurales alentour. La température de surface est également plus élevée en ville qu'à la campagne, mais la température de l'air est affectée également par les surfaces adjacentes et par l'advection [Arnfiel, 2003]. Elle représente donc mieux les effets d'une zone urbaine dans son ensemble.

Les causes de ce phénomène sont [Oke, 1982] :

- La forme et la disposition des bâtiments qui forment des rues encaissées, de type canyon. Selon l'heure de la journée, la forme des rues provoque l'ombrage de la surface et des murs, le piégeage radiatif et l'emprisonnement de l'air.
- peu d'évapotranspiration du fait d'une faible portion de végétation,
- des matériaux qui ont des propriétés physiques spécifiques ; capacité calorifique, conductivité thermique, et radiatives (émissivité, albédo…) et qui vont absorber les rayons solaires et avoir une inertie thermique plus ou moins importante,
- les émissions anthropogéniques, présence de gaz à effet de serre…

Ainsi l'air de la rue se réchauffe plus rapidement et conserve plus longtemps la chaleur emmagasinée au cours de la journée. Ce phénomène a été largement observé dans de nombreuses villes. Un résumé des études principales réalisées pendant plus de deux décennies sur des villes aux climats divers, ainsi qu'une discussion sur les méthodes de mesure de l'îlot de chaleur urbain est donné par Arnfiel [2003]. Plus

récemment ce phénomène a été étudié en été sur Phoenix [Fast, 2004] mais il est aussi visible par temps froid, comme le montrent les travaux sur la ville de Barrow en Alaska [Hinkel et al., 2003] (**figure 1.6**).

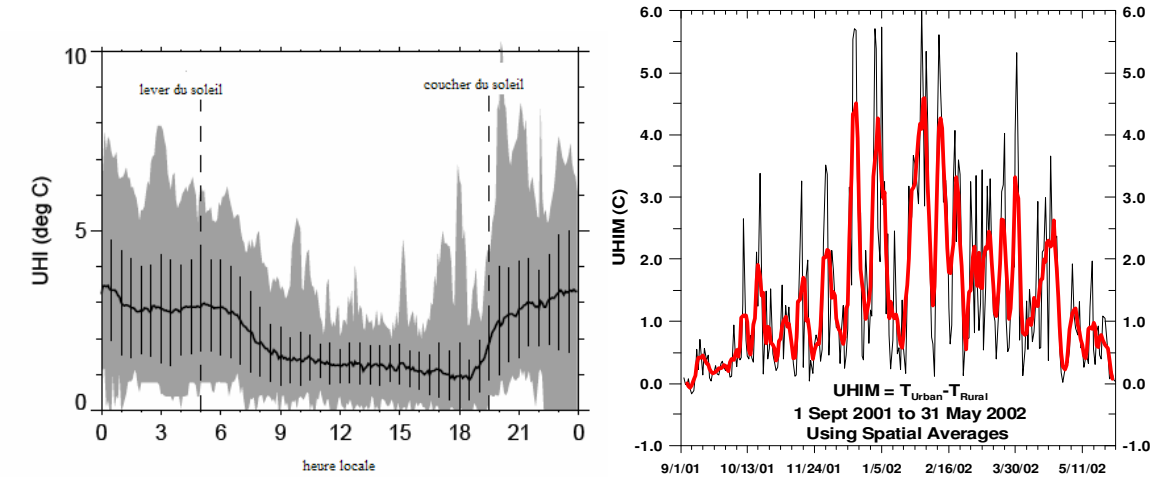


Figure 1.6 - Mesure de l'intensité de l'îlot de chaleur Urbain (ICU) en degrés Celcius. (a): sur la ville de Phoenix (EU) pendant la campagne "2001 Phoenix Sunrise Experiment", moyenne du 8 juin au 3 août (*d'après Fast [2004]*). (b) : sur la ville de Barrow en Alaska, du 1er septembre 2001 au 31 mai 2002 (*d'après Hinkel et al. [2003]*).

L'îlot de chaleur est également simulé dans de nombreuses études relativement récentes. Les simulations de Lemonsu et Masson [2001] montrent un maximum nocturne de l'intensité de l'ICU sur Paris de 8°C le 12 juillet 1994, ce qui est confirmé par les mesures du réseau opérationnel météorologique. Dans le cadre de la campagne ECLAP sur Paris (réalisée au mois de mars), Troude et al. [2001] évaluent l'impact relatif de l'orographie et des hétérogénéités urbaines sur l'ICU. Ils montrent que l'orographie est le facteur déterminant sur la dynamique de l'écoulement, mais qu'elle intervient également dans l'intensité de l'ICU. Le résultat montre aussi que le comportement thermique dépend essentiellement de l'hétérogénéité et du niveau d'urbanisation des surfaces. A l'aide d'un modèle non-hydrostatique 3D, Atkinson [2002] modélise une ville de (20 km)², et réalise une étude de sensibilité sur les paramètres caractérisant la ville : albédo, émissivité, flux de chaleur anthropogénique, facteur de vue du ciel, évaporation, longueur de rugosité et inertie thermique. Le jour, l'évaporation et la longueur de rugosité sont les facteurs jouant le plus sur l'intensité de l'ICU alors que la nuit, c'est le flux anthropogénique. Il apparaît également dans cette étude que l'étendue spatiale de la ville a peu d'influence sur l'ICU. Par contre, les séries de mesure de l'îlot de chaleur urbain sur plusieurs agglomérations de différents continents montrent que son intensité augmente avec le nombre d'habitants [Oke, 1987].

1.2.2 – La brise de ville

Du fait du gradient thermique entre l'air de la ville plus chaud et l'air des zones avoisinantes, il se crée une circulation thermique de l'air, qui a tendance à converger vers les points chauds. La dépression créée est

associée à l'ascension des masses d'air chaudes, jusqu'à ce que l'équilibre se fasse avec les masses d'air ambiantes. En altitude, la zone en surpression (excès de masse) ainsi créée engendre la divergence des masses d'air. C'est un phénomène semblable aux circulations thermiques côtières (*cf.* **§ 1.2.3**) bien qu'il soit plus difficilement reconnaissable. En effet, au milieu des autres perturbations dynamiques engendrées par la présence des bâtiments (sillages), de l'écoulement synoptique, il n'est pas toujours évident de mettre en évidence ce phénomène. Il est favorisé par un temps calme et ensoleillé comme en été. L'impact de la brise de ville sur le brassage des polluants est important, qu'ils soient émis en ville et déplacés en altitude dans les zones rurales, ou émis à proximité des villes et advectés vers le centre ville.

1.2.3 – La brise de mer

1.2.3.1 – Caractéristiques principales

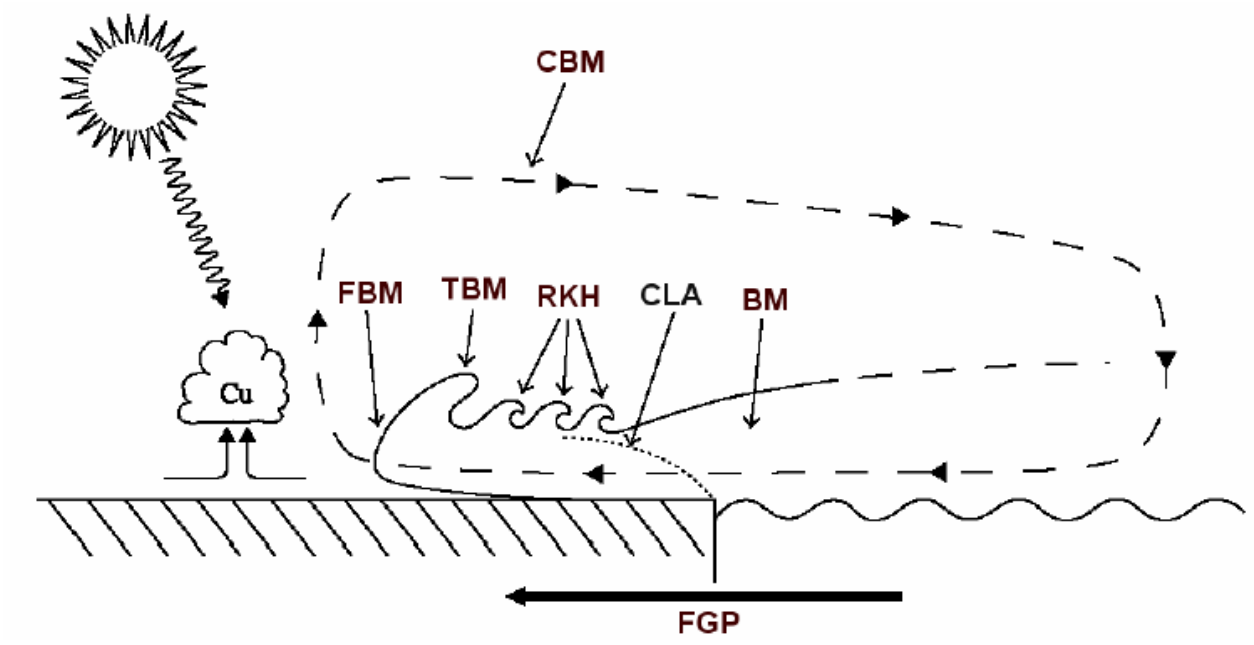


Figure 1.7 - Schéma du système de brise de mer et de ses différents éléments. (*D'après Miller et al. [2003], version française d'après Puygrenier [2005]).*

La circulation thermique qui domine près d'une ligne de côte et à basse altitude est un vent de terre nocturne, lorsque la température de surface de la mer est plus élevée que la surface continentale, et un vent de mer diurne, lorsque la surface terrestre s'est réchauffée. Etant donné que ce phénomène est couramment observé par les populations qui vivent dans ces régions, le système de brise de mer a été largement étudié

théoriquement, expérimentalement et numériquement. En particulier, Miller et al. [2003] découpent ce phénomène en différentes composantes ayant des propriétés bien définies (**figure 1.7**) :

- La force du gradient de pression (FGP), qui est la conséquence du gradient thermique,
- La circulation de la brise de mer (CBM), qui traduit la boucle créée par le vent. Près du sol, le vent se dirige vers le continent, perpendiculairement au trait de côte, et en altitude, un courant de retour se dirige vers la mer. Une boucle complète a été observée pour la première fois par Finkele et al. [1995]. La cellule observée s'étendait verticalement sur environ 1 km. L'extension horizontale de cette cellule était beaucoup plus importante sur la mer que sur la terre. Il est important de noter que le courant de retour n'est pas toujours observé, mais que son existence suppose des conditions particulières qui sont, d'après Banta et al. [1993], de forts courants ascendants, un forçage synoptique faible et une région côtière relativement homogène.
- Le front de brise de mer (FBM) marque la limite de propagation du SBM, là où les gradients de température et d'humidité sont importants. A cet endroit l'air chaud est convecté. Les vitesses verticales associées à ce mouvement qui ont pu être observées sont de l'ordre de 0,5 à 2 m/s dans la partie ascendante et de -0,5 à -1,5 m/s dans la partie de subsidence, de part et d'autre du front [Helmis et al., 1987]. Le front fait souvent un angle de 10 à 30° par rapport au sol [Wood et al., 1999], sauf si le vent synoptique est de sens opposé à la brise de mer et d'intensité relativement forte [Helmis et al., 1987] ou si le terrain a une faible rugosité [Wood et al., 1999].
- La tête de brise de mer (TBM) est créée par l'ascendance de l'air provenant de la brise de mer. Elle précède donc cette dernière et peut s'élever à une altitude double, comme cela a été mis en évidence par Finkele et al. [1995] qui l'identifient avec de fortes valeurs de l'humidité spécifique.
- Les «rotors» de Kelvin-Helmotz (RKH). Ces tourbillons verticaux alternés peuvent apparaître lorsqu'une instabilité se crée à l'interface entre le courant de retour et le courant de brise de mer.
- La brise de mer (BM), constituée par l'écoulement qui suit la tête de brise de mer. Les observations montrent que l'extension verticale de la BM peut être d'environ 200-300 m [Finkele et al., 1995] et peut atteindre 1,5 km [Yoshikado & Kondo, 1989].

Le courant de brise de mer apporte de l'air frais et humide sur la terre, ce qui conduit à un gradient de densité de l'air lorsque les deux masses d'air se mélangent.

1.2.3.2 – Impact du vent synoptique

La force et la direction du vent synoptique ont une influence très importante sur l'établissement, le développement, l'orientation et la propagation de la brise de mer. Gilliam et al. [2004] montrent, à l'aide d'une étude basée sur des observations radar en surface et sur les résultats de simulations numériques avec le code ARPS, que l'intensité de la brise de mer (vue par l'intensité de la composante verticale de la vitesse du vent) augmente si l'écoulement de grande échelle souffle vers la mer. Dans ce cas la brise de mer prend

forme plus tôt mais pénètre moins loin sur le continent que lorsque le vent synoptique (modéré) est de même sens que la brise de mer. Finkele [1998] montre que l'extension de la brise du côté de la mer est peu sensible à la vitesse de l'écoulement de grande échelle (de sens opposé à la brise de mer). Par contre la propagation de la brise de mer sur la terre dépend de la force du vent synoptique ; elle est plus rapide avec un vent synoptique plus faible.

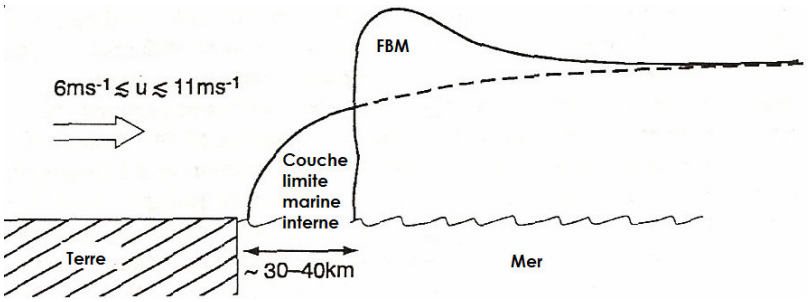


Figure 1.8 – Coexistence d'une couche limite marine interne et du front de brise de mer sur la mer pour un vent de terre entre 6 et 11 m/s (*Modifié d'après Plant & Atkinson [2002]*).

D'après les résultats de simulations 2D de Arritt [1993], le système de brise de mer peut s'étendre sur le continent si le vent synoptique soufflant vers le large a une intensité inférieure à 6 m/s. Pour des vitesses supérieures à 11 m/s, le front de brise de mer ne peut pas être mis en évidence, mais une couche limite interne marine se développe après la transition terre-mer, à cause du changement de rugosité et de température et si la CBM est une perturbation minioritaire. Pour les vitesses intermédiaires, ces deux systèmes coexistent sur la mer (**figure 1.8**), comme le confirment Plant & Atkinson [2002] avec un modèle lagrangien 1D ; ils montrent que la couche limite marine interne, située au vent du front de brise (qui est positionné sur la mer), s'épaissit plus vite par interaction avec ce dernier.

1.2.3.3 – Cas d'une ville côtière

Les systèmes de brise de mer et de brise de ville vont interagir lorsqu'une ville est située près de la côte, ce qui est fréquemment le cas pour les grandes métropoles. A l'aide de simulations numériques 2D de la ville de Tokyo (avec un modèle hydrostatique), Yoshikado [1992] montre que la présence d'un îlot de chaleur urbain au-dessus d'une ville côtière renforce la brise de mer, depuis son apparition le matin jusqu'à son stade de développement maximal au milieu de l'après-midi. La pénétration de la brise de mer à l'intérieur des terres est également retardée dans ce cas. Au niveau du front de brise de mer la vitesse verticale est alors accrue. Il met en évidence la stagnation du front de brise de mer sur le bord de la ville (du côté opposé à la mer) pendant un peu plus de deux heures (entre 13 h et 15 h en heure locale), avant qu'il ne reprenne sa progression vers l'intérieur des terres. En suivant les trajectoires d'un traceur passif, il conclut que l'îlot de chaleur urbain empêche la dispersion des polluants émis dans la ville, retardant leur transport dans les terres. L'expérience en laboratoire menée par Cenedese & Monti [2003] à l'aide d'un bassin situé dans un caisson

où la température est contrôlée, montre que l'interaction entre l'îlot de chaleur urbain et la brise de mer dépend de la taille de la ville et de sa distance à la côte. En effet, si une ville est située un peu en retrait dans les terres, l'ICU a le temps de se développer avant l'arrivée de la brise de mer. Dans le cas contraire la brise de mer sera prépondérante et contrera l'augmentation de la température au-dessus de la ville, conformément à ce qui a été observé sur Tokyo par Yoshikado & Kondo [1989].

1.2.4 – Vents de pente

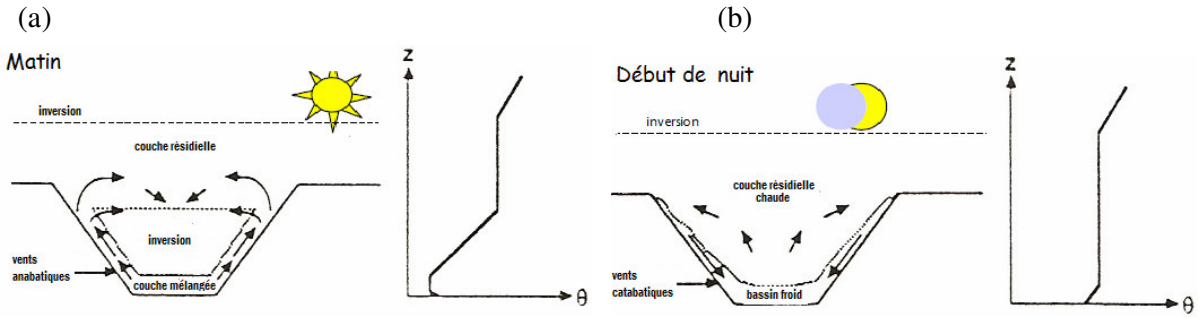


Figure 1.9 - Schématisation des vents de pente et profils de la température potentielle au centre de la vallée. Vents anabatiques (a) et catabatiques (b) (*Modifié d'après Stull [1988]).*

La topographie peut modifier considérablement la dynamique de l'écoulement. Cependant, les effets thermiques induits par l'orographie conduisent aussi à des circulations particulières (**figure 1.9**) ; au début de la journée, les flancs des collines exposés au soleil plus tôt que le fond de la vallée, se réchauffent plus vite. Le gradient de température créé amène l'air frais du fond de la vallée à gravir les pentes. C'est ce que l'on appelle les vents anabatiques (**figure 1.9a**), dont les vitesses n'excèdent pas 1 m/s [Stull, 1988]. Au contraire, en début de nuit (**figure 1.9b**), ces mêmes pentes se refroidissent plus vite, ce qui conduit les vents catabatiques à dévaler la pente vers le fond de la vallée sur 2 à 20 m d'épaisseur, avec une intensité plus forte que pour le schéma inverse (entre 1 et 5 m/s) [Stull, 1988].

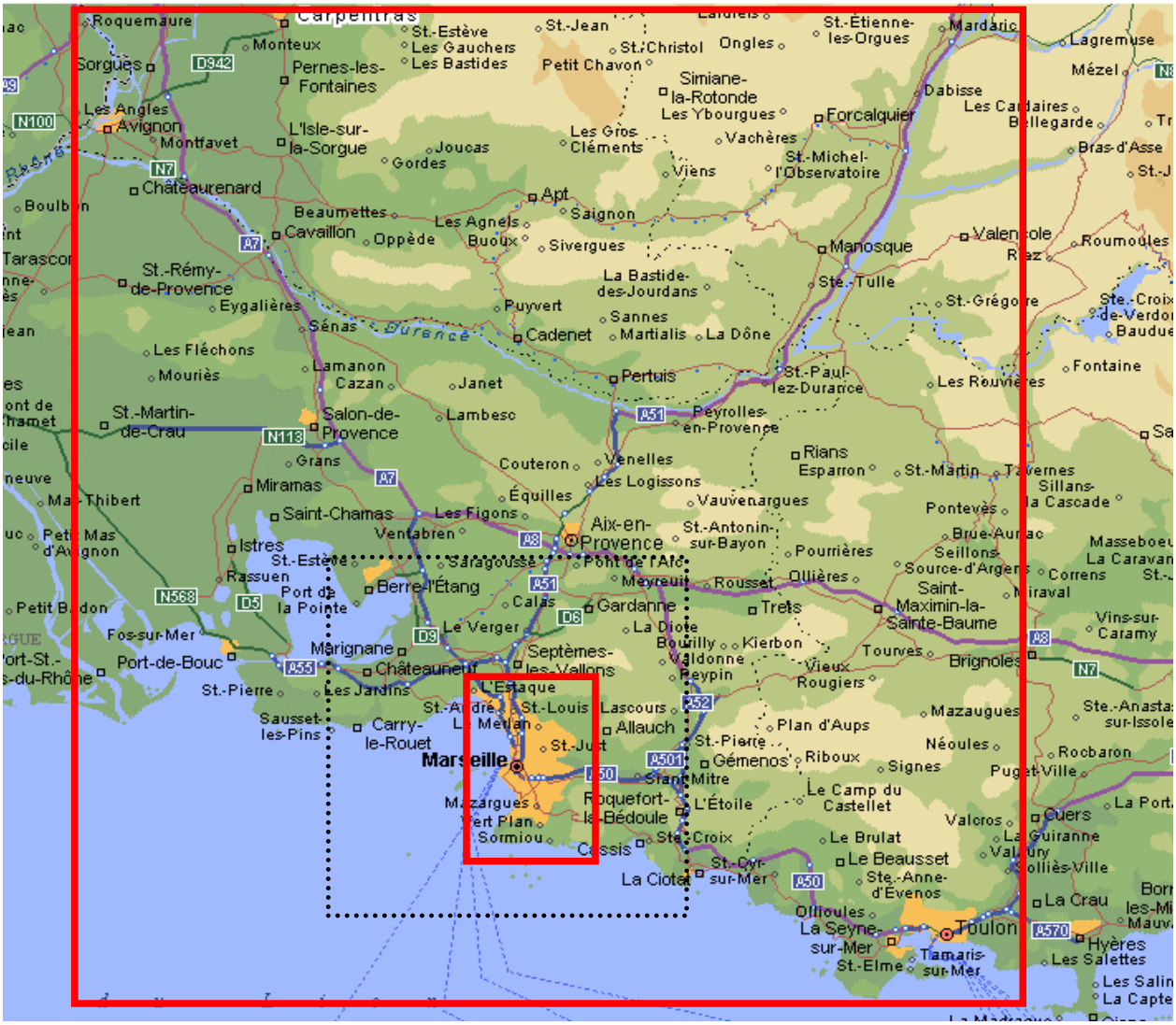
1.3 – La campagne expérimentale CLU/ESCOMPTE

La météorologie urbaine est une discipline encore récente, qui se base sur des considérations théoriques, appuyées le plus possible sur les observations. Les réseaux classiques de mesures sont très insuffisants, et c'est pourquoi de grandes campagnes de mesures sont déployées afin de réaliser des bases de données sur une ville en particulier. C'est le cas pour la campagne CLU - ESCOMPTE sur la ville de Marseille qui a eu lieu aux mois de juin et juillet 2001.

1.3.1 – Motivations

L'**E**xpérience sur **S**ite pour **Co**ntraindre les **M**odèles de **P**ollution, de **T**ransport et d'**E**mission (ESCOMPTE) a eu lieu dans la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur, siège récurrent d'épisodes de pollution

(a)



(b)

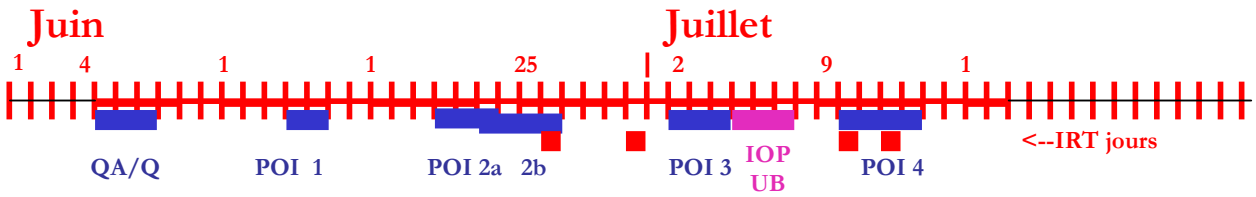


Figure 1.10 – (a) : Domaine couvert par l'expérience ESCOMPTE (grand cadre) et localisation des principales villes. Le petit cadre autour de Marseille délimite la zone concernée par l'expérience CLU. Le cadre en pointillés représente le plus grand domaine de simulation du modèle SUBMESO dans le chapitre 5. (b) : chronologie des opérations de mesure et des POIs pendant l'été 2001 (*D'après Mestayer et al [2005]*).

atmosphérique [Cros et al., 2004]. En particulier, la production photochimique d'ozone à partir des polluants d'origine anthropique ou naturelle est facilitée par l'ensoleillement intense en été. L'expérience était centrée sur la ville de Marseille, dont la population s'élève à un million d'habitants, et à 1,35 millions pour l'agglomération Aix-En-Provence-Marseille. De nombreuses villes coexistent, avec parfois une activité industrielle importante, comme autour de l'Etang de Berre. Les composés organiques volatils (COV) qui y sont émis en quantité sont d'importants précurseurs d'ozone. En outre, la ville de Marignane accueille un aéroport au trafic dense. Les pics de pollution à l'ozone sont dus pour moitié au trafic urbain, et pour moitié à l'industrie (*d'après l'organisation GreenpeaceFrance).* Cette région subit également les conséquences météorologiques de sa position géographique, car elle côtoie à la fois la mer Méditerranée et des massifs irréguliers. A plus grande échelle, les Alpes et les vallées telles que celle du Rhône y compliquent l'écoulement de l'air. Un apport de polluants issus d'autres régions (par exemple la région lyonnaise) arrive fréquemment. Les activités anthropiques liées à l'industrie, l'urbanisation et le transport sont autant de facteurs qui aggravent la pollution de l'air. Les autorités qui prennent des décisions en matière de santé publique, ainsi que la communauté scientifique ont vu ici l'endroit idéal pour effectuer une grande campagne de mesures de qualité de l'air, afin de mieux comprendre les processus physico-chimiques et de dispersion qui conduisent à ces situations de plus en plus fréquentes. De nombreuses équipes se sont alors impliquées dans l'expérience ESCOMPTE, avec notamment l'objectif de valider et/ou d'améliorer la prévision grâce à la simulation numérique. La **figure 1.10a** montre le domaine concerné par cette expérience. L'expérience associée Couche Limite Urbaine (CLU) s'est greffé à cette campagne, avec comme objectif l'étude de la couche limite urbaine, axée sur la dynamique, la thermodynamique et sur la télédetection [Mestayer et al., 2005].

L'expérience ESCOMPTE a été divisée en Périodes d'Observation Intensives (POI) au cours desquelles les moyens sont mis en œuvre pour étudier une situation particulière. La chronologie de ces POIs est donnée sur la **figure 1.10b**. Dans ce travail, nous nous focalisons sur la POI2b (les 24, 25 et 26 juin) qui a l'avantage d'être bien documentée.

1.3.2 – Déroulement, moyens mis en œuvre pendant la campagne CLU-ESCOMPTE

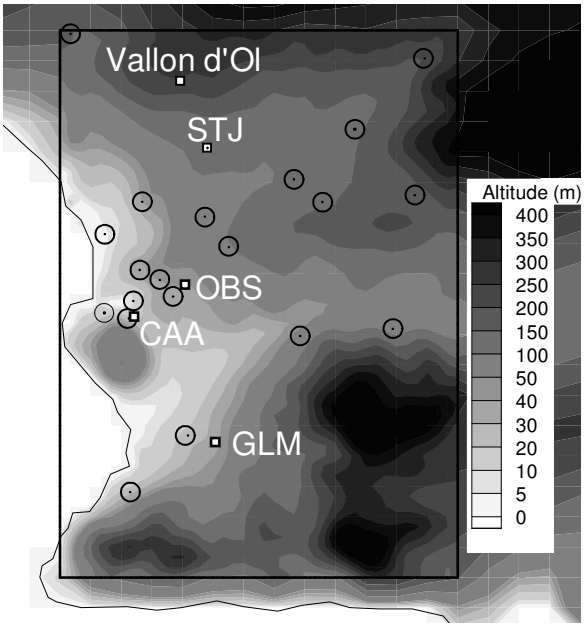


Figure 1.11 - Carte du réseau d'observation CLU avec l'altitude. Les sites de mesure des flux sont représentés par un carré, les sites d'observation du réseau PIGEON avec des ronds.

En sus des moyens mis en œuvre pour l'expérience ESCOMPTE, un dispositif complet a été élaboré pour l'étude de la structure 4D de l'atmosphère, des échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface et l'analyse des températures de surface. Le réseau (ainsi que l'équipe responsable) est exposé par Mestayer et al. [2005], dont voici énumérées les principales composantes, localisées sur la **figure 1.11** :

Pour l'analyse de la structure 4D de la CLU en un point fixe, on dispose :

- sur le site Vallon-d'Ol, d'un LIDAR LVT, d'un lidar Ozone et d'un SODAR RASS
- sur le site de l'Observatoire (OBS), un radar UHF,
- sur le site GLM-CNRS, un mini-sodar,
- sur le site de Saint-Jérôme (STJ), un SODAR.

De plus, sur chacun de ces quatre sites, un dispositif de mesures des flux sur mât météorologique est installé.

Les trois sites de Saint-Jérôme, Observatoire, CAA étaient équipés pour mesurer toutes les composantes du bilan d'énergie. Les caractéristiques sont reportées dans le **tableau 1.1**.

En outre, un réseau de 20 capteurs de température et d'humidité relative a été soigneusement disposé (mesures à l'altitude de 6 m environ) dans l'agglomération par Pigeon [2001] comme le montre la **figure 1.11.**

Les mesures aéroportées avec l'avion MERLIN sont également réalisées spécifiquement pour le programme CLU.

	Altitude du site	Altitude de mesure sur le mât	Moyenne temporelle	site
CAA	34 m	25 m	30 min	Plein Centre ville
OBS	60 m	10 m	15 min	Dans un parc, à côté centre ville
STJ	280 m	24 m	15 min	Toit de l'IUT

Tableau 1.1 - Caractéristiques des sites de mesure des flux turbulents et des composantes radiatives.

1.3.3 – Conditions météorologiques de la POI2b

La POI2b débute le 23 juin à 17 h et se termine le 26 juin à 24 h. Le beau temps domine sur la France pendant cette période. Sur la région ESCOMPTE les conditions en surface sont anticycloniques, avec un champ de pression plus élevé le 24 juin. En altitude (à 500 hPa), une dorsale persiste entre le Maroc et la Belgique, se déplaçant légèrement. Ceci induit un flux synoptique de secteur nord-ouest à nord. Le champ de vent en surface est plutôt faible, ce qui permet le déclenchement des différents systèmes de brise. Un flux d'est en surface persiste parfois. Les nuages sont absents le 24 juin, et rares les 25 et 26 juin (quelques altocumulus). La température est estivale, toujours plus fraîche sur la côte dans l'après-midi qu'à l'intérieur des terres. Un compte rendu détaillé des conditions météorologiques observées pendant toute l'expérience ESCOMPTE a été établi par Aouizerats et al. [2001].

1.4 – Etude de cas avec la simulation numérique

1.4.1 – Simulations de l'atmosphère urbaine

1.4.1.1 – Simuler la dynamique de l'écoulement

De nombreuses simulations numériques ont été réalisées en deux dimensions ; citons par exemple Martilli [2002], Ogawa et al. [2003], Yoshikado [1992]. Néanmoins la prise en compte de la troisième dimension est primordiale pour représenter l'évolution des champs dynamiques au-dessus des villes. Parmi les codes atmosphériques les plus utilisés fonctionnant en trois dimensions qui peuvent réaliser des simulations à haute résolution, on peut citer :

- ARPS (CAPS*,* Université d'Okhlaoma, EU),
- MM5 (NCAR*,* Université de Pennsylvanie, *EU*),
- Méso-NH (CNRM*/Laboratoire d'aérologie,* FR),
- RAMS (*Colorado State University*, EU).

A partir de ces modèles, des équipes de recherche ont réalisé des développements, et ont couplé le code à d'autres modèles ou d'autres pré-processeurs. C'est le cas du modèle SUBMESO, modèle communautaire français basé sur le code ARPS (*cf.* **§ 2.1**).

1.4.1.2 – Prise en compte de la canopée urbaine

Un modèle de sol est dédié au calcul de l'évolution des paramètres de la surface et de son bilan radiatif. Les modèles atmosphériques sont de plus en plus souvent couplés avec un modèle de sol qui lui fournit la condition à la limite inférieure du domaine de calcul. Ainsi, cet outil numérique permet de prendre en compte les effets de la surface sur l'écoulement atmosphérique, mais également de représenter le comportement radiatif de la canopée. Le moyen de représenter la canopée diffère suivant les modèles. Les premiers modèles de sol ne prenaient en compte que les surfaces rurales. D'autres schémas modélisent les canopées forestières. Citons par exemple, le modèle d'échange sol-végétation-atmosphère SETHYS [Ottlé & Vidal-Madjar, 1994], et le modèle de sol rural ISBA [Noilhan & Planton, 1989].
Pendant longtemps, la présence des zones urbaines a été prise en compte de manière très simplifiée. C'est encore le cas dans les modèles de grande échelle ou les modèles de prévision numérique du temps. La ville est représentée par un sol plus sec, et/ou une rugosité plus forte. Les modèles de sol urbains sont au cœur de la recherche actuelle dans le domaine de la météorologie urbaine, afin de représenter correctement les spécificités de la canopée urbaine et de ses rétroactions avec l'état de l'atmosphère [Piringer et al., 2002].
Un modèle de sol urbain peut être réalisé suivant différentes approches. La première est de considérer la canopée comme étant la condition inférieure du modèle météorologique, sans résoudre explicitement l'écoulement dans la canopée. La seconde est d'intégrer la canopée urbaine directement dans le modèle atmosphérique, en paramétrant précisément le vent à l'intérieur de la canopée ou en résolvant les champs météorologiques jusqu'au sol. Nous présentons ici quelques uns de ces modèles de sol urbains :

Résolution implicite de la canopée :

Le modèle LUMPS *(**L**ocal–scale **U**rban **M**eteorological **P**re-processing **S**cheme)* de Grimmond & Oke [2002] se base sur un jeu d'équations simples qui permettent de calculer les flux turbulents, à partir de données météorologiques standard : rayonnement incident ou rayonnement net, température et humidité, et des informations sur la composition de la surface. Une paramétrisation du flux de chaleur stockée considère le cycle d'hystérésis que suit dans la journée le flux de chaleur sensible en fonction de la structure morphologique de la canopée (modèle empirique OHM, ***O**bjective **H**ysteresis **M**odel,* [Grimmond & Oke, 1999]).

Le schéma de surface terrestre de De Ridder & Schayes [1997] est utilisé directement intégré au modèle atmosphérique ARPS (version 4) auquel il fournit la condition à la limite inférieure. Il permet de calculer le bilan d'énergie au sommet de la canopée, sans considérer son épaisseur, mais en séparant le sol nu de la

végétation. Afin de servir à la modélisation de la qualité de l'air en milieu urbain, ce schéma est étendu aux zones urbaines ; les villes sont représentées par un sol nu, mais dont les propriétés physiques telles que l'albédo, l'inertie thermique et la longueur de rugosité sont appropriées aux surfaces urbaines. La rugosité thermique est également paramétrée à l'aide du nombre de Reynolds.

Le modèle de sol urbain SM2-U [Dupont, 2001 ; Dupont & Mestayer, 2006] est celui utilisé dans le cadre de ce travail. Il est présenté plus en détail dans le **§ 2.2**. De même que le schéma précédant, il paramétrise la canopée (urbaine et rurale) du point de vue de l'atmosphère en effectuant le bilan énergétique et hydrique des surfaces, déterminant ainsi la température et l'humidité à la limite inférieure du modèle atmosphérique, qui correspond au sommet de la canopée. Les échanges de chaleur et d'humidité au travers des surfaces naturelles sont considérés sur trois couches de sol, une couche superficielle et deux couches souterraines, comme pour le modèle de sol rural ISBA sur lequel il est basé. Un traitement particulier est appliqué aux surfaces urbaines (toits, façades et routes). Chacune de ces surfaces est constituée de deux couches : une couche superficielle, en contact avec l'air, permet de traduire la réponse rapide au forçage atmosphérique ; une couche d'isolation (pour les toits et les façades) permet de prendre en compte le stockage de chaleur dans les matériaux. Notons que dans ce modèle, qui n'est pas un modèle de canopée mais un modèle de surface, les façades et les routes sont traitées comme une seule surface dont la capacité thermique prend en compte à la fois la capacité de stockage dans les murs et dans le sol. Cependant, une paramétrisation de l'albedo effectif de la rue permet de prendre en compte le piégeage radiatif (réflexions du rayonnement incident sur les murs) qui dépend de la morphologie et de l'orientation des rues.

Résolution semi-explicite de la canopée

Le schéma TEB (***T**own **E**nergy **B**alance*) [Masson, 2000 ; Masson et al., 2002] est un modèle de canopée à une seule couche dont le sommet (toits des bâtiments) est la condition à la limite inférieure du modèle atmosphérique. Son originalité est de considérer séparément les effets des toits, des façades et des routes sur le bilan d'énergie à la surface, en se basant sur le concept de canyon urbain et en paramétrisant le vent à l'intérieur de la canopée. En outre il considère, en plus d'une couche d'isolation comme pour SM2-U, une troisième couche intervenant dans les transferts thermiques à travers les surfaces urbaines. Toutes les orientations de rues sont considérées avec la même probabilité d'existence. Ce schéma prend en compte exclusivement les éléments urbains et doit fonctionner en parallèle avec un modèle de sol rural pour les autres surfaces.

Le modèle de sol urbain de Kusaka et al. [2001] est fortement inspiré du modèle TEB, à la différence près qu'il inclut une disposition anisotrope des rues canyon, et par suite, tient compte de la variation diurne de l'azimut.

Dans le module urbain BEP de Martilli et al. [2002], intégré au modèle méso-échelle FVM (***F**inite **V**olume **M**odel*), la paramétrisation des effets urbains est cette fois intégrée au modèle météorologique, suivant une approche de type « porosité-trainée » (plutôt que de type « rugosité ») afin de prendre en compte

l'interaction entre les effets dynamiques et thermiques responsables de la modification de la CLU. Le modèle atmosphérique intègre les bâtiments formant des rues canyon et l'écoulement est résolu jusqu'au sol grâce à l'introduction d'un terme de traînée dans les équations de la dynamique. L'espacement entre les bâtiments est identique pour toute la maille mais les hauteurs des bâtiments sont réparties suivant un pourcentage défini.

Enfin, se basant sur les concepts de BEP et de SM2-U, le modèle de sol DA-SM2-U de Dupont et al. [2004] est intégré au modèle météorologique MM5. Il combine l'approche par la force de « porosité-traînée » utilisée dans BEP et les principales caractéristiques de SM2-U pour les échanges thermodynamiques et radiatifs, sur plusieurs niveaux à l'intérieur de la canopée.

1.4.2 – Simulations numériques avec le modèle SUBMESO et son modèle de sol SM2-U

Le contexte des simulations numériques qui ont été menées dans le cadre de ce travail est exposé ici, afin de cibler les besoins en outils et méthodologie nécessaires pour y parvenir. Leur mise en place est développée dans le **chapitre 2**.

1.4.2.1 – Etude de sensibilité sur une ville idéalisée

La prise en compte de la canopée urbaine dans les modèles de qualité de l'air a pour but de reproduire la modification de l'écoulement de l'air au-dessus de la ville, due à la différence de structure de la canopée par rapport à une zone rurale. La disposition géométrique particulière des bâtiments induit une rugosité différente, et les matériaux ont des propriétés énergétiques propres. Disposant du modèle de sol SM2-U (*cf.* **§ 2.2**) qui a été validé en mode découplé [Dupont & Mestayer, 2006], la question se pose de savoir comment il va interagir avec le code atmosphérique. A l'échelle de la ville, la canopée urbaine n'est pas représentée explicitement ; on définit dans chaque maille du modèle un certain nombre de paramètres. Le couplage du modèle de sol et du modèle atmosphérique étant récent, des simulations sont réalisées sur un cas académique afin d'évaluer leur interaction. La méthode d'emboîtement de domaines, récemment disponible dans le modèle SUBMESO, n'avait pas encore été testée avec le modèle de sol. Douze simulations académiques seront menées sur le même domaine, pour lesquelles un seul critère est modifié à chaque fois, afin de :

- Vérifier la capacité du modèle à reproduire les effets de la canopée urbaine sur l'écoulement,
- Evaluer l'effet de l'emboîtement de domaines sur l'action du modèle de sol,
- Mettre en évidence l'intérêt de l'analyse à petite échelle du tissu urbain,
- Evaluer l'impact des conditions synoptiques sur le modèle de sol et de sa rétroaction avec l'atmosphère,
- Montrer que le modèle est capable de représenter les interactions entre les processus urbains et côtiers.

Un cas simplifié permet de dégager l'effet d'un seul paramètre à la fois. Ainsi, une étude de sensibilité est menée sur un domaine de simulation plan composé d'une zone rurale et d'une ville idéalisée en son centre, avec ou sans surface marine dans la partie aval du domaine. Les conditions synoptiques imposées sont stationnaires. Ces représentations sont schématiques, mais donnent une idée claire de l'impact d'une zone urbaine sur l'atmosphère. Le domaine est pris suffisamment grand (100 km d'est en ouest et 50 km du sud au nord, pour une ville de 21 km par 26 km) afin de s'affranchir au maximum des conditions aux limites latérales. Ceci a pour conséquence un temps de calcul important (*cf.* **chapitre 4**).

1.4.2.2 – Simulation de l'atmosphère urbaine pendant la campagne ESCOMPTE

Il s'agit de vérifier la capacité du modèle à simuler des écoulements atmosphériques sur des sites urbains complexes. Pour cela, il faut mettre en place une méthode de préparation des simulations, et adapter le modèle aux besoins. Ce travail s'inscrit dans le cadre de la campagne expérimentale CLU - ESCOMPTE abondamment documentée par les mesures, afin de permettre la validation du couple SUBMESO - SM2-U qui est pour la première fois utilisé sur un cas réel. A cause du temps de calcul très important, le domaine considéré est centré sur Marseille et s'étend sur environ 40 km d'est en ouest et sur 43 km du sud au nord. Le domaine rejoint, en diagonale, Berre-l'Etang à la Ciotat (indiqué sur la **figure 1.10**). Cette grille se nomme G1. La méthode d'emboîtements de domaines est adoptée afin de raffiner le maillage sur les zones les plus urbanisées ; un second domaine (grille G2) englobe la ville de Marseille, afin d'étudier la ville dans son ensemble, et les différences entre les quartiers ; et le domaine le plus fin (grille G3) est focalisé sur le centre ville afin d'étudier la micro-météorologie sur un site très urbanisé.
Cet espace complexe doit être représenté d'une manière la plus réaliste possible, tout en tenant compte des limites numériques des modèles atmosphériques et de sol. Ainsi, les étapes de préparation de l'espace de simulation consistent à :

- Représenter la topographie, en s'assurant de sa compatibilité avec les modèles utilisés, et en assurant la continuité entre les différentes grilles.
- Représenter la canopée urbaine à partir d'une base de données géographique spécialisée, où les bâtiments sont décrits,
- Représenter les autres surfaces naturelles.

Les conditions synoptiques sont de la plus haute importance et influencent la météorologie à échelle plus fine. Elles doivent être imposées aux frontières latérales par un autre modèle. Notre choix s'est porté sur les simulations numériques réalisées par Taghavi et al. [2004] sur la région pendant la campagne ESCOMPTE avec le modèle RAMS à la résolution de 3 km, ce qui est considéré comme adapté à nos besoins.

En outre, Marseille est une ville côtière. Le modèle de sol SM2-U ne prend pas en compte les surfaces d'eau. Néanmoins, l'impact de ce type de surface doit être pris en compte si l'on souhaite représenter la physique des échanges entre toutes les surfaces et l'atmosphère. C'est pourquoi un module a été ajouté dans le modèle SM2-U afin de calculer les flux turbulents à l'interface entre la mer et l'atmosphère, ainsi qu'une méthode de calcul de la température de surface la plus précise possible. Ceci est l'objet du **chapitre 3**.

Chapitre 2

Méthodes pour la réalisation de simulations numériques de l'atmosphère urbaine

L'étude de l'atmosphère urbaine en quatre dimensions est possible grâce aux simulations numériques. Dans ce chapitre, nous développons les étapes nécessaires à la réalisation de simulations numériques de l'atmosphère urbaine. Nous présentons dans un premier temps les outils que nous avons utilisés dans le cadre de ce travail. La dynamique de l'atmosphère est décrite à l'aide du modèle SUBMESO. Les processus aérodynamiques et thermodynamiques à l'interface entre la canopée et l'atmosphère sont calculés grâce au modèle de sol SM2-U. Il a fallu, dans un premier temps, introduire dans le code SUBMESO couplé avec le modèle de sol SM2-U, la nouvelle version de ce dernier, disponible depuis début 2004. Une version de SUBMESO avec emboîtement de domaines existait, mais n'était pas couplée avec le modèle de sol. Un premier travail a consisté à réunir les différents outils numériques dans une seule et unique version de SUBMESO. Le modèle a ensuite été ajusté pour les simulations que nous souhaitons réaliser et les fichiers spécifiques représentant les surfaces utilisées dans les **chapitres 4 et 5** ont été créés.

2.1 – Le code atmosphérique SUBMESO et sa mise au point

2.1.1 – Présentation générale

Le modèle communautaire SUBMESO utilisé dans le cadre de ce travail a été développé par la communauté scientifique française [Anquetin et al., 1999], sur la base du modèle atmosphérique ARPS (*The Advanced Regional Prediction System)*, créé au CAPS (***C**enter of **A**nalysis and **P**rediciton of Storms*), de l'université d'Oklahoma (USA). La version 4, écrite en fortran 77 est décrite et validée par Xue et al. [2000] et Xue et al. [2001]. Ce code permet de décrire l'évolution de l'atmosphère, à travers celle des variables prognostiques u, v, w, θ', p', q, qui sont les composantes de la vitesse dans le repère cartésien, les perturbations de la température potentielle et de la pression par rapport à un état de base, l'humidité spécifique, ainsi que les autres variables microphysiques pour l'humidité sous toutes ses formes (glace, neige…), que nous ne présentons pas ici car elles n'ont pas été utilisées dans le cadre de ce travail.
La version actuelle du modèle SUBMESO est dotée de modules spécifiques tels que le modèle de sol SM2-U, présenté dans le **§ 2.2**, un pré-processeur météorologique (MPP) [Pénelon et al., 2001], un pré-processeur mailleur (VLX) et un module de microphysique.

2.1.2 – Equations dynamiques et considérations numériques

2.1.2.1 – Introduction

L'écoulement de l'air dans l'atmosphère est décrit par les équations de Navier-Stokes. Ces équations non-linéaires sont basées sur les théories physiques classiques et expriment les lois de conservation. L'équation d'état traduit l'équilibre local du fluide ($p = \rho R \theta_v$). Celle de continuité décrit la conservation de la masse ($\dot{\rho} + div(\rho \vec{v}) = 0$). L'équation de quantité de mouvement découle de la loi fondamentale de la dynamique ($\frac{d\vec{u}_i}{dt} = \sum \vec{F}_{forces}$) et l'équation de bilan d'énergie décrit sa conservation ($\dot{E} = 0$). Ces équations sont résolues en formulation compressible (la densité de l'air varie, $\dot{\rho} \neq 0$), non-hydrostatique, et permettent de décrire l'évolution des variables prognostiques à partir d'un état initial donné. Nous allons exposer ici ces principales équations. La résolution de ces équations n'a cependant pas de solution analytique. En régime turbulent, où les caractéristiques de l'écoulement varient rapidement dans le temps et dans l'espace, un grand nombre de degrés de liberté est impliqué dans la solution. Dans l'atmosphère, ce nombre s'élève à environ 10^{16} [Dubrulle & Laval, 2005]. La simulation numérique directe (DNS) est, dans ces conditions, beaucoup trop lourde à mettre en œuvre du point de vue du temps de calcul. Nous allons voir dans le **§ 2.1.3.2** comment est contourné ce problème en modélisant la partie de la turbulence non résolue par les équations.

2.1.2.2 – Simplification de l'hypothèse non-hydrostatique

Lorsque l'on travaille à l'échelle méso ou sub-méso, les accélérations verticales ne sont pas négligeables. Le bilan des forces intervenant dans la direction verticale (forces de pression et de gravité) donne :

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g \qquad \textbf{(2. 1)}$$

où g est l'accélération de la pesanteur, w la vitesse verticale , p la pression et ρ la densité.

Dans le cas non-hydrostatique, ce terme n'est pas nul. Afin de simplifier le problème, les variables scalaires pour la pression, la densité et la température potentielle sont décomposées en une partie représentant leur état de base qui reste constant tout au long de la simulation, et une autre partie représentant leur perturbation par rapport à cet état de référence :

$$\phi = \underbrace{\overline{\phi}}_{\substack{\text{Etat}\\ \text{de}\\ \text{base}}} + \underbrace{\Delta\phi}_{\text{perturbation}} \qquad \phi = p, \rho \; ou \; \theta \qquad \textbf{(2. 2)}$$

L'état de base hydrostatique vérifie :

$$\frac{\partial \overline{p}}{\partial z} = -\overline{\rho}\, g \qquad \textbf{(2. 3)}$$

L'**équation (2. 1)** peut alors être décomposée en un terme pour la pression, et un terme dit de flottabilité, représentant l'effet de la force d'Archimède. En effet, en tenant compte de l'approximation de Boussinesq par laquelle la perturbation de la densité reste négligeable devant sa valeur à l'état de base $\left(\frac{\rho'}{\overline{\rho}} << 1\right)$, elle s'écrit sous la forme :

$$\frac{dw}{dt} = \underbrace{-\frac{1}{\overline{\rho}}\frac{\partial \Delta p}{\partial z}}_{pression} \underbrace{- g\frac{\Delta\rho}{\overline{\rho}}}_{\substack{flottabilité\\ \mathrm{B}}} \qquad \textbf{(2. 4)}$$

Avec l'hypothèse que, tout comme pour la densité, la pression et la température potentielle s'écartent peu de leur valeur de référence, ce terme de flottabilité B est exprimé sous la forme:

$$\mathrm{B} = -g\left(\frac{\Delta\theta_v}{\overline{\theta}_v} - \frac{C_v}{C_p}\frac{\Delta p}{\overline{p}}\right) \qquad \textbf{(2. 5)}$$

où C_p, C_v sont les capacités calorifiques de l'air respectivement à pression et volume constants.

Afin de rester dans le cadre de ces approximations, il faut donc veiller à ce que l'état de base choisi à l'initialisation soit adapté à l'écoulement considéré.

Grâce à cette décomposition des champs, il est possible de linéariser les équations puisque $\frac{\partial \overline{X}}{\partial t} = 0$.

2.1.2.3 – Equation de quantité de mouvement

Equation physique

Pour les trois composantes de la vitesse du vent u, v, w notés u_i respectivement avec $i = 1, 2, 3$, les équations linéarisées s'écrivent sous la forme :

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \underbrace{u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j}}_{\text{advection}} = \underbrace{-\frac{1}{\overline{\rho}} \frac{\partial}{\partial x_i} \Delta p}_{\text{gradient de pression}} \underbrace{- 2\omega_j \varepsilon_{ijk} \left(u_k - Ug_k\right)}_{\text{Coriolis}} \underbrace{+ \mathrm{B}\delta_{i3}}_{\text{flottabilité}} \underbrace{+ \nu \frac{\partial D_{ij}}{\partial x_j}}_{\text{contraintes visqueuses (négligeables)}} \qquad \forall\, i, j, k = 1, 2, 3 \qquad \textbf{(2. 6)}$$

La rotation de la Terre et le gradient horizontal de pression peuvent être pris en compte si l'on choisit de calculer le terme de Coriolis (choix de l'utilisateur), avec ω la vitesse angulaire du globe, Ug_k le vent géostrophique horizontal en altitude. Ce terme sera d'autant plus important que l'on travaille à une grande échelle, et peut être négligé dans certains cas d'étude où le domaine est petit :

$$Ug_1 = -\frac{1}{\overline{\rho} f} \frac{\partial p}{\partial x_2} \qquad Ug_2 = \frac{1}{\overline{\rho} f} \frac{\partial p}{\partial x_1} \qquad Ug_3 = 0$$

avec f le paramètre de Coriolis.

Le terme de flottabilité, déjà présenté, intervient uniquement dans la direction verticale.

Dans le terme des contraintes visqueuses, ν est la viscosité de l'air, D_{ij} le tenseur des taux de déformation de l'écoulement :

$$D_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i}\right)$$

Ce terme est négligé ; en effet il agirait principalement sur la paroi (en l'occurrence le sol), mais dans le code atmosphérique, l'approche de cette paroi est de type rugueux. Il en sera de même dans les équations pour la température potentielle et l'humidité spécifique.

Termes numériques

Les schémas numériques dédiés à la résolution des équations physiques sont confrontés à des problèmes, principalement à la propagation d'ondes d'origine non-physique. Des termes spécifiques sont ajoutés afin de limiter ces effets indésirables.

1. l'amortissement de modes acoustiques instables. Skamarock & Klemp [1992] expliquent que des modes acoustiques instables peuvent être excités par la méthode d'intégration des équations et ils montrent que ceux-ci sont atténués par l'addition d'un terme de divergence. Ainsi, dans le terme ($-\frac{1}{\overline{\rho}} \frac{\partial}{\partial x_i} \Delta p$), un terme d'amortissement est soustrait à la perturbation de la pression dans le but d'atténuer ces ondes acoustiques. Il est proportionnel à la divergence de $\overline{\rho} u_i$, pondéré par un coefficient d'amortissement α_{am} (fixé à 5.10^{-2} dans nos simulations) :

$$\Delta p \Rightarrow \Delta p - \underbrace{\alpha_{am} \frac{\partial \overline{\rho} u_j}{\partial x_j}}_{\text{amortissement}} \qquad \textbf{(2. 7)}$$

2. la diffusion artificielle explicitée au **§ 2.1.4**,
3. le terme de relaxation des champs vers la valeur du forçage aux frontières latérales du domaine explicitée au **§ 2.1.8.1,**
4. la diffusion artificielle explicitée au. **§ 2.1.8.1**,
5. le terme de relaxation des champs dans la couche de Rayleigh en haut du domaine explicitée au **§ 2.1.7.3**.

2.1.2.4 – Equation d'évolution de la perturbation de température potentielle

Equation physique

En l'absence de processus diabatique, la température potentielle est une variable conservative. Bien que l'équation de conservation de l'énergie thermique soit déterminée pour la température potentielle, ARPS ne prend en compte que l'évolution de sa perturbation par rapport à l'état de base, homogène horizontalement. L'équation d'évolution est alors :

$$\frac{\partial \Delta\theta}{\partial t} + \underbrace{u_j \frac{\partial \Delta\theta}{\partial x_j}}_{\text{advection}} = \underbrace{-w \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z}}_{\substack{\text{advection} \\ \text{de } \theta \text{ à l'état} \\ \text{de base}}} + \underbrace{\nu_h \frac{\partial^2 \theta}{\partial x_j^{\,2}}}_{\substack{\text{diffusion} \\ \text{visqueuse} \\ \text{(négligée)}}} \qquad \textbf{(2. 8)}$$

Termes numériques

A droite de l'équation, des termes numériques sont également ajoutés pour :

1. la diffusion artificielle,
2. la relaxation vers la valeur de forçage,
3. le mélange numérique associé,
4. le terme de relaxation dans la couche de Rayleigh.

2.1.2.5 – Equation d'évolution de la perturbation de pression

A partir de la dérivation de l'équation d'état, de la définition de la température potentielle et de l'équation de continuité, l'évolution de la pression est décrite par :

$$\frac{\partial \Delta p}{\partial t} + \underbrace{u_j \frac{\partial \Delta p}{\partial x_j}}_{\text{advection}} = \underbrace{-\overline{\rho} c_{son}^{\,2} \frac{\partial u_j}{\partial x_j}}_{\text{divergence}} \underbrace{+\overline{\rho}\, g\, w}_{\substack{\text{advection} \\ \text{de p à l'état} \\ \text{de base}}} \underbrace{+\overline{\rho} c_{son}^{\,2} \left[\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} - \frac{1}{\theta_v} \frac{d(\theta_v)}{dt} \right]}_{\substack{\text{termes diabatiques} \\ \text{(négligés)}}} \qquad \textbf{(2. 9)}$$

2.1.2.6 – Equation d'évolution de l'humidité spécifique

Equation physique

En l'absence de schéma microphysique, elle s'écrit :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \underbrace{u_j \frac{\partial q}{\partial x_j}}_{\text{advection}} = \underbrace{\nu_q \frac{\partial^2 q}{\partial x_j^{\,2}}}_{\substack{\text{diffusion}\\ \text{visqueuse}\\ \text{(négligée)}}} \qquad \textbf{(2. 10)}$$

Termes numériques

Les termes numériques ajoutés sont les mêmes que pour l'équation d'évolution de $\Delta\theta$.

2.1.3 – Configuration géométrique et modélisation de la turbulence de sous-maille

2.1.3.1 – Configuration géométrique

Numériquement, les équations sont résolues par la méthode des différences finies, sur une grille rectangulaire où les différentes variables sont localisées sur une grille de type « Arakawa C», présentée sur la **figure 2.1.** Les champs scalaires sont calculés au centre de la maille, repérés par le symbole S ; les composantes de la vitesse, repérés par U, V et W, sont calculées au centre des faces de normale $\vec{n}$ telle que $\vec{U}.\vec{n} = u_i$.

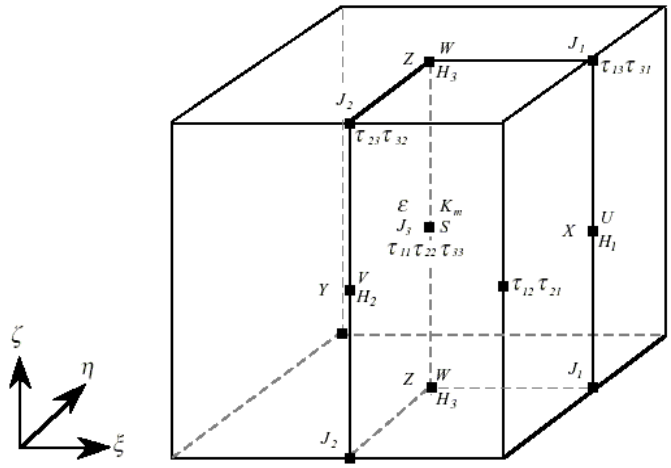


Figure 2.1 – Représentation d'une maille de calcul en 3D dans le système de coordonnées curvilignes (ξ, η, ζ). Localisation des points où sont calculées les variables u (point de u), v (point de v), w (point de *w*), s (point des champs scalaires, i.e. p, ρ, θ, q **).**

Le système des coordonnées curvilignes (ξ, η, ζ) est utilisé, lequel est relié à l'espace cartésien (x, y, z) par les relations suivantes :

$$\begin{cases} \xi = x \\ \eta = y \\ \zeta = \zeta\,(x, y, z) \end{cases}$$

Il est possible d'avoir des mailles de taille différente selon le niveau sur la verticale, tandis qu'elles sont forcément régulières horizontalement. Avec ce système, les mailles les plus proches du sol peuvent épouser la forme du terrain. La grille est ensuite étirée avec des mailles plus épaisses en haut du domaine, où l'altitude pour toutes les mailles est ramenée au même niveau [Gal-Chen & Somerville, 1975]. Le code ARPS permet de simuler des écoulements à des résolutions horizontales de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres.

2.1.3.2 – Modélisation de la turbulence de sous-maille

L'évolution des structures turbulentes instationnaires d'échelle supérieure à la taille de la maille est décrite par la simulation des grandes échelles (SGE). L'influence des structures d'échelle inférieure à la taille de la maille est modélisée. La méthode consiste à filtrer spatialement les équations de Navier-Stokes en séparant la partie résolue contribuant aux structures de grande échelle *(GE)* et la partie non-résolue dite de sous-maille *(SM)*.

Dans la zone inertielle du spectre de l'énergie turbulente, l'énergie est transférée des grosses structures vers les petites structures, sans production ni dissipation d'énergie. En choisissant une taille de maille située dans cette zone, toutes les échelles énergétiques vont pouvoir être résolues.

<u>Equations de la SGE</u>

Chaque variable $X = u, v, w, p, \theta, \rho$ est filtrée par un filtre de longueur caractéristique $L_f = \sqrt[3]{\Delta x \Delta y \Delta z}$ et se décompose ainsi en une partie filtrée de grande échelle X^{GE} explicitement résolue par les équations et la contribution de sous-maille X^{SM}, nécessitant d'être modélisée.

Le filtrage des équations d'évolution des variables (**Equations 2.6, 2.8, 2.9 et 2.10**) donne les équations suivantes :

$$\frac{\partial u_i^{GE}}{\partial t} + u_j^{GE}\frac{\partial u_i^{GE}}{\partial x_j} = -\frac{1}{\overline{\rho}}\frac{\partial}{\partial x_i}\left(\Delta p^{GE} - \alpha_{am}\frac{\partial \overline{\rho} u_j^{GE}}{\partial x_j}\right) - 2\omega_j\,\varepsilon_{ijk}\left(u_k^{GE} - Ug_k\right) + \mathrm{B}^{GE}\delta_{i3} + \underbrace{\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j}}_{SM}$$

$$\frac{\partial \Delta\theta^{GE}}{\partial t} + u_j^{GE}\frac{\partial \Delta\theta^{GE}}{\partial x_j} = -w^{GE}\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} + \underbrace{\frac{\partial H_j}{\partial x_j}}_{SM.}$$

$$\frac{\partial \Delta p^{GE}}{\partial t} + \frac{\partial u_j^{GE}\Delta p^{GE}}{\partial x_j} = -\overline{\rho}c_{son}^{\,2}\left(\frac{1}{\overline{\theta}^{GE}}\frac{\partial \overline{\theta}^{GE}}{\partial t} - \frac{\partial u_j^{GE}}{\partial x_j}\right) + \overline{\rho}\,g\,w^{GE} \qquad \textbf{(2. 11)}$$

$$\frac{\partial q^{GE}}{\partial t} + u_j^{GE}\frac{\partial q^{GE}}{\partial x_j} = \underbrace{\frac{\partial E_j}{\partial x_j}}_{SM}$$

Le nouveau système d'équations (**2.11**) fait apparaître, pour la vitesse, la température et l'humidité un terme de sous-maille (SM) non résolu par les équations de Navier-Stokes, mais qui intervient pourtant dans

l'évolution des champs de grande échelle. Ces termes sont le tenseur des contraintes turbulentes de sous-maille $\tau_{ij}^{SM} = u_i^{GE} u_j^{GE} - (u_i u_j)^{GE}$, le flux turbulent de température potentielle de sous-maille $H_j^{SM} = u_j^{GE} \theta^{GE} - (\theta u_j)^{GE}$, et le flux turbulent d'humidité spécifique de sous-maille $E_j^{SM} = u_j^{GE} q^{GE} - (q u_j)^{GE}$. L'endroit où sont calculés τ_{ij}^{SM} et les scalaires H_j^{SM} (ou E_j^{SM}) est repéré également sur la **figure 2.1**.

Le tenseur des contraintes turbulentes sous-maille est paramétré en fonction des coefficients de mélange turbulent horizontal K_{mh} et vertical K_{mv}, différenciés pour prendre en compte l'anisotropie de la turbulence atmosphérique. En effet dans le type d'étude que nous menons, la taille des mailles est beaucoup plus petite dans la direction verticale que dans la direction horizontale :

$$\tau_{ij} = \begin{cases} \bar{\rho} K_{mv} D_{ij} & si \quad j = 3 \; et \; i \neq 3 \\ \bar{\rho} K_{mh} \left(D_{ij} - \frac{2}{3} Div(\vec{U}) \delta_{ij} \right) & \text{sinon} \end{cases} \qquad \textbf{(2. 3)}$$

avec le symbole de Kronecker : $\delta_{ij} = \begin{cases} 0 & si \quad i \neq j \\ 1 & si \quad i = j \end{cases}$

Pour les variables scalaires, les flux turbulents de sous-maille s'expriment sous la forme :

$$H_j^{SM} = K_{Hh} \frac{\partial \theta}{\partial x_j} \quad \text{si} \quad j = 1,2 \quad \text{et} \quad H_3^{SM} = K_{Hv} \frac{\partial \theta}{\partial x_3} \qquad \textbf{(2. 13)}$$

$$E_j^{SM} = K_{Eh} \frac{\partial q}{\partial x_j} \quad \text{si} \quad j = 1,2 \quad \text{et} \quad E_3^{SM} = K_{Ev} \frac{\partial q}{\partial x_3} \qquad \textbf{(2. 14)}$$

où K_H est la diffusivité turbulente. En pratique, $K_E = K_H$ dans la version de SUBMESO utilisée ici.

<u>Schéma de fermeture à l'ordre 1,5 basé sur l'énergie cinétique turbulente</u>

Notons tout d'abord que dans le modèle ARPS version 4, trois possibilités s'offrent à l'utilisateur pour les coefficients de mélange :

- Coefficients constants,
- Modèle de Smagorinky-Lilly [Lilly, 1967],
- Résolution d'une équation pour l'énergie cinétique turbulente.

La troisième option est celle que nous utilisons dans ce travail. Dans ce cas, les coefficients de mélange turbulents sont reliés à l'énergie cinétique turbulente plutôt qu'à la déformation de l'écoulement comme dans le modèle de Smagorinsky-Lilly.

L'évolution de l'énergie cinétique turbulente de sous-maille ECT^{SM} obéit à l'équation suivante, dans le cas anisotrope :

$$\frac{\partial ECT^{SM}}{\partial t} + \underbrace{u_j \frac{\partial ECT^{SM}}{\partial x_j}}_{\text{advection}} = \underbrace{-\tau_{ij} D_{ij}}_{\substack{\text{contraintes}\\ \text{visqueuses}}} + \underbrace{\frac{g}{\overline{\theta}} \tau_{3\theta}}_{\substack{\text{conversion}\\ \text{energie}\\ \text{potentielle–}\\ \text{cinétique}}} \underbrace{- c_\varepsilon \frac{ECT^{SM\,3/2}}{\ell_v}}_{\text{dissipation}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x_j}\left(2K_{mv} \frac{\partial ECT^{SM}}{\partial x_j}\right)}_{\text{diffusion}} \qquad \textbf{(2. 15)}$$

Dans le terme de dissipation, $C_\varepsilon = 3{,}9$ au premier niveau vertical pour tenir compte de l'anisotropie locale au sol et $C_\varepsilon = 0{,}93$ pour les autres niveaux [Deardorff, 1980].

ℓ_v est la longueur de mélange de sous-maille dans la direction verticale.

Les viscosités turbulentes (dans les directions horizontale et verticale) sont paramétrées de telle sorte que :

$$\begin{aligned} K_{mh} &= 0{,}1\,\ell_h \sqrt{ECT^{SM}} \\ K_{mv} &= 0{,}1\,\ell_v \sqrt{ECT^{SM}} \end{aligned} \qquad \textbf{(2. 16)}$$

Afin de les calculer, les longueurs de mélange horizontale et verticale sont différenciées, et valent, selon la stabilité statique :

$$\ell_h = \sqrt{\Delta x \Delta y} \qquad \textbf{(2. 17)}$$

$$\ell_v = \begin{cases} \Delta z & \textit{cas instable ou neutre} \\ \min\left(\Delta z; 0{,}76\sqrt{\dfrac{ECT^{SM}}{N^2}}\right) & \textit{cas stable} \end{cases} \qquad \textbf{(2. 18)}$$

avec N la fréquence de Brünt-Väisälä , $N^2 = \dfrac{g}{\theta}\dfrac{\partial \theta}{\partial z}$ **(2. 19)**

Les diffusivités turbulentes (dans les directions horizontale et verticale) sont déduites de la viscosité turbulente et du nombre de Prandt turbulents : $Pr_T = K_m / K_H$:

$$\begin{aligned} K_{Hv} &= \left(1 + \frac{2\ell_v}{\Delta z}\right) K_{mv} \\ K_{Hh} &= \left(1 + \frac{2\ell_v}{\Delta z}\right) K_{mh} \end{aligned} \qquad \textbf{(2. 20)}$$

2.1.4 – Mélange numérique

Lorsque $K_m > 0$, la formulation du mélange turbulent sous-maille peut conduire à des instabilités non linéaires qui peuvent grossir, favorisant l'apparition d'un bruit numérique de petite échelle. La solution proposée dans ARPS est l'addition d'un terme source spécifique au mélange numérique (diffusion artificielle), avant intégration temporelle des équations. Ce mélange intervient ainsi sur la totalité des champs, et tend à diffuser artificiellement la stratification et le cisaillement. Dans certains cas, cela peut provoquer un lissage parasite de la physique et détruire des ondes d'origine physique (comme les ondes de gravité), ce qui n'est pas souhaitable. Pour limiter cet effet, le terme source introduit dans les équations d'évolution (**Equation 2.11,** sauf pour la pression) est à l'ordre 2 ($S_{2\,num}$) ou 4 ($S_{4\,num}$) :

$$S_{2num} = K_{2h}\left[\frac{\partial^2}{\partial x^2}\overline{\rho}\chi + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\overline{\rho}\chi\right] + K_{2v}\left[\frac{\partial^2}{\partial z^2}\overline{\rho}\chi\right]$$

$$S_{4num} = -K_{4h}\left[\frac{\partial^4}{\partial x^4}\overline{\rho}\chi + \frac{\partial^4}{\partial y^4}\overline{\rho}\chi\right] - K_{4v}\left[\frac{\partial^4}{\partial z^4}\overline{\rho}\chi\right] \qquad \textbf{(2. 21)}$$

où $\chi = \Delta\theta$ pour la température potentielle ou $\chi = u, v, w, q$ pour les autres variables.

K_{2h} et K_{2v} sont les coefficients de mélange numérique horizontal et vertical à l'ordre 2, K_{4h} et K_{4v} sont les coefficients de mélange numérique horizontal et vertical à l'ordre 4.

L'ajout de ces termes sources doit être fait avec la plus grande vigilance ; en effet, ces termes sont intégrés avec le schéma d'avance temporelle. Si les coefficients sont trop forts, ils peuvent générer une instabilité numérique, à l'inverse de l'effet recherché. Effectivement, le schéma numérique devient alors tellement instable que le calcul est très vite stoppé.

La valeur conseillée pour les coefficients de mélange horizontal et vertical est donnée dans la documentation de ARPS, en fonction du pas de temps d'intégration Δt et de la taille de la maille dans les trois directions $\Delta x, \Delta y, \Delta z$. Leur ajustement ensuite doit tenir compte du type d'écoulement observé.

$$K_{nh} = \frac{\left(\Delta x^n + \Delta y^n\right)}{20\Delta t \pi^n} \qquad K_{nv} = \frac{\Delta z^n}{20\Delta t \pi^n} \qquad \text{où } n \text{ est l'ordre considéré} \qquad \textbf{(2. 22)}$$

Pratiquement dans ce travail, nous avons choisi l'ordre $n = 4$ sur l'horizontale et l'ordre $n = 2$ sur la verticale.

Dans certains cas, la diffusion artificielle n'est pas nécessaire [Pénelon, 2002]. Par contre pour un écoulement très perturbé, comme sur la ville de Marseille et sa région, ce terme s'est avéré indispensable lors de nos tests.

2.1.5 – La version de SUBMESO avec emboîtements de domaines

Le temps de calcul élevé des codes atmosphériques est souvent un facteur limitant la taille des domaines de simulations. En imbriquant des domaines les uns dans les autres, en allant d'une faible résolution pour le grand domaine vers une haute résolution pour le petit domaine couvrant la zone de plus grand intérêt, on peut raffiner l'étude de l'écoulement sur une petite zone, tout en prenant en compte l'influence des échelles supérieures. Pénelon [2002] a introduit une méthode d'emboîtement de domaines pour le code SUBMESO. Elle permet un raffinement dans le plan horizontal tandis que la grille verticale est identique pour tous les domaines. Les raffinements spatiaux et temporels jugés les plus adaptés sont multiples de 3. L'emboîtement dans SUBMESO étant unidirectionnel, l'information va de la grille de plus basse résolution (appelée « mère ») vers la grille de plus haute résolution (« fille »), à chaque pas de temps. Un module de gestion (AGRIF) [Blayo & Debreu, 1999] est couplé avec SUBMESO pour que les variables du modèle aient plusieurs niveaux, un pour chaque grille, ce qui permet de simuler les différents domaines en même temps.

Ce module programmé en langage C est destiné à des modèles écrits en différences finies. Il construit des procédures en langage Fortran qui hiérarchisent l'information et assurent son passage d'une grille à l'autre.
Le point délicat des méthodes d'emboîtement réside dans le passage des champs aux frontières ; en effet cette zone peut être le siège de réflexions d'ondes. La condition à la limite du domaine emboîté est donnée à partir des champs interpolés à chaque point, provenant de la grille « mère ». A chaque pas de temps et à chaque point d'une frontière de la grille « fille », le caractère entrant ou sortant de l'écoulement est vérifié, c'est-à-dire si les vecteurs vitesses du vent sont dirigés respectivement vers l'intérieur ou l'extérieur de la grille considérée. Le passage de l'information est présenté plus en détail dans le **§ 2.1.8.2.** Le rapport d'imbrication utilisé dans le cadre de ce travail est de 3. Ce sera donc la valeur du rapport entre les résolutions horizontales et entre les pas de temps.

2.1.6 – Grilles de simulation et schéma d'intégration

2.1.6.1 – Elaboration des grilles

Le procédé d'élaboration des grilles de simulation est exposé dans l'**annexe A**. La **figure 2.2** représente la coupe horizontale de l'emboîtement des grilles pour l'exemple des simulations sur l'agglomération de Marseille.

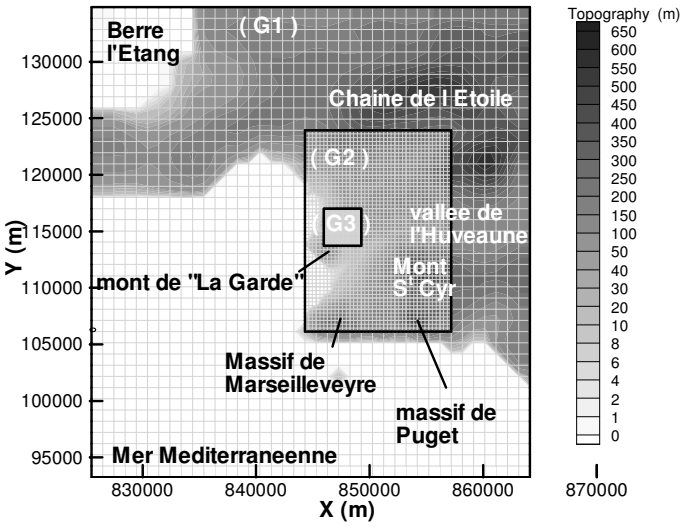


Figure 2.2 - Représentation des 3 grilles imbriquées sur l'agglomération de Marseille : G1 à 990 m, G2 à 330 m et G3 à 110 m de résolution. Projection plane dans le système de coordonnées LAMPERT III sud de la France. La topographie est issue de la base de données de l'IGN à 1 km de résolution pour G1 et à 110 m de résolution pour les grilles G2 et G3.

2.1.6.2 – Schéma d'intégration

L'intégration des équations dynamiques se fait grâce à un schéma explicite centré à trois niveaux temporels (« Leapfrog »). Les termes de différenciation spatiale sont à l'ordre 2. Cette méthode est plus simple à mettre en œuvre qu'un schéma implicite mais est plus coûteuse en temps de calcul. En effet ce schéma, moins stable, nécessite un plus petit pas de temps d'intégration.

Grand pas de temps des termes non-acoustiques

Le grand pas de temps d'intégration des équations est défini tel que :

$$\Delta t \leq \left[\left(U_{\max} + \left| c_{grav} \right| \right) \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} + \frac{1}{\Delta z_{\min}^{\ 2}}} \right]^{-1} \qquad \textbf{(2. 23)}$$

- $c_{grav} = N\, z_{\max} / \pi$, avec $z_{\max}$ l'altitude maximale du domaine,
- $U_{\max}$ est l'évaluation du maximum de la vitesse du vent au cours de la simulation,
- $\Delta z_{\min}$ est l'altitude du premier niveau vertical.

Petit pas de temps acoustique

Du fait du caractère compressible de l'atmosphère pris en compte dans les équations, les ondes acoustiques doivent être résolues. Afin de ne pas être contraint de trop diminuer le pas de temps, le grand pas de temps (Δt) déterminé pour les termes non-acoustiques est sub-divisé en petits pas de temps (Δt_{ac}) pour lesquels sont résolus les termes acoustiques, par la technique de « time-splitting » présentée par Klemp & Wilhelmson [1978] (Schéma d'intégration explicite en temps, à deux pas de temps).

Pratiquement, le pas de temps acoustique dépend de la vitesse de propagation du son et vaut environ :

$$\Delta t_{ac} \approx \frac{1}{10} \Delta t \qquad \textbf{(2. 24)}$$

Exemples

Quelques exemples de calcul sont donnés dans le **tableau 2.1,** qui correspondent à des cas simulés dans le cadre de ce travail (c*f.* **chapitres 4** et **5**). Aux échelles sub-méso à méso auxquelles nous travaillons, le rapport entre les dimensions horizontales et verticales est grand. La hauteur du 1er niveau vertical est alors déterminante pour le calcul du pas de temps maximal, et c'est principalement sur ce paramètre que l'on peut jouer afin d'augmenter le pas de temps d'intégration des équations. En général, par prudence pour la stabilité du calcul, il est préférable de choisir une valeur inférieure à celle calculée.

Cependant, pour des grilles imbriquées (cas n°3, n°4 et n°5), bien que le pas de temps calculé selon l'**équation 2.23** est quasiment identique dans les trois cas, le rapport temporel pour le grand pas de temps est obligatoirement le même que le rapport spatial (multiple de 3) [Pénelon, 2002]. Afin que cette contrainte ne conduise pas à des pas de temps particulièrement petits, un compromis est réalisé pour les cas n° 3, 4 et 5 sur l'agglomération de Marseille (**tableau 2.1**).

Cas	$z_{\max}$ altitude maximale	$U_{\max}$ vitesse maximale	$\Delta x, \Delta y$ résolution horizontale	$\Delta z_{\min}$ résolution verticale 1er niveau	$\Delta x / \Delta z_{\min}$	$\Delta t_{\max}$ pas de temps d'intégration	Δt_{choisi}	Δt_{ac} pas de temps acoustique
n°1 - cas académique	4600 m	6 m/s	1 km	40 m	25	1,9 s	1 s	0,1 s
n°2 - cas académique	4600 m	6 m/s	333 m	40 m	8,325	1,87 s	0,3 s	0,03 s
n°3 - Agglo. Marseille (G1)	9060 m	12 m/s	990 m	15 m	6,6	0,37 s	0,9 s	0,03 s
n°4 - Agglo. Marseille (G2 emboîtée)	9060 m	12 m/s	330 m	15 m	22	0,365 s	0,3 s	0,03 s
n°5 - Agglo. Marseille (G3 emboîtée)	9060 m	12 m/s	110 m	15 m	7,3	0,36 s	0,1 s	0,01 s

Tableau 2.1 - Exemples de calcul des pas de temps d'intégration des équations pour les termes non-acoustiques (Δt) et pour les termes acoustiques (Δt_{ac}).

En effet, alors qu'individuellement, le pas de temps pourrait être le même (0,3 s), pour l'emboîtement de ces trois grilles on devrait avoir respectivement 0,3- 0,1- 0,033 s. La méthode testée par Pénelon [2002] sur le cas du Vicoin est reprise ici, qui consiste à prendre le même petit pas de temps acoustique pour les grilles G1 et G2 (cas n°3 et n°4), lequel ne subit pas la contrainte du rapport d'imbrication. Ainsi le grand pas de temps de la grille mère G1 est sur-estimé, mais la stabilité du schéma numérique est assurée par le pas de temps acoustique.

Une autre remarque porte sur le cas n°2. Le calcul du grand pas de temps nous permettrait en théorie de choisir une seconde comme pour le cas n°1. Cependant, des instabilités numériques apparaissent au bout de 9 heures de simulation. Nous avons donc dû diminuer le pas de temps pour que ces instabilités n'apparaissent plus.

2.1.7 – Les conditions à la limite du modèle

2.1.7.1 – Limite inférieure

La condition à la limite inférieure du modèle est donnée par les flux turbulents à la surface. Ils sont paramétrés à l'aide de coefficients de transferts de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente C_D, C_H, C_E qui peuvent être pris constants ou bien calculés à l'aide d'un modèle de sol. Cette

dernière solution est choisie afin de prendre en compte l'hétérogénéité des surfaces. Nous utilisons le modèle de sol SM2-U, dont les caractéristiques sont présentées au **§ 2.2**.

- Le flux de quantité de mouvement s'exprime comme suit :

$$\tau_{i3} = \left(\overline{\rho u_i' w'}\right)_0 = -\overline{\rho}_0 \, C_D \max\left(U, U_{\min}\right) u_{i\,air} \qquad i = 1,2 \qquad \textbf{(2. 25)}$$

- Le flux de chaleur sensible :

$$H_s = H_3 = \left(\overline{\rho w' \theta'}\right)_0 = -\overline{\rho}_0 \, C_H \max\left(U, U_{\min}\right)\left(\theta_{air} - \theta_0\right) \qquad \textbf{(2. 26)}$$

- Le flux de chaleur latente :

$$LE = E_3 = \left(\overline{\rho w' q'}\right)_0 = -\overline{\rho}_0 \, C_E \max\left(U, U_{\min}\right)\left(q_{air} - q_0\right) \qquad \textbf{(2. 27)}$$

Le module du vent est limité à $U_{min} = 10^{-2}$ m/s afin de ne pas annuler les flux par vent horizontal trop faible. Les paramètres $u_{i\,air}, \theta_{air}, q_{air}$ sont calculés dans la première maille au-dessus du sol. En surface le vent est considéré nul sur le continent. La température et l'humidité sont calculées dans le modèle de sol à chaque instant.

2.1.7.2 – Limites latérales

Six conditions différentes peuvent être imposées aux frontières, dont quatre qui s'appliquent pour des conditions imposées par l'utilisateur et deux qui s'appliquent lorsque l'on dispose d'une information au-delà de la frontière.

Leur choix dépend du caractère entrant ou sortant de l'écoulement au niveau de la frontière. En notant i l'indice de position de la variable sur la grille ($i = 1$ à la frontière ouest ou sud et $i = i_{\max}$ à la frontière est ou nord), ces conditions sont :

1. Condition de <u>mur rigide</u>. La frontière se comporte comme un miroir : $\phi_{i=1} = -\phi_{i=3}$
2. Condition <u>périodique</u> ou cyclique. Le champ est le même en entrée et en sortie du domaine : $\phi_{i=1} = \phi_{i=i_{\max}-2}$ et $\phi_{i=i_{\max}} = \phi_{i=3}$
3. Condition de <u>gradient nul</u>. La frontière assure la continuité de l'écoulement existant à l'intérieur du domaine : $\phi_{i=1} = \phi_{i=2}$. Elle est choisie de préférence pour un écoulement entrant ou parallèle à la frontière.
4. Condition <u>radiative</u>. Elle permet d'éviter la réflexion d'éventuelles ondes à la frontière de sortie de l'écoulement. La tendance temporelle du champ est calculée après intégration des équations. La condition est imposée à chaque pas de temps du calcul : $\phi_{i=1} = \phi_{i=1} + \frac{\partial \phi}{\partial t} \times \Delta t_{ac}$, après résolution de l'équation de propagation d'onde ($\frac{\partial \phi}{\partial t} + c_\varphi \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0$) à la vitesse de phase c_φ, calculée à partir de la méthode d'Orlanski.

5. Forçage extérieur. Pour simuler des conditions météorologiques réelles, les champs provenant d'un autre modèle ou provenant de données expérimentales peuvent être imposées. Cette option a été ajoutée dans SUBMESO dans le cadre de travail et est présentée dans le **§ 2.1.8.2**.
6. Condition emboîtée. Elle permet le couplage entre une grille emboîtée et la grille de plus faible résolution provenant du même modèle qui lui donne l'information à chaque instant. Le **§ 2.1.8.1** expose la méthode de passage de l'information entre les grilles.

2.1.7.3 – Limite supérieure

Une zone d'amortissement appelée « couche de Rayleigh » est imposée dans les dernières mailles du domaine, où la perturbation de la température potentielle θ' et la vitesse verticale w tendent vers zéro et où les composantes horizontales de la vitesse du vent u et v ainsi que l'humidité q tendent vers leur valeur initiale. En effet une condition de gradient nul est attribuée à la limite supérieure, et ces quelques mailles mises en place au-dessous permettent d'éviter la réflexion d'ondes. Pour cela, il est recommandé de prévoir au moins six mailles pour cette zone sur une épaisseur d'environ 1/3 de la hauteur totale du domaine z_{max}. Avec la grille verticale étirée, les dernières mailles sont en effet très épaisses (500 - 600 m). Le calcul des altitudes du début de la couche z_{Ray} et de fin de la couche z_{max} doit être fait après avoir déterminé jusqu'à quelle altitude on souhaite résoudre la physique de l'écoulement.

Un terme source de relaxation des champs vers leur état de base est ajouté aux équations d'évolution et prend effet lorsque $z > z_{Ray}$ (**Equations 2.11**, sauf pour la pression) :

$$S_{Ray} = -C_{Ray}(z)\,\overline{\rho}\left(\phi - \overline{\phi}\right) \qquad \phi = u, v, w, \theta, qv \tag{2. 28}$$

où l'inverse du temps de relaxation vérifie la relation

$$C_{Ray}(z) = \frac{\alpha_{Ray}}{2}\left(1 - \cos\left[\frac{\pi\left(z - z_{Ray}\right)}{z_{\max} - z_{Ray}}\right]\right) \tag{2. 29}$$

et $\alpha_{Ray} \approx \dfrac{1}{20\Delta t}$ est le coefficient d'amortissement.

Même si les processus à étudier se situent dans la couche limite, il est primordial de ne pas négliger l'épaisseur de cette couche ; des tests réalisés au cours de ce travail montrent une dégradation anormale de l'écoulement si la couche de Rayleigh n'est pas assez élevée ou si elle n'est pas assez épaisse.

Le **tableau 2.2** présente les caractéristiques de la couche de Rayleigh choisies dans les simulations sur une ville idéalisée et sur l'agglomération de Marseille (*cf.* **chapitres 4 et 5**).

	Altitude maximale du domaine Z_{max}	Altitude minimale de la couche Z_{ray}	Nombre de mailles	Hauteur de maille moyenne Δz_{moy}
Ville idéalisée	4600 m	3000 m	~ 9 mailles	~ 190 m
Agglo. Marseille	9620 m	5600 m	~ 6 mailles	560 m

Tableau 2.2 - Caractéristiques de la couche d'amortissement en haut du domaine (couche de Rayleigh) pour les séries de simulation sur une ville idéalisée et sur l'agglomération de Marseille.

2.1.8 – Forçage des frontières latérales

2.1.8.1 – Forçage des frontières extérieures par un autre modèle

Complémentarité des modèles

Un modèle est mis en œuvre dans le but de simuler un site particulier ou un processus particulier. L'emboîtement de domaines permet de raffiner l'espace, mais ne peut être infini ; en effet de par ses hypothèses de base, un même modèle ne peut couvrir à lui seul toutes les échelles, depuis la météorologie à l'échelle régionale jusqu'à l'échelle du quartier. Les frontières latérales doivent donc être forcées par des champs issus d'un autre modèle couvrant un domaine plus grand. Afin de parvenir à l'étude de l'écoulement au-dessus de la ville de Marseille (**chapitre 5**), nous avons mis en place une méthode d'assimilation des champs aux frontières latérales du domaine pour SUBMESO. Nous avons choisi de collaborer avec le LAMP (*Laboratoire de Météorologie Physique)*, et d'utiliser comme champs de forçage les sorties horaires des simulations conduites avec le modèle RAMS à 3 km de résolution pour la période de la POI2b de l'expérience ESCOMPTE [Taghavi et al., 2004]. Les champs sont dans un premier temps interpolés précisément dans l'espace et dans le temps, afin de les imposer à chaque point de grille, à chaque pas de temps. La grille à 3 km sur laquelle les informations sont prélevées est elle-même imbriquée dans une grille à 15 km de résolution, elle-même forcée aux frontières latérales par les champs ré-analysés (incluant une assimilation de données toutes les 6 heures) issus de l'ECMWF (*The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*).

Initialisation

L'initialisation des composantes du vent *u* et *v* est effectuée grâce à l'interpolation des sorties de RAMS à 0 h TU en chaque point. L'état de base est quant à lui uniforme sur tous les domaines. Il correspond au profil moyen déduit sur les quatre frontières de la grille G1.

Variables imposées aux frontières

Les champs météorologiques u, v, θ, q sont interpolés horizontalement, puis verticalement afin d'être appliqués à chaque point des frontières latérales du plus grand domaine G1 (990 m de résolution). Au cours de la simulation, ces variables sont ensuite interpolées à chaque grand pas de temps (termes non-acoustiques) entre deux sorties fournies. La vitesse verticale *w* est très sensible à la description du terrain et au chauffage de la surface. C'est pourquoi nous avons choisi de ne pas l'imposer sur les frontières mais elle obéit plutôt à une condition de gradient nul. Les frontières doivent alors être situées de préférence au-dessus d'une topographie douce ou sur un plateau. Au cours des premiers essais de simulation que nous avons

réalisés sur la grille G1 sur Marseille, la pression était également imposée aux frontières, en chaque point. Les résultats montraient un changement très rapide de la direction du vent. L'explication de ce comportement que nous proposons est la suivante : en imposant toutes les variables pronostiques sur toutes les frontières, le modèle doit à la fois prendre en compte les valeurs imposées par le premier modèle et les équations du second modèle. Ces deux modèles n'ayant pas tout à fait le même mode de fonctionnement (bien qu'ils reproduisent la même physique), cette incompatibilité conduit à une modification importante de l'état de l'atmosphère. La pression est la variable qui évolue le plus régulièrement et qui a le plus faible gradient horizontal sur les domaines de simulation étudiés. De plus, la pression est imposée sur les frontières à chaque petit pas de temps acoustique tandis que les autres variables le sont à chaque grand pas de temps. Nous avons mené différents essais sur la manière d'imposer la pression sur le domaine. Sur le domaine G1 des simulations sur Marseille, la frontière sud est sur une surface plane (la mer Méditerranée) où la pression est relativement homogène. L'essai réalisé en imposant la pression uniquement sur cette frontière montre que les champs du modèle s'équilibrent rapidement sur tout le domaine. L'état de base de la pression est également initialisé avec les champs de RAMS et ce système permet de propager la variation de pression au cours du temps sur tout le domaine de simulation. Pour des simulations avec un gradient horizontal de pression important, il semble néanmoins qu'il serait indispensable de l'imposer sur toutes les frontières.

Zone de relaxation des champs

Mis à part pour la pression, l'information concernant les différentes variables imposées sur les frontières latérales ne se propage pas si facilement à l'intérieur du domaine. De nombreux tests que nous avons réalisés sur la grille G1 pour l'agglomération de Marseille ont montré la difficulté de cette méthode en condition instationnaire. Dans ce cas, une variable peut diverger dès le 2ème ou 3ème point vers l'intérieur du domaine. Dans un autre cas de figure, les champs calculés à l'intérieur du domaine dominent le champ que l'on tente d'imposer, et la condition à la limite est ignorée.

La solution que nous avons retenue est donc de relaxer progressivement les champs sur quelques mailles, afin de converger progressivement vers la valeur imposée.

Suivant le procédé mis en place par Davies [1983], un terme additionnel de forçage est ajouté aux équations d'évolution pour $u, v, \Delta\theta, q$. Ce terme est calculé uniquement à chaque grand pas de temps Δt (**Equations 2.11**).

$$S_{forç} = \frac{\partial(\overline{\rho}\phi)}{\partial t} = -K_{relaxation}\, C_{relaxation}\, \overline{\rho}\,(\phi - \phi_{exterieur}) \qquad \textbf{(2. 30)}$$

où $C_{relaxation}$ est le coefficient maximum de relaxation ($C_{relaxation} = 1/300\ s^{-1}$, valeur conseillée).

Ce coefficient est pondéré par $K_{relaxation} = \left(1 + \left[\frac{2(i - i_{frontière})}{nb - 1}\right]^2\right)^{-1}$, qui vaut 1 sur le point de grille de la frontière et 0 au-delà de la zone de relaxation. Dans le cadre de ce travail, six mailles de relaxation (soit

$nb = 6$) ont été choisies. L'évolution de $K_{relaxation}$ dans la zone de relaxation est présentée sur la **figure 2.3.** Le choix de 6 mailles assure une transition douce, mais il est possible de choisir une zone plus petite, ou plus grande si le domaine a plus de 50 points de grille. Notons que cette progression n'est pas linéaire, car cela aurait le simple effet de repousser les instabilités au-delà de la zone de relaxation à l'intérieur de la grille imbriquée, comme le souligne Pénelon [2002].

Près des quatre coins du domaine subissant l'influence de deux frontières latérales, nous avons également interpolé ce coefficient pour prendre en compte les deux frontières mises en jeu à cet endroit.

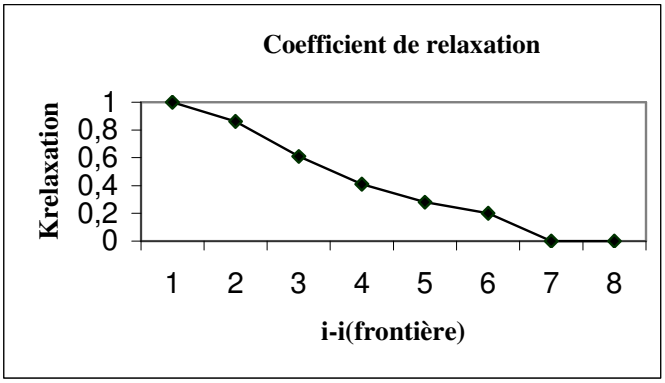


Figure 2.3 - Variation du coefficient de relaxation en fonction de la position de la maille par rapport à la frontière la plus proche. Exemple pour une zone de relaxation de 6 mailles.

<u>Mélange numérique associé</u>

Nous avons également ajouté un terme de mélange numérique à l'ordre 2 afin d'éviter la propagation d'instabilité créée par l'addition de ce terme de forçage (**Equations 2.11**) :

$$S_{mel\ forç} = \frac{\partial(\overline{\rho}\phi)}{\partial t} = -K_{relaxation}\, C_{mélange} \left[\frac{\partial^2}{\partial x^2}\overline{\rho}(\phi - \phi_{extérieur}) + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\overline{\rho}(\phi - \phi_{extérieur}) \right] \qquad \textbf{(2. 31)}$$

pour $\phi = u, v, \Delta\theta, q$ et avec le coefficient $C_{mélange} = 10^{-3}\, s^{-1}$.

Par ailleurs, afin de minimiser toute incompatibilité entre les variables de forçage et la couche de Rayleigh, on impose un profil de température constant et égal à l'état de base au-dessus de la limite inférieure de cette zone d'amortissement z_{Ray}. Dans les simulations sur l'agglomération de Marseille, ce profil est pris comme étant le profil moyen sur la durée de la simulation. Un test a été réalisé en procédant de même pour les composantes *u* et *v* du vent, sans observer de changement notable. Le vent synoptique en altitude ne varie en effet pas beaucoup. Le choix a donc été fait de conserver les valeurs provenant de RAMS.

2.1.8.2 – Forçage des frontières d'un domaine imbriqué dans un autre

<u>Méthode existante</u>

La méthode instaurée par Pénelon [2002] sépare les cas où l'écoulement est entrant ou sortant.

Si l'écoulement est entrant dans la grille imbriquée, la condition de type Dirichlet consiste à imposer directement la variable de la grille mère sur la frontière de la grille fille. Du point de vue temporel, la contrainte se fait progressivement, grâce au calcul de la tendance, appliquée ensuite à chaque petit pas de temps sur la grille emboîtée :

$$\left(\frac{\partial \phi_{fille}}{\partial t}\right)_{frontière} = \frac{\left(\phi_{mère}^{\;t+\Delta t_{fille}}\right)_{frontière} - \left(\phi_{fille}^{\;t-\Delta t_{fille}}\right)_{frontière}}{2\Delta t_{fille}} \qquad \textbf{(2. 32)}$$

$$\left(\phi_{fille}^{\;t-\Delta t_{fille}+\Delta t_{ac_{fille}}}\right)_{frontière} = \left(\phi_{fille}^{\;t-\Delta t_{fille}}\right)_{frontière} + \Delta t_{ac_{fille}}\left(\frac{\partial \phi_{fille}}{\partial t}\right)_{frontière} \qquad \textbf{(2. 33)}$$

où Δt_{fille} et $\Delta t_{ac_{fille}}$ sont les grand et petit pas de temps de la grille emboîtée, tels que $\Delta t_{fille} = \Delta t_{mère}/3$ si le rapport d'imbrication est de 3.

Il est à noter que cette condition est toujours appliquée pour la pression.

En revanche, si l'écoulement est sortant, une condition radiative avec calcul de la vitesse de phase c_φ est appliquée. Il s'agit de l'adaptation aux grilles emboîtées de la condition radiative classique d'Orlanski [1976], proposée par Carpenter [1982].

Pour une frontière ouest, la tendance temporelle devient :

$$\begin{aligned}\left(\frac{\partial \phi_{fille}}{\partial t}\right)_{frontière} = & \frac{\left(\phi_{mère}^{\;t+\Delta t_{mère}}\right)_{frontière} - \left(\phi_{mère}^{\;t}\right)_{frontière}}{\Delta t_{mère}\left(1-\mathrm{A}\right)} + \frac{\mathrm{A}}{\left(1-\mathrm{A}\right)}\frac{\left(\phi_{fille}^{\;t-\Delta t_{fille}}\right)_{frontière} - \left(\phi_{fille}^{\;t}\right)_{frontière-1}}{\Delta t_{fille}} \\ & + \frac{\mathrm{A}}{\left(1-\mathrm{A}\right)}\frac{\left(\phi_{mère}^{\;t+\Delta t_{fille}}\right)_{frontière-1} - \left(\phi_{mère}^{\;t+\Delta t_{fille}}\right)_{frontière}}{\Delta t_{fille}}\end{aligned} \qquad \textbf{(2. 34)}$$

où $\mathrm{A} = c_\varphi \dfrac{\Delta t}{\Delta x}$ et c_φ est la vitesse de phase. Pour une frontière ouest, l'expression est identique à **(2. 34)** en remplaçant qu'on remplace $(1-\mathrm{A})$ par $(1+\mathrm{A})$. Pour une frontière sud, l'expression est identique à **(2. 34)** avec Δy à la place de Δx. Enfin, pour une frontière nord, l'expression est identique à **(2. 34)** avec $(1+\mathrm{A})$ et Δy à la place de $(1-\mathrm{A})$ et Δx.

En chaque point de la frontière, la vitesse de phase est calculée par la formule de Miller & Thorpe [1981] :

$$c_\varphi = -\frac{\Delta x_{fille}}{\Delta t_{fille}}\left(\frac{\left(\phi_{fille}^{t} - \phi_{mère}^{t}\right)_{frontière-1} - \left(\phi_{fille}^{t-\Delta t} - \phi_{mère}^{t-\Delta t}\right)_{frontière-1}}{\left(\phi_{fille}^{t-\Delta t} - \phi_{mère}^{t-\Delta t}\right)_{frontière-1} - \left(\phi_{fille}^{t-\Delta t} - \phi_{mère}^{t-\Delta t}\right)_{frontière-2}}\right) \qquad \textbf{(2. 35)}$$

Quelques précautions sont prises :

1. un test assure que $c_\varphi > 0$ aux frontières est et nord et que $c_\varphi < 0$ aux frontières sud et ouest afin de vérifier que l'écoulement est sortant,
2. $|\mathrm{A}| \leq 1$,

3. c_φ est ensuite moyennée sur toute la frontière ;

Ce troisième point est préconisé par Durran [2000]. En effet, comme les ondes arrivant sur la frontière n'ont pas toutes la même vitesse de phase, il est nécessaire d'utiliser une vitesse de phase globale sur une frontière, afin de limiter la propagation des erreurs à l'intérieur du domaine. Durran [2000] avait remarqué que la vitesse de phase oscillait au bout d'un certain temps et il a supposé que la moyenner sur toute la frontière pouvait atténuer cet effet. Néanmoins, comme nous le verrons par la suite, dans les cas complexes où toute la frontière ne subit pas le même type d'écoulement (entrant ou sortant) et que ces conditions peuvent varier très rapidement, cette solution peut devenir inefficace.

Problème rencontré et solution

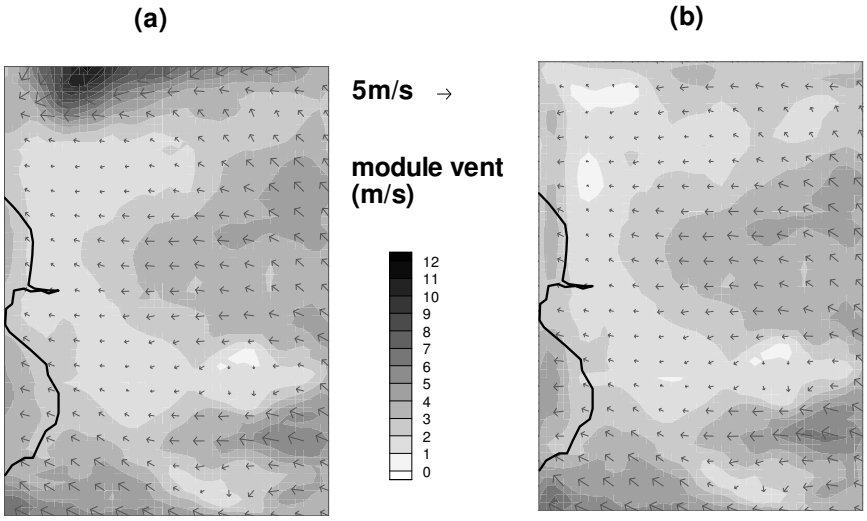


Figure 2.4 - Exemple de réflexion à la frontière d'un domaine emboîté (a), avec la condition radiative-emboîtée. Solution proposée (b) avec la condition de Dirichlet associée à un terme de relaxation. Simulations du 25 juin à 9h UTC, sur la grille intermédiaire des simulations emboîtées sur Marseille (330 m de résolution), à 7,5 m d'altitude.

Lors des tests que nous avons réalisés sur le cas des simulations sur l'agglomération de Marseille avec trois grilles emboîtées, un problème concernant la condition radiative-emboîtée pour un écoulement sortant est apparu. En effet, l'écoulement est tellement complexe et très variable, même sur une même frontière, que le calcul de la vitesse de phase moyenne est délicat, et pas forcément représentatif de l'écoulement partout sur cette frontière. La **figure 2.4** montre un exemple de cette situation, pour la simulation du 25 juin 2001, dès 9 h TU sur la grille intermédiaire G2 à 330 m de résolution.

Sur la frontière nord, alors que l'écoulement est entrant en altitude (provenant du nord-ouest) il devrait être sortant en surface. Mais l'écoulement se réfléchit sur la frontière sans arriver à sortir du domaine.

La solution que nous avons choisie est d'instaurer une condition à la limite de type Dirichlet dans tous les cas et d'introduire un terme de relaxation sur quelques mailles à l'intérieur du domaine emboîté comme cela a été réalisé pour le forçage des frontières externes par un autre modèle (**Equation 2.30**). L'écoulement étant particulièrement instationnaire, nous avons augmenté le coefficient $C_{relaxation}$ afin d'accélérer la réponse de l'écoulement au forçage des frontières ($C_{relaxation} = 1/100\ s^{-1}$).

2.1.9 – Conclusion

Le code atmosphérique SUBMESO est un outil qui permet de réaliser des simulations numériques aussi bien sur des cas simples que sur des cas complexes. La physique est résolue sur un maillage adapté à l'écoulement que l'on souhaite observer. L'effet de la turbulence de sous-maille sur les grandes échelles est pris en compte. Afin d'élargir la gamme d'étude, le module d'emboîtement de domaines permet d'affiner l'étude sur une zone précise et la méthode de forçage aux frontières latérales du domaine le plus grand permet de prendre en compte l'écoulement régional. Cet outil possède néanmoins de nombreux paramètres à régler et la méthode d'emboîtement a due être adaptée à l'écoulement particulièrement complexe dans la région marseillaise.

2.2 – Le modèle de sol SM2-U et son utilisation

2.2.1 – Introduction

Nous avons vu que la condition inférieure du modèle dynamique est donnée par les flux turbulents à la surface (*c.f.* **§ 2.1.6.1**), paramétrés grâce à des coefficients de transferts. Le but du modèle de sol est, d'une part, de calculer ces coefficients de transfert à l'interface entre la canopée et l'atmosphère à partir des données météorologiques issues du premier niveau du modèle dynamique, et d'autre part de déterminer l'évolution temporelle des champs de température et d'humidité à la surface. Ce modèle basé sur le principe de retour à l'équilibre ("force restore" en anglais) est fondé sur le modèle de sol rural ISBA (*Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère*), développé par Noilhan & Planton [1989]. Certaines propriétés ont été modifiées pour le sol rural et il est étendu aux surfaces urbaines [Dupont, 2001 ; Dupont & Mestayer, 2006].

La complexité de la biosphère et des processus d'interaction entre la canopée urbaine et l'atmosphère est telle que, dans l'optique simple de fournir les flux à la frontière inférieure du modèle dynamique, la canopée peut être paramétrée de manière non explicite, en faisant apparaître ses principaux effets sur la couche limite atmosphérique.

La partie hydrologique du modèle de sol SM2-U a été validée avec les données obtenues sur le bassin versant de Rezé [Dupont et al., 2005] et la partie thermique a été validée avec les données de la station du

centre ville (CAA, **figure 1.7**) de Marseille pendant la campagne CLU-ESCOMPTE 2001 [Dupont & Mestayer, 2006].

2.2.2 – Schémas de principe

La **figure 2.5** montre le principe du couplage entre le modèle de sol et le modèle dynamique, et le principe de représentation de la canopée dans le modèle de sol. La limite inférieure du modèle atmosphérique coïncide avec le sommet de la boîte de calcul du modèle de sol, c'est-à-dire avec le sommet de la canopée.

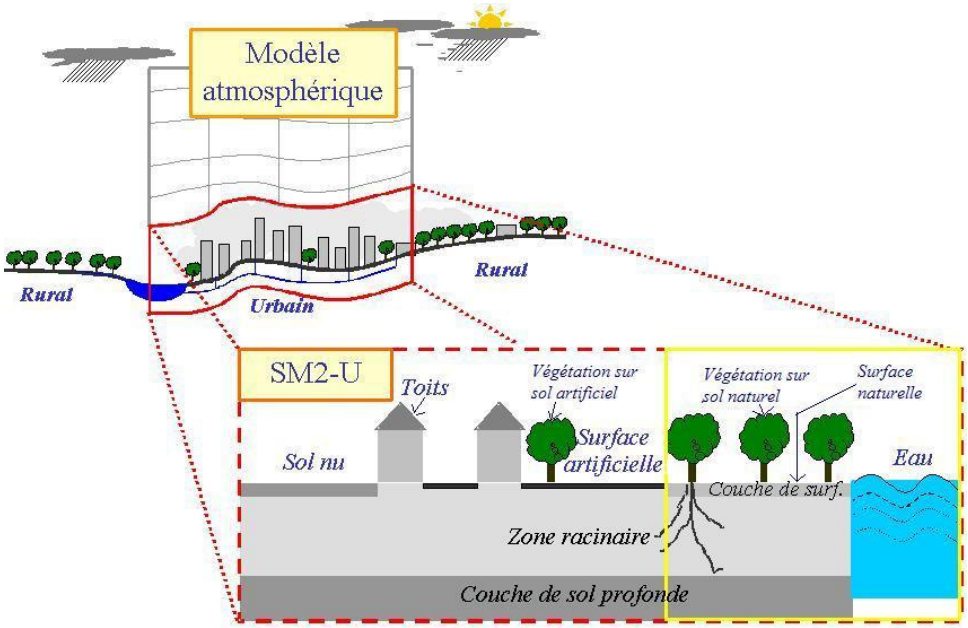


Figure 2.5 - Schéma de principe du modèle de sol SM2-U (*D'après un schéma de Dupont, communication personnelle*).

2.2.2.1 – Les 7 types de couvert composant la couche de sol superficielle

La canopée est représentée par une fine couche de sol (couche superficielle) où sont répartis les différents types de couverts existants dans la maille de calcul. Au-dessous, communs à toute la maille (excepté pour l'eau), se trouvent une couche de sol pour le schéma thermique et deux couches de sol pour le schéma hydrique.

La couche superficielle est celle qui est en contact avec l'atmosphère, et qui intervient directement dans le calcul des flux à l'interface. Dans chaque maille elle est représentée par une proportion relative de chacun des sept types de couverts qui sont, avec leur abréviation :

1. ***'NAT' -*** Le sol naturel ; terre, sédiments. Il est situé au-dessous et/ou entre la végétation et est influencé par celle-ci.
2. ***'BARE' -*** Le sol naturel nu ; terre, sédiments, cailloux, sable. Il n'est pas couvert.

3. ***'VEGN'* -** La végétation couvrant du sol naturel.
4. ***'EAU'* -** Les étendues d'eau ; lac, rivière ou mer.
5. ***'BAT'* -** Les bâtiments, couverts par leur toit supposé imperméable.
6. ***'ART'* -** Le sol artificiel; les routes, trottoirs et parkings recouverts par un matériau poreux.
7. ***'VEGA'* –** La végétation couvrant du sol artificiel ; ce sont les arbres sur les trottoirs, les boulevards ou les parkings.

La différenciation de ***'VEGN'*** et '***VEGA'*** permet de prendre en compte l'influence du sol au-dessous de la végétation sur les transferts thermiques et hydriques.

2.2.1.2 – Transferts hydriques

Le schéma hydrique représente les transferts d'eau entre les trois couches de sol. Le système est basé sur la conservation de la teneur en eau de la couche de sol profonde, qui se comporte alors comme un réservoir qui capte ou restitue l'eau selon l'évolution des autres couches. Cette teneur en eau est fixée par l'utilisateur à l'initialisation, en fonction du type de sol, de la région étudiée et de la saison.

1. Les éléments de la couche superficielle reçoivent l'eau sous forme de précipitations et de condensation de l'air humide sur leur surface. Ils la restituent de la manière suivante :
- à l'atmosphère, sous forme d'évaporation,
- aux surfaces voisines, par ruissellement sur les toits et les surfaces artificielles,
- à la seconde couche de sol, commune à tous les types de couvert, selon les procédés suivants :
    - L'eau entrant dans le système d'assainissement des zones urbanisées ***('BAT'et 'ART'***) est évacuée du système. La proportion est quantifiée grâce à la fraction des bâtiments et des zones artificielles raccordées au réseau (notation respective '***RUBAT***' et '***RUART***').
    - L'eau s'infiltre lentement à travers le sol artificiel ***('ART***'), en dehors du réseau, du haut vers le bas mais pas dans l'autre sens,
    - La terre composant les surfaces rurales ('***NAT', 'BARE'***) diffuse l'eau dans le sol. A ce niveau, l'eau est aussi diffusée de la seconde couche (zone racinaire) vers la couche superficielle.
2. La zone racinaire (2nde couche de sol), diffuse également l'eau vers le haut, vers la couche superficielle, lorsque cette dernière manque d'eau et est proche du point de flétrissement. Si elle-même n'est pas saturée en eau, elle reçoit par diffusion de l'eau du réservoir (3ème couche). Si elle est saturée en eau, le drainage assure le passage de l'eau entre la seconde et la troisième couche de sol.
3. Si le réservoir de la troisième couche de sol est plein, le surplus d'eau est évacué hors du système et est considéré comme perdu par le système.

2.2.2.3 – Transferts thermiques

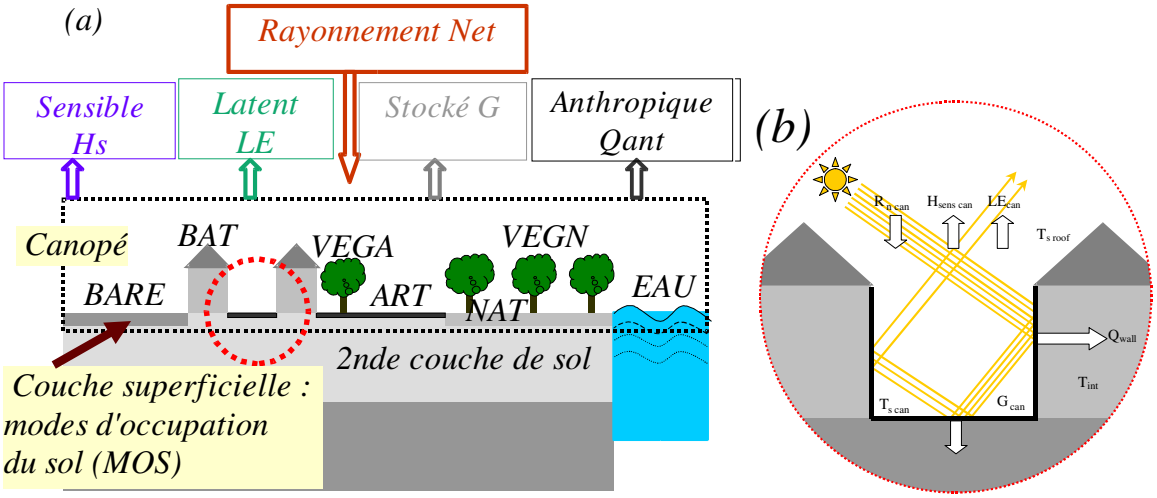


Figure 2.6 – (a) : Bilan thermique du modèle de sol SM2-U. Le cercle rouge entoure la représentation de la rue canyon montrée en (b). En (b) : Piégeage radiatif dans la rue Canyon. (*Modifié d'après les schémas de Dupont, communication personnelle*).

Longueurs de rugosité

Afin de calculer les flux servant de condition à la limite inférieure du modèle dynamique (*cf.* **§ 2.1.7.1**), une information sur la longueur de rugosité est nécessaire. Dans SM2-U, deux types de longueurs de rugosité aérodynamique z_{0m} sont considérés :

1. La rugosité aérodynamique classique z_{0m} de la canopée, propre à la maille de calcul ; elle est étroitement liée à la morphologie et à l'agencement des bâtiments en zone urbaine ou à la taille des arbres en zone rurales. C'est cette définition de z_{0m} qui intervient dans le calcul du flux turbulent de quantité de mouvement à l'interface entre la canopée et l'atmosphère.
2. La rugosité aérodynamique « de peau » z_{0mi} fixée pour chacun des 7 types de couverts, qui sert uniquement à calculer les flux turbulents de chaleur et d'humidité. En effet, les longueurs de rugosité thermique z_{0h_i} (ou hydrique z_{0q_i}) et aérodynamique z_{0m_i} sont différentes car on utilise la température de peau de la canopée, et non la température aérodynamique. Une résistance aérodynamique Kb^{-1} est définie telle que :

$$Kb^{-1} = \ln\left(\frac{z_{0m_i}}{z_{0h_i}}\right) \qquad \textbf{(2. 36)}$$

Pour les surfaces rurales, Kb^{-1} vaut environ 2, tandis qu'en zone urbaine sa valeur est plus difficile à évaluer. Une paramétrisation de Voogt & Grimmond [2000] lui donne alors des valeurs comprises entre

20 et 27. Dans le modèle de sol SM2-U, la paramétrisation de Zilitinkevich est utilisée. Elle prend en compte le nombre de Reynolds de frottement $R_r = \frac{z_{0mi} u_*}{\nu}$:

$$Kb^{-1} = \kappa C \sqrt{R_r} \qquad \textbf{(2. 37)}$$

où C est une constante empirique, prise à 0,1, valeur recommandée par Chen et al. [1997] dans le modèle à méso-échelle « ETA », et κ la constante de Von Karman égale à 0,4.

Coefficients de transfert

Les coefficients de transfert de quantité de mouvement et de chaleur sont calculés par la méthode non-itérative de Guilloteau [1998], suivant la paramétrisation bulk des flux (*cf.* **1.1.2.3, équations 1.13**). Le calcul fait intervenir la vitesse du vent, de la température potentielle et de l'humidité spécifique à l'altitude de référence z_r (1er niveau scalaire du modèle) et à la surface du modèle atmosphérique où le vent est nul. Les coefficients de transfert de quantité de mouvement et de chaleur sont calculés suivant les équations **(1.19)** dans le cas général, où une hauteur de déplacement z_d peut être introduite pour la canopée urbaine. Pour les zones non urbanisées, on applique la même formule avec $z_d = 0$. Le coefficient de transfert pour l'humidité est pris égal à celui de la chaleur $C_E = C_H$.

- Pour le calcul de C_D intervenant dans le calcul de τ_{i3} (**Equation 2.25**), la définition classique z_{0m} est utilisée,
- Pour le calcul de C_H et de C_E intervenant dans le calcul de H_s et LE (**Equations 2.26** et **2.27**), les différents z_{0m_i} et z_{0h_i} pour chaque surface sont utilisés.

Cette méthode s'appuie sur les formulations de Högström [1996] et de Beljaars & Holtslag [1991] pour la relation flux-profil. La stabilité est prise en compte selon la valeur du nombre de Richardson bulk Ri_b. La méthode s'inspire de celle de Launiainen [1995] pour la stratification stable et représente une généralisation de la méthode de Byun [1990] pour la stratification instable. Le détail de la méthode de calcul est donné par Guilloteau [1998].

Bilans d'énergie à la surface

Le bilan d'énergie reçue par la surface (**figure 2.6a**) est le suivant (flux positif vers le bas) :

$$\underbrace{Rn}_{\text{rayon-nement net}} - \underbrace{Hs}_{\text{flux de chaleur sensible}} - \underbrace{LE}_{\text{flux de chaleur latente}} = G \qquad \textbf{(2. 38)}$$

Il correspond au flux de chaleur stockée par la canopée (fermeture du bilan) et s'exprime par les équations suivantes, pour chaque type de couvert *i* dont la fraction dans la maille est f_i (tel que $\sum_i f_i = 1$), en prenant en compte dans les flux de chaleur sensible et latente, un flux d'origine anthropique :

$$\underbrace{G}_{\substack{\text{flux de}\\ \text{chaleur}\\ \text{stockée}}} = \sum_i f_i G_i = \sum_i f_i Rn_i - \sum_i f_i Hs_i - \sum_i f_i LE_i \underbrace{- Q_{ant}^H - Q_{ant}^E}_{\substack{\text{flux}\\ \text{anthropiques}\\ \text{(chaleur \& humidité)}}} \quad \textbf{(2. 39)}$$

Chacun des termes s'exprime en fonction des coefficients de transfert de la manière suivante :

$$Rn_i = \underbrace{Rs_\downarrow}_{\substack{\text{solaire}\\ \text{reçu}}} - \underbrace{\alpha_i\, Rs_\downarrow}_{\substack{\text{solaire}\\ \text{réfléchi}}} + \underbrace{\varepsilon_i\, Rl_\downarrow}_{\substack{\text{IR reçu} -\\ \text{IR réfléchi}}} - \underbrace{\varepsilon_i \sigma Ts_i^{\,4}}_{\substack{\text{émission}\\ \text{corps noir}}} \quad \textbf{(2. 40)}$$

$$Hs_i = \rho C_p C_{H_i} |U_i| \left(\theta_{vs_i} - \theta_{vi}\right) \quad \textbf{(2. 41)}$$

$$LE_i = \rho L_v C_{E_i} |U_i| \left(q_{si} - q_i\right) \quad \textbf{(2. 42)}$$

avec :

- Ts_i et θ_{vs_i} la température absolue et température potentielle virtuelle de la couche de surface,
- q_{s_i} l'humidité spécifique à la surface,
- $|U_i|$, θ_{v_i} et q_i le module du vent, la température potentielle virtuelle et l'humidité spécifique de l'air dans la 1ère maille,
- $Rs_\downarrow$ *et* $Rl_\downarrow$ les rayonnements solaires (courte longueur d'onde) et infra-rouge (grande longueur d'onde) arrivant à la surface,
- α_i *et* ε_i l'albédo et l'émissivité de chaque type de surface,
- σ la constante de Stefan-Boltzmann,
- C_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante,
- L_v la chaleur latente de vaporisation.

Flux de chaleur latente :

Pour le flux de chaleur latente, le calcul est différent selon la surface.

La végétation (***'VEGN' et 'VEGA')*** a un flux de vapeur d'eau provenant de l'évaporation de l'eau présente sur la surface et de la transpiration des feuilles. En terme de résistance au transfert, le coefficient de transfert hydrique est relié à la résistance aérodynamique $r_{aéro}$ telle que $|U|\, C_E = r_{aero}^{-1}$ avec $|U|$ le module du vent dans la première maille. Une résistance additionnelle stomatique $r_{stomate}$ intervient aussi dans le calcul du flux de chaleur latente :

$$LE_i = \left(LE_{évaporation} + LE_{transpiration}\right)_i = \rho\, L_v\, \left(q_{sat}(T_{si}) - q\right)\left(\frac{\delta_i}{r_{aero_i}} + \frac{1-\delta_i}{r_{aero_i} + r_{stomate_i}}\right) \quad \textbf{(2. 43)}$$

avec δ_i la fraction humide de la végétation et $q_{sat}(T_{si})$ l'humidité spécifique à saturation à la température T_{si}.

<u>Le sol nu</u> ***('BARE')***

$$LE_i = \rho\, L_v\, C_{E\,i} |U| \left[RH_i\, q_{sat}(T_{si}) - q\right] \quad \textbf{(2. 44)}$$

avec RH_i l'humidité relative

<u>L'eau</u> ***('EAU')***

$$LE_i = \rho\, L_v\, C_{E\,i} |U| \left[\alpha(S)\, q_{sat}(T_{si}) - q\right] \quad \textbf{(2. 45)}$$

où $\alpha(S)$ dépend de la salinité S et permet de prendre en compte l'influence de cette dernière sur l'humidité à saturation. Elle a été ajoutée au modèle SM2-U dans le cadre de ce travail (**équation 3.23**).

<u>Le sol artificiel et le toit</u> (***'ART' et 'BAT').*** Le procédé est analogue au terme d'évapo-transpiration de la végétation, avec δ_i la fraction humide de la surface.

$$LE_i = \rho\, L_v\, C_{E\,i}\, \delta_i\, |U| \left[q_{sat}(T_{si}) - q\right] \quad \textbf{(2. 46)}$$

Flux de chaleur anthropique :

Le flux de chaleur anthropique au-dessus des surfaces artificielles pris en compte dans SM2-U correspond à la circulation automobile dans les rues. Il peut être ajouté connaissant l'importance du trafic. La production de chaleur totale est alors $Q_{veh} = n_{veh}\, q_{veh}$ (exprimé en W), où n_{veh} est le nombre de véhicules circulant dans la maille par seconde, q_{veh} le taux de production de chaleur (fixé à 31 500 J dans SM2-U) moyen par véhicule.

Soit le flux de chaleur absorbée par le sol artificiel :

$$Q_{ant_{ART}} = \frac{r_{veh}\, Q_{veh}}{f_{ART}\, \Delta x \Delta y} \quad \textbf{(2. 47)}$$

où r_{veh} est le taux de répartition de la chaleur, qui dépend du matériau du sol artificiel.

Le flux de chaleur diffusé dans l'air de toute la maille, influençant les autres surfaces est calculé par :

$$Q_{ant_{air}} = \frac{(1 - r_{veh})\, Q_{veh}}{\Delta x \Delta y} \quad \textbf{(2. 48)}$$

Bien que l'émission de chaleur par les véhicules motorisés soit la principale source de flux de chaleur anthropique, un terme correspondant à toute autre activité humaine ou industrielle (chauffage, combustion…) peut être ajouté au flux de chaleur sensible s'il est connu.

Transferts de chaleur à travers les surfaces urbaines :

Les surfaces urbaines (***'ART' et 'BAT'),*** ainsi que les murs ***('MUR')***, sont découpées en deux ou trois couches au-dessus du sol profond, selon l'ordre suivant, avec la température associée :

BAT	($T_{s_{BAT}}$)	(s)
BAT 2	($T_{2_{BAT}}$)	(2)
Intérieur (T_{INT})		(3)
Sol profond (T_{sol})		

ART	($T_{s_{ART}}$)	(s)
ART 2	($T_{s_{ART}}$)	(2)
Sol profond (T_{sol})		(3)

MUR	($T_{s_{BAT}} = T_{s_{BAT}}$)	(s)
ART 2	($T_{2_{ART}}$)	(2)
Intérieur (T_{INT})		(3)
Sol profond (T_{sol})		

La couche superficielle (s) et la couche d'isolation (2) sont composées de matériaux différents et ont donc des résistances thermiques différentes. Pour le toit des bâtiments, ainsi que pour les murs, la troisième couche (3) est l'intérieur du bâtiment, à température constante fixée par l'utilisateur. Pour le sol artificiel, la troisième couche est directement le sol profond.

Le transfert de chaleur entre la couche en contact avec l'air (s) et la couche intermédiaire (2) est :

$$Q_i^{s\to 2} = \frac{h_{s_i} + h_{2_i}}{h_{s_i}\,\lambda_{s_i}^{-1} + h_{2_i}\,\lambda_{2_i}^{-1}} \frac{2(T_{s_i} - T_{2_i})}{(h_{s_i} + h_{2_i})} \qquad \textbf{(2. 49)}$$

pour $i = BAT, ART, MUR$

où h_{ni} et λ_{ni} sont respectivement l'épaisseur et la conductivité de la couche *n*.

Entre la couche intermédiaire (2) et la troisième couche (3), soit l'intérieur du bâtiment pour le toit *(int)* et la couche de sol profond pour le sol artificiel (*sol*), le transfert de chaleur est :

$$Q_i^{2\to 3} = -U_{trans\,i}\left(T_{2_i} - T_{3_i}\right) \qquad \textbf{(2. 50)}$$

pour $i = BAT, ART, MUR$ avec $T_{3_{BAT}} = T_{3_{MUR}} = T_{\text{int}}$ et $T_{3_{ART}} = T_{sol}$

U_{trans_i} est le coefficient de transmission surfacique de la chaleur à travers la couche d'isolation ($n = 2$) et correspond à l'inverse d'une résistance (en $W.m^{-2}.K^{-1}$). Pour les bâtiments (toits et murs), il dépend directement de la couche d'isolation (épaisseur et conductivité $h_{isol_i}, \lambda_{isol_i}$ qui varient selon le type de bâtiment choisi) :

$$U_{trans\,i} \approx \frac{\lambda_{isol_i}}{h_{isol_i}} \qquad \text{pour } i = BAT, MUR$$

Transferts de chaleur pour la végétation :

Pour les surfaces végétales, on distingue la température de la végétation elle-même et la température de la surface ***('NAT'*** ou ***'ART'***) recouverte par cette végétation (contrairement au modèle original ISBA).

Concept de la rue canyon

La morphologie de la canopée urbaine, i.e. sa verticalité, n'est pas prise en compte explicitement dans les équations du modèle de sol. Or, plus un quartier est urbanisé, c'est-à-dire plus le rapport de forme entre la hauteur des bâtiments et leur espacement (H/W) est élevé, plus le phénomène de piégeage radiatif dans la rue de type « canyon » est important. Le dessin de la **figure 2.6b** schématise la prise en compte du piégeage radiatif dans la rue canyon dans le modèle de sol SM2-U.

La modélisation de la rue canyon est réalisée grâce à la prise en compte des murs des bâtiments en considérant la relation entre le rapport de forme des rues et les surfaces relatives de murs S_{MUR} et de sol artificiel S_{ART} de la rue :

$$\frac{S_{MUR}}{S_{ART}} \approx 2\frac{H}{W} \qquad \textbf{(2. 51)}$$

Ce rapport de forme est calculé dans SM2-U avec la surface moyenne des bâtiments dans la maille, et non avec l'espacement moyen, qui est un paramètre plus délicat à définir, si, par exemple, un parc boisé sépare deux bâtiments :

$$\frac{S_{MUR}}{S_{ART}} = 2\frac{f_{BAT}}{f_{ART}+f_{VEGA}}\frac{\overline{H}_{BAT}}{\sqrt{S_{BAT}}} \qquad \textbf{(2. 52)}$$

Ici, la fraction de sol artificiel sous la végétation est prise en compte.

Cette quantité représentative de la morphologie de la rue canyon intervient pour :

1. ajouter aux transferts de chaleur à travers le sol artificiel, le transfert de chaleur à travers les murs :

$$Q_{ART}^{s\to 2} \Rightarrow Q_{ART}^{s\to 2} + \frac{S_{MUR}}{S_{ART}} Q_{MUR}^{s\to 2} \qquad \textbf{(2. 53)}$$

$$Q_{ART}^{2\to 3} \Rightarrow Q_{ART}^{2\to 3} + \frac{S_{MUR}}{S_{ART}} Q_{MUR}^{2\to 3} \qquad \textbf{(2. 54)}$$

2. le calcul de la capacité calorifique de la rue canyon. Elle est représentée par une association de deux capacités, l'une pour les murs, et l'autre pour le sol artificiel de la rue

$$C_{T_{ART}}{}^{n} \Rightarrow \left(\frac{S_{MUR}}{S_{ART}} \frac{1}{C_{T_{MUR}}{}^{n}} + \frac{1}{C_{T_{ART_{sol}}}{}^{n}} \right)^{-1} \qquad \textbf{(2. 55)}$$

où $n = s$ ou 2 et $C_{T\,MUR}{}^{n} = \dfrac{1}{h_{n\,MUR}\, C_{MUR}{}^{n}}$, $C_{T\,n\,ART_{sol}} = \dfrac{1}{h_{n\,ART}\, C_{ART_{sol}}{}^{n}}$, où $C_{MUR}{}^{n}$ et $C_{ART_{sol}}{}^{n}$ sont les chaleurs volumiques des murs des bâtiments et du sol artificiel (en $Jm^{-3}k^{-1}$).

3. le calcul d'un albedo et d'une émissivité effectives $\alpha_{ART_{canyon}}, \varepsilon_{ART_{canyon}}$ qui tienent compte des multiples réflexions des rayons solaires sur les parois, et interviennent dans le calcul du rayonnement net [Dupont, 2001]. Ils sont en revanche fixés pour les autres couverts, en fonction des propriétés physiques des matériaux ou éléments naturels.

2.2.2.4 – Equations d'évolution de la température

Sols ruraux :

L'évolution de la température de surface pour les types de couvert ruraux est une équation « *force-restore* » de conduction avec un terme de retour à l'équilibre avec la couche profonde :

$$\frac{\partial T_{si}}{\partial t} = C_{T\,i}\, G_i - \frac{2\pi}{\tau}\left(T_{s_i} - T_{sol}\right) \qquad \textbf{(2. 56)}$$

avec τ la durée de retour à l'équilibre, soit un cycle diurne de 24h.

Ainsi, on distingue la température des végétaux de celle de la surface située au-dessous (végétation ou sol artificiel).

Surfaces urbaines :

$$\frac{\partial T_{si}}{\partial t} = C_{T_{s_i}}\left(G_{s_i} - Q_i^{s\to 2}\right) \qquad \textbf{(2. 57)}$$

$$\frac{\partial T_{2i}}{\partial t} = C_{T_{2_i}}\left(Q_i^{s\to 2} - Q_i^{2\to 3}\right) \qquad \textbf{(2. 58)}$$

$$\frac{\partial T_{3_i}}{\partial t} = 0 \qquad \text{car } T_{3_{BAT}} = T_{\text{intérieur}}\text{, supposée constante et } T_{3_{ART}} = T_{sol} \qquad \textbf{(2. 59)}$$

avec : $C_{T_{BAT}}{}^{s} = \dfrac{1}{h_{s\,BAT}\, C_{BAT}{}^{s}}$ $\qquad C_{T_{BAT}}{}^{s} = \dfrac{1}{h_{2\,BAT}\, C_{BAT}{}^{2}}$

avec $h_{s\,BAT}$ *et* $C_{s\,BAT}, h_{2\,BAT}, C_{2\,BAT}$ les épaisseurs et capacité calorifique volumétrique de la couche de surface (et de la couche d'isolation).

Sol profond :

La nouvelle température du sol profond est re-calculée par le principe de son retour à l'équilibre vers la température moyenne de la couche de sol superficielle en contact avec elle :

$$\frac{\partial T_{sol}}{\partial t} = \frac{1}{\tau}\left(\frac{(\sum_{i=RURAL} f_i\, T_{s\,i}) + f_{ART}\, T_{2_{ART}} + f_{BAT}\, T_{sol}}{1 - f_{eau}} - T_{sol}\right) \qquad \textbf{(2. 60)}$$

où $i = RURAL$ correspond à $i = \{NAT, BARE, VEGN, VEGA\}$

A partir d'une température initiale, les contributions au bilan d'énergie sont calculées au-dessus de chaque type de surface, et l'évolution des températures est calculée en fonction du flux d'énergie stocké par la couche de surface.

2.2.3 – Interface d'utilisation du modèle de sol

Dans un fichier externe (ou directement dans l'entrée du code si la surface est homogène) sont spécifiés pour chacune des mailles du sol de la grille de calcul :

- Les modes d'occupation du sol (MOS). La fraction de chaque couvert f_i est définie, telle que $\sum_i f_i = 1$,
- La longueur de rugosité aérodynamique z_{0m} de chaque maille.

<u>Paramètres urbains :</u>

- Les caractéristiques morphologiques moyennes des bâtiments dans la maille : la hauteur, la surface.
- Les types de bâtiment (1 seul par maille),
- Les types de toit (association couverture et seconde couche d'isolation),
- Les types de sol artificiel.

<u>Paramètres ruraux :</u>

- La nature du sol,
- La nature de la végétation,
- Les températures initiales,
- L'indice foliaire LAI ('*Leaf Area Index*' en anglais),
- La teneur en eau initiale de la couche superficielle des sols naturels ('***NAT' et 'BARE'***),
- La teneur en eau de la couche de sol profond.

2.2.4 – Mise en œuvre du modèle de sol dans les simulations numériques de l'atmosphère urbaine

La préparation des fichiers d'entrée du modèle de sol nécessite un travail préliminaire d'analyse de la canopée urbaine. Deux applications sont présentées ici, qui correspondent aux surfaces utilisées pour les simulations numériques présentées dans les chapitres suivants.

2.2.4.1– Représentation de la ville de Marseille et de la région alentour

<u>Introduction</u>

On cherche à représenter la canopée d'une façon la plus réaliste possible dans les modèles atmosphériques afin de prendre en compte ses effets sur l'écoulement au-dessus. Cependant, les paramétrisations prises en compte dans le modèle de sol ne sont efficaces que si les bonnes caractéristiques de la surface sont introduites en entrée. En milieu urbain, la complexité de cette démarche dépend de l'histoire de la ville étudiée, et des bases de données disponibles, qui ont chacune leurs avantages et inconvénients. Aux Etats-Unis par exemple, les grandes villes récentes ont des caractéristiques géométriques simples et répétitives. En

Europe en revanche, les villes se sont construites en de nombreuses étapes, subissant à maintes reprises les dégâts des guerres, l'érosion naturelle, etc... Il en résulte une grande hétérogénéité des styles architecturaux, des matériaux utilisés et une orientation des rues plus ou moins aléatoire. Ainsi, un travail important doit être mené afin de réunir le maximum d'informations sur l'urbanisation d'un site. Parmi les différentes bases de données on trouve en France :

- Les bases de données vectorielles de l'IGN (photogrammétrie, mesures terrain),
- La base de données CORINE LAND COVER,
- Les systèmes d'Information Géographiques Urbains (administrations),
- Les photos aériennes,
- Les images satellites.

Afin de décrire le tissu urbain marseillais, une base de données vectorielle, la BDTopo (IGN) est utilisée dans le cadre de ce travail. Pour la grille de plus faible résolution, la base de données CORINE LAND COVER permet de décrire les Modes d'Occupation des Sols (MOS) pour le reste du domaine non couvert par la BDTopo.

Exploitation de la BDTopo avec le logiciel DFMap

Le logiciel DFMap a été développé dans l'équipe Dynamique de l'Atmosphère Habitée, en collaboration avec le CERMA et SIRIATECH, pour calculer un certain nombre d'indicateurs urbains et de paramètres aérodynamiques à partir de la BDTopo. Une description détaillée de ces deux éléments est donnée par Long [2003]. La BDTopo est constituée de plusieurs couches d'information, comme les bâtiments, les axes routiers, la végétation, l'hydrographie, le sable sec et enfin, la topographie. Chaque élément est représenté par une ligne non fermée dont des vertex (points) marquent les angles. Le logiciel DFMap lit les couches spécifiées, et calcule sur un maillage choisi par l'utilisateur des indicateurs tels que la hauteur moyenne des bâtiments, leur volume moyen, la longueur de rugosité (et la longueur de déplacement) calculée suivant différentes formules et suivant la direction du vent, etc…. Malheureusement, la BDTopo a un inconvénient majeur: elle ne documente pas 100 % de la surface et certains éléments urbains ne sont pas recensés, comme les trottoirs ou les petits bâtiments non habités par exemple. La correction à appliquer afin d'obtenir 100 % des MOS est discutée un peu plus loin.

Il est ainsi possible d'obtenir maille par maille pour la grille de simulation, les caractéristiques qui seraient entrées telles quelles dans le modèle de sol (% bâti, hauteur et surface des bâtiments, % végétation, etc.…). Cependant cette méthode poserait inévitablement de gros problèmes dans le modèle atmosphérique, en provoquant un patchwork, certes existant, mais incompatible avec la théorie de Monin-Obukhov qui suppose l'homogénéité de la surface. Le recours à une méthode de classification semble de ce fait plus adaptée.

Technique de classification du tissu urbain

Une technique de classification du tissu urbain a été développée et appliquée sur Marseille à la résolution de 200 m [Long, 2003 ; Long & Kergomard, 2005], grâce à la méthode statistique des nuées dynamiques (« k-means » en anglais). Présentée brièvement, cette méthode permet de réaliser une classification non hiérarchique (CNH) suivant les étapes ci-après:

- construction d'une partition initiale des données,
- calcul de la distance entre chaque point et le centre des classes,
- redéfinition du centre de la classe,
- itérations jusqu'à obtention de la partition optimale.

Il est à noter qu'un point délicat de cette méthode repose sur le fait que c'est à l'utilisateur de choisir le nombre de classes. Elle n'est donc pas complètement automatique et suppose un esprit géographique critique. Des choix ont été faits pour la classification du tissu urbain marseillais par Long [2003], comme la détermination de la résolution adéquate (200 m), le nombre de classes (9 pour la zone urbaine de Marseille), les facteurs de correction des MOS afin d'avoir une information sur 100 % de la surface. Ces derniers sont calculés par photo-interprétation d'images aériennes sur la ville, quartier par quartier. Les paramètres utilisés par Long [2003] pour la réalisation de la classification sont :

- pour les MOS : les fractions de bâtiments, de sol artificiel, d'eau, de végétation.
- pour les paramètres morphologiques : la hauteur, le volume, le périmètre et la compacité moyens des bâtiments, l'espace moyen entre les bâtiments et le nombre de bâtiments par maille.

Adaptation de la méthode à notre problématique

Ce travail a été réalisé antérieurement à la définition des grilles de simulation sur l'agglomération de Marseille. Il est possible d'utiliser le résultat de la classification à 200 m réalisée sur un domaine pour lequel l'information de la BDTopo est disponible, et de le transposer sur les grilles de simulation par des méthodes d'interpolation. Néanmoins, l'intérêt majeur de l'utilisation de DFMap pour la discrétisation d'une information vectorielle est de pouvoir l'obtenir directement sur le maillage de simulation afin que les calculs sur une maille soient vraiment représentatifs de l'information qui y est contenue. Par conséquent, la classification a été à nouveau réalisée sur nos grilles de simulation et une analyse des différences obtenues est proposée ici. Nous avons réalisé un premier essai à 990 m de résolution. La perte d'information est dans ce cas indéniable, et ce résultat n'est pas utilisé sur la zone urbaine. Cependant il sera utilisé pour l'obtention des paramètres pour le reste du domaine G1 pour lequel nous ne disposons pas de la BDTopo, en procédant à l'extension des classes. Nous allons donc dans un premier temps discuter uniquement des classifications du tissu urbain marseillais que nous avons obtenues à la résolution des grilles G2 (330 m) et G3 (110 m).

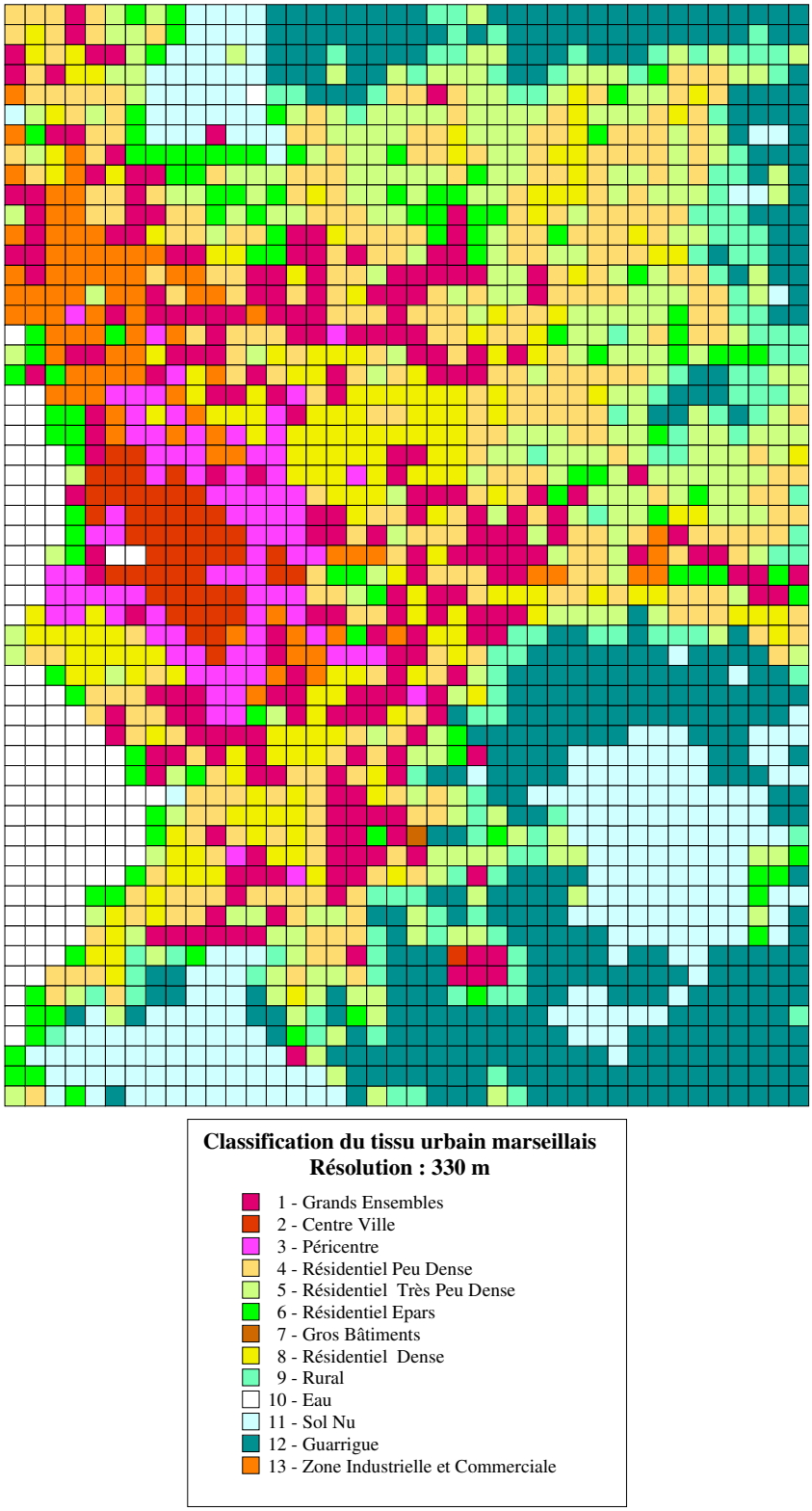


Figure 2.7 - Classification du tissu urbain marseillais à 330 m de résolution sur la grille G2.

Classe	variable	Résolution (m)	Const-ruction %	Sol artificiel %	Haut. (m)	Volume (m^3)	Périm. (m)	Com-pacité	Nb Bât.	Espace (m)
Centre ville (n°2)	$\overline{X}$	330 m	49,7	18,3	16	29963	197	0,60	29,4	23,4
		200 m	*46*	*16*	*15,6*	*27444*	*176*	*0,59*	*14,7*	*25*
	Coef. Var. (%)	330 m	24,2	22	16	35	22	9	26	75
		200 m	*32,8*	*42,7*	*29,6*	*52*	*30,2*	*11,4*	*46,8*	*70,9*
Péri-centre (n°3)	$\overline{X}$	330 m	38,4	15	12,3	10791	137	0,65	50,5	21,1
		200 m	*38*	*14*	*9,5*	*7949*	*118*	*0,64*	*21,7*	*23,28*
	Coef. Var. (%)	330 m	22,8	23,5	24,3	40,9	18,8	5,6	28,1	33,4
		200 m	*25,8*	*44,4*	*32,1*	*49,3*	*23,8*	*7,2*	*42,5*	*48,6*
Résidentiel dense (n°8)	$\overline{X}$	330 m	21,4	13	7,3	1744	64	0,76	104	24,8
		200 m	*18*	*12*	*6,4*	*1128*	*53,2*	*0,76*	*40,5*	*26,9*
	Coef. Var. (%)	330 m	28,1	23,6	27,3	56,7	21,4	4,7	22,5	21,8
		200 m	*37,7*	*36,4*	*29,7*	*56,4*	*19,3*	*4,6*	*26,7*	*26,9*
Collectif (n°1)	$\overline{X}$	330 m	13,1	11,9	12	6311	97,8	0,70	30,1	56,9
	Coef. Var. (%)	330 m	39,6	40,3	32,3	61,1	61,1	7,5	44,2	39,7
→ Grand Collectif	$\overline{X}$	*200 m*	*11*	*12*	*17,25*	*9062*	*97,5*	*0,65*	*9,7*	*61,3*
	Coef. Var. (%)	*200 m*	*53,6*	*58,8*	*34,8*	*63,1*	*34,9*	*11,9*	*54,3*	*44,6*
→ Petit Collectif	$\overline{X}$	*200 m*	*14*	*15*	*8,87*	*3207,4*	*74,9*	*0,71*	*17,7*	*43*
	Coef. Var. (%)	*200 m*	*36,9*	*41*	*32,4*	*72,4*	*27,2*	*6,8*	*38,8*	*34,1*
Résidentiel peu dense (n°4)	$\overline{X}$	330 m	12	9,4	6,8	1529	60,4	0,764	61,5	44,4
	Coef. Var. (%)	330 m	34,2	33,3	29,5	57,1	21,9	4,6	26,9	23,3
Résidentiel très peu dense (n°5)	$\overline{X}$	330 m	4,4	3,8	5,6	1127	55,7	0,763	26,8	69,3
		200 m	*5*	*5*	*5,7*	*1211*	*54,2*	*0,740*	*11,9*	*72,9*
	Coef. Var. (%)	330 m	57,2	61,7	38,8	96,5	35	8,1	56,4	46,7
		200 m	*65,8*	*79,7*	*34,9*	*107,4*	*34*	*7,9*	*56,8*	*36,6*
Résidentiel épars (n°6)	$\overline{X}$	330 m	2,5	2,8	6,7	2778	72,7	0,723	9,3	150,8
		200 m	*3*	*3*	*5,9*	*1117*	*47,8*	*0,750*	*8,6*	*91,1*
	Coef. Var. (%)	330 m	75,2	102,4	52,5	141,6	54,2	10,2	59,5	26,5
		200 m	*83,6*	*112,2*	*42,2*	*115,7*	*39,7*	*8,8*	*77,6*	*34,2*
Rural (n°9)	$\overline{X}$	330 m	1,1	1,8	5,8	1106	49,3	0,769	7,6	177,4
	Coef. Var. (%)	330 m	80	115	52,7	139	42	9,4	67,6	24,9
Gros Bâtiments (n°7)	$\overline{X}$	330 m	6 ,9	10,1	50,8	127410	451,1	0,387	3	82,5
Zone industrielle (n°13)	$\overline{X}$	330 m	31 ,5	11	8,3	13563	139,3	0,676	34,3	39,9
	Coef. Var. (%)	330 m	36	53,3	25,1	195,6	50,3	9,3	55,3	65,9

Tableau 2.3 – Valeur moyenne ($\overline{X}$) et coefficient de variabilité (*Coef. Var.*, fond gris) des principales caractéristiques des différentes classes urbaines, pour la classification à 330 m de résolution, et aussi pour la classification à 200 m (en italique) lorsque l'analogie entre les classes est possible. Le numéro de la classe est celui de la classification à 330 m, représentée sur la figure 2.7. Les paramètres sont présentés ici avant correction des MOS par les images aériennes. Les rectangles en gras montrent les cas notables où le coefficient de variation est meilleur pour la classifcation à 330 m que pour celle à 200 m.

Classification de Marseille à 330 m de résolution

Les paramètres issus de la BDTopo cités plus haut sont dans un premier temps déterminés avec DFMap sur chaque maille de la grille G2 à 330 m. A l'aide du logiciel Matlab, une première classification est réalisée, qui fait apparaître les zones rurales qui entourent Marseille (maquis, garrigue, roches nues, mer). La seconde classification porte uniquement sur les zones urbanisées. Elles sont divisées en 9 classes, comme pour la classification à 200 m. D'autres nombres de classes ont été testés, mais les résultats sont moins satisfaisants. Une 10ème classe est ajoutée, là où les images aériennes permettent d'identifier des zones industrielles avec un toit de type 'tôle'. Les matériaux utilisés pour le toit ne sont en effet pas documentés dans la BDTopo. C'est aussi grâce à ces images aériennes que les modes d'occupation des sols par quartiers sont ajustés de façon à obtenir 100% de couverture, d'après les mêmes critères que ceux définis par Long [2003]. Le résultat de cette classification à 330 m est présenté sur la **figure 2.7**, visualisé grâce au logiciel MapInfo.

Le **tableau 2.3** présente les caractéristiques brutes, avant correction, pour chaque classe. L'analyse porte sur la valeur moyenne ($\overline{X}$) des variables et le coefficient de variabilité $\left(coef.Var. = \left(X - \overline{X}\right) / \overline{X}\right)$ de chaque variable à l'intérieur de la classe. Ce coefficient doit être le plus petit possible afin que la notion de classe conserve tout son sens. Ces caractéristiques sont comparées avec le résultat de la classification à 200 m de Long [2003], lorsque l'analogie entre les classes est nette. Il apparaît que les classes identifiées aux différentes résolutions ne sont pas exactement les mêmes. Le 'centre ville' à 330 m est légèrement plus dense, avec une fraction bâtie supérieure de 3,7% et une hauteur de bâtiments quasi-identique (+40 cm). A l'inverse, le 'péricentre' a une densité bâtie très proche mais une moyenne des hauteurs de bâtiments supérieure de 2,8 m. La classe 'résidentiel dense' est localisée de manière similaire à 330 m et à 200 m de résolution. A 330 m la fraction bâtie est pourtant un peu plus dense (+3,4 %) et les bâtiments légèrement plus hauts (+90 cm). Cela s'explique par le fait qu'à 200 m, cette classe est souvent mélangée avec le 'petit collectif'. Pour ces trois classes, à la résolution de 330 m les coefficients de variabilité sont toujours inférieurs à ceux de la résolution de 200 m, excepté pour le périmètre pour lequel il est supérieur de 2 %. A 330 m, il ne ressort qu'une seule classe de 'grands ensembles', alors qu'à

200 m, une distinction est faite entre la classe 'bâtiments collectifs' et 'petits collectifs'. La carte à 200 m de résolution [Long, 2003] montre que ces deux classes sont en général voisines dans l'espace, et parfois mélangées, ce qui peut expliquer pourquoi il n'apparaît plus qu'une seule classe à 330 m. Ce résultat n'est pas gênant, dans la mesure où les coefficients de variabilité de la classe 'collectif' à 330 m sont meilleurs que pour la classe 'grand collectif' à 200 m, et corrects par rapport à la classe 'petit collectif', excepté encore pour le périmètre.

Quatre classes d'habitation pavillonnaire se succèdent ensuite, avec un degré d'urbanisation de plus en plus atténué (Résidentiel Peu Dense, Résidentiel Très Peu Dense, Résidentiel Epars, et enfin habitat rural, à la lisière de la végétation). Les écarts sont néanmoins suffisamment importants pour que la différenciation de

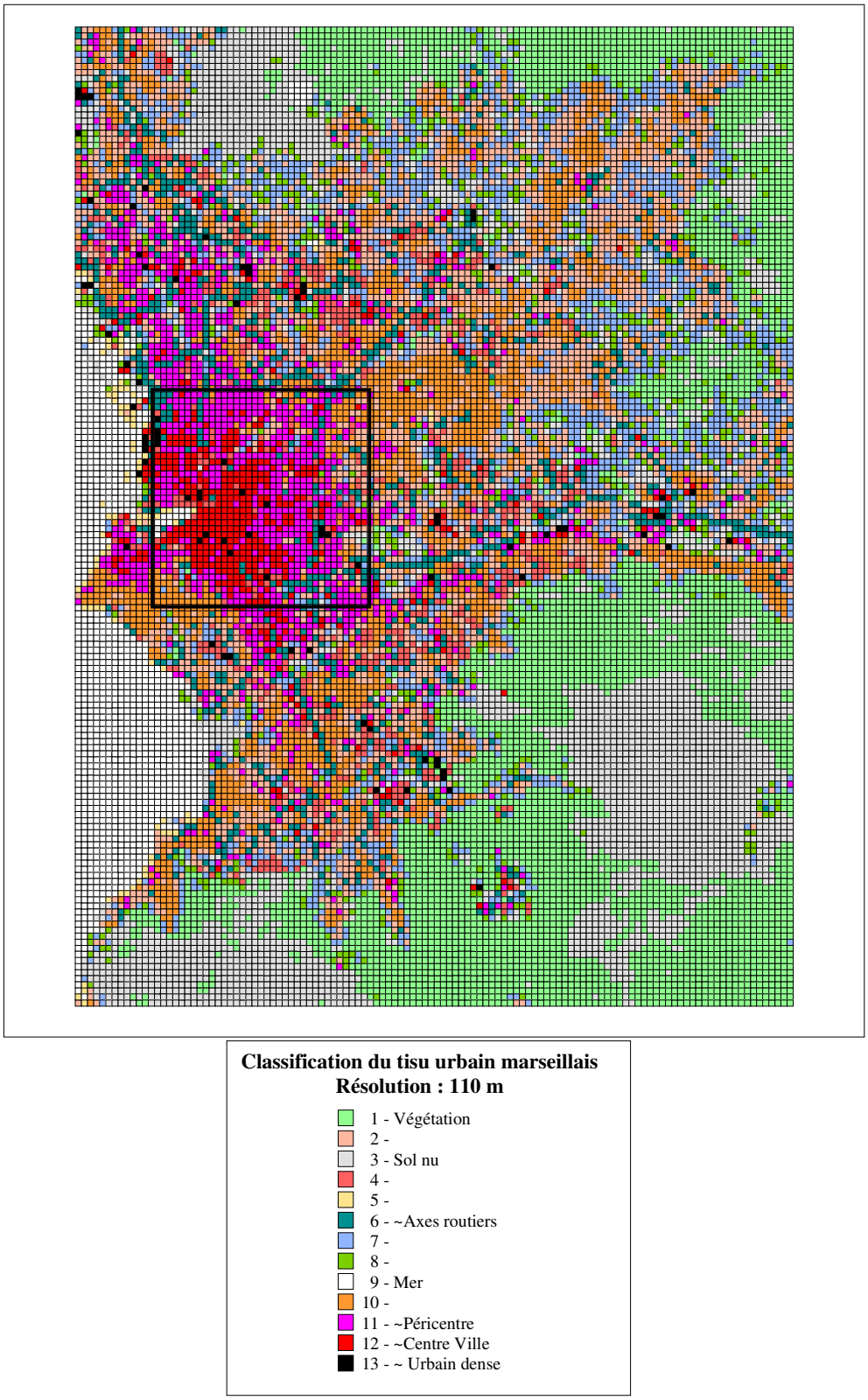


Figure 2.8 - Classification du tissu urbain marseillais à 110 m de résolution.

Classe	variable	Résolution (m)	Const-ruction %	Sol artificiel %	Haut. (m)	Volume (m^3)	Périm. (m)	Com-pacité	Nb Bât.	Espace (m)
~ Centre ville (n°12)	$\overline{X}$	110m	52	16	15,36	21677	140,2	0,587	4,64	17,4
	Coef. Var. (%)	110m	31	58	31,5	32,7	39	18,8	44,7	61,32
~ Péri-centre (n°11)	$\overline{X}$	110m	40	14	9,8	7052	105,9	0,615	7,5	19,3
	Coef. Var. (%)	110m	31	54	36,8	45,7	30,2	13,1	43,8	47,5
~ Résidentiel dense (n°10)	$\overline{X}$	110m	22	15	6,3	1010	47,8	0,728	17,26	19,2
	Coef. Var. (%)	110m	35	38	35,5	65,8	22,6	6,7	23,4	23,56
~ Urbain dense (n°13)	$\overline{X}$	110m	50	9	17,5	62990	229,8	0,627	1,45	12,19
	Coef. Var. (%)	110m	47	122	66,3	44,53	54,4	52,9	53,9	142,1
(n°2)	$\overline{X}$	110m	13	8	6,7	1489	53,9	0,717	8,1	32,6
	Coef. Var. (%)	110m	43	63	41,2	87,1	33	9,1	34,4	21,2
(n°4)	$\overline{X}$	110m	48	16	11,9	12353	119,8	0,600	6,425	18,12
	Coef. Var. (%)	110m	29	56	0,38	56,4	33,9	14,5	46,8	51,5
(n°5)	$\overline{X}$	110m	4	3	6,6	1871,2	51,4	0,690	2,5	39,9
	Coef. Var. (%)	110m	85	181	65,1	172,7	58,4	18,0	83,2	83,5
(n°6)	$\overline{X}$	110m	14	28	8,4	2659,3	61,05	0,662	6	35,5
	Coef. Var. (%)	110m	60	30	47,3	86,8	42,6	19,6	51,9	47,5
(n°7)	$\overline{X}$	110m	4	5	5,96	941,9	42,03	0,72	3,5	58,5
	Coef. Var. (%)	110m	72	114	47,1	115,4	39	12,2	43,2	24,15
(n°8)	$\overline{X}$	110m	7	5	6,1	1154,6	46,9	0,720	4,8	49,5
	Coef. Var. (%)	110m	78	98	44,7	111,7	40,6	11 ,2	51,6	32,6

Tableau 2.4 – Valeur moyenne ($\overline{X}$) et coefficient de variabilité (*Coef. Var.*, fond gris) des principales caractéristiques des différentes classes urbaines, pour la classification à 110 m de résolution. Le numéro de la classe est celui de la classification à 110 m, représentée sur la figure 2.8. Les paramètres sont présentés ici avant correction des MOS par les images aériennes.

ces classes soit conservée. La classe 'Zone Industrielle et Commerciale', qui a été rajoutée du fait du matériau différent qui compose les toits, a une densité bâtie de 31%, et une hauteur moyenne de bâtiments de 8,3 m.

Classification de Marseille à 110 m de résolution

Pour le domaine à haute résolution de 110 m on peut s'attendre à ce que la classification réalisée pour cette taille de maille soit plus adaptée. Pourtant, si on réalise cette classification en prenant un nombre de classes urbaines inférieur à 10, on ne fait pas apparaître de péricentre, mais une zone centre ville unique, où la hauteur des bâtiments est plus faible, avec un coefficient de variation important. A partir de 10 classes urbaines (**figure 2.8**), les quartiers typiques des villes européennes sont bien identifiés mais les coefficients de variation sont plus élevés pour toutes les variables (**tableau 2.4**). Il apparaît une classe 6 qui correspond aux zones ayant une forte densité de route goudronnée et correspond aux axes routiers principaux. Mais il apparaît également des classes ayant des pixels isolés (classe n°13) avec 50 % de densité bâtie et une hauteur de 17,5 m, mais un coefficient de variation de 47 et 66,3 % respectivement. Le centre ville et le péricentre se retrouvent mités et ont des hauteurs moyennes de bâtiment vraisemblablement sous-estimées pour le centre ville, car le coefficient de variation est plus fort (31 et 37 %). Des mailles à l'écart appartiennent à ces deux classes. Ainsi, même si l'on ne considère que la grille G3 pour cette classification, la perte d'information pour les quartiers proches du centre ville est trop importante.

Conclusion sur la représentation de la canopée urbaine marseillaise

Il est intéressant de pouvoir utiliser une classification réalisée directement sur la grille de simulation, à condition qu'elle garde son sens statistique et géographique, ce qui est le cas à 330 m.

Au vu des résultats présentés ci-dessus, il semble qu'il ne soit pas nécessaire de descendre à la description de la canopée à la résolution de la grille de simulation la plus fine (110 m) ou même à la résolution de 200 m. Le centre ville, ainsi que les quartiers périphériques, sont des quartiers suffisamment homogènes et, étant donné que

la grille G3 concernée par la résolution de 110 m est concentrée sur le centre ville, la classification à 330 m sera retenue pour toutes les grilles de simulation. Pour chaque classe obtenue, les différents paramètres nécessaires au modèle de sol sont moyennés et les résultats sont récapitulés dans le tableau 2.4. Ils sont utilisés tels quels pour la grille G2 à 330 m de résolution. Ils sont appliqués sur les 9 mailles correspondantes de la grille G3 à 110 m. Pour une maille à 990 m de la grille G1, la moyenne des paramètres est faite sur les 9 mailles à 330 m de résolution comprises dans la maille à 990 m. La **figure 2.9** présente simplement ce procédé pour l'exemple de la densité bâtie sur la ville de Marseille.

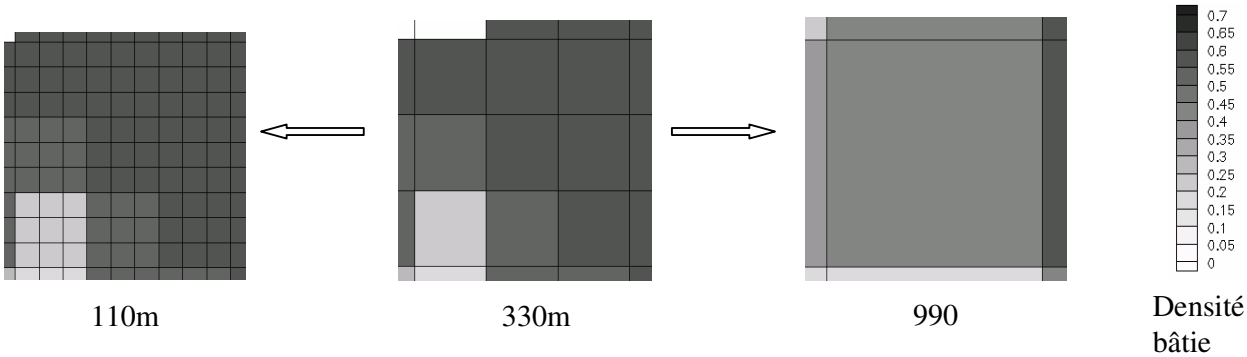


Figure 2.9 – Procédé de calcul des paramètres entrés dans le modèle de sol pour les grilles G1 (990 m) et G3 (110 m) à partir des paramètres obtenus sur la grille G2 (330 m). Cas de la densité bâtie.

Notons que la surface moyenne des bâtiments $\overline{S_{bat}}$ dans la maille est calculée de la manière suivante :

$$\overline{S_{bat}} = \frac{f_{BAT}\,\Delta x \Delta y}{nb_{bat/maille}} \qquad \textbf{(2. 61)}$$

- f_{BAT} est la densité bâtie,
- $\Delta x, \Delta y$ les résolutions horizontales de la maille de calcul dans les deux directions zonale et longitudinale,
- $nb_{bat/maille}$ est le nombre moyen de bâtiment par maille de calcul.

Le rapport de forme *H/W* tel qu'il est ensuite calculé dans le modèle de sol est présenté dans le **tableau 2.5** à titre indicatif.

La longueur de rugosité aérodynamique $z_{0m}{}^{j}$ est également calculée pour chaque maille j avec DFMap, bien qu'elles ne soient pas utilisées pour l'élaboration de la classification. Le modèle de Raupach [1992] avec un vent de direction nord est choisi pour le calcul de z_{0m}. En effet, Long [2003] montre que parmi les trois modèles disponibles dans le logiciel DFMap (Raupach [1992], Bottema [1995], Macdonald [1998]), le modèle de Raupach donne les résultats les plus acceptables pour une classification de Marseille en 9 classes urbaines, avec notamment une variabilité à l'intérieur des classes la plus faible pour un vent de nord. Ce modèle présente l'avantage de considérer des dispositions aléatoires et uniformes des bâtiments, ce qui est vraisemblablement notre cas à l'échelle de la maille. Nous avons calculé la longueur de rugosité selon différentes directions de vent. Les écarts obtenus sont faibles, puisqu'il n'y a pas de direction de rue prise en compte, mais la surface frontale uniquement. En revanche, l'utilisation des deux autres modèles produisent des résultats qui peuvent s'éloigner du modèle de Raupach.

La longueur de rugosité aérodynamique z_{0m} d'une classe (à l'exception de la classe centre ville et des classes sans bâtiments) est déterminée par :

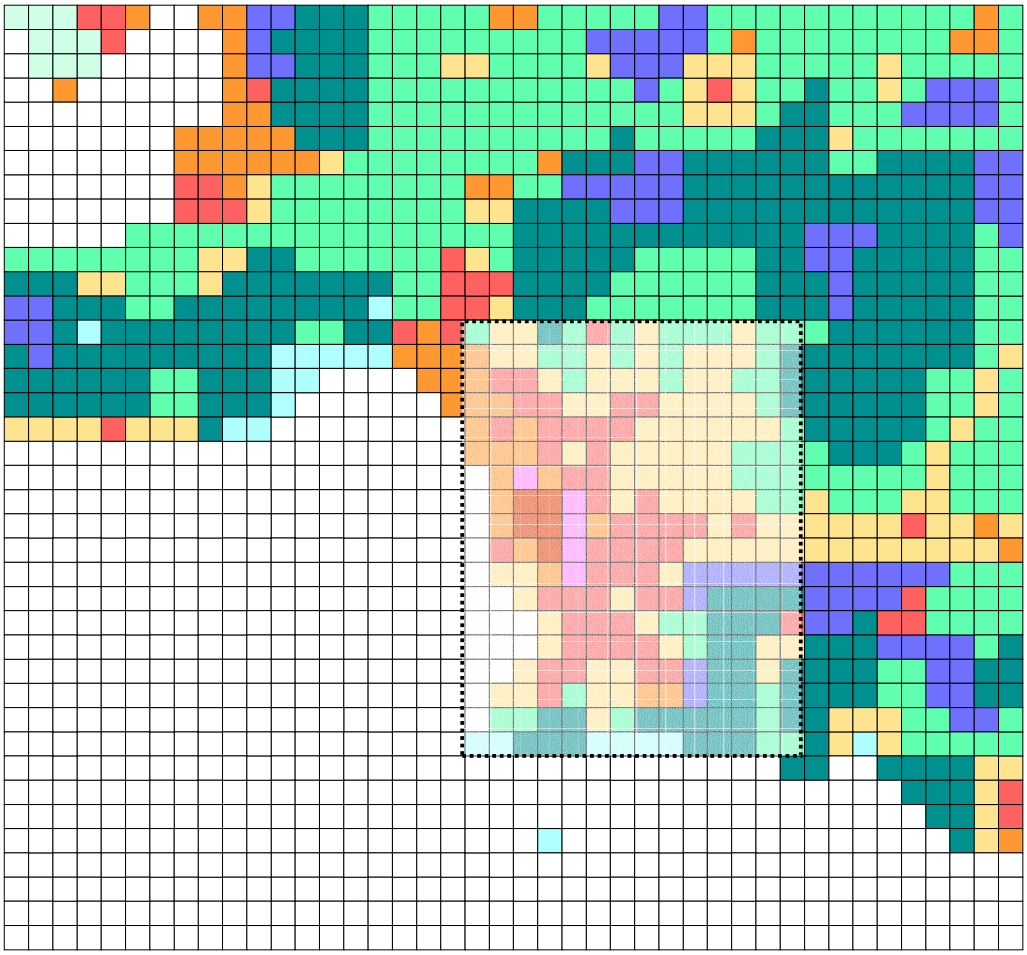
$$z_{0m} = \frac{1}{nb_{mailles/classe}} \exp\left(\sum_{j=1}^{nb_{mailles/classe}} \ln\left(z_{0m}{}^{j} \right) \right) \qquad \textbf{(2. 62)}$$

où $nb_{mailles/classe}$ est le nombre de mailles appartenant à la classe considérée.

Pour le centre ville, z_{0m} a été évaluée à 2,5 m par Grimmond et al. [2004] à partir de mesures de la turbulence à l'intérieur et au-dessus de la sous-couche rugueuse, avec un mât de mesure situé sur le toit de la cours d'appel administrative (CAA). Ce site à 70 m d'altitude est situé dans la classe 'Centre Ville' définie dans les classifications du tissu urbain. Une première valeur avait été estimée à 1,9 m [Lemonsu, 2003] et a été utilisée pour la validation des modèles de sol TEB de Masson [2000] et SM2-U [Dupont & Mestayer, 2006]. Le calcul avec DFMap donne quant à lui 1,78 m pour l'ensemble de la classe centre ville. La valeur de 2,5 m paraissant trop élevée pour l'ensemble de la classe concernée par l'appellation 'centre ville', la valeur intermédiaire de 1,9 m est de ce fait retenue dans le cadre de ce travail.

Représentation de la surface autour de Marseille

Nous disposons de la BDTopo sur la grille G2 uniquement. Le CRIGE (*Centre Régional de l'Information Géographique*) met à la disposition du public la carte des MOS de la région Provence-Alpes Côte d'Azur mise à jour en 1999, à la résolution de 30 m suivant la classification de CORINE LAND COVER, dans le système de projection plane LAMBERT II étendu. A l'aide du SIG MapInfo, cette information est transposée manuellement sur la grille G1 des simulations, à 990 m de résolution, en s'aidant de la classification sur Marseille réalisée avec la BDTopo à 990 m, bien que cette dernière ne soit pas utilisée sur la zone urbaine marseillaise où nous avons vu que la classification à 330 m était plus adaptée. Le résultat est présenté sur la **figure 2.10** sur toute la grille G1. La zone non utilisée couverte par la BDTopo est représentée avec un rectangle translucide. Il existe des zones urbanisées autour de Marseille, notamment la région de Marignane avec sa grande zone aéroportuaire. Les caractéristiques des zones urbanisées à l'extérieur de Marseille qui sont entrées dans le modèle de sol sont déterminées en comparant ces zones avec certaines classes identifiées sur Marseille à 990 m. Les paramètres ainsi définis sont présentés dans le **tableau 2.6.** Les classes 1 (centre ville) et 7 (péricentre) ne sont pas reportées puisque non utilisées.



Classification de la région marseillaise
Résolution : 990 m

- 0 - Eau
- 1- Centre Ville Dense
- 2 - Zone Industrielle et commerciale
- 3 - Urbain moyen & Résidentiel dense
- 4 - Résidentiel peu dense & agriculture
- 5 - Végétation : Maquis et guarigue (persistant)
- 6 - Territoire habité à dominance agricole
- 7 - Péricentre
- 8 - Sol nu (roches, sable)
- 9 - végétation : conifères (caduques)
- 10 - Marécage-marais

Figure 2.10 - Classification CORINE LAND COVER transposée sur la grille G1 (990 m de résolution) des simulations. Le rectangle translucide représente la grille G2 avec la classification du tissu urbain à 990 m sur Marseille. Il n'est pas utilisé.

Classe n°	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**
Paramètre	**(GE)**	**(CV)**	**(PC)**	**(RpD)**	**(RtpD)**	**(Re)**	**(GB)**	**(RD)**	**(Rur)**	**(Eau)**	**(SN)**	**(Veg)**	**(ZIC)**
f_{bat}	0,205	0,567	0,514	0,17	0,04	0,025	0,089	0,25	0,011	0	0	0	0,445
f_{art}	0,149	0,253	0,25	0,174	0,02	0,02	0,22	0,18	0,018	0	0	0	0,25
f_{nat}	0,13	0,02	0,034	0,062	0,06	0,265	0,044	0,02	0,106	0	0,193	1	0,075
f_{eau}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
f_{bare}	0,065	0,005	0,005	0,01	0,03	0,01	0,03	0,005	0,1	0	0,7	0	0,01
f_{vegn}	0,321	0,125	0,157	0,574	0,85	0,68	0,617	0,525	0,765	0	0,107	1	0,17
f_{vega}	0,13	0,03	0,04	0,01	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0,05
Hauteur bat (m)	12,0	16,0	12,3	6,8	5,6	6,7	50,8	7,3	5,8	-	-	-	8,3
Surface (m^2)	741	2100	1108	301	162	292	3231	262	155	-	-	-	1414
z_{0m} **(m)**	0,94	1,9	0,98	0,25	0,35	0,15	1	0,47	0,15	0,005	0,01	0,15	0,8
f_{rubat}	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
f_{ruart}	0,5	0,9	0,9	0,25	0,25	0,25	0,5	0,25	0	0	0	0	0,5
type bat	graviers sur ciment	tuiles + ciment	tuiles + ciment	ardoi-ses	ardoises	ardoi-ses	graviers sur ciment	ardoi-ses	ardoi-ses	-	-	-	tôles
type art	asphal-te	asphal-te	asphal-te	asphalte	asphalte	asphalte	asphal-te	asphal-te	asphal-te	-	-	-	asphalte
type sol	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux	-	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux
type vegn	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	forêt à feuillag e caduc	cultures	forêt à feuillag e caduc	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	forêt à feuillag e caduc	-	forêt à feuillage persistan t	forêt à feuillage persistan t	pré d'arb-ustes
type vega	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	-	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes
type eau	-	-	-	-	-	-	-	-	-	mer	-	-	-
Salinité (‰)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	37,5	-	-	-
H / W calculé	0,65	1,40	1,31	0,73	1,76	0,98	0,72	1,13	0,57	-	-	-	0,66

Tableau 2.5 - Paramètres entrés dans le modèle de sol pour les classes de la classification du tissu urbain marseillais à 330 m de résolution. Les numéros des classes et leur abréviation correspondent à la carte de la figure 2.7.

Classe n° / Paramètre	2 (ZIC)	3 (UM&RD)	4 (RpD)	5 (Veg[1])	6 (Agri)	8 (SN)	9 (Veg[2])	10 (Mar)	0 (eau)
f_{bat}	0,445	0,25	0,17	0	0,011	0	0	0	0
f_{art}	0,25	0,18	0,174	0	0,018	0	0	0	0
f_{nat}	0,075	0,07	0,062	0,138	0,106	0,193	0,138	0	0
f_{eau}	0	0	0	0	0	0	0	0	1
f_{bare}	0,01	0,005	0,01	0	0,1	0,7	0	1	0
f_{vegn}	0,17	0,475	0,574	0,862	0,765	0,107	0,862	0	0
f_{vega}	0,05	0,02	0,01	0	0	0	0	0	0
Hauteur bat (m)	8,3	7,3	6,8	-	5,8	-	-	-	-
Surface (m^2)	1414	500	301	-	154	-	-	-	-
z_{0m} (m)	0,43	0,52	0,15	0,15	0,15	0,01	0,15	0,01	0,005
f_{rubat}	1	1	1	-	1	-	-	-	-
f_{ruart}	0,9	0,9	0,9	-	0,5	-	-	-	-
type bat	tôles	graviers sur ciment	ardoises	-	ardoises	-	-	-	-
type art	asphalte	asphalte	asphalte	-	asphalte	-	-	-	-
type sol	argile limoneux	argile limoneux	argile limoneux	argile limoneux	argile limoneux	argile limoneux	argile limoneux	argile limoneux	-
type vegn	pré d'arbustes	pré d'arbustes	verger	forêt à feuillage persistant	cultures	forêt à feuillage persistant	forêt à feuillage caduc	pré d'arbustes	-
type vega	pré d'arbustes	pré d'arbustes	pré d'arbustes	pré d'arbustes	pré d'arbustes	pré d'arbustes	pré d'arbustes	pré d'arbustes	-
type eau	-	-	-	-	-	-	-	-	mer

Tableau 2.6 - Paramètres entrés dans le modèle de sol pour les classes de la classification de la grille G1 à 990 m de résolution, en dehors de la zone urbaine couverte par le BDTopo. Les numéros des classes et leur abréviation correspondent à la carte de la figure 2.10.

2.2.4.2 – Surface représentant une ville idéalisée.

Afin de réaliser des simulations numériques en situation académique, une ville est représentée de différentes manières, entourée d'un sol rural ou de la mer selon la simulation. Ces surfaces sont largement utilisées dans le **chapitre 4** dans lequel une étude de sensibilité est menée sur l'écoulement de l'air selon la caractérisation de cette ville.

La ville de dimensions 21 km dans la direction Ouest-Est et 26 km dans la direction Sud-Nord est disposée au centre du domaine, entourée soit d'une zone rurale sans habitation, soit d'une zone rurale à l'ouest, et de la mer à l'Est (**figure 2.11**). On nomme la surface utilisée dans le modèle de sol, selon la simulation :

- $\mathbf{S_{det}}$: Ville « Détaillée » entourée d'une zone rurale homogène (**figure 2.11a**). Cette ville est divisée en quartiers typiques d'une ville européenne définis par Dupont [2001] :
    - Centre ville (CV)
    - Quartier des grands ensembles (GE)
    - Zone industrielle et commerciale (ZIC)
    - Quartier résidentiel ou pavillonnaire (ZP),
- $\mathbf{S_{moy}}$: Ville « moyenne » (**figure 2.11b**). Les MOS et les caractéristiques morphologiques des quartiers sont moyennés sur l'ensemble de la zone urbaine,

- $\mathbf{S_{min}}$: Ville « minérale » (**figure 2.11c**). La ville est toujours divisée en quartiers, mais il n'y a plus de bâtiments ni de sol artificiel. Du sol nu ***BARE*** est substitué à ces surfaces. L'urbanisation est prise en compte uniquement par la rugosité de chaque quartier, qui est la même que pour $\mathbf{S_{det}}$, et par un sol plus sec que la campagne environnante,
- $\mathbf{S_{côt}}$: Ville « côtière détaillée » (**figure 2.11d**). Identique à la surface $\mathbf{S_{det}}$, excepté le fait qu'en aval de la ville (pour un écoulement synoptique d'ouest), la mer remplace la zone rurale.
- $\mathbf{S_{côt\text{-}moy}}$: Ville « côtière moyenne » (**figure 2.11e**). Identique à la surface $\mathbf{S_{moy}}$, excepté le fait qu'en aval de la ville (pour un écoulement synoptique d'ouest), la mer remplace la zone rurale.

Dans un souci de réalisme, les caractéristiques des différents quartiers sont choisies selon l'étude préliminaire du tissu urbain marseillais [Long, 2003]. Bien que d'autres catégories de quartiers aient été mises en évidence, comme nous l'avons vu précédemment, nous considérons les quartiers les plus représentatifs des villes européennes. Les MOS, ainsi que les rapports de forme pour chaque simulation sont présentés dans le **tableau 2.7.** On peut y voir que le centre ville est un quartier dense, avec des hauteurs de bâtiments moyennes, alors que les grands ensembles sont des bâtiments plus hauts et plus espacés. La zone industrielle et commerciale est caractérisée par des bâtiments étendus et plus bas, avec une fraction plus importante de surface artificialisée.

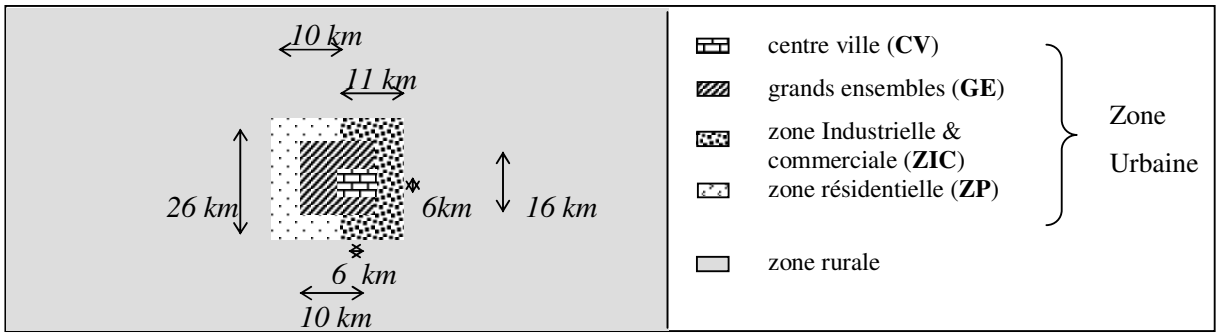


Figure 2.11a - Domaine de simulation (100 km × 50 km) et représentation de la surface S_{det} des simulations avec la ville « détaillée » en quartiers typiques des villes européennes.

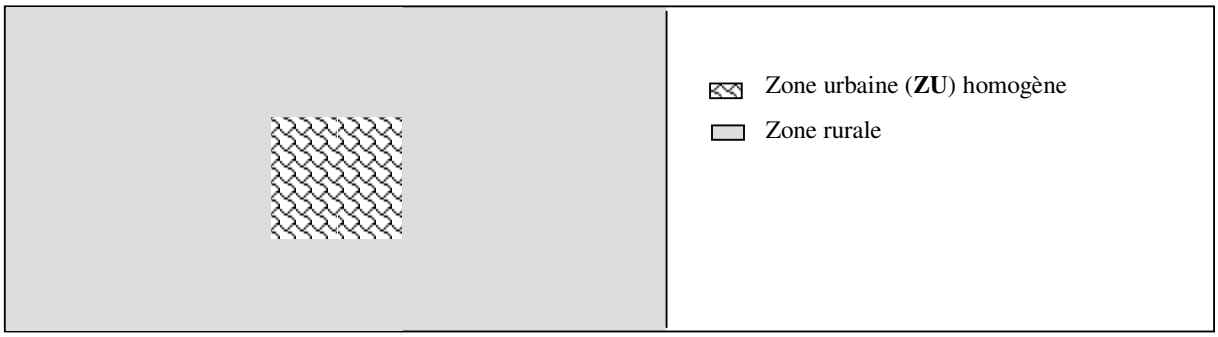


Figure 2.11b – Comme figure 2.11a pour la surface de la ville « moyenne » Smoy.

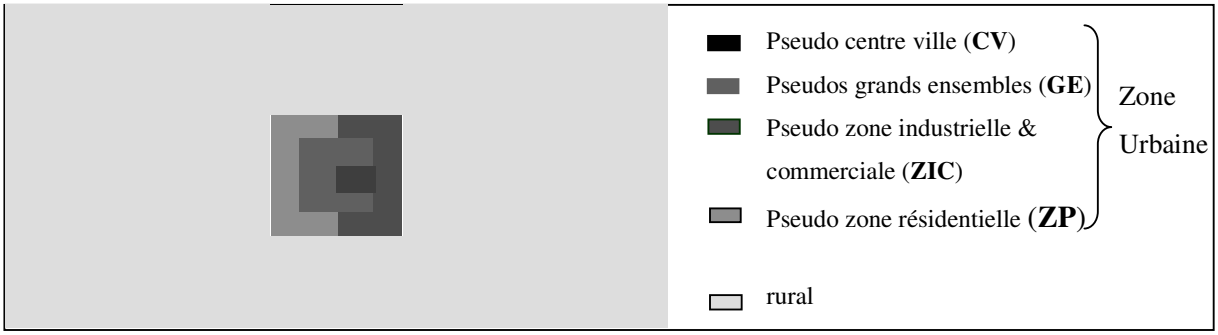


Figure 2.11c – Comme figure 2.11a pour la surface de la ville « minérale » S_{min}.

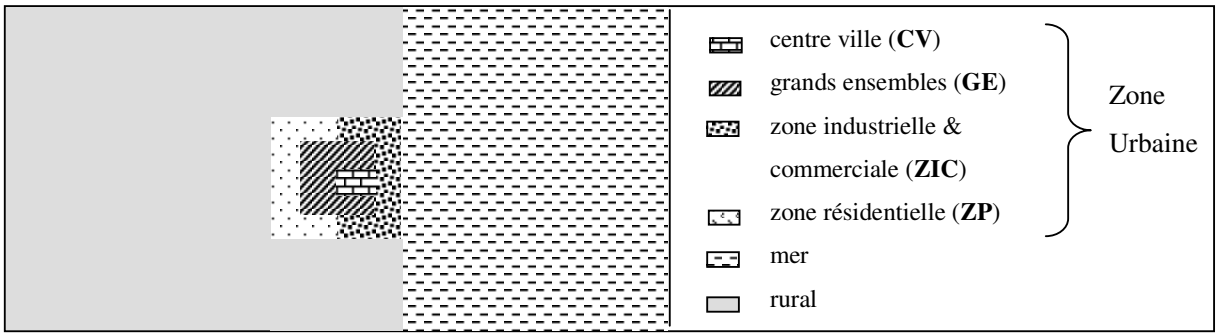


Figure 2.11d – Comme figure 2.11a pour la surface de la ville « côtière détaillée » $S_{côt}$.

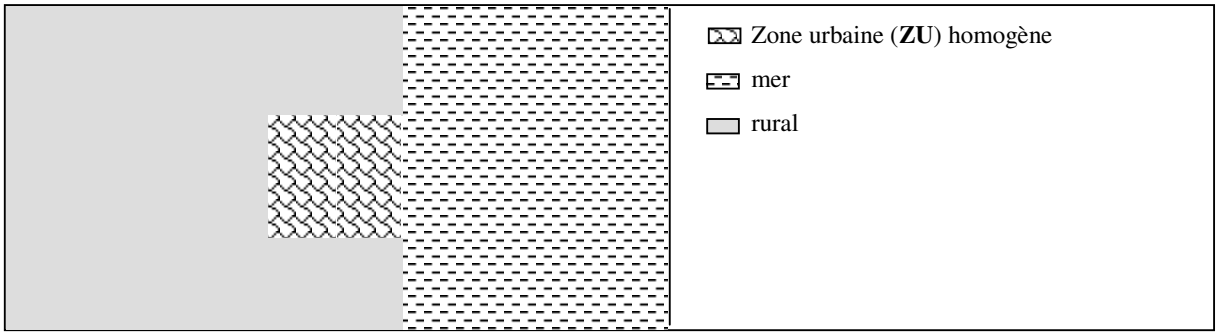


Figure 2.11e – Comme figure 2.11a pour la surface de la ville « côtière moyenne » $S_{côt\text{-}moy}$.

Surface concernée		S_{det} & $S_{côt}$				S_{moy} & $S_{côt\text{-}moy}$	S_{min}				toutes	$S_{côt}$ & $S_{côt\text{-}moy}$
paramètre	Zone >	CV	ZP	GE	ZIC	ZU	CV	ZP	GE	ZIC	Zone Rurale	mer
f_{vega}	-	0	0,02	0,16	0	0,048	0	0	0	0	0	0
f_{vegn}	-	0,13	0,5	0,14	0,01	0,222	0,129	0,5	0,14	0,01	0,9	0
f_{nat}	-	0,007	0,025	0,11	0	0,037	0,871	0,5	0,83	0,98	1	0
f_{bare}	-	0	0,005	0,03	0,01	0,013	0	0	0,03	0,01	0	0
f_{toit}	-	0,6	0,25	0,2	0,4	0,309	0	0	0	0	0	0
f_{art}	-	0,27	0,2	0,36	0,58	0,371	0	0	0	0	0	0
f_{eau}	-	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
salinité	‰	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	37,5
z_{0m}	m	1,9	0,54	1,27	0,64	0,773	1,9	0,54	1,27	0,64	0,15	Initial : 10^{-5}
H/W	-	1,63	0,2	3	0,4	0,5	-	-	-	-	-	-
$\overline{H}_{BAT}$	m	14,5	6,5	17,2	7,84	9,9	-	-	-	-	-	-
$\overline{S}_{BAT}$	m^2	1549	5456	19	731	846	-	-	-	-	-	-
Type toit	-	tuiles + ciment	ardoi-ses	Graviers sur ciment	tôles	tuiles + ciment	-	-	-	-	-	-
Type sol artificiel	-	Asphalte	Asph-alte	Asph-alte	Asph-alte	Asphalte	-	-	-	-	-	-
Type sol	-	argile limoneux	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limoneux	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux	argile limo-neux	-
Type végétation	-	pré d'arbustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arbustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	pré d'arb-ustes	-
LAI	-	3	4	3	3	3	3	3	3	3	4	-
Teneur en eau du sol profond	m^3/m^3	0,302	0,302	0,302	0,302	0,302	0,213	0,213	0,213	0,213	0,302	-

Tableau 2.7 -Paramètres d'entrée du modèle de sol SM2-U pour les simulations sur une ville idéalisée.

2.3 – Conclusion

Afin de prévoir l'évolution de l'atmosphère urbaine, nous avons présenté dans ce chapitre les étapes de mise en place des simulations numériques réalisées au cours de ce travail dans des conditions complexes.

Nous disposions du modèle atmosphérique SUBMESO développé à l'Ecole Centrale de Nantes disponible avec le module d'emboîtement de domaines de Pénelon [2002]. Nous disposions également du modèle de sol SM2-U dans sa première version [Dupont, 2001]. La seconde version, avec quelques modifications (une couche d'isolation supplémentaire pour les toits, les murs et le sol artificiel, ainsi qu'une nouvelle paramétrisation de la longueur de rugosité thermique), a été validée seule par Dupont & Mestayer [2006]. Nous avons intégré ces modifications au modèle atmosphérique. Afin de forcer les frontières latérales du plus grand domaine des simulations sur l'agglomération de Marseille (**chapitre 5**), nous avons dû mettre en place un moyen de forcer les frontières latérales avec les sorties des simulations réalisées avec le modèle

RAMS sur la même période. Utilisant le même concept, le passage d'information de grille mère vers la grille fille du modèle emboîté a été modifié en vue des simulations sur Marseille qui sont réalisées en régime instationnaire. Un effort particulier est apporté à la représentation de la topographie.

Afin de représenter les surfaces urbaines marseillaises dans le modèle de sol en vue des simulations numériques sur la cité phocéenne, nous nous sommes inspirés du travail de classification du tissu urbain à l'aide du logiciel DF-Map et de la base de données BDTopo de l'IGN réalisé par Long [2003] et Long & Kergomard [2005]. Nous avons réalisé la classification de Marseille directement sur nos domaines de simulation. Grâce à une étude comparative des classifications à différentes résolutions, nous avons choisi celle à 330 m sur le domaine G2, et nous l'avons exploitée afin de représenter les surfaces des deux autres grilles G1 et G3 (résolution respective 990 m et 110 m), en ajoutant une classe industrielle et commerciale. Un fichier de surface pour le modèle de sol a également été préparé afin de permettre l'étude des rétroactions entre le modèle de sol et le modèle atmosphérique sur un cas académique (**chapitre 4**).

Chapitre 3

Flux turbulents à l'interface entre la mer et l'atmosphère

Le but de ce chapitre est de proposer une méthode de calcul des flux turbulents à l'interface entre la mer et l'atmosphère, à l'usage des modèles météorologiques. Dans un premier temps, les processus physiques intervenant à l'interface sont exposés ainsi que la notion de température de surface, afin de mettre en évidence les problèmes soulevés. Le modèle LKB [Liu, Katsaros & Businger, 1979], sur lequel nous nous appuyons, est également présenté. Dans un second temps, la méthode de calcul intégrée dans SUBMESO est expliquée, ainsi que l'algorithme utilisé. La validation de ce modèle est ensuite réalisée à l'aide de la campagne expérimentale FETCH qui a eu lieu en mars-avril 1998 dans le golfe du Lion. Enfin, nous discutons d'une méthode permettant d'utiliser les données satellitaires qui constituent une source de données importante pour le calcul des flux de surface.

3.1 – Interaction mer atmosphère

La condition à la limite inférieure des modèles atmosphériques de prévision ou de climatologie est aussi importante sur la mer que sur les surfaces continentales, et doit être correctement calculée. Les océans constituent un grand réservoir d'énergie. L'interaction entre la mer et l'atmosphère en zone côtière provoque une circulation locale de l'air due à la différence de température entre les surfaces. Même pour les processus de grande échelle, la dynamique des océans et celle de l'atmosphère sont étroitement liées [Brown, 1990] et leur couplage est à l'origine de phénomènes météorologiques intenses (ex: El Nino). Un transfert d'énergie, mais aussi de gaz tels que le CO_2, se produit à l'interface entre les deux fluides, eau et air. Pour les besoins du modèle dynamique, nous nous focaliserons ici sur les flux de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente.

D'un point de vue thermodynamique et aérodynamique, la mer se comporte très différemment des autres surfaces rurales et urbaines. Sa rugosité est beaucoup plus faible, et elle évolue rapidement en fonction des paramètres météorologiques de la basse atmosphère, et de son état de surface (vagues). La variation diurne de la température de surface n'est pas comparable à celle observée sur les terres, mais elle existe néanmoins et est très souvent négligée.

La théorie de similitude de Monin-Obukhov dans la couche de surface (*cf.* **§ 1.1.2.2)** est utilisée également dans le cas de la mer ; l'écoulement au-dessus est considéré comme stationnaire et homogène horizontalement.

3.2 – Théorie de renouvellement de la surface et modèle LKB

3.2.1 – La peau froide

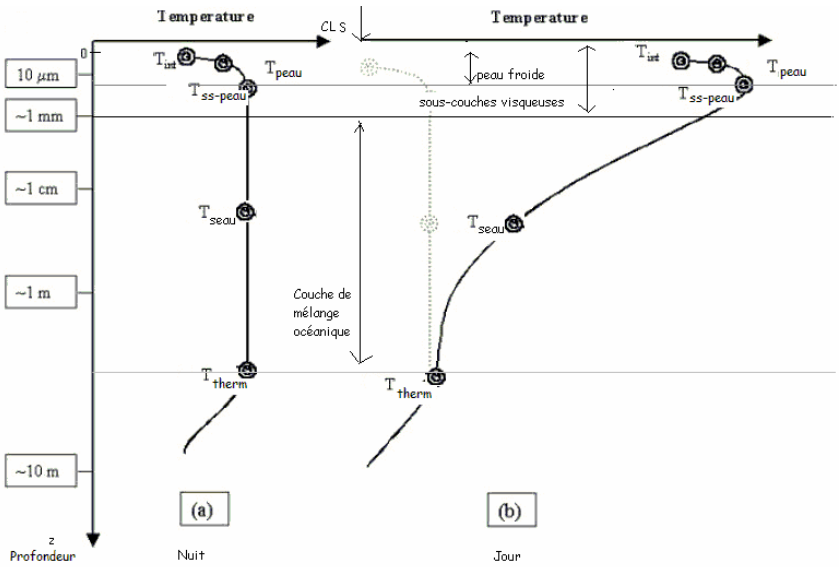


Figure 3.1 – Schéma du profil de température dans les couches superficielles océaniques, en période nocturne (a) et en période diurne (b), pour des conditions de fort ensoleillement et par vent faible (modifié d'après la page web du projet GHRSST-PP- ***GODAE High Resolution Sea Surface Temperature Project Pilot - http://ghrsst-pp.metoffice.com/*****).**

L'interface mer-air se comporte comme une surface matérielle entre deux fluides, l'air et l'eau. Dans la couche limite atmosphérique, les échanges de chaleur, masse et quantité de mouvement sont réalisés principalement par des mouvements turbulents. Il en est de même dans la couche de mélange océanique (**figure 3.1**). Cette dernière est limitée par la thermocline à la température T_{therm}, zone de transition entre l'océan profond (froid) et les couches superficielles influencées par le rayonnement solaire. L'épaisseur de la couche de mélange océanique varie lentement au cours des saisons.

A l'interface entre ces deux zones turbulentes, il existe une couche interfaciale dans laquelle les transports par diffusion moléculaire et conduction dominent [Liu et al., 1979], [Soloviev & Schlüssel, 1994]. Cette couche, dont l'épaisseur est évaluée à environ 1 mm, est composée de sous-couches visqueuses réparties des deux côtés de l'interface. La couche superficielle océanique, en contact avec l'atmosphère, est une sous-couche thermique dans laquelle les échanges de chaleur se font principalement par conduction.

La température qui intervient dans les échanges de chaleur entre la mer et l'atmosphère est celle de l'exacte interface (T_{int}) (**figure 3.1**) où a lieu l'évaporation de l'eau liquide en vapeur d'eau. Cette température, qui peut être mesurée par radio-thermométrie, n'est le plus souvent pas disponible. Bien que son effet n'apparaisse pas dans les formulations du flux aérodynamique (**équations 1.11**), la sous-couche thermique marine doit être prise en compte dans les modèles lorsque la température de l'eau sous la surface est disponible, c'est-à-dire la température du seau T_{seau}.

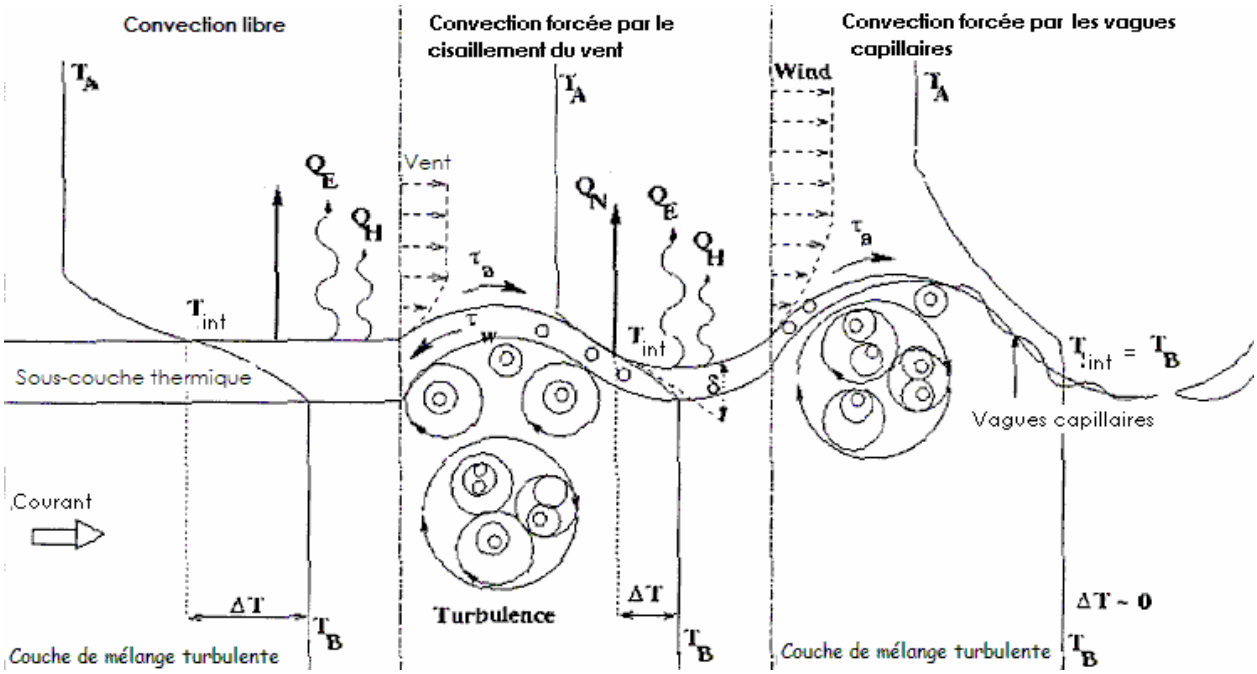


Figure 3.2 – Comportement des sous-couches visqueuses océaniques sous trois différents régimes physiques : convection libre (à gauche), convection forcée par le cisaillement du vent (milieu), ou par les vagues capillaires (à droite). T_A, T_{int} et T_B représentent respectivement la température de l'air, la température à l'interface et la température du seau. Q_N (G dans le texte), Q_E et Q_H représentent respectivement le flux d'énergie par conduction, le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible. τ_a, τ_w représentent les flux de quantité de mouvement dans l'air et dans l'eau *(d'après Emery et al. [2001]).*

Le bilan d'énergie nocturne à la surface s'écrit (en l'absence de rayonnement de courte longueur d'onde), avec l'axe positif dirigé vers le bas [Fairall et al., 1996b] :

$$G = -H_s - LE + R_{nl} \qquad \textbf{(3. 2)}$$

où R_{nl} est le rayonnement net de grande longueur d'onde (**équation 2.40**), LE est le flux de chaleur latente, H_s est le flux de chaleur sensible et G est le flux d'énergie par conduction. En général, G est négatif, ce qui correspond au refroidissement de la surface [Fairall et al. 1996b]. La longueur de pénétration du rayonnement infra-rouge est d'environ 10 micromètres et n'affecte donc que la sous-couche thermique qui prend alors le nom de 'peau froide'. En effet la vaporisation de l'eau dans l'atmosphère se fait en utilisant l'énergie disponible dans la sous-couche thermique. Ceci a pour conséquence le fait que la température à l'exacte interface est généralement plus faible qu'au dessous, principalement par vent faible (**figure 3.2**). La température à la base de la peau froide ('sous la peau') est notée $T_{ss-peau}$ (**figure 3.1**). Cette différence de température à travers la peau froide est de l'ordre de 0,3 K pour Soloviev & Schlüssel [1994]. Fairall et al. [1996b] considèrent que la peau froide a une amplitude qui varie entre 0,1 et 0,5 K et qu'elle est toujours présente, bien que son effet puisse être atténué par le réchauffement diurne dû à l'absorption du rayonnement solaire.

Selon la théorie de renouvellement de la surface [Liu & Businger, 1975], des petits tourbillons transportent l'énergie par intermittence à travers la couche interfaciale, entre l'exacte interface où a lieu l'évaporation et le fluide turbulent.

L'évolution spatiale et temporelle de la température de la peau froide ($T_{peau}(z,t)$) dans la sous-couche thermique est déterminée par l'équation de conduction de la chaleur :

$$\frac{\partial T_{peau}(z,t)}{\partial t} = k_w \frac{\partial T_{peau}(z,t)^2}{\partial z^2} \qquad \textbf{(3. 3)}$$

où $k_w = \lambda_w / (\rho_w C_{p_w})$ est la diffusivité thermique de l'eau de mer, avec λ_w sa conductivité thermique, ρ_w sa densité et C_{p_w} sa chaleur spécifique.

La solution pour une condition initiale $T_{peau}(z, t=0) = T_{ss-peau}$ et la condition à la limite $T_{peau}(z=0,t) = T_{\text{int}}$ donne l'expression du flux de chaleur par conduction à l'interface G (avec l'axe positif vers le bas) :

$$G_0 = G(z=0,t) = -\lambda_w \left(\frac{\partial T_{peau}(z,t)}{\partial z} \right)_0 = \frac{\lambda_w \left(T_{\text{int}} - T_{ss-peau} \right)}{\sqrt{\pi k_w t}} \qquad \textbf{(3. 4)}$$

Selon Soloviev & Schlüssel [1994], les sous-couches visqueuses se forment et se détruisent en continu et la différence de température à travers la peau froide est de la forme :

$$(T_{ss-peau} - T_{\text{int}}) \propto \frac{-G_0}{\rho_w C_{p_w}} \sqrt{\frac{t_{*_w}}{k_w}} \qquad \textbf{(3. 5)}$$

où t_{*_w} est la période de renouvellement des tourbillons entre la surface et la base de la sous-couche thermique.

3.2.2 – Le modèle LKB

Du côté atmosphérique des sous-couches visqueuses, la théorie de renouvellement de la surface suppose que les tourbillons d'air ont un mouvement aléatoire, et que les molécules d'air ont une durée moyenne de contact avec l'interface t_*. Utilisant cette théorie, Liu, Katsaros & Businger [1979] ont déterminé la distribution moyenne de la température à travers les sous-couches visqueuses du côté atmosphérique $T(z)$ (si la température à l'interface est constante) qui vérifie une loi exponentielle de la forme :

$$\frac{T(z)-T_{\text{int}}}{T_b-T_{\text{int}}}=1-\exp\left(-\frac{z}{\sqrt{k\,t_*}}\right) \qquad \textbf{(3. 6)}$$

et le flux de chaleur sensible moyen :

$$H_s=\frac{\lambda\left(T_{\text{int}}-T_b\right)}{\sqrt{k\,t_*}} \qquad \textbf{(3. 7)}$$

où T_b est la température de l'air (nommée température 'bulk' dans la littérature anglophone) à une altitude loin de l'interface (précisée plus loin) et $k=\lambda/(\rho C_p)$ la diffusivité thermique de l'air avec λ sa conductivité thermique.

Cette distribution de la température à travers les sous-couches thermiques est à la base du modèle de Liu, Katsaros & Businger [1979], communément appelé le modèle LKB. Dans ce modèle, l'échelle de longueur $\sqrt{k\,t_*}$ correspond à l'épaisseur δ_T de la couche dans laquelle le flux de chaleur et la différence de température sont maintenus uniquement par la diffusion moléculaire.

Parallèlement à la définition donnée par **(3. 6)**, le modèle LKB propose une relation similaire pour la distribution de l'humidité spécifique dans la sous-couche visqueuse atmosphérique $q(z)$:

$$\frac{q(z)-q_{\text{int}}}{q_b-q_{\text{int}}}=1-\exp\left(-\frac{z}{\delta_q}\right) \qquad \delta_q=\frac{d\,\rho L_v\left(q_{\text{int}}-q_b\right)}{LE}=\sqrt{d\,t_*} \qquad \textbf{(3. 8)}$$

où d est la diffusivité de la vapeur d'eau dans l'air, reliée au nombre de Schmidt Sc tel que $Sc=\nu/d$.

La quantité de mouvement est transférée également par les forces de pression [Clayson et al., 1996]. Cependant le modèle LKB considère qu'une relation similaire s'applique pour la distribution de la vitesse $u(z)$ tout près d'une surface peu agitée :

$$\frac{u(z)-u_{\text{int}}}{u_b-u_{\text{int}}}=1-\exp\left(-\frac{z}{\delta_u}\right) \qquad \delta_u=\frac{\nu\,\rho\left(u_{\text{int}}-u_b\right)}{\tau}=\sqrt{\nu\,t_*} \qquad \textbf{(3. 9)}$$

où ν la viscosité cinématique, reliée au nombre de Prandt $\Pr$ tel que $\Pr=\nu/k$.

Dans ces relations, T_{int}, q_{int} et u_{int} sont respectivement la température, l'humidité spécifique et la vitesse du vent de l'air à l'exacte interface. T_b, q_b et u_b correspondent aux valeurs initiales de température, d'humidité spécifique et de la vitesse du vent utilisées lors de la résolution des équations de diffusion, afin que ces profils correspondent aux profils turbulents définis dans la couche de surface par la théorie de

Monin-Obukhov (**équations 1.10**), à une certaine distance de l'interface, dans une zone de transition où les deux types de profils sont valides. Les relations **(3. 6), (3. 8) et (3. 9)** peuvent être réécrites en faisant intervenir les échelles caractéristiques u_*, T_* et q_*, et les paramètres A_T, A_q et A_u introduits pour caractériser les sous-couches interfaciales :

$$(T(z)-T_{\text{int}})/T_* = A_T\left(1-e^{-zu*/A_T k}\right) \qquad A_T = (T_b - T_{\text{int}})/T_* = \delta_T u_*/k \qquad \textbf{(3. 10)}$$

$$(q(z)-q_{\text{int}})/q_* = A_q\left(1-e^{-zu*/A_q d}\right) \qquad A_q = (q_b - q_{\text{int}})/q_* = \delta_q u_*/d \qquad \textbf{(3. 11)}$$

$$(u(z)-u_{\text{int}})/u_* = A_u\left(1-e^{-zu*/A_u \nu}\right) \qquad A_u = (u_b - u_{\text{int}})/u_* = \delta_u u_*/\nu \qquad \textbf{(3. 12)}$$

De même que pour δ_T, δ_q et δ_u représentent les épaisseurs des sous-couches interfaciales dans lesquelles les différences respectivement d'humidité et de quantité de mouvement sont maintenus par diffusion moléculaire.

Le modèle LKB utilise la définition du temps de renouvellement des tourbillons définie par Brutsaert [1965] : t_* est équivalente à l'échelle de temps des tourbillons de Kolmogorov, soit $t_* \propto \sqrt{\nu z_{0m}/u_*^3}$. Ainsi, les longueurs de rugosité pour la quantité de mouvement z_{0m}, la chaleur z_{0h} et l'humidité z_{0q} dépendent de la dynamique de la sous-couche interfaciale, du côté atmosphérique. Cela conduit à une relation entre les longueurs de rugosité scalaires z_{0h} et z_{0q} et la longueur de rugosité aérodynamique z_{0m} en faisant intervenir le nombre de Reynolds de frottement Rr. En s'appuyant sur des résultats expérimentaux en laboratoire, cette correspondance est paramétrée telle que :

$$R_r = \frac{z_{0m} u_*}{\nu} \qquad \textbf{(3. 13)}$$

$$R_h = \frac{z_{0h} u_*}{\nu} = a_1 R_r^{\,b1} \qquad \textbf{(3. 14)}$$

$$R_q = \frac{z_{0q} u_*}{\nu} = a_2 R_r^{\,b2} \qquad \textbf{(3. 15)}$$

R_r	≤ 0,11	> 0,11 ≤ 0,825	> 0,825 ≤ 3	> 3 ≤ 10	> 10 ≤ 30	> 30 ≤ 100	> 100 ≤ 300	> 300 ≤ 1000
a_1	0,177	1,376	1,026	1,625	4,661	34,904	1667,19	$5{,}88.10^5$
a_2	0,292	1,808	1,393	1,956	4,994	30,790	1448,68	$2{,}98.10^5$
b_1	0	0,929	-0,599	-1,018	-1,475	-2,067	-2,907	-3,395
b_2	0	0,826	-0,528	-0,87	-1,297	-1,845	-2,682	-3,616

Tableau 3.1 - Coefficients empiriques du modèle LKB.

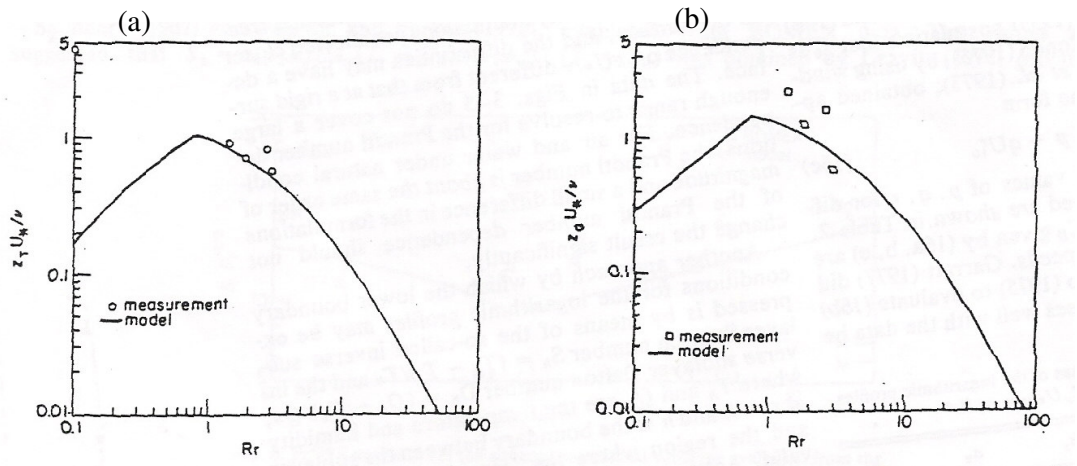


Figure 3.3 - Variation de Rh (a) et Rq (b) en fonction du nombre de Reynolds de frottement Rr dans le modèle original LKB. Les symboles représentent des mesures effectuées sur le lac Washington (fetch de 4 km). (D'après *Liu et al. [1979]*).

Les études classiques montrent que si $R_r < 0{,}13$, l'écoulement est lisse du point de vue aérodynamique [Fairall et al., 1996a]. Lorsque le vent diminue, la valeur limite est de 0,11, lorsque les éléments rugueux sont contenus dans les sous-couches visqueuses à l'interface.

Les coefficients empiriques a_1, b_1, a_2, b_2 couvrent la gamme de $Rr \in \left[10^{-1}, 10^{3}\right]$ suivant le **tableau 3.1**. La **figure 3.3** montre l'allure des courbes obtenues avec cette paramétrisation.

Cette théorie a été énoncée dans le but de calculer les flux turbulents à l'interface mer – atmosphère. Elle a été utilisée par la suite par de nombreux auteurs, mais les méthodes varient pour le calcul de u_* et de z_{0m}.

3.2.3 – Le réchauffement diurne

Le rayonnement solaire de courte longueur d'onde pénètre davantage dans la couche de mélange océanique que celui de grande longueur d'onde. Fairall et al [1996b] estiment à 5 % le rayonnement absorbé par la peau froide, et à 50 % le rayonnement absorbé dans les 2 premiers mètres, selon la clarté de l'eau et la saison. Ainsi, au cours de la journée, la température augmente dans la couche de mélange océanique (**figure 3.1b**). Ce réchauffement dépend aussi de la profondeur z à laquelle on se place (**figure 3.1b**) :

$$T_{ss-peau} - T_{seau}(z) = \frac{F_0\, z}{\rho_w\, c_{p_w}\, \lambda_w} \qquad \textbf{(3. 16)}$$

où $F_0 = \sum_i F_i R_{ns}$ est le flux d'énergie solaire en surface, R_{ns} est le rayonnement net de courte longueur d'onde et F_i est une fonction qui dépend de la gamme de longueur d'onde considérée, i.

Cette élévation de la température de surface peut atteindre 3 K selon Fairall et al [1996b], pour des conditions de vent calme et de fort ensoleillement.

3.2.4 – Mesures des températures de surface de la mer

A l'aide de la description des processus physiques intervenant à l'interface mer-atmosphère, il est possible de relier les différentes températures de surface [Fairall et al., 1996b] :

$$T_{\text{int}} = T_{seau}(z) - \underbrace{\left(T_{ss-peau} - T_{\text{int}}\right)}_{\substack{peau\ froide \\ \frac{Q_0 \delta_{T_W}}{\lambda_W}}} + \underbrace{\left(T_{ss-peau} - T_{seau}(z)\right)}_{\substack{réchauffement\ diurne \\ \frac{F_0 z}{\rho_W C_{p_W} k_W}}} \qquad \textbf{(3. 17)}$$

Ainsi, on peut relier la température de l'exacte interface et la température mesurée à la profondeur z.

En effet, les mesures *in-situ* de la température de surface réalisées sous un bateau sont obtenues à l'aide de différents types d'appareil, par exemple un thermosalinographe, à la profondeur de quelques mètres. Les mesures réalisées avec des bouées flottantes, avec un capteur attaché à leur coque, permettent au mieux d'accéder à T_{seau} à la profondeur de 0,5 à 1,5 m.

Les mesures de la température de surface de la mer les plus proches de la surface sont réalisées grâce à la télédetection. Les mesures obtenues par un radiomètre infra-rouge dans le spectre de longueur d'onde compris entre 10 et 12 μm représentent la température radiative dans la peau froide, et permettent donc d'accéder à $T_{peau}(z \approx 10\ \mu m)$ (**figure 3.1**). Elles sont affectées par le refroidissement de la peau froide et par les effets du réchauffement diurne dû au rayonnement solaire. Les radiomètres sont embarqués sur des satellites ou sur des bateaux, les satellites permettant d'avoir cette information sur un espace et une période plus étendus.

De nombreux auteurs se sont penchés sur ce problème de relation entre les températures de surface, afin de compléter les algorithmes de restitution des flux au cours des campagnes expérimentales, mais de nombreuses incertitudes demeurent [Emery et al., 2001]. En particulier, les algorithmes de restitution de la température de surface à partir des mesures satellitaires sont basés sur des données climatologiques issues de mesures. Par la suite, nous discuterons plus en détail des mesures satellitaires (*cf.* **§ 3.5**).

3.3 – Calcul des flux turbulents à l'interface mer-air

3.3.1 – Longueur de rugosité aérodynamique de la mer

Alors que sur la terre, la longueur de rugosité aérodynamique est en général fixe (quoiqu'elle puisse dépendre de la direction du vent), sa paramétrisation est nécessaire sur la mer, car elle dépend directement de l'état de surface (vagues), de l'onde dominante. La formule la plus couramment utilisée pour la longueur de rugosité aérodynamique pour une mer pleinement développée est celle de Charnock [1955] qui traduit le

fait que, pour un vent fort, la rugosité est créée principalement par les petites vagues de surface, produites par le frottement en surface. Mais elle n'est plus valide lorsque le vent est très faible (et la vitesse de frottement quasi-nulle) et/ou que l'atmosphère est fortement convective. Pour rendre compte des processus visqueux dominant à l'interface en régime aérodynamique lisse, Fairall et al. [1996] ont introduit dans le modèle LKB la relation suggérée par Smith [1988] qui s'applique aussi bien aux cas de vents forts et faibles :

$$z_{0m} = \underbrace{\alpha_C \frac{u_*^2}{g}}_{Charnock} + \underbrace{0.11 \frac{\nu}{u_*}}_{surface\ lisse} \qquad \textbf{(3. 18)}$$

C'est cette formule qui est choisie pour SUBMESO.

Le paramètre α_C est considéré soit constant soit fonction de l'âge de la vague dominante et du fetch [Stewart, 1974] :

$$\alpha_C = f\left(\frac{g}{\omega u_*}\right) \qquad \textbf{(3. 19)}$$

où ω est la pulsation des vagues à la fréquence dominante.

Charnock [1955] avait proposé $\alpha_C = 0{,}0068$. Dans la littérature, la valeur de α_C varie entre 0,01 et 0,035 [Fairall et al., 1996a] ; Abdella & D'Allesio [2003] prennent $\alpha_C = 0{,}015$; Fairall et al. [1996a] ont pris 0,011 pour leur modèle tout comme Smith [1988]. Cette dernière valeur est compatible avec celle déduite des mesures de u_* par la méthode de mesure inertio-dissipative (*cf.* définition **§ 1.1.2.3**), pendant TOGA COARE.

Dans le cadre de nos simulations numériques, nous ne disposons pas d'information sur le fetch ou sur la longueur d'onde qui permette de calculer l'âge de la vague, et nous jugeons que la convection libre n'a pas lieu, dans le cas général pour les simulations de l'atmosphère aux latitudes moyennes. Une formule générale est adoptée en prenant la constante $\alpha_C = 0{,}011$.

Il est à noter qu'en domaine côtier, ce paramètre peut être plus élevé [Mestayer, 1991, note interne].

3.3.2 – Les fonctions de correction de la stabilité

Ces fonctions sont empiriques, et diffèrent souvent selon les auteurs. Elles sont bien sûr, nulles en atmosphère neutre lorsque le paramètre de stabilité est nul.

3.3.2.1 - Cas stable

Pour le cas stable, l'expression la plus communément introduite dans les modèles est celle de Paulson-Dyer ($\Psi_m = \Psi_h = \Psi_q = -\gamma\zeta$ avec γ une constante variant entre 5 et 8 selon les auteurs). Beljaars & Holtslag

[1991] ont mis en évidence l'insuffisance en atmosphère très stable de cette expression et ont proposé une fonction qui couvre un plus large domaine de ζ :

$$\begin{cases} -\Psi_m = a\zeta + b\,(\zeta - \frac{c}{d})\exp(-d\zeta) + \frac{bc}{d} \\ -\Psi_h = -\Psi_q = (1+\frac{2}{3}a\zeta)^{3/2} + b\,(\zeta - \frac{c}{d})\exp(-d\zeta) + \frac{bc}{d} - 1 \end{cases} \quad \textbf{(3. 20)}$$

avec $a = 1$; $b = 0{,}0667$; $c = 5$; $d = 0{,}35$.

Cette formule, également utilisée par Abdella & D'Alessio [2003], est celle que nous avons adoptée.

3.3.3.2 - Cas instable

Dans le cas instable, la formule de Businger-Dyer (expérience Kansas, 1968) est largement utilisée dans les modèles et en particulier dans le modèle de sol SM2-U pour les surfaces terrestres :

$$\begin{cases} \Psi_{m\ \text{Businger}} = 2\ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2\arctan x + \frac{\pi}{2} \\ \Psi_{h\ \text{Businger}} = \Psi_{q\ \text{Businger}} = 2\ln\left[\frac{1}{2}\left(1+x^2\right)\right] \end{cases} \quad \textbf{(3. 21)}$$

où $x = (1 - 16\zeta)^{1/4}$

Cette formulation (**3.21**) reproduit bien les valeurs expérimentales en stratification quasi-neutre mais n'est pas adaptée si $\zeta \leq -2$. Pour cette raison, Fairall et al. [1996a] ont combiné cette expression (**3.21**) avec une formule valable en convection libre (**équation 3.22**) pour former une seule expression (**équation 3.23**) :

$$\Psi_{i\ convectif} = \frac{3}{2}\ln\left(\frac{y^2+y+1}{3}\right) - \sqrt{3}\ \ln\left(\frac{2y+1}{2}\right) + \frac{\pi}{\sqrt{3}} \qquad i = m, h, q \quad \textbf{(3. 22)}$$

où $y = \left(1 - \alpha_i \zeta\right)^{1/3}$

$$\Psi_i = \frac{\Psi_{i\ \text{Businger}} + \zeta^2\,\Psi_{i\ convectif}}{1+\zeta^2} \qquad i = m, h, q \quad \textbf{(3. 21)}$$

Fairall et al. [1996a] ont défini $\alpha_i = 12{,}97$.

Considérant que les deux formulations sont toutes les deux valides lorsque $-2 < \zeta < -0{,}1$ et en effectuant une transition souple entre les deux régimes de stabilité, Grachev et al. [2000] conseillent $\alpha_m = 10{,}15$ pour le flux de quantité de mouvement, $\alpha_h = \alpha_q = 34{,}15$ pour les flux de chaleur sensible et latente. Ce sont ces valeurs que nous avons retenues.

Ces formulations retenues pourront couvrir une large gamme de stabilité de la couche limite marine.

3.3.3 – Humidité spécifique à la surface

Pour de l'eau pure, l'humidité spécifique de l'air à la surface est égale à l'humidité spécifique saturante. Pour l'eau de mer, la salinité intervient, qui est la quantité totale des résidus solides (en grammes) contenus dans 1 kg d'eau de mer, quand tous les carbonates ont été transformés en oxydes, le brome et l'iode remplacés par le chlore et que toute la matière organique a été oxydée.

L'humidité spécifique à la surface, à la température T_s, est alors calculée ainsi :

$$q_s(T_s) = q_{sat}(T_s)\ \alpha(S) \qquad \textbf{(3. 24)}$$

où $q_{sat}(T_s)$ est l'humidité saturante à la température T_s et à la pression p, calculée comme dans le modèle de sol SM2-U suivant la méthode de Guilloteau [1999] et où $\alpha(S)$ est la fonction de correction qui prend en compte la salinité de l'eau à la surface.

Cette dernière est calculée en suivant les relations empiriques avec S la salinité (exprimée en ‰) :

$$\alpha(S) = 1 - 9{,}69.10^{-4}\,\frac{S - 0{,}03}{1{,}805} \qquad \textbf{(3. 225)}$$

La mer Méditerranée a une salinité proche de 37,5 ‰, ce qui donne $q_s(T_s) \approx 0{,}98\, q_{sat}(T_s)$. Cette formule est conforme à l'expression donnée par Fairall et al. [1996a], bien que la salinité dans la région où a eu lieu TOGA-COARE soit différente. La variation de ce terme est faible en fonction de la salinité mais cette expression permet de simuler toutes les situations.

3.3.4 – Algorithme introduit dans SUBMESO

La méthode utilisée consiste en une boucle itérative qui prend fin lorsqu'il y a convergence sur le paramètre de stabilité. L'algorithme suit le schéma représenté sur la **figure 3.4**.

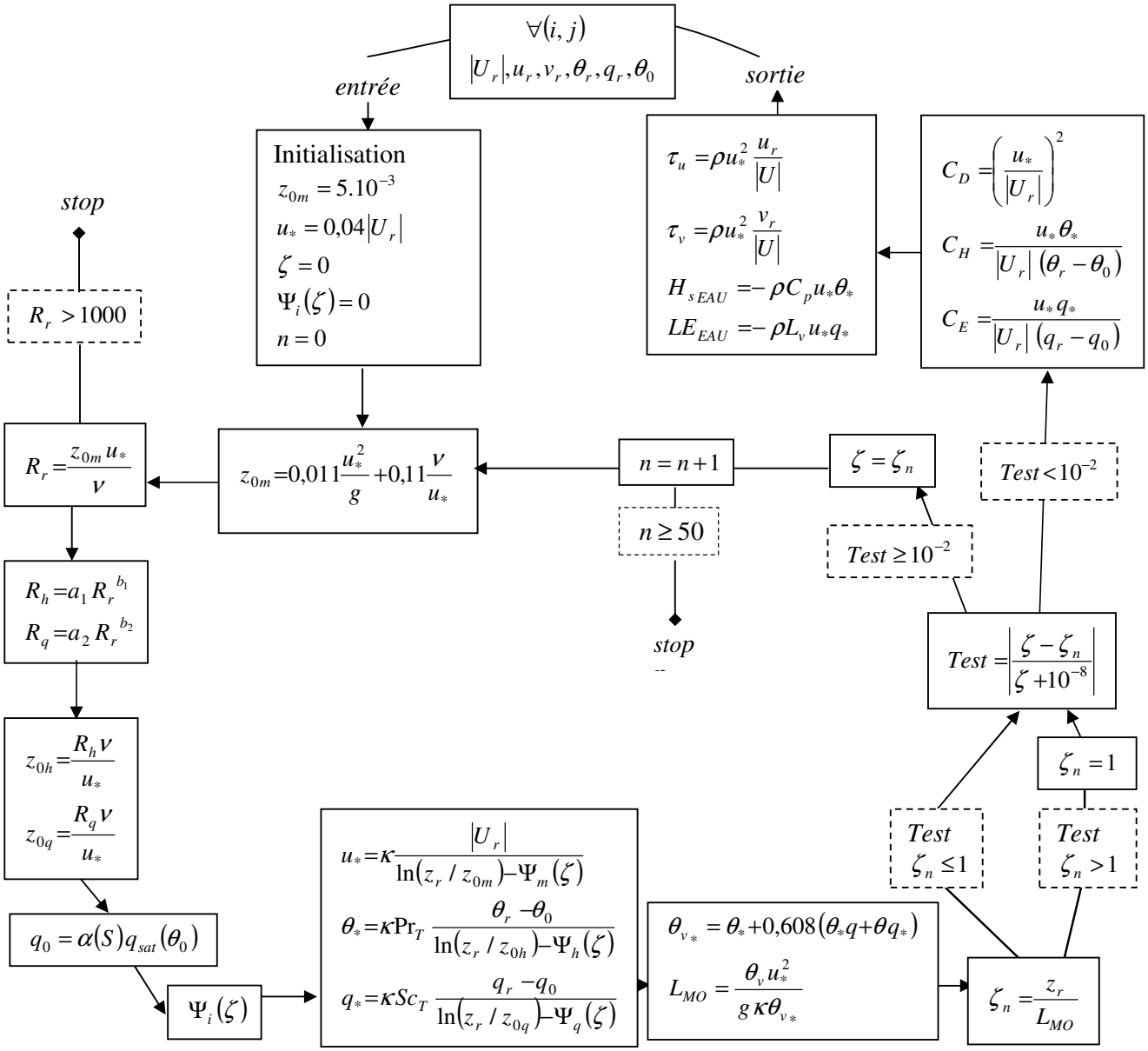


Figure 3.4 – Algorithme de calcul des flux turbulents à l'interface mer-atmosphère dans le modèle SUBMESO.

3.4 – Validation du modèle introduit dans SUBMESO avec la campagne FETCH

3.4.1 – Méthode

Un code de type «boîte» a été construit, qui permet d'utiliser le modèle de calcul des flux à l'interface mer-atmosphère seul, sans rétroaction avec l'atmosphère, en introduisant en entrée des données expérimentales. Les données issues de la campagne FETCH (***F**lux, **E**tat de la mer, et **T**élédétection en **C**ondition de Fetch*

variable), réalisée dans le Golfe du Lion en mer Méditerranée, semblent les plus adaptées pour cette validation, car l'intérêt immédiat de l'introduction de ce modèle dans SUBMESO est de pouvoir réaliser des simulations sur Marseille, ville côtière méditerranéenne.

3.4.2 – La campagne expérimentale

3.4.2.1 – Dispositif

La campagne FETCH s'est déroulée au début du printemps 1998, du 13 mars (72ème jour julien) au 15 avril (105ème jour julien), sur le domaine représenté sur la **figure 3.5**. Hauser et al. [2003] présentent en détail cette expérience, sa mise en place, les moyens mis en œuvre. Le navire *R/V l'Atalante* affrété par l'IFREMER, doté d'un mât météorologique, a effectué dans ce domaine de nombreux trajets sur une zone de 100 km × 100 km. Le mât était équipé de sondes (Vaïsala) disposées à 17,55 m au-dessus du niveau de la mer afin de mesurer la température et l'humidité de l'air, à la fréquence de 0,1 Hz. La pression atmosphérique était mesurée à 9,48 m. A 17,80 m, un anémomètre ultrasonique (Gill) permettait de mesurer les trois composantes de la vitesse du vent, et les fluctuations de la température et de l'humidité, à 50 Hz. Les anémomètres à 17,93 m mesuraient la vitesse du vent.

L'objectif premier de cette campagne était d'estimer et de paramétrer les flux turbulents en domaine côtier, en condition de fetch court, lequel apparaît lors des épisodes de vent de terre, comme le Mistral au large du delta du Rhône, de direction dominante nord et la Tramontane plus à l'ouest.

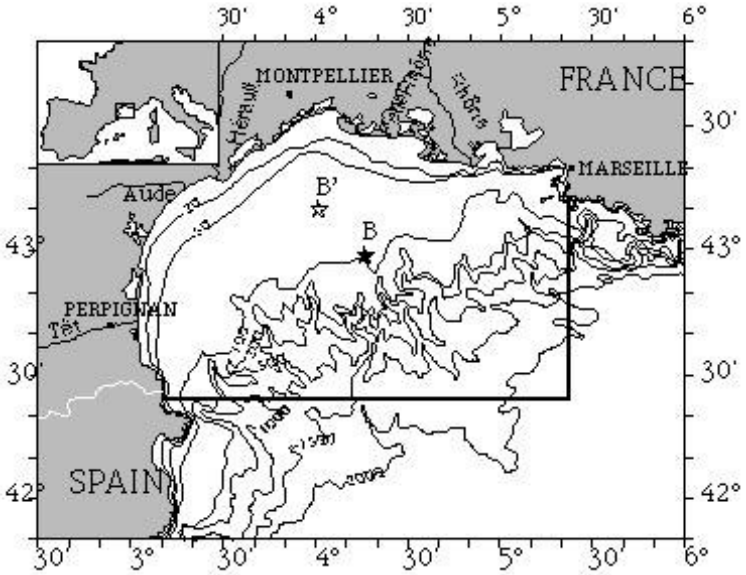


Figure 3.5 - Domaine quadrillé par le navire l'Atalante (trait plein). En B : Position fixe de la bouée ASIS du 18 mars au 9 avril. En B' : Position fixe de la bouée ASIS du 10 avril au 15 avril. (*D'après Hauser et al. [2003]).*

Les équipes travaillant sur cette campagne ont établi une base de données où sont reportés les différentes mesures et les flux turbulents calculés selon les trois méthodes mises en œuvre au cours de la campagne : la méthode des covariances (ECM), la méthode inertio-dissipative (IDM) et la méthode aérodynamique globale ('bulk'). Ces méthodes sont présentées au **§ 1.1.2.3**.

3.4.2.2 – Données utilisées

Pour la validation du modèle mis en place dans SUBMESO, nous avons choisi la base de données fournie par Guérin (http://dataserv.cetp.ipsl.fr/FETCH/) à la résolution temporelle de 30 minutes, sur toute la période. Cette base de données présente les mesures obtenues sur toute la campagne et les flux turbulents calculés par la méthode IDM et la méthode aérodynamique globale. Nous avons utilisé les mesures du vent qui sont corrigées par rapport à la distorsion de l'écoulement due au mouvement du navire. En effet, les mesures effectuées sur des bateaux de grandes dimensions sont affectées par la déformation de l'écoulement autour du bateau et par les mouvements du bateau. Ce problème est très important pour les mesures par la méthode des covariances. Dupuis et al. [2003] soulignent que les mesures effectuées par la méthode inertio-disipative doivent également être corrigées de cet effet ; en effet, bien que les mesures soient effectuées dans le domaine inertiel de fréquences plus élevées que celles du mouvement du bateau, et que par conséquent la turbulence peut être étudiée sans correction, l'écoulement est modifié par le mouvement du bateau. Nacass [2001] a effectué ces corrections à l'aide de simulations numériques. Il montre que ces corrections ont une influence importante sur les flux par vent fort. L'altitude de mesure est aussi corrigée lorsque le mât n'est plus vertical du fait du mouvement du bateau. Les mesures (corrigées) de température, humidité, pression et module du vent T, q, p, U sont utilisées en entrée du modèle off-line. Les flux turbulents sont calculés avec le modèle mis en place dans SUBMESO. Le **tableau 3.2** résume les paramétrisations utilisées pour la base de données.

Méthodes IDM et bulk	**Fonctions de stabilité**	Stable, $\zeta > 0$	$\Psi_m = \Psi_h = \Psi_q = -7\zeta$	Large & Pond [1982]
		Instable, $\zeta < 0$	Equations **3.21, 3.22** et **3.23**	Fairall et al. [1996a] avec $\alpha_i = 16$
Méthode bulk	**Coefficient de traînée**	Smith [1980]	$U_{N10} \leq 5\,m.s^{-1}$ $10^3 C_{DN10} = 0{,}93$	$U_{N10} > 5\,m.s^{-1}$ $10^3 C_{DN10} = 6{,}3.10^{-2}\ U_{N10} + 0{,}61$
	Nombre de Stanton	Dupuis	$10^3 C_{EN10} = 1{,}2$	
	Nombre de Dalton	Dupuis	$\zeta \geq 0$ $10^3 C_{HN10} = 1{,}2$	$\zeta < 0$ $10^3 C_{HN10} = 0{,}7$

Tableau 3.2 – Paramétrisations utilisées pour le calcul des flux turbulents par les méthodes IDM et bulk dans la base de données de FETCH fournie par Guérin (http://dataserv.cetp.ipsl.fr/FETCH/).

La température de la mer utilisée ici a été mesurée en route avec un thermomètre de coque (TQP). Ce thermomètre de précision est installé sur la coque du navire à environ 4 m de profondeur. Lorsque les données sont manquantes, on a recours à la mesure par un thermosalinographe SIS de la température à 3 m de profondeur, dans le sillage du bateau, toutes les 10 secondes. Cette température est donc assimilable à la température du seau.

3.4.3 – Analyses des résultats

Toutes les figures ci-après représentant l'évolution des variables au cours de la campagne FETCH sont décomposées en 2 parties : [a], du 13 au 30 mars, et [b], du 30 mars au 15 avril par souci de clarté.

3.4.3.1 – Conditions météorologiques

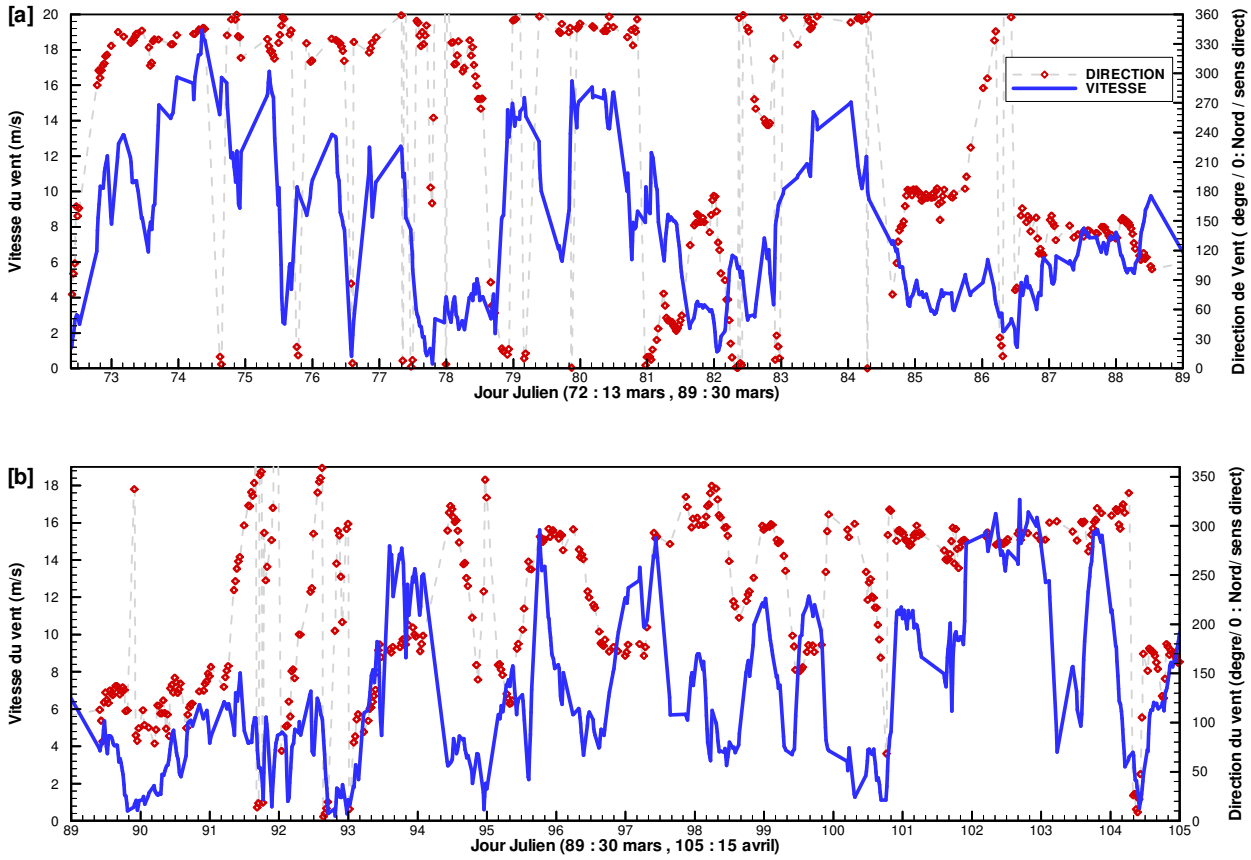


Figure 3.6 - Conditions météorologiques pendant l'expérience FETCH. Le module du vent est représenté en trait plein, et son orientation par des losanges.

La campagne FETCH peut être séparée en trois épisodes météorologiques distincts, comme le montre la **figure 3.6** qui représente la direction et la force du vent (à 17,80 m d'altitude) pour toute la campagne :

1. Du 72ème au 84ème jour julien (soit du 13 au 25 mars inclus) : le vent dominant est le Mistral, avec une direction variant entre 330 et 370°, soit un vent de secteur nord à nord-ouest. Des épisodes de fort vent ont lieu du 73ème au 75ème jour julien (14-16 mars), caractérisés par des vitesses comprises entre 9 et 19 $m.s^{-1}$, puis les 79ème et 80ème jours juliens (20-21 mars), et enfin les 83ème et 84ème jours juliens (24-25 mars), avec un vent autour de 14 m/s. La pression atmosphérique pendant cet période est assez élevée; le site est en effet à l'est d'un anticyclone à 500 hPa, et à l'ouest d'une dépression à basse altitude à la frontière italienne, ce qui renforce le vent et sa canalisation par la vallée du Rhône.
2. Du 85ème au 92ème jour julien (26 mars - 2 avril), l'écoulement synoptique est de sud à sud-ouest (entre 120 et 180°), avec une vitesse nettement plus faible (entre 2 et 6 $m.s^{-1}$). La différence de température entre l'air et la mer est elle aussi plus faible comme le montre la **figure 3.7**, sauf pour la nuit du 30-31 mars.
3. Du 93ème au 105ème jour julien (3-15 avril), la **figure 3.6** montre de fortes variations de la vitesse et de la direction du vent. La pression atmosphérique est plus faible, la différence de température entre l'air et la mer est par contre beaucoup plus élevée, de jour comme de nuit. Différents fronts traversent la région, avec un centre dépressionnaire à l'ouest de la Manche. Du 101ème au 104ème jour julien, la direction du vent reste cependant constante autour de 300°, soit un vent de secteur nord-ouest de forte intensité (ce qui correspond au vent régional Tramontane, lorsque le bateau est à l'ouest du Golfe du Lion).

Les **figures 3.7** et **3.8** représentent l'évolution respectivement des températures et de l'humidité, à la fois à la surface et dans l'air. Le calcul des flux turbulents par la méthode aérodynamique globale, utilisée dans la base de données FETCH, fait intervenir les paramètres équivalents en neutre à 10 m, U_{N10}, θ_{N10} et q_{N10} déduits de **(1.13)** (*cf.* **§ 1.1.2.3**). A titre indicatif et même si la méthode de calcul des flux dans SUBMESO ne fait pas appel à ces variables, nous les avons évalués lorsqu'il y a convergence, à partir de l'hypothèse $u_{*_N} = u_*$, afin de comparer les résultats pour θ_{N10} et q_{N10}.

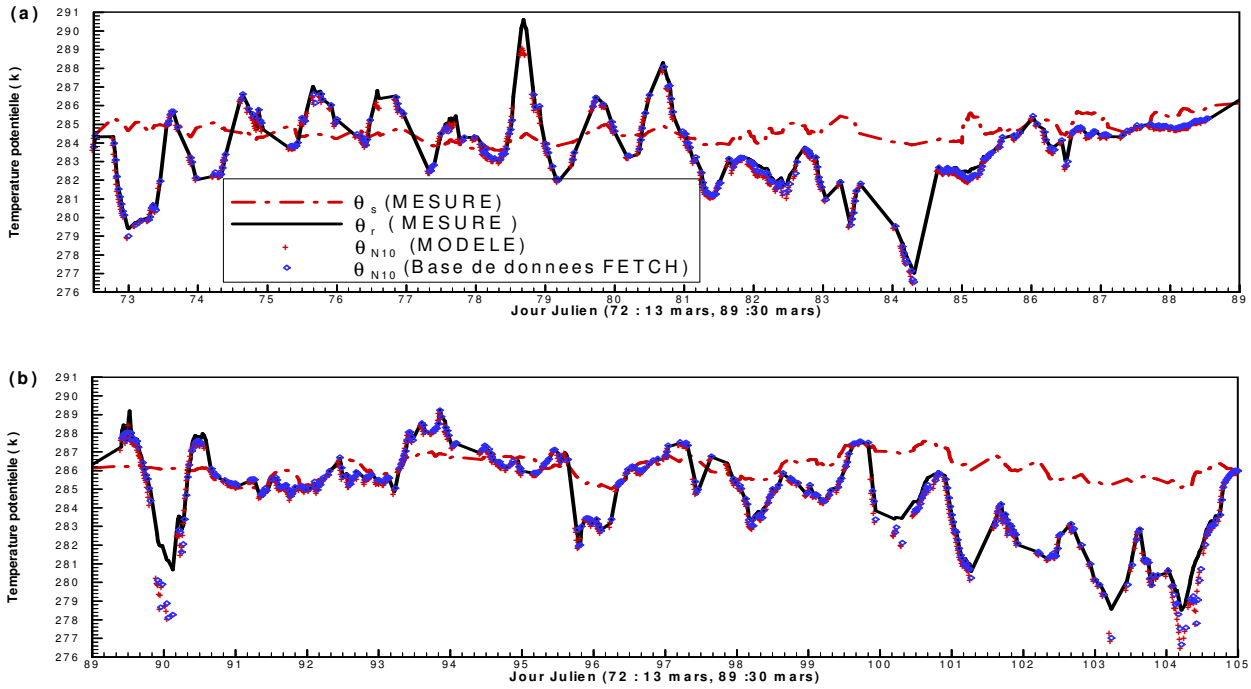


Figure 3.7 - Températures potentielles pendant la campagne FETCH. Mesures de la température de surface θ_s (tiretés mixtes) et de l'air à l'altitude de mesure θ_r (trait plein). Température équivalente neutre ramenée à l'altitude de 10 m calculée dans le modèle (croix) et disponible dans la base de données FETCH (losanges).

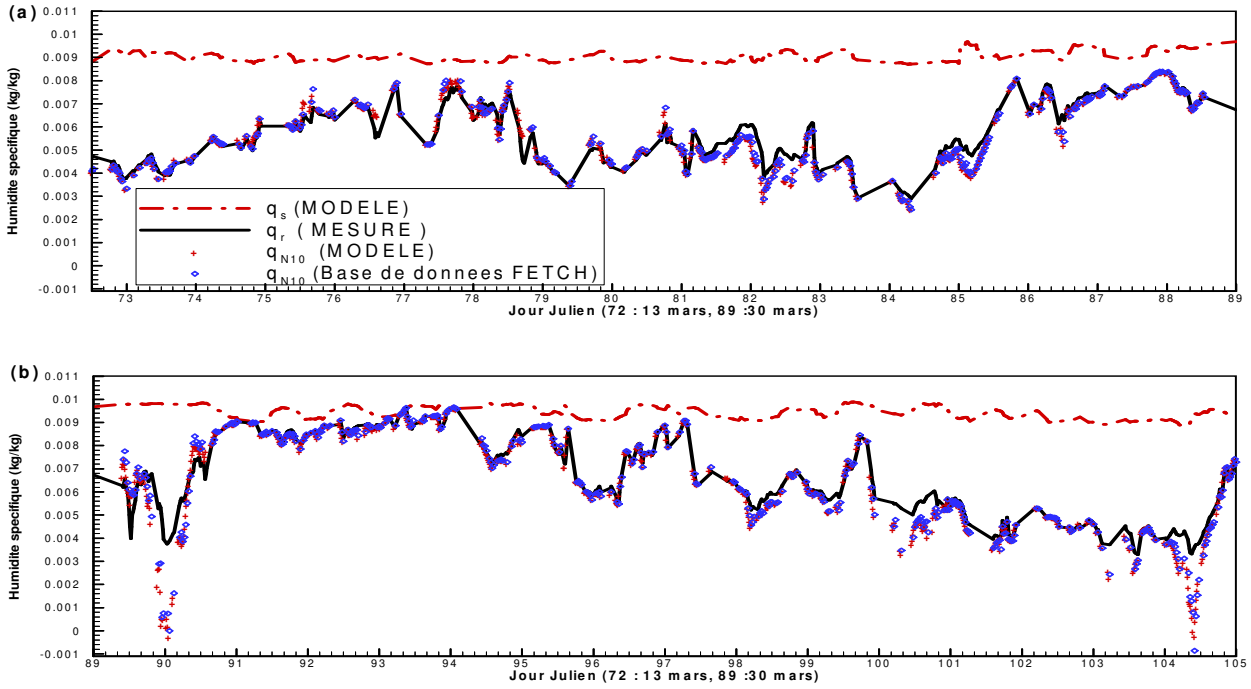


Figure 3.8 - Humidité spécifique pendant la campagne FETCH. Calcul de l'humidité à la surface qs (tiretés mixtes), mesure de l'humidité de l'air à l'altitude de mesure qr (trait plein). Humidité spécifique équivalente neutre ramenée à l'altitude de 10 m calculée dans le modèle (croix) et disponible dans la base de données FETCH (losanges).

3.4.3.2 - Vitesse de frottement

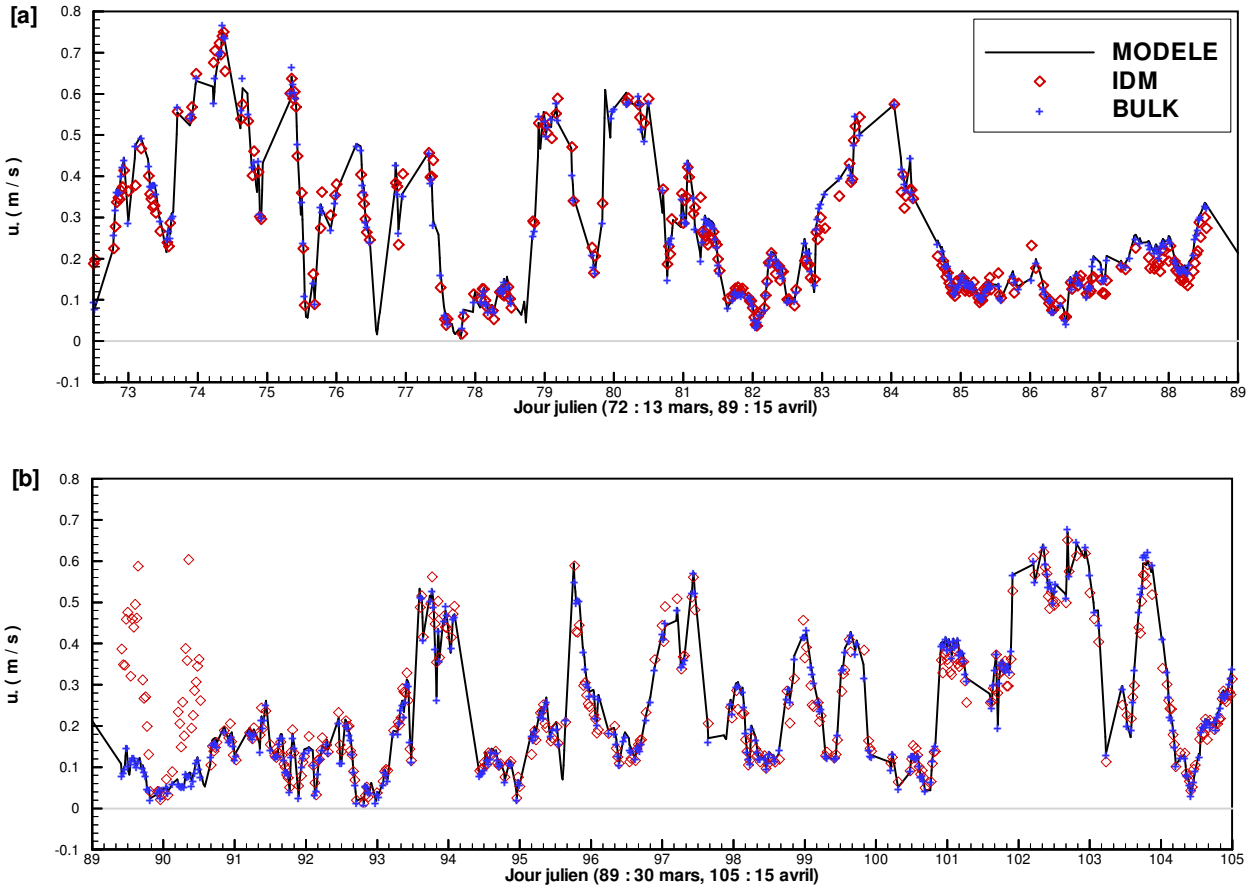


Figure 3.9 - Vitesse de frottement u_* pendant la campagne FETCH calculée dans le modèle (trait plein), avec la méthode IDM (losanges) et avec la méthode bulk (croix).

L'estimation de la vitesse de frottement est primordiale dans le calcul de z_{0m} ; la **figure 3.9** compare les résultats obtenus par le modèle avec ceux de la base de données FETCH, montrant leur cohérence. La méthode IDM fournit des résultats identiques ou légèrement supérieurs, excepté pour les 89ème et 90ème jours juliens (30-31 mars) où le résultat est très différent des autres méthodes. A ce moment là, le vent chute et sa direction varie brusquement (**figure 3.6**), ce qui peut expliquer la difficulté de la mesure des taux de dissipation. u_* est initialisée à 4% de la vitesse du vent. Ce rapport est finalement peu modifié à la fin des itérations (la courbe représentant 4% du module du vent n'est pas représentée sur la figure pour plus de clarté car elle est quasiment confondue avec la courbe représentant u_*).

3.4.3.3 - Longueurs de rugosité

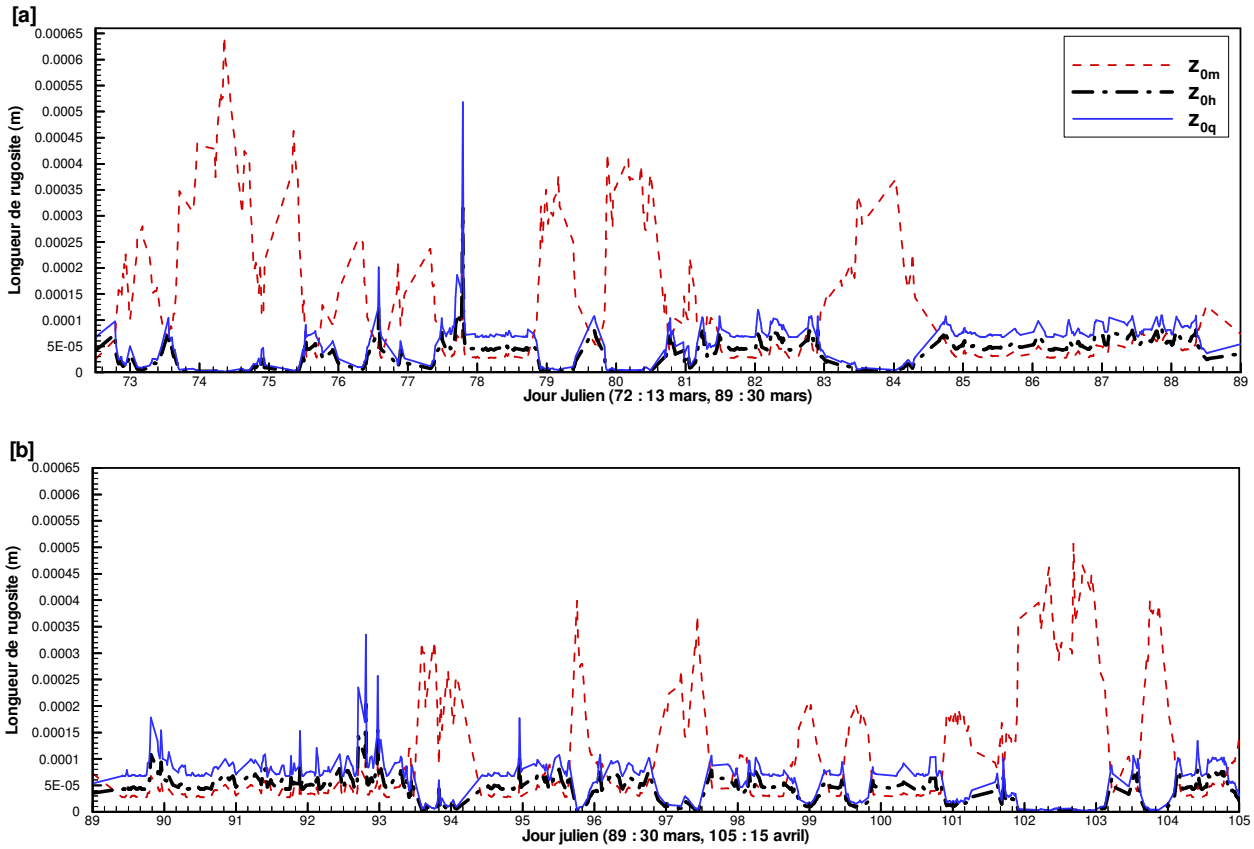


Figure 3.10 – Longueurs de rugosité aérodynamique z_{0m} (tirets), thermique z_{0h} (tiretés mixtes) et hydrique z_{0q} (trait plein) calculées pendant la campagne FETCH avec le modèle.

La **figure 3.10** représente les longueurs de rugosité calculées par le modèle. Le lien entre la variation de z_{0m} et celle de u_* est très net. Le 74ème jour julien, le rapport entre z_{0m} et z_{0h} atteint 1200, le 102ème jour julien ce rapport atteint 500. Le 79ème, 80ème ,83ème, 84ème , 95ème, 103ème jour julien, il atteint entre 100 et 200, tandis que le reste du temps, ce rapport est beaucoup plus faible en même temps que le vent s'atténue (2nde période météorologique). Dans ce cas, le rapport est même inférieur à 1. On peut noter également que la longueur de rugosité hydrique z_{0q} suit les mêmes variations que la longueur de rugosité thermique z_{0h}, mais qu'elle est généralement un peu plus élevée. La méthode mise en place pour le calcul des longueurs de rugosité fait donc apparaître une anti-corrélation de l'évolution des longueurs aérodynamique et scalaires.

3.4.3.4 - Coefficient de stabilité

Le coefficient de stabilité de l'atmosphère est représenté sur les **figures 3.11** et **3.12** pendant FETCH. Sa bonne évaluation est importante pour ajuster les coefficients de correction dus à la stabilité. Il apparaît sur les **figures 3.12a** et **b** que des valeurs extrêmes de ζ sont obtenues lors d'épisodes de courte durée. Par exemple, on constate que les changements brusques de la direction du vent coïncident avec une forte instabilité retrouvée par les trois méthodes. C'est le cas par exemple des jours juliens 82, 85, 86, 89-90, 92, 94, 100 et enfin 104. Au contraire, l'atmosphère est particulièrement stable pour les journées de fort Mistral, comme les jours 75, 76 et 77. Nous avons été contraints d'imposer un filtre afin de majorer ζ, car le calcul ne convergeait pas dans les cas très stables. Bourras [2000] estime que le coefficient de stabilité a un comportement asymptotique qui tend vers 0,5 pour les cas très stables. La méthode IDM donnant parfois des valeurs supérieures, le filtre a été retenu à 1. Seulement six jours sont concernés par cette limitation. La **figure 3.11b** montre une bonne coïncidence des valeurs de ζ calculées par le modèle et par la méthode bulk, pour toute la gamme des valeurs, tandis que l'écart se creuse, pour les valeurs de ζ très négatives, avec celles calculées par la méthode IDM (**figure 3.11a**), qui donne des valeurs plus faibles (en valeur absolue) dans le domaine instable. Ceci ne concerne malgré tout que peu de points pendant cette campagne.

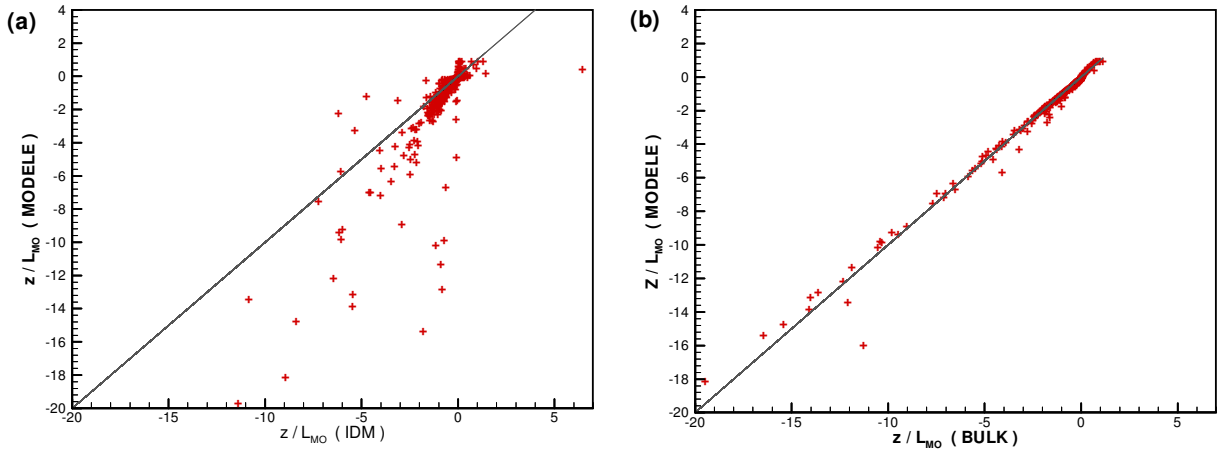


Figure 3.11 – Comparaison entre le coefficient de stabilité $\zeta = z_r / L_{MO}$ (croix) calculé dans le modèle et le coefficient de stabilité calculé soit par la méthode IDM (a) ou par la méthode bulk (b). Le trait plein représente la droite de pente 1.

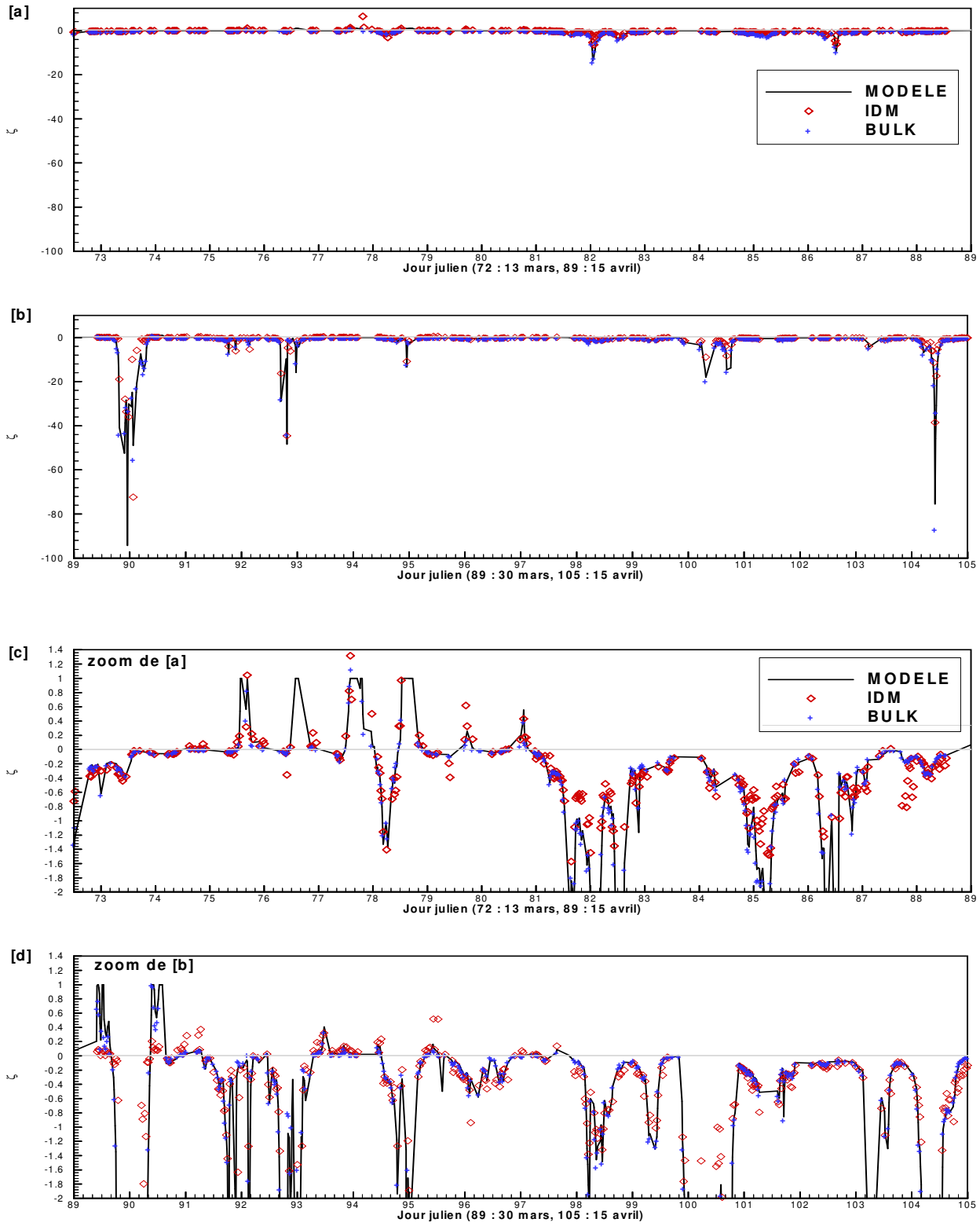


Figure 3.12 - Coefficient de stabilité ζ pendant la campagne FETCH calculé dans le modèle (trait plein), calculé par la méthode IDM (losanges) et calculé par la méthode bulk (croix). (a) : 1ère période de l'expérience, (b) : 2nde période de l'expérience. (c) et (d) représentent le zoom des figures (a) et (b) respectivement.

3.4.3.5 - Flux de chaleur sensible et latente

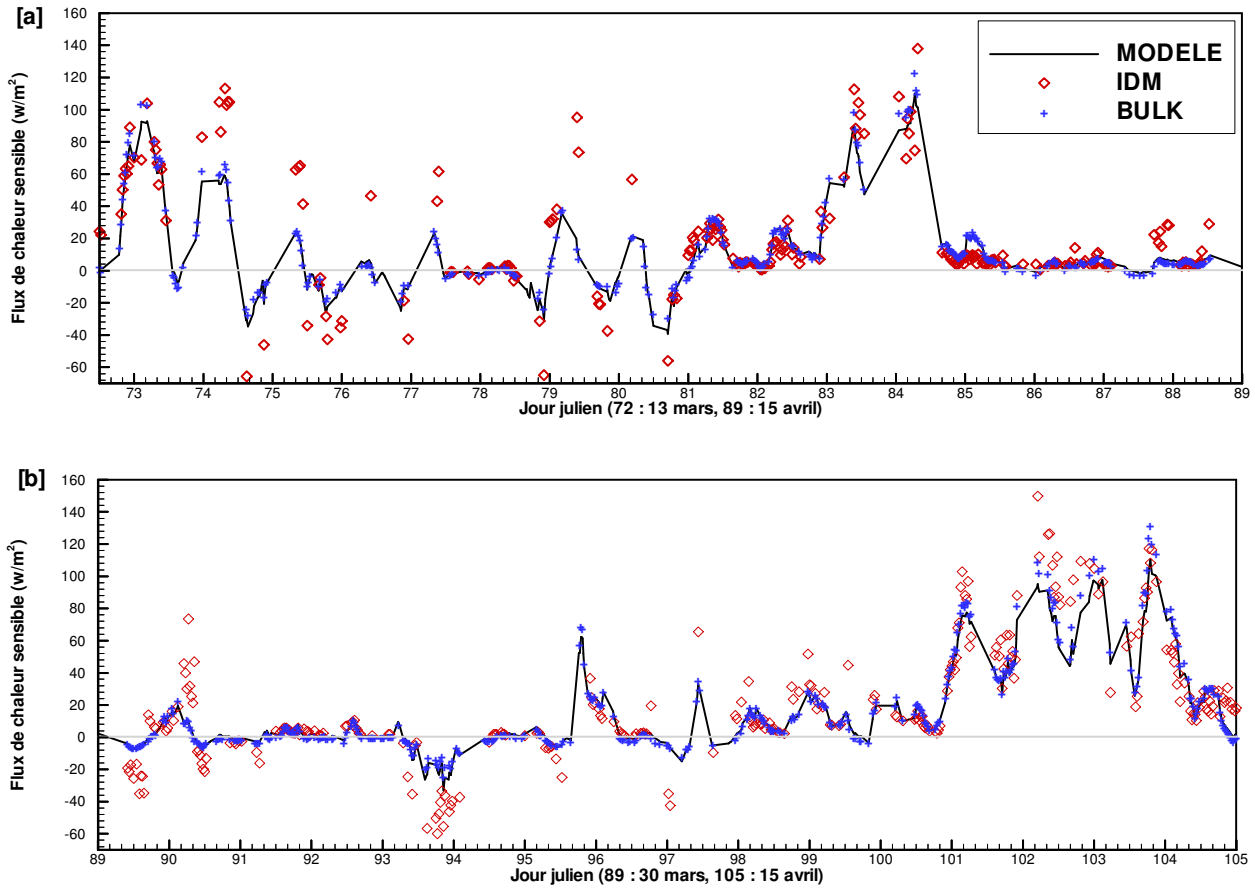


Figure 3.13 - Flux de chaleur sensible pendant FETCH. En trait plein, calculé dans le module ; en losange, calculé par la méthode IDM ; en triangles, calculé par la méthode bulk.

Les **figures 3.13** et **3.14** présentent les flux de chaleurs sensible et latente pendant la campagne FETCH. On remarque que l'amplitude des variations des flux est importante pendant la 1ère période de Mistral (jusqu'au 84ème jour julien), puis s'atténue pendant la 2nde période (jusqu'au 92ème jour), pour ensuite redevenir importante pour la fin de la campagne. En présence de la Tramontane (3ème épisode météorologique), le flux de chaleur sensible reste toujours largement positif même la nuit (autour de 30 $W\,m^{-2}$), à la différence de la 1ère période (en présence du Mistral). Le flux de chaleur latente est plus fort pendant cette dernière période, même pendant la nuit. Il est également toujours positif puisque l'humidité de l'air est généralement inférieure à l'humidité de la surface de la mer. On constate cependant que les flux calculés par la méthode IDM sont plus dispersés qu'avec les deux autres méthodes, et les pics sont accentués, ce qui est confirmé sur la **figure 3.15**. Par rapport à cette méthode, le modèle développé ici surestime le plus souvent le flux de chaleur latente, surtout pour les flux moyens, entre 100 et 200 $W\,m^{-2}$, surestime légèrement le flux de

chaleur sensible pour les valeurs négatives, et sous-estime certaines valeurs pour les flux fortement positifs avec la méthode IDM.

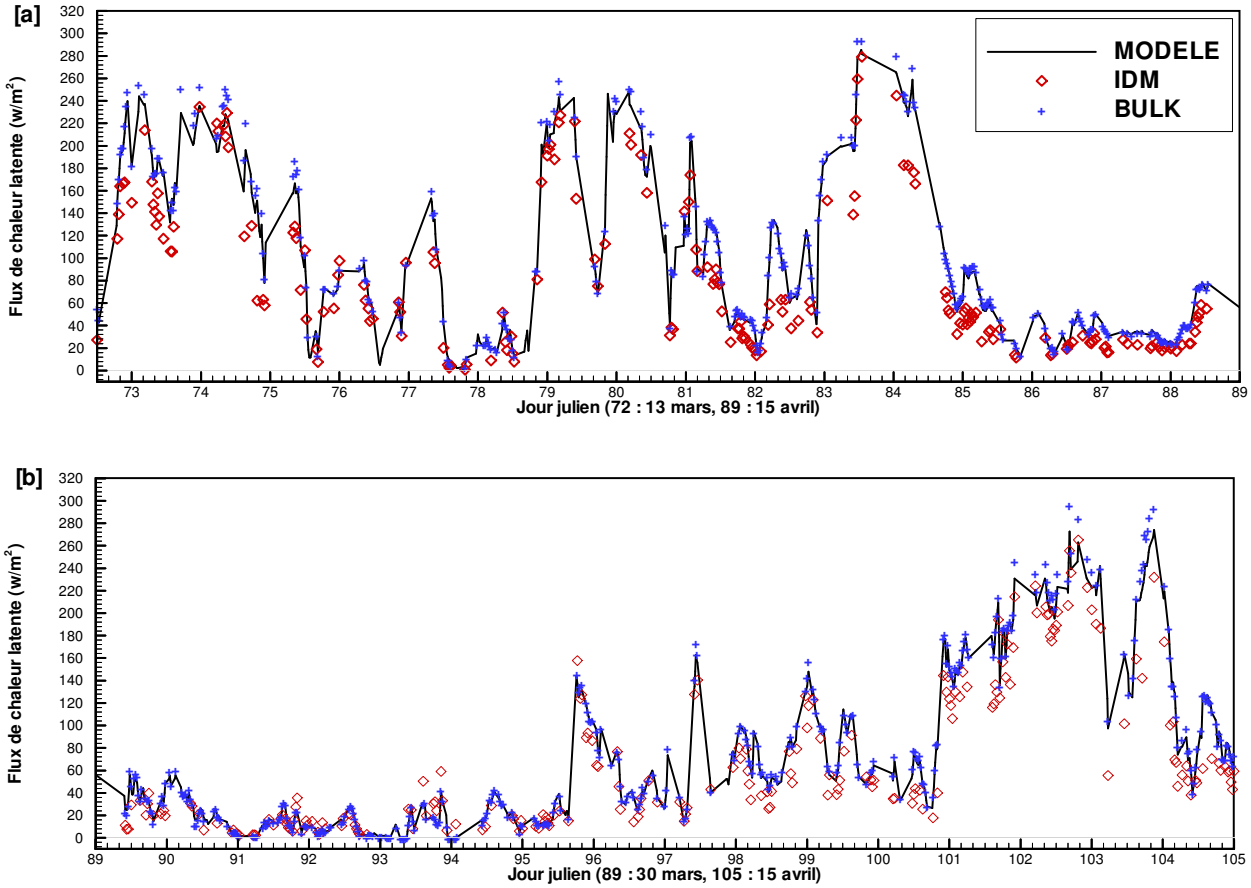


Figure 3.14 - Flux de chaleur latente pendant FETCH. En trait plein, calculé dans le module ; en losange, calculé par la méthode IDM ; en triangle, calculé par la méthode bulk.

La **figure 3.15** et le **tableau 3.3** présentent un récapitulatif des comparaisons des flux. La corrélation avec les résultats obtenus par la méthode IDM est proche de 80 % pour le flux de chaleur sensible, et de 89 % pour le flux de chaleur latente. On voit néanmoins nettement la surestimation du flux de chaleur latente pour des valeurs élevées, bien que cela ne concerne que peu de points. La corrélation avec les flux obtenus par la méthode bulk est très bonne, ce qui est logique étant donné que les bases de calcul sont voisines. Cependant, dans le cas évoqué ci-dessus, on voit que le modèle calcule des valeurs de LE inférieures à celles calculées par la méthode bulk, montrant que l'on est plus proche des mesures par la méthode IDM. L'écart type avec la méthode IDM est de ce fait meilleur pour le modèle. De la même manière, lorsque le flux de chaleur sensible est négatif, le modèle est plus proche des mesures IDM que ne l'est le résultat de la méthode bulk. En revanche, il s'en éloigne pour les fortes valeurs de H_s. Par rapport aux résultats obtenus par la méthode bulk, le modèle utilisé dans notre étude apporte une amélioration de l'écart type entre les flux calculés et les

flux obtenus avec la méthode IDM, proche de 11 % pour le flux de chaleur sensible et de 3,25 % pour le flux de chaleur latente. Ces différences peuvent s'expliquer par la différence d'approche : paramétrisation des coefficients de transfert équivalent en neutre dans la méthode bulk et paramétrisation de la longueur de rugosité aérodynamique dans notre modèle. Les fonctions de correction de la stabilité diffèrent également.

Au vu de ces résultats, la paramétrisation des flux turbulents à l'interface mer-air dans le modèle atmosphérique s'avère relativement bonne et cohérente, et adaptée aux conditions de la mer Méditerranée en zone côtière.

Néanmoins on peut argumenter que ces résultats sont obtenus en utilisant la température de la mer mesurée à la profondeur de 4 m. Le modèle LKB est basé sur l'hypothèse que l'on dispose de la température sous la peau. A la saison considérée (fin de l'hiver), dans la couche de mélange océanique, le mélange est important et la température peut être considérée relativement homogène ; la température de seau est alors proche de la température sous la peau.

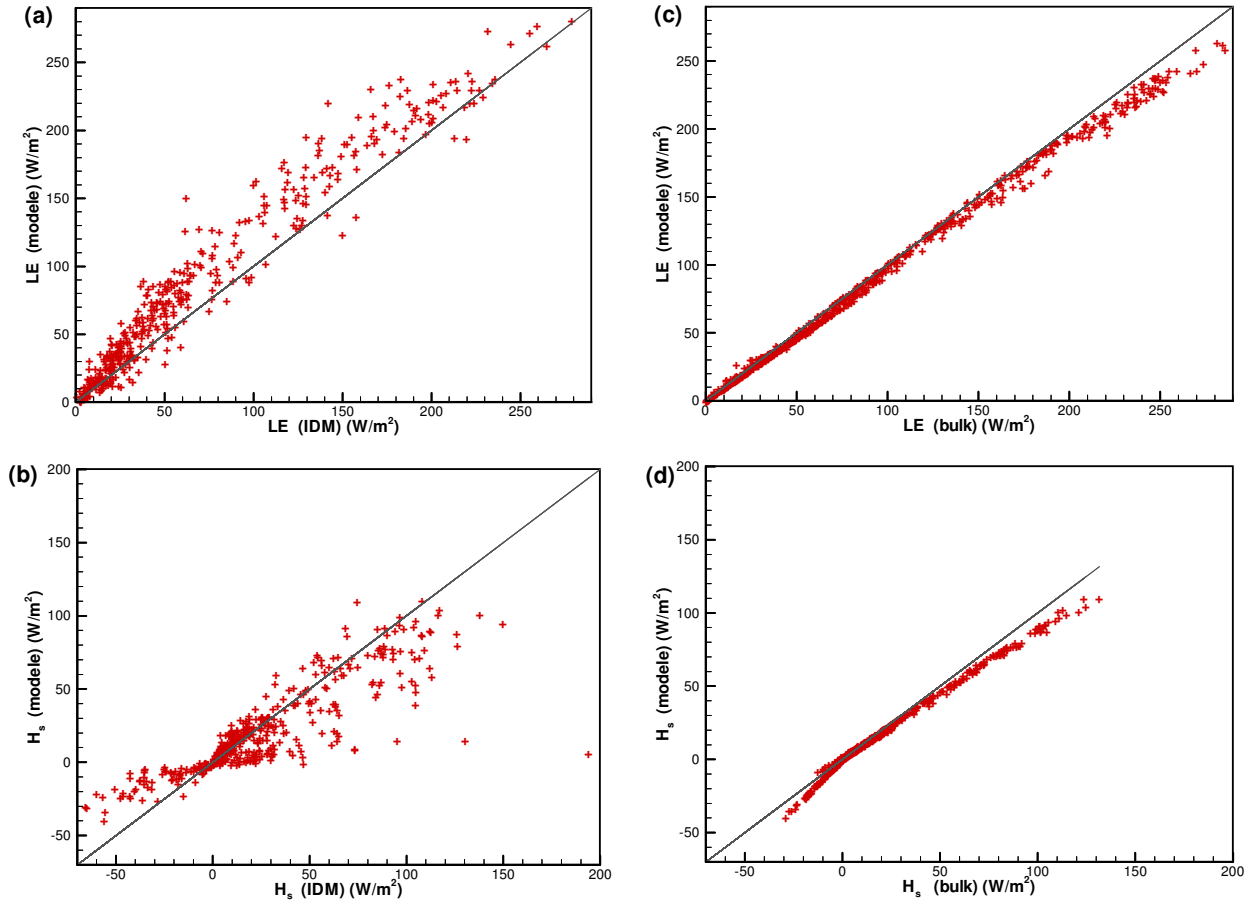


Figure 3.15 - Comparaison des flux de chaleur sensible ([b] et [d]) et latente ([a] et [c]) calculés dans le modèle, avec ceux obtenus par la méthode IDM [a] et [b], et ceux obtenus par la méthode bulk [c] et [d].

Flux de chaleur	comparaison	Corrélation r	Ecart type (w/m²)
H_s	Modèle *vs* IDM (b)	0,799	16,33
	Modèle *vs* bulk (d)	0,997	2,03
	IDM *vs* bulk	0,787	18,36
LE	Modèle *vs* IDM (a)	0, 947	23,6
	Modèle *vs* bulk (c)	0,999	3,53
	IDM *vs* bulk	0, 894	24,39

Tableau 3.3 - Statistiques de comparaison des flux de chaleur.

3.4.3.6 - Coefficients de transfert

Les coefficients de transfert équivalents en neutre à 10 m utilisés pour le calcul des flux par la méthode bulk dans la base de données FETCH suivent la parametrisation de Dupuis (**tableau 3.2**). Nous avons aussi évalué ces coefficients à l'aide des **équations (1.14),** les paramètres équivalents neutre à 10 m U_{N10}, θ_{N10} et q_{N10} ayant été déterminés comme explicité au **§ 3.4.3.1**, afin de les comparer (**figure 3.16**).

On retrouve le comportement typique des courbes obtenues au cours des campagnes expérimentales ; le coefficient de transfert de quantité de mouvement C_D a deux pentes différentes pour les conditions de vent faible et de vent supérieur à 4-5 m/s (**figure 3.16a**). Les coefficients de transfert scalaires C_H et C_E sont relativement constants par vent fort (**figure 3.16b et c**). Au-dessous de 5 à 6 m/s, les trois coefficients présentent deux allures de courbes différentes, montrant qu'ils ne sont pas uniquement dépendants de la vitesse du vent. La paramétrisation de Dupuis est proche pour le vent modéré mais s'éloigne pour les cas de vent faible et de vent fort.

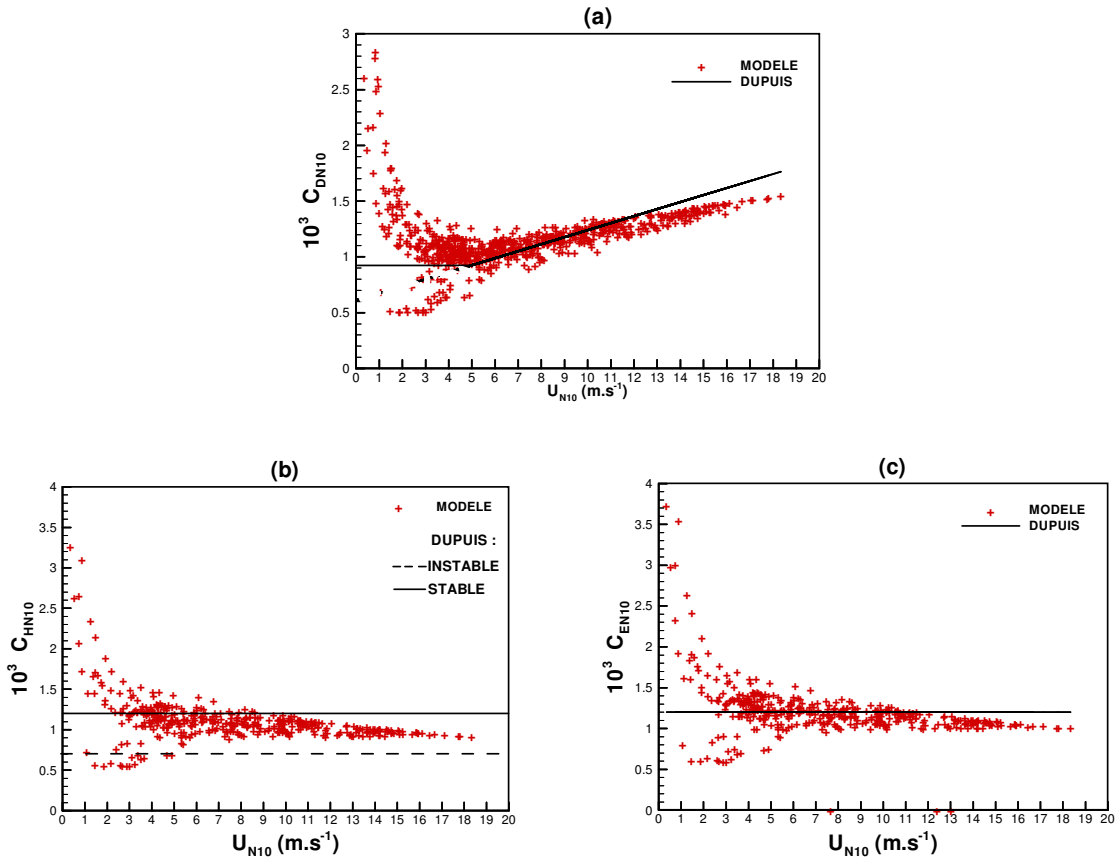


Figure 3.16 - Coefficients de transfert en fonction du module du vent, rapportés dans le cas neutre à 10 m, pour le coefficient de trainée (a), le nombre de Dalton (b) et le nombre de Stanton (c).

3.4.3.7 - Evaluation du modèle de rugosité

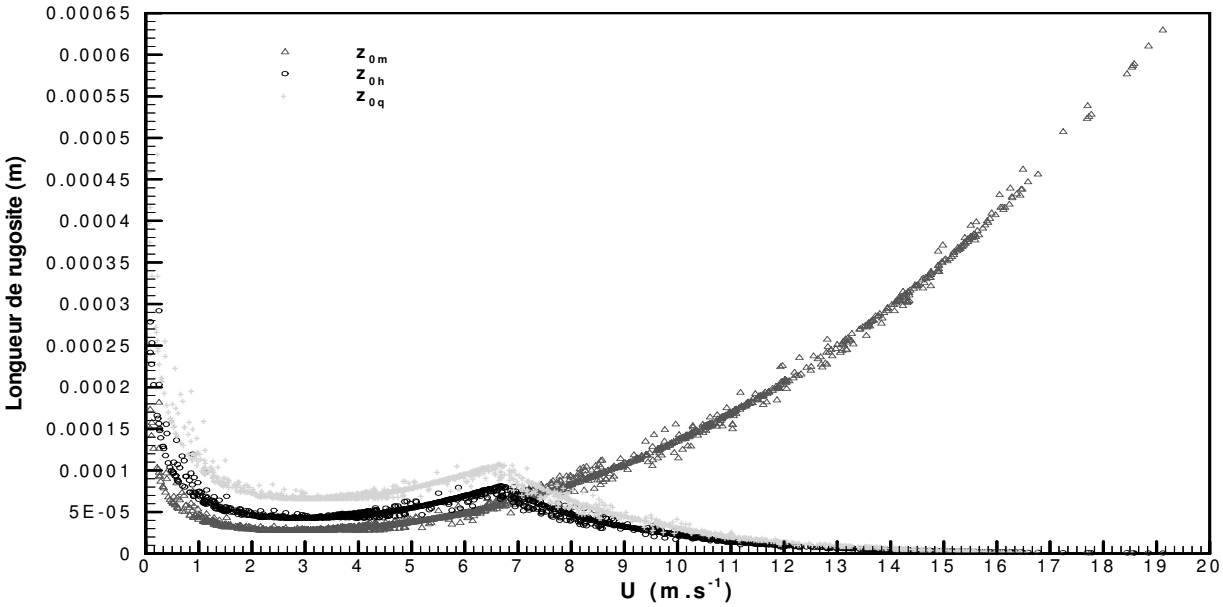


Figure 3.17 - Longueurs de rugosité aérodynamique et scalaires pendant FETCH, en fonction de la vitesse du vent à l'altitude de mesure (17,55 m), obtenues avec le modèle implanté dans SUBMESO.

La **figure 3.17** montre l'évolution des longueurs de rugosité en fonction du module du vent dans le modèle. Une décroissance rapide est observée entre 0 et 1 m/s ; la longueur de rugosité hydrique est alors la plus importante et la longueur de rugosité aérodynamique la plus petite, bien qu'elles aient le même ordre de grandeur. On voit nettement le changement de régime autour de $6{,}7\,m.s^{-1}$. Pour les vitesses de vent supérieures, l'anticorrélation entre les longueurs de rugosité aérodynamique (qui augmente) et scalaires (qui diminuent) est très marquée. Ceci découle directement de la dépendance des longueurs de rugosité scalaires vis-à-vis du nombre de Reynolds de frottement (**équations 3. 13, 3. 14 et 3. 15**) du modèle LKB. Nous comparons ici les résultats avec ceux fournis par le modèle EOSTAR (***E**lectro-**O**ptical **S**ignal **T**ransmission and **R**anging*) de la société TNO (Pays-Bas) [Kunz et al., 2004a et 2004b] destiné à prévoir les performances des systèmes de capteurs électro-optiques dans la couche limite de surface marine. A partir de données météorologiques, ce logiciel permet de calculer les effets atmosphériques comme la réfraction, la turbulence, la transmission spectrale résolue, le trajet de radiation. L'intérêt ne porte pas ici sur les caractéristiques optiques mais sur la comparaison des modèles de flux turbulents existants. Le modèle EOSTAR présente 3 méthodes différentes de calcul des flux (modèle de Charnock, modèle LKB original et modèle basé sur une paramétrisation des coefficients de transfert), avec deux possibilités de fonctions de stabilité (Kondo ou Paulson). La **figure 3.18** compare les longueurs de rugosité obtenues avec les fonctions de stabilité de Paulson, pour les trois méthodes de calcul, à partir des données météorologiques de l'expérience FETCH [Kunz, Lienart, Van Eijk, communication personnelle]. On ne montre pas ici le résultat

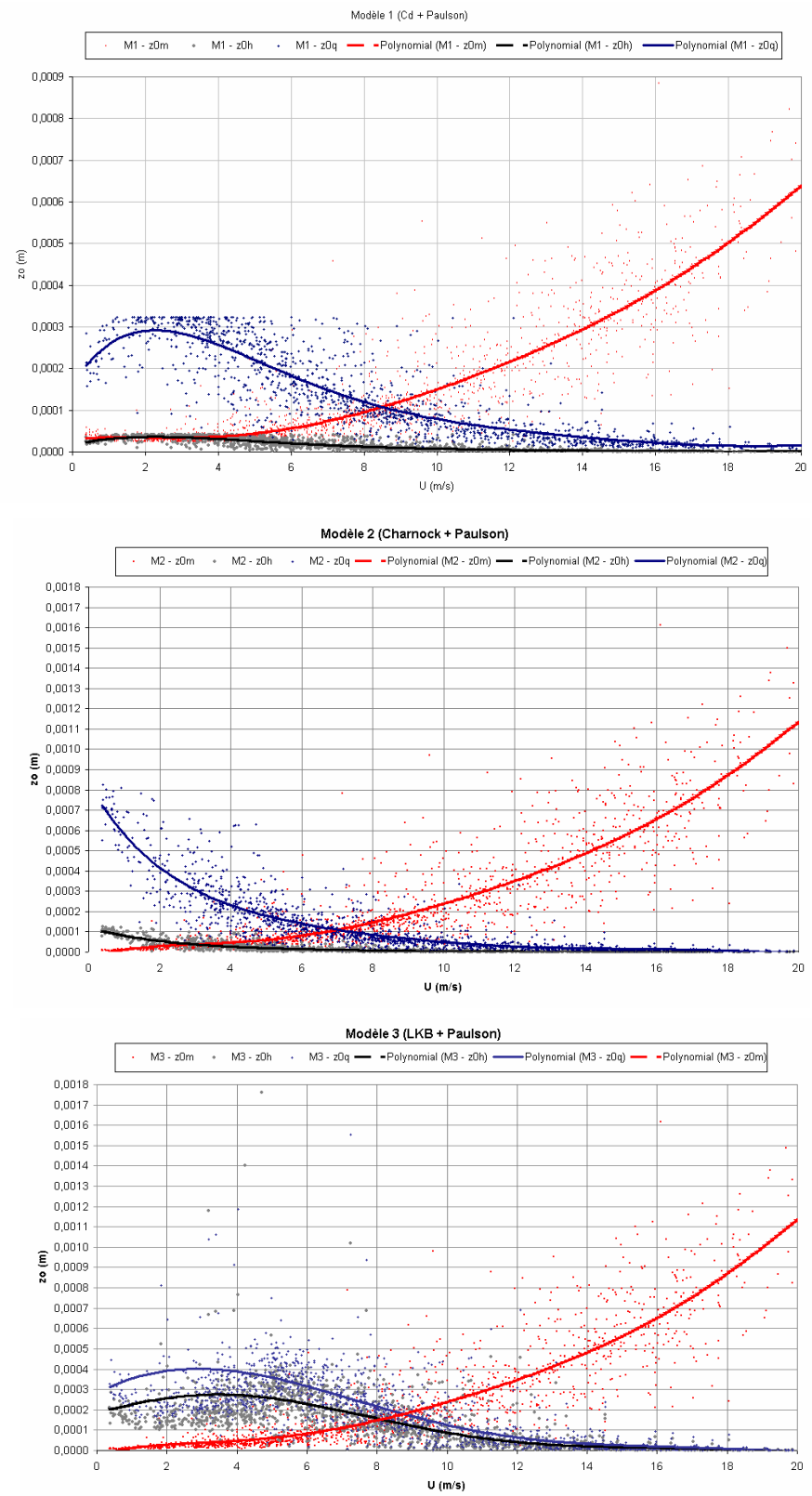


Figure 3.18 - Longueurs de rugosité en fonction du module du vent pendant la campagne FETCH, pour 3 modèles différents. Données obtenues par Kunz, Lienart et Van Eijk (TNO) avec le logiciel EOSTAR. Une régression polynomiale à l'ordre 6 est proposée pour z_{oq} (trait plein bleu), z_{om} (tiretés mixtes rouges), et z_{oh} (tirets noirs).

des modèles avec les fonctions de stabilité de Kondo car la différence est peu perceptible sur les longueurs de rugosité. Excepté pour le modèle de Charnock (modèle 2), on retrouve deux comportements différents pour les vents faibles ou forts. Les différences sont importantes, mais on a toujours un rapport z_{0m} / z_{0h} croissant en même temps que la vitesse du vent au-delà d'une valeur seuil. Joffre [1988] a montré que le modèle LKB classique a tendance à surestimer ce rapport par vent très fort, par rapport notamment aux jeux de données expérimentales. Cependant, le modèle mis en place dans SUBMESO limite la croissance de ce rapport, ce dernier étant du même ordre que pour le modèle 1 mais plus petit que pour le modèle 3 (LKB). En effet, le présent modèle est certes basé sur le principe du modèle LKB mais incorpore certaines améliorations apportées par Fairall et al. [1996a], à savoir la paramétrisation de la longueur de rugosité aérodynamique de Smith [1988], des fonctions de correction dans le cas instable améliorées et une prise en compte de la salinité dans le calcul de l'humidié spécifique à la surface. De plus, les fonctions de correction utilisées dans le cas stable sont celles préconisées par Beljaars & Holtslag [1991], une valeur limite pour le coefficient de stabilité étant imposée dans le calcul des flux comme le suggère Bourras [2000]. Néanmoins, z_{0m} augmente rapidement, et il semble que pour des vents supérieurs à 20 m/s, ce modèle pourrait devenir inadapté (du fait des limites du modèle de Charnock). Les résultats sont néanmoins corrects pour les vitesses de vent inférieures à 20 m/s, ce qui correspond aux conditions météorologiques rencontrées au cours de la POI2b de l'expérience ESCOMPTE.

3.5 – Exploitation des images satellitaires

3.5.1 - Introduction

Les mesures de la température du seau à partir d'une bouée sont localisées en un point donné. Les mesures sur les navires sont, elles, limitées à des campagnes expérimentales de courte durée, en quadrillant une zone qui peut être étendue. Les images satellitaires offrent, quant à elles, un potentiel beaucoup plus large, couvrant la totalité de la zone à étudier une ou plusieurs fois par jour. Elles permettent de connaître les gradients de température de surface dus notamment aux courants marins superficiels. Cependant l'information mesurée dans ce cas est la température de radiance qui, du fait de la forte émissivité de l'eau de mer, correspond à la température de l'eau à la profondeur de 10 µm, approximativement, soit dans la peau froide [Emery et al., 2001]. Une opération de restitution est nécessaire pour accéder à la température de surface de la mer. En France, les images provenant du radiomètre embarqué AVHRR *(Advanced Very High Resolution Radiometer*), de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) sont disponibles à 1 km de résolution. Les images provenant du radiomètre ASTER *(Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflexion Radiometer*) de la NASA (*National Aeronautics and Space Administration)* ont une résolution beaucoup plus fine (90 m pour les images dans l'infra-rouge thermique) ; malheureusement, elles ne sont pas disponibles pour la POI2b de la campagne ESCOMPTE et ne sont donc pas retenues dans le cadre de ce travail.

3.5.2 - Images AVHRR et méthode de restitution de la température de surface

McClain et al. [1985] ont proposé un algorithme multi-canaux de restitution de la température de surface de la mer, appelé MCSST (*Multi-Channel SST algorithm*), à partir des températures de brillance fournies par le radiomètre AVHRR. Cette technique combine les canaux 4 et 5 (respectivement aux longueurs d'onde de 11 et 12 μm) afin de corriger l'atténuation atmosphérique due principalement à l'absorption par la vapeur d'eau dans l'atmosphère. L'algorithme est basé sur l'hypothèse que la différence entre la température réelle de surface et la température de radiance à une longueur d'onde est proportionnelle à la différence des températures de radiance à deux longueurs d'onde différentes, puis que la pénétration d'un signal dans l'eau dépend de sa longueur d'onde. On dispose ainsi de fonctions empiriques de correction selon le satellite utilisé (noaa-11, noaa-12, noaa-14), selon le jour ou la nuit et en fonction de l'angle zénithal du satellite $\theta_{zenith\,sat}$, de la forme :

$$SST = AT_{canal4} + B\left(T_{canal4} - T_{canal5}\right) + C\left(T_{canal4} - T_{canal5}\right)\left(\sec\left(\theta_{zenith\,sat.}\right) - 1\right) + D\left(\sec\left(\theta_{zenith\,sat.}\right) - 1\right) + E \qquad \textbf{(3. 23)}$$

où *A,B,C,D,E* sont des constantes définies dans le **tableau 3.4** qui dépendent du satellite et/ou de la nature diurne ou nocturne de l'image et $T_{canal\,i}$ est la température de radiance mesurée par le canal *i*.

satellite	période	A	B	C	D	E (K)
noaa 11	**jour**	1,01345	2,659762	0,526548	0	-4,592
	nuit	1,052	2,397089	0,959766	0	-15,52
noaa 12	**jour**	1,013674	2,443474	0,314312	0	-4,647
	nuit	1,013674	2,443474	0,314312	0	-4,647
noaa 14	**jour**	1,017342	2,139588	0,779706	0	-5,280
	nuit	1,029088	2,275385	0,752567	0	-9,090

Tableau 3.4 - Coefficients empiriques utilisés dans l'algorithme MCSST (*d'après Mc Clain et al. [1985]*).

Plus récemment, un algorithme non-linéaire NLSST (*Non-Linear SST algorithm*) a été proposé pour affiner la précision de la SST dans les régions où la concentration vapeur d'eau est très importante [Emery et al, 2001 ; McClain, 1985].

La qualité de cette restitution repose sur des constantes empiriques. Emery et al. [2001] soulignent que ces coefficients ont été obtenus par régression des températures de radiance satellitaires avec une sélection de données collectées par bateau, et plus récemment par des bouées. On est alors en droit de se demander quelle est réellement la température de surface obtenue après restitution, au vu des définitions données dans le **§ 3.2.1**. Il semble que cette méthode donne accès à la température du seau plutôt qu'à la température de peau. Cette dernière est en effet difficile à mesurer, ce qui fait que peu de références existent sur cette donnée.

3.5.3 - Prise en compte du réchauffement diurne

Le passage des satellites sur la zone à étudier n'est pas continu, et lorsque c'est le cas, on n'est pas à l'abri de la présence de nuages, brouillant les cartes de température de brillance. D'autre part une interpolation linéaire dans le temps des cartes de SST disponibles conduit à négliger le réchauffement diurne, ou du moins sa variation périodique étroitement liée au rayonnement solaire, dont l'amplitude peut s'élever à plusieurs degrés par vent calme. Une méthode est proposée dans le modèle SUBMESO, pour s'adapter à la disponibilité des données AVHRR.

3.5.3.1 – Equation d'évolution de la température de surface de l'eau

Nous nous sommes inspirés du programme utilisé lors de l'expérience JASMINE 99 (*Joint Air-Sea Monsoon Investigation)* pour prendre en compte l'évolution diurne de la température de surface, dans le cadre du programme SEAFLUX [Curry et al., 2004] (http://gfdi.fsu.edu/SEAFLUX/). A partir de la température nocturne minimale déduite des images satellites $T_{sat\,MIN}$, l'évolution diurne de la température de surface de la mer est recouvrée heure par heure, en pondérant la variation maximale de la température de surface ΔTs_{eau} en fonction de l'angle zénithal solaire :

$$Ts_{eau} = T_{sat\,MIN} + r\,\Delta Ts_{eau} \qquad \textbf{(3. 24)}$$

Le facteur *r* qui pondère la variation au fil du temps est calculé en fonction de l'angle zénithal solaire φ_{sol}, l'albédo alb, l'angle zénithal solaire maximal $\varphi_{sol\,MAX}$ et l'albédo correspondant alb_{MAX} pour la journée considérée :

$$r = \frac{\cos\varphi_{sol}}{\cos\varphi_{sol_{MAX}}} \frac{1 - alb(\varphi_{sol})}{1 - alb_{MAX}(\varphi_{sol_{MAX}})} \qquad \textbf{(3. 25)}$$

L'albédo de la surface de la mer est calculé indépendamment de la longueur d'onde, et ne dépend que de l'angle zénithal solaire :

$$alb\,(\varphi) = 0{,}037 / \left(1{,}1\cos\varphi^{1,4} + 0{,}15\right) \qquad \varphi = \varphi_{sol}, \varphi_{sol_{MAX}} \qquad \textbf{(3. 26)}$$

Remarques :

1. Dans le modèle LKB, le paramètre nécessaire au calcul des flux est la température sous la peau, juste au-dessous de la peau froide. On considère ici que la température obtenue par régression des températures de radiance satellitaires est proche. Cette correspondance mérite d'être précisée. Par exemple, il serait possible d'établir une correction avec un pré-processeur, disposant de profils types selon la saison, afin de recouvrer exactement la température du seau à partir des données satellites.

2. Afin d'obtenir la température de peau, [Clayson & Curry, 1996] proposent de modifier la valeur satellitaire et de remplacer $T_{sat_{MIN}}$ par ($T_{sat_{MIN}} - \Delta T_{peau}$) avec ΔT_{peau} qui correspond à la différence de température à travers la peau froide. Elle est simplement fixée selon le module du vent, bien que nous ayons vu qu'elle peut être paramétrée plus précisément en fonction des vagues capillaires notamment :

- si $U > 3m/s \quad \Delta T_{peau} = 0{,}55$
- si $U \leq 3m/s \quad \Delta T_{peau} = 0{,}13$.

3.5.3.2 – Calcul de l'amplitude diurne ΔTs_{eau}

<u>Avec deux images satellitaires</u>

Disposant de deux images satellites, une nocturne correspondant au minimum et une diurne prise autour du moment correspondant à l'ensoleillement maximal, elle est calculée simplement comme suit pour chaque point du domaine de simulation:

$$\Delta Ts_{eau} = Ts_{eau_{MAX}} - Ts_{eau_{MIN}} \qquad \textbf{(3. 27)}$$

<u>Avec une seule image satellitaire nocturne</u>

A partir d'un modèle de mélange océanique 1D de Kantha & Clayson [1994], complété par une paramétrisation de la SST déduite des considérations de Soloviev & Schlüssel [1994,1996] sur la théorie de renouvellement de la surface, et par celle de Wick [1995], ainsi qu'en s'appuyant sur les mesures de l'expérience TOGA COARE dans le Pacifique équatorial, Webster et al. [1996] ont développé un modèle qui aboutit à une régression simple de l'amplitude diurne de la SST, en fonction du rayonnement solaire maximal $R_{ns_{MAX}}$, du taux de précipitation $P_{recipitation}$ et du vent moyen U_{moy} estimé pendant la journée, de la forme suivante (communément appelée formule de Clayson & Curry) [Clayson & Curry, 1996] :

$$\Delta Ts_{eau} = f + aR_{ns_{MAX}} + b\,P_{recipitation} + c\ln U_{moy} + d\,R_{ns_{MAX}}\ \ln U_{moy} + eU_{moy} \qquad \textbf{(3. 28)}$$

où f, a, b, c, d, e sont des constantes définies dans le **tableau 3.5** qui diffèrent selon la vitesse moyenne du vent évaluée pour la journée considérée.

U_{moy}	**a**	**b**	**c**	**d**	**e**	**f**
$\leq 2m/s$	$2{,}65.\ 10^{-3}$	$2{,}8.10^{-2}$	0,838	$-1{,}05.10^{-3}$	0,158	0,262
$> 2m/s$	2.10^{-3}	$4{,}1.10^{-2}$	0,212	$-1{,}85.10^{-4}$	-0,329	0,328

Tableau 3.5 - Constantes de la formule de Clayson & Curry pour la variation diurne de la SST (*d'après Clayson & Curry [1996]*).

3.5.4 – Exemple pour la mer Méditerranée autour de Marseille

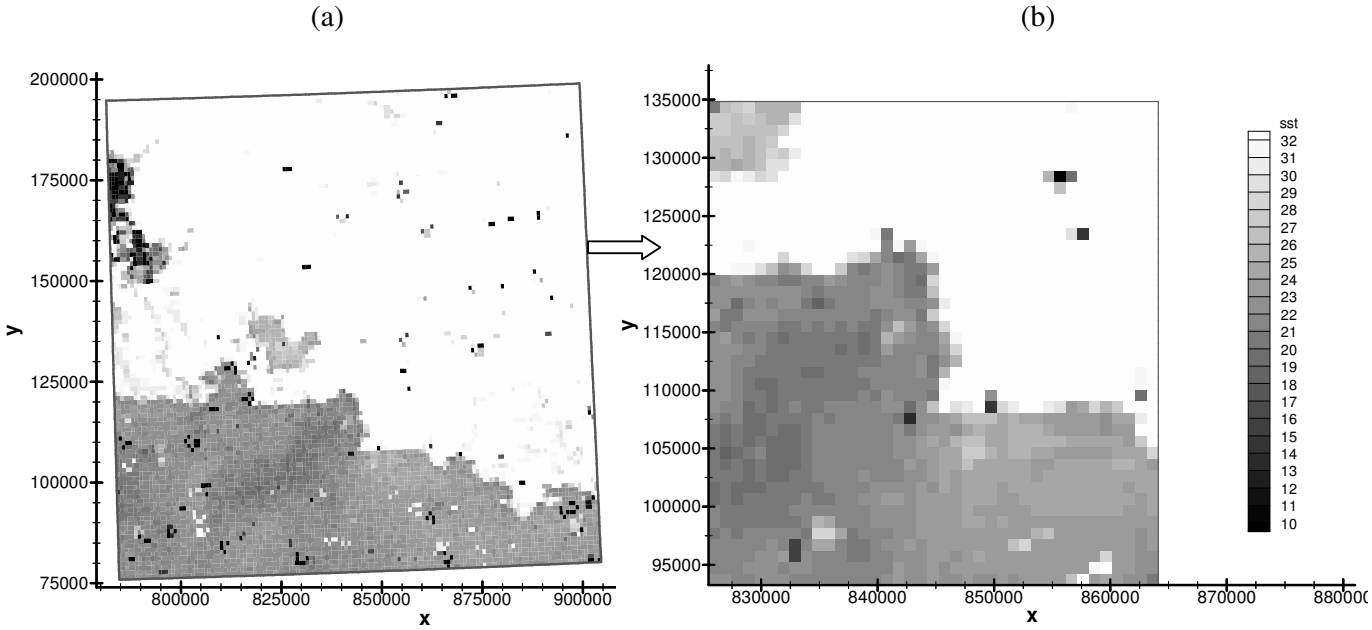


Figure 3.19 – Cartes des températures de surface en °C (SST) le 25 juin 2001 à 12h30 TU en projection plane LAMBERT III, avant interpolation à 1 km de résolution (a), après interpolation sur la grille de simulation G1 à 990 m de résolution (b) et avant correction des pixels parasités.

Les images issues du radiomètre AVHRR sont exploitées afin de réaliser nos simulations numériques sur la région marseillaise pendant la POI2b. Elles sont fournies sous format MATLAB sur le site de Bénédicte Dousset à l'université d'Hawaï (http://www.satlab.hawaii.edu/urban/escompte/) [Dousset & Kermadi, 2003], où chaque pixel est localisé en coordonnées géographiques. Ces images sont traitées suivant le procédé expliqué au **§ 3.5.2** puis une interpolation est appliquée afin d'obtenir l'information aux points scalaires des grilles de simulation en coordonnées planes LAMBERT III. Un exemple est donné pour le 25 juin à 12 h 30 TU sur la **figure 3.19**.

3.6 – Conclusions

Un modèle de calcul des flux turbulents à l'interface entre la mer et l'atmosphère a été ajouté à SUBMESO, basé sur la théorie de renouvellement de la surface LKB et prenant en compte les gammes d'intensité du vent et de stabilité les plus larges possibles, afin d'être adapté au cas général. La campagne FETCH a permis de valider le fonctionnement du modèle sur la mer Méditerranée pendant une longue période. Le modèle de rugosité obtenu a été comparé avec d'autres modèles intégrés dans le logiciel EOSTAR, testés également sur cette période. On peut voir les points communs entre ces modèles, qui montrent une anticorrélation entre les longueurs de rugosité aérodynamique et scalaires par vent fort, mais également des comportements différents par vent faible. Afin de restituer la variabilité spatiale des flux, un effort est mené sur l'évaluation de la température de surface. En effet, les images satellitaires permettent d'obtenir les cartes de température

de surface de la mer. Elles sont exploitées pour obtenir le cycle diurne de l'évolution de la température de surface de la mer; néanmoins, les algorithmes de restitution, basés sur une hypothèse de linéarité ou non, sont tributaires de jeux de données *in-situ*.

Chapitre 4

Etudes de sensibilité sur une ville académique

On se propose dans ce chapitre d'évaluer l'interaction entre le modèle de sol SM2-U et le modèle atmosphérique SUBMESO et de relever notamment l'importance des paramètres entrés dans le modèle de sol.

Sur un cas simple tridimensionnel, une ville de type académique, telle qu'elle est décrite dans le **§ 2.2.4.2**, est disposée au milieu d'un domaine non urbanisé. Dans un premier temps, une simulation de référence est réalisée à haute résolution. L'étape suivante consiste à associer pour la première fois le modèle de sol avec la version emboîtée de SUBMESO. Une étude de sensibilité est ensuite menée sur l'écoulement en fonction de la manière de représenter la ville dans le modèle de sol, puis en fonction des conditions météorologiques synoptiques. Enfin, le modèle prenant en compte la mer est utilisé pour la première fois, et mis en situation dans le cas d'une ville côtière.

4.1 – Présentation des simulations

Les simulations académiques présentées dans ce chapitre sont réalisées suivant les configurations exposées au **§ 2.2.4.2** (**figures 2.11**), avec l'utilisation des surfaces S_{det}, S_{moy}, S_{min}, $S_{côt}$ ou $S_{côt\text{-}moy}$.

4.1.1 – Initialisation

Toutes les simulations sont menées par ciel clair, le 30 juin, à la position géographique correspondant à Marseille (5,4°E, 43,3°N). Elles sont initialisées en condition d'atmosphère stable à 0 h TU, avec un gradient de température potentielle de l'air constant et égal à 3 K/km. L'atmosphère est considérée sèche au-delà de 2 km d'altitude. Au premier niveau, la température potentielle est de 287 K, l'humidité spécifique 2,96 g/kg, la densité à l'état de base 1,22 kg/m^3 et la pression 1011 hPa.

Températures de surface

Les valeurs des températures de surface à minuit, imposées au modèle de sol, sont présentées dans le **tableau 4.1 ;** elles sont inspirées des températures calculées par Lemonsu [2003] à partir des températures radiatives de surface mesurées dans une rue du centre ville de Marseille (moyénnées sur 24 jours : du 18 juin au 1er juillet et du 5 au 11 juillet 2001).

MOS	*BAT*	*ART*	*NAT*	*BARE*	*VEGN*	*VEGA*	*EAU*	Sol
θ_s (K)	293	297	289,1	288,1	288	288	292	290,1

Tableau 4.1 - Initialisation des températures potentielles de surface pour chaque type de couvert, pour toutes les simulations sur une ville idéalisée, à 0 h TU.

Teneur en eau du sol

La teneur en eau initiale des couches superficielles rurales et de la 1ère couche de sol est prise égale à celle de la couche profonde qui est fixe. Cette dernière correspond à la capacité au champ du type de sol choisi. Le sol est de type argilo-limoneux, dont la capacité au champ est de 302 dm^3/m^3. Cette initialisation de la teneur en eau du sol s'applique toujours, excepté pour la zone urbaine de la simulation S3 réalisée avec la surface minérale S_{min} (*cf.* **§ 4.4**) : le sol est plus sec et la teneur en eau est celle du point de flétrissement du type de sol utilisé, c'est à dire qu'en dessous de ce seuil, la végétation ne peut pas s'y développer (soit 213 dm^3/m^3 pour le sol de type argilo-limoneux).

4.1.2 – Forçage synoptique et conditions aux limites

Le forçage synoptique est choisi à l'initialisation, avec un vent soufflant d'ouest en est. Il est ensuite entretenu par la couche de Rayleigh qui est positionnée sur plusieurs mailles en haut du domaine, jouant le rôle de couche d'entraînement.

La condition de gradient nul est imposée aux frontières latérales (côtés sud et nord) ainsi qu'à l'entrée du domaine (côté ouest). En revanche, en sortie du domaine (frontière est), la condition radiative est imposée afin de faciliter la sortie de l'écoulement sans créer d'onde numérique.

4.1.3 – Caractéristiques des simulations

Les caractéristiques des simulations sont résumées à chaque fois dans un tableau qui donne les paramètres suivants :

nom	nom de la simulation	
grille	nom de la grille si l'emboîtement de domaines est utilisé	
surface	fichier de surface	**§ 2.2.4.2**
u_{forc}	vent synoptique imposé en entrée	
Δx, Δy	résolution horizontale	
nx	nombre de mailles longitudinales	
ny	nombre de mailles transversales	
nz	nombre de mailles sur la verticale	
$\Delta z_{\min}$	Taille de la première maille au sol	
Δz_{moy}	altitude moyenne sur l'axe vertical	**§ 2.1.7.3**
z_{ray}	altitude de la base de la couche de Rayleigh	
Δt	pas de temps d'intégration des équations	**§ 2.1.6.2**
Δt_{ac}	pas de temps d'intégration des termes acoustiques	
K_{4h}	coefficient de mélange numérique à l'ordre 4 sur l'horizontale	**§ 2.1.4**
K_{2v}	coefficient de mélange numérique à l'ordre 2 sur la verticale	

On rappelle également les abréviations des noms des quartiers :

- CV : **C**entre **V**ille,
- GE : quartier des **G**rands **E**nsembles,
- ZIC : **Z**one **I**ndustrielle et **C**ommerciale,
- ZP : **Z**one **P**avillonnaire (résidentielle).
- ZU : **Z**one **U**rbaine entière,
- ZR : **Z**one **R**urale.

4.2 – Simulation de référence à haute résolution (333 m)

On définit une simulation S_0 qui servira de référence pour les autres simulations. Elle est réalisée à la résolution de 333 m, ce qui nécessite un temps de calcul trop important pour réaliser les études de sensibilité à cette résolution (par exemple, temps CPU sur PC avec un processeur 2,6 GHz Pentium 4 : 120 h). Néanmoins elle permet de vérifier que la perte d'information due à la taille des mailles des simulations suivantes est négligeable pour atteindre le but de cette étude.

4.2.1 – Caractéristiques de la simulation

nom	surface	u_{forc}	Δx, Δy	nx	ny	nz	Δz_{min}	Δz_{moy}	z_{ray}	Δt	Δt_{ac}	K_{4h}	K_{2v}
S_0	S_{det}	3 m/s	333,3 m	296	146	43	40 m	112 m	3000 m	0,3 s	0,03 s	4.10^8	250

Tableau 4.2 – Caractéristiques de la simulation S_0.

4.2.2 – Analyse des bilans d'énergie

4.2.2.1 – Bilan sur la zone urbaine

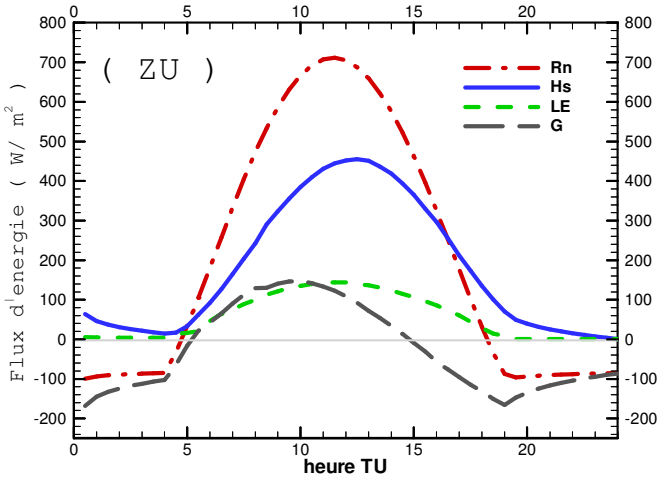


Figure 4.1 - Bilan d'énergie sur toute la zone urbaine (ZU) de la simulation S_0.

L'analyse du bilan d'énergie en moyenne sur toute la zone urbaine (**figure 4.1**) révèle les caractéristiques urbaines reproduites par le modèle de sol. En premier lieu, le rayonnement net (Rn) diurne suit une courbe de maximum atteint à 11 h 30 TU sur Marseille, soit 12 h en heure solaire locale. Il est positif lorsque le soleil est levé et négatif pendant la nuit, atteignant une valeur constante nocturne, ici de –80 W/m². Le flux de chaleur sensible (H_s) augmente significativement juste après le lever du soleil et atteint son maximum environ 1 h après le pic du rayonnement net. Selon la température de la surface, il peut rester toujours positif ou bien redevient négatif la nuit : ici, pour l'ensemble de la zone urbaine, il reste positif tout au long du cycle. Le maximum du flux de chaleur latente (LE) est en phase avec le rayonnement net, et sa valeur reste quasi-nulle pendant la nuit. Pendant la journée, il suit un cycle qui correspond à l'évapo-transpiration de la végétation. Le flux de chaleur stockée (G), comme cela a été souligné dans le **§ 2.2**, correspond au terme de fermeture du bilan d'énergie ; il dépend donc directement de l'évolution des autres termes. En l'occurrence, son maximum est atteint environ 1 heure et demi avant le maximum du rayonnement net, soit 2 h 30 avant celui du flux de chaleur sensible. Lorsqu'il est positif, cela signifie que la canopée emmagasine de l'énergie.

Il devient négatif assez tôt dans l'après-midi, vers 15 h 12 en heure solaire locale, ce qui correspond au début du processus de restitution de la chaleur de la surface vers l'atmosphère. Le maximum de cette libération d'énergie a lieu peu de temps après le coucher du soleil (lorsque le flux de rayonnement net devient négatif), soit vers 19 h 22 en heure solaire locale. Cette énergie libérée se stabilise ensuite et tend progressivement vers -80 W/m² au cours de la nuit.

4.2.2.2 – Différentiation des quartiers urbains

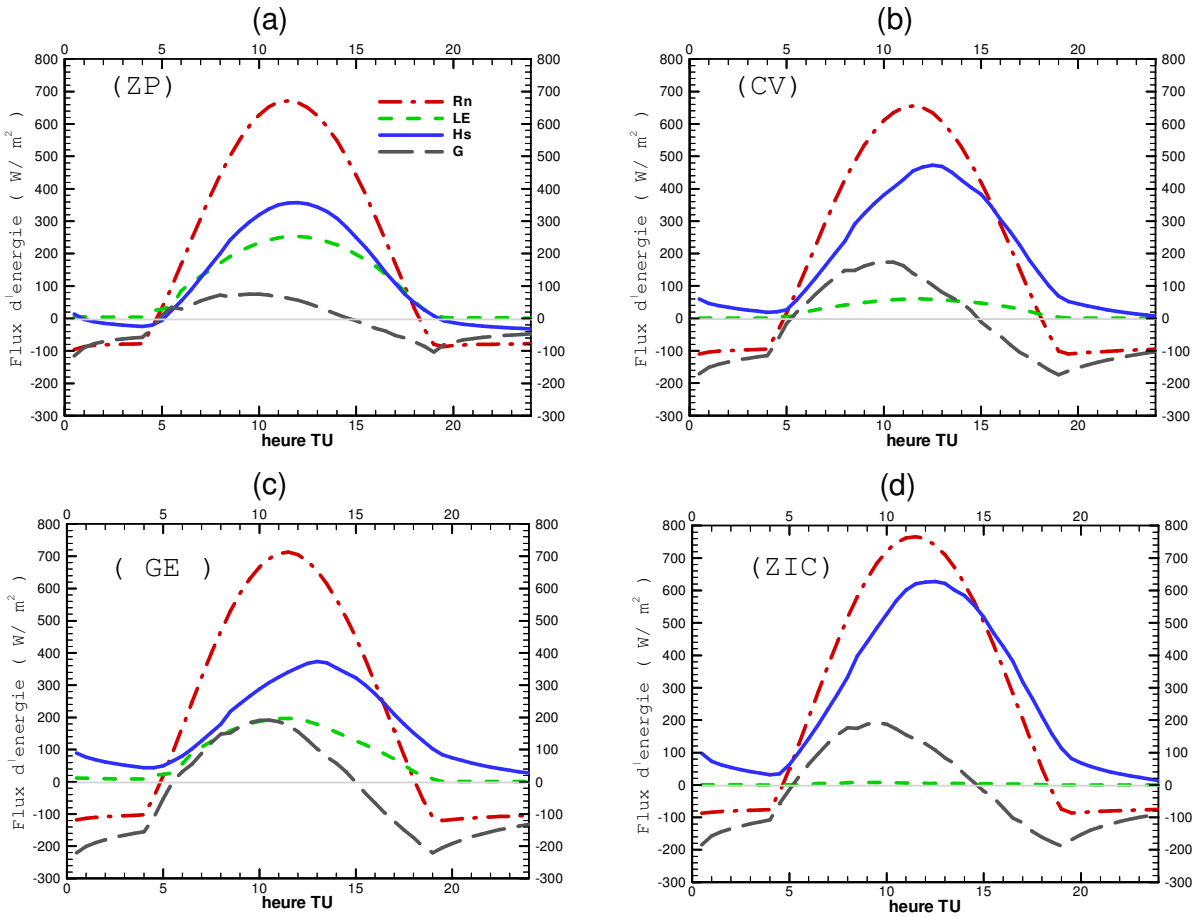


Figure 4.2 - Bilan d'énergie sur les 4 différents quartiers de la ville dans la simulation S_0. (a) : Zone Pavillonnaire, (b) : centre ville, (c) : quartier des grands ensembles, (d) : zone industrielle & commerciale.

Sur la **figure 4.2**, le bilan d'énergie est présenté pour chacun des quatre quartiers composant la zone urbaine. Le maximum du rayonnement net en milieu de journée diffère de quasiment 100 W/m² selon le quartier, du fait principalement des différences de composition des toitures et des densités de sol bâti et artificiel. Il atteint jusqu'à 770 W/m² en milieu de journée pour le quartier industriel et commercial (ZIC). Les toits en tôles de ce quartier ont en effet un albédo moindre. Le flux de chaleur sensible fait apparaître des différences plus importantes : il est le plus fort pour la ZIC, avec un maximum autour de 620 W/m². Le flux de chaleur

sensible du centre ville (CV) culmine à 490 W/m² et le maximum est proche pour les deux autres quartiers, avec 365 W/m² pour le quartier des grands ensembles (GE) et 345 W/m² pour la zone pavillonnaire (ZP). Cependant pour ces deux quartiers, l'allure de la courbe est très différente ; pour la ZP, la courbe a une forme sinusoïdale plus marquée, le flux augmentant progressivement au cours de la matinée. En revanche, il décroît aussi vite après le pic du maximum et redevient négatif pour la nuit. Pour les GE, l'augmentation du flux Hs est plus lente, avec une croissance linéaire jusqu'au maximum, puis une décroissance beaucoup plus lente en soirée. Cette allure traduit l'effet du rapport de forme des rues : plus la forme « canyon » de la rue est prononcée, plus le processus de stockage de chaleur démarre tôt et le maximum du flux de chaleur stockée est atteint avant le maximum de Rn. A l'inverse, le flux de chaleur sensible atteint son maximum entre 1 h (pour le CV) et 2 h pour les GE après celui de Rn, ce qui est en accord avec les observations de Grimmond et Oke [1999] sur les zones très urbanisées. Le rapport de forme est effectivement le plus grand pour les GE (3) suivi du CV (1,63). Le flux de chaleur latente est proportionnel à la densité de végétation, laquelle est plus grande dans la ZP et dans les GE où des arbres sont disposés entre les bâtiments. Le flux de chaleur stockée pour la ZP est très faible, alors qu'il se rapproche de la valeur de 200 W/m² pour les trois autres classes de quartiers. En revanche, le maximum d'énergie relâchée dans l'atmosphère est le plus fort pour les GE (-240 W/m²) suivi de près par la ZIC, (-220 W/m²), et par le CV (-180 W/m²). Pour ces quartiers très urbanisés, le flux de chaleur sensible est important dans la soirée ; la température de surface reste élevée et redescend moins rapidement que pour les autres zones.

4.2.2.3 – Zone rurale

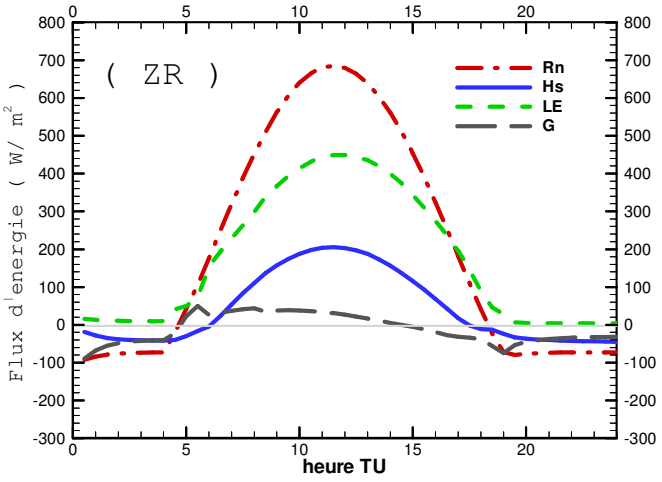


Figure 4.3 - Bilan d'énergie sur toute la zone rurale de la simulation S_0.

Sur la zone rurale non urbanisée (**figure 4.3**), le flux de chaleur latente augmente vite dès le lever du soleil ; l'évapotranspiration est rapidement amorcée. La grande quantité d'eau disponible dans la végétation est à l'origine du maximum élevé du flux de chaleur latente, qui atteint 440 W/m². Le flux de chaleur sensible

devient positif 2 h après le lever du soleil, et ne dépasse pas 200 W/m². L'énergie stockée par la surface est faible tout au long du cycle, avec un pic matinal à 50 W/m² et un minimum de -70 W/m² en début de nuit. La température de surface diminue rapidement en soirée, comme le montre le flux de chaleur sensible qui devient négatif.

4.2.3 – Analyse de la dynamique

L'écoulement est perturbé par la ville qui constitue un obstacle rugueux. Le fait de prendre en compte les trois dimensions permet de mettre en évidence le contournement de cet obstacle. Les **figures 4.4 à 4.10** montrent des coupes de la température potentielle à différents moments de la journée dans le plan horizontal au premier niveau scalaire (à gauche) et dans le plan vertical au milieu du domaine (à droite) avec le vecteur vent associé superposé. Il est important de noter qu'il s'agit de champs instantanés, et que l'analyse des structures dans le cadre de simulations des grandes échelles (SGE) doit se faire avec précaution. En effet leur déplacement et leur intensité fluctuent de manière plus ou moins aléatoire. Néanmoins, ces coupes donnent une idée correcte de l'évolution de ces structures au cours de la journée.

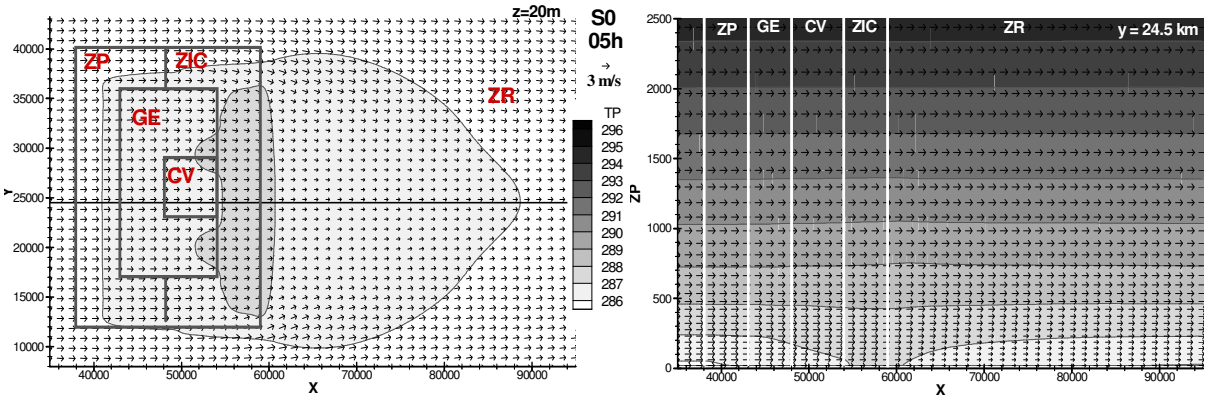


Figure 4.4 – Simulation S_0 à 5 h TU : coupes horizontale et verticale de la température potentielle (K) et du vent instantanés. A gauche : coupe à 20 m d'altitude et projection du vecteur vent (u,v) dont 1 sur 4 représenté selon x et 1 sur 3 représenté selon y. A droite : coupe verticale au milieu du domaine en y = 24,5 km et projection du vecteur vent (u,w) dont 1 sur 4 représenté selon x et tous selon z.

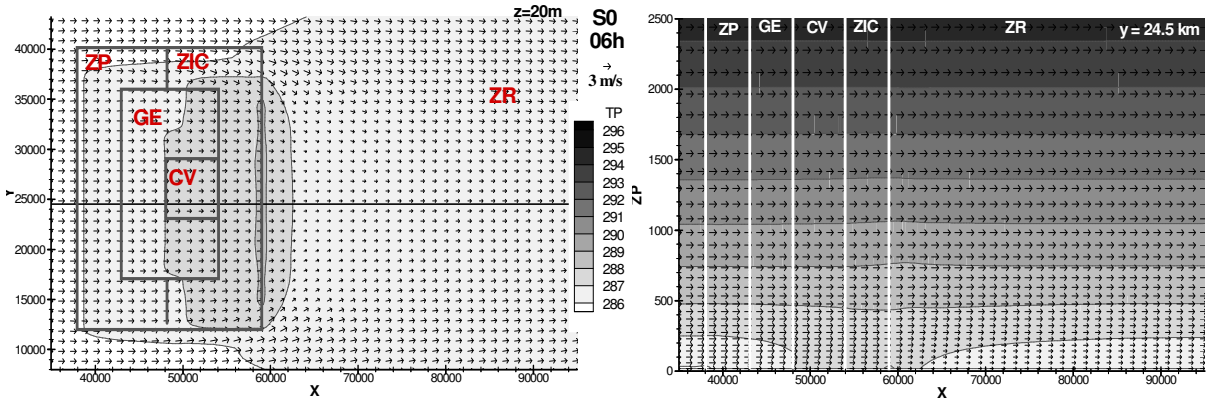


Figure 4.5 – Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 6 h TU.

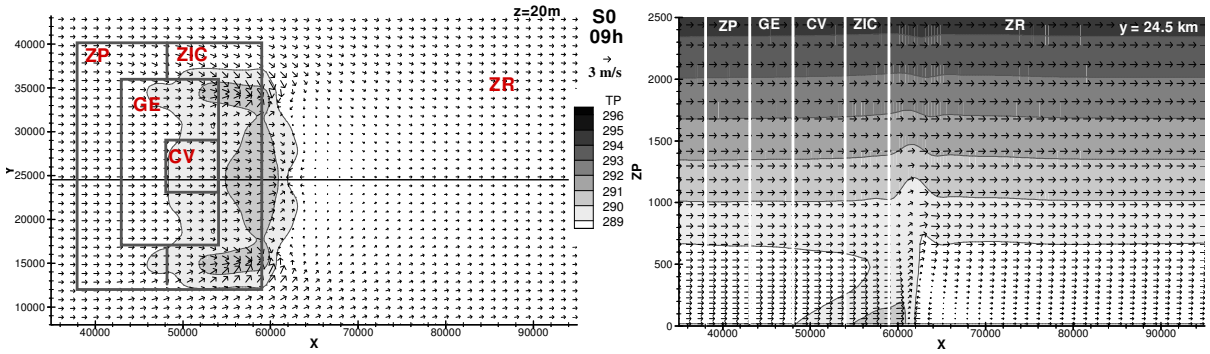


Figure 4.6 – Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 9 h TU.

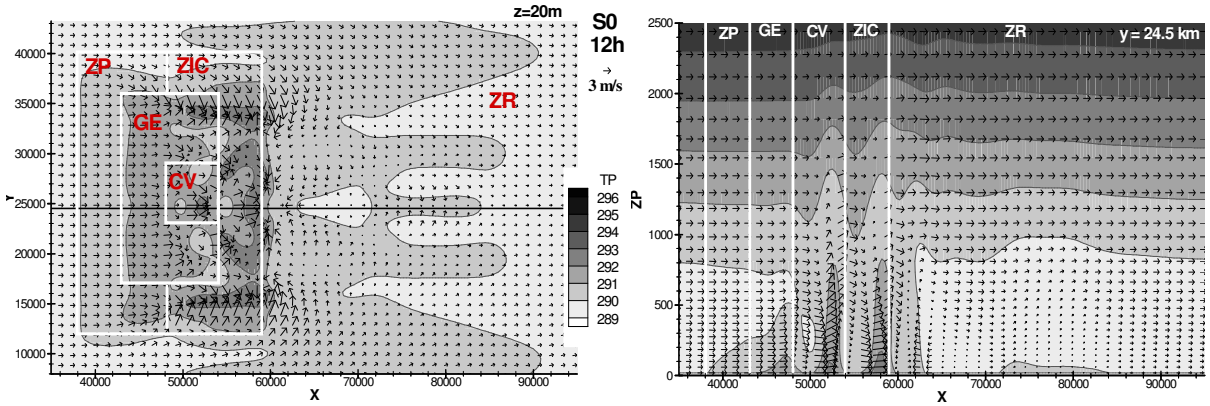


Figure 4.7 – Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 12 h TU.

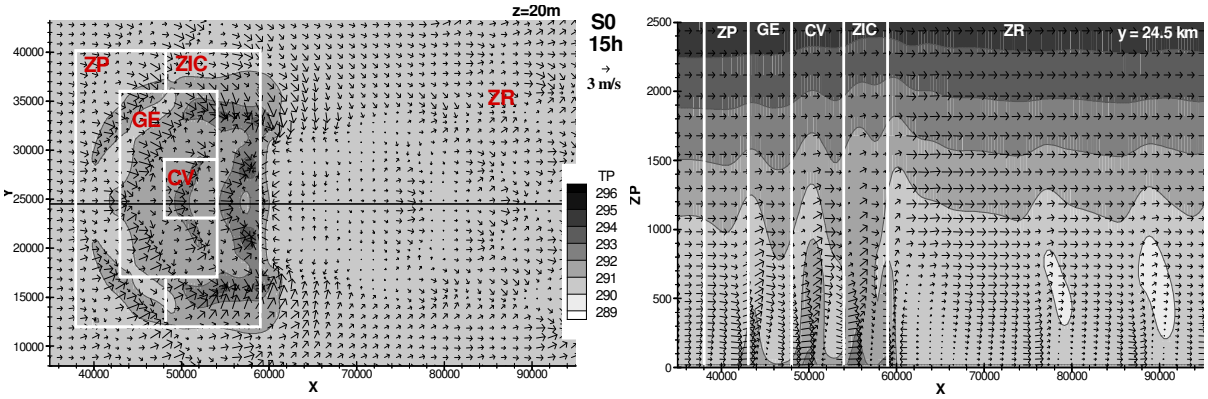


Figure 4.8 – Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 15 h TU.

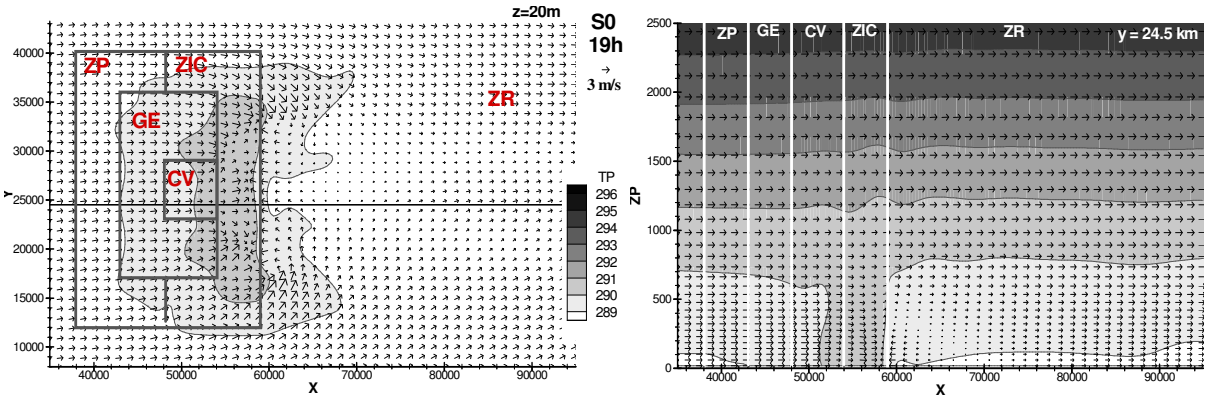


Figure 4.9 – Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 19 h TU.

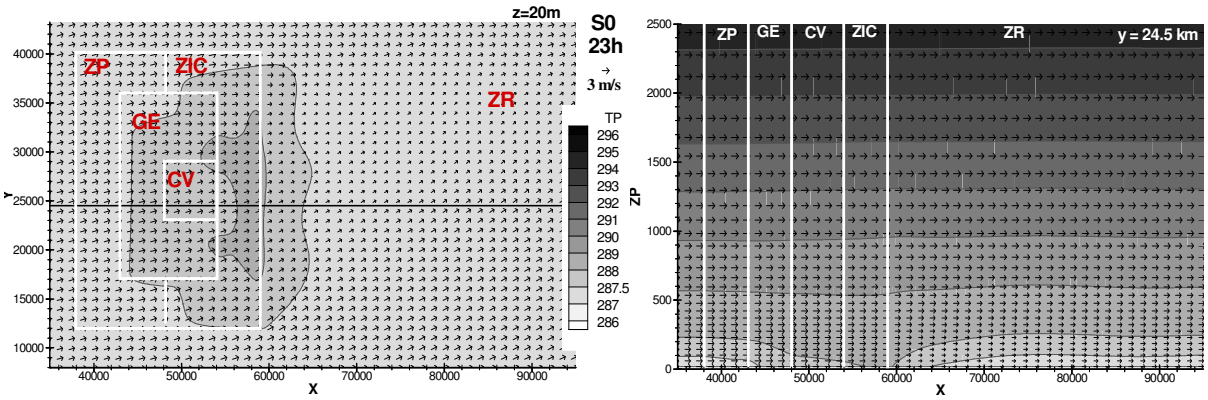


Figure 4.10 – Comme figure 4.4, pour la simulation S_0 à 23 h TU.

L'effet de la ville est visible juste après le lever du soleil, où le quartier ZIC commence à chauffer rapidement du fait du matériau des toits. Rapidement, on peut voir (**figure 4.4**) que l'atmosphère est stable partout sauf sur la ZIC, où elle est neutre, et l'air légèrement réchauffé sur la ville forme un panache en aval de 1 K supérieur à l'air rural, panache qui s'étend sur presque 30 km au-delà de la ville. Bien que les masses d'air réchauffées soient advectées systématiquement vers l'est, on peut voir que le quartier ZIC est le

premier à se réchauffer, suivi du CV et des GE, et enfin de la ZP. Le panache d'air chaud provoqué par le passage au-dessus de la ville s'étend ensuite de plus en plus. Dès 6 h TU (**figure 4.5**), le réchauffement est visible sur tous les quartiers et l'atmosphère est neutre sur la seconde moitié de la ville et commence même à devenir convective près du sol, juste après la ZIC. Le vent converge vers le centre du domaine à la sortie de la ville. Cette zone convective s'étend ensuite (**figure 4.6**), avec l'air qui converge vers le centre du domaine, et avec les cellules convectives advectées en aval de l'écoulement. La couche limite est perturbée au centre du domaine jusqu'à une altitude élevée (environ 2,5 km à 9 h TU). Le réchauffement des surfaces se poursuit ensuite, les cellules de convection s'étendent et leur intensité augmente (**figure 4.7**). L'atmosphère est fortement convective sur l'ensemble de la ville sur laquelle le flux de chaleur sensible est important. Le réchauffement de l'air est le plus important vers 15 h (**figure 4.8**), avec une perturbation des couches atmosphériques jusqu'à 3 km. Juste après la ville, le front de la brise de ville s'est renforcé. En altitude, le flux synoptique se superpose au flux de retour de la cellule de brise. Des cellules de convection se créent également en aval de la ville. Sur l'est de la ville, les vitesses verticales au centre des cellules de convection, entre 500 et 700 m peuvent atteindre par endroit 2 à 3 m/s. Par la suite (figures non montrées), l'effet du réchauffement diurne décroît progressivement, d'abord sur les zones rurales, puis sur le quartier ZP et sur les quartiers très urbanisés en dernier. L'écoulement synoptique continue d'advecter l'air chaud vers l'est. Quelque temps après le coucher du soleil (**figure 4.9**), la stabilité de l'atmosphère est visible à nouveau sur la zone rurale et le quartier ZP, mais l'atmosphère est toujours neutre au-dessus de la ville et un front de brise est encore actif juste à la fin de la ville. En fin de soirée, (**figure 4.10**), l'air chaud persiste encore sur l'est de la ville, où l'atmosphère est encore neutre. L'effet de la ville est visible encore quelques heures avant de disparaître entièrement.

4.2.4 – Conclusion

S_0 simule un écoulement uniforme perturbé par la présence d'une ville. Grâce à la représentation de la ville dans le modèle de sol, les effets sont aérodynamiques, du fait des sauts de rugosité entre la zone rurale et la ville, et entre les quartiers eux-mêmes, montrant le contournement de l'obstacle, et également thermiques et hydriques, en présence du rayonnement solaire incident, avec une réponse spécifique en intensité et en durée pour chaque zone différenciée dans le modèle de sol. On peut noter que, en dépit des differences de conditions météorologiques, les principales caractéristiques du bilan d'énergie du CV obtenues dans cette etude sont similaires à celles obtenus sans retroaction avec l'atmosphère [Dupont & Mestayer, 2006].

L'îlot de chaleur urbain est identifié en soirée où, après le coucher du soleil, les effets thermiques de la ville sont encore visibles.

4.3 – Simulation à la résolution de 1 km avec domaine emboîté à la résolution de 333 m

4.3.1 – Caractéristiques de la simulation

Afin de tester à la fois l'influence de la résolution horizontale sur les résultats de l'étude de l'écoulement sur une ville académique et l'efficacité du modèle couplé (SUBMESO emboîté - SM2-U), une simulation est effectuée en prenant une résolution plus faible sur tout le domaine (1 km sur la grille mère Gm) mais en gardant une haute définition pour la grille emboîtée (333,3 m sur la grille fille Gf) qui englobe toute la ville et quelques mailles autour. La surface est définie de la même manière sur les deux grilles, à l'exception de la résolution.

Les caractéristiques de la simulation S_{emb} sont résumées dans le **tableau 4.3** ; on note que la grille Gf est identique à S_0, avec un nombre de points réduit.

nom	grille	surface	u_{forc}	Δx, Δy	nx	ny	nz	Δz_{min}	Δz_{moy}	z_{ray}	Δt	Δt_{ac}	K_{4h}	K_{2v}
$\mathbf{S_{emb}}$	Gm	S_{det}	3 m/s	1 km	100	50	43	40 m	112 m	3000 m	0.9 s	0,09 s	1.10^{10}	100
	Gf	S_{det}	3 m/s	333,3 m	86	89	43	40 m	112 m	3000 m	0,3 s	0,03 s	4.10^{8}	250

Tableau 4.3 – Caractéristiques de la simulation S_{emb}.

4.3.2 – Analyse des bilans d'énergie

La **figure 4.11** qui représente le bilan d'énergie sur toute la zone urbaine, sur la grille mère (Gm) et sur la grille fille (Gf) de la simulation S_{emb}, ainsi que pour la simulation de référence S_0, montre que les différences entre les simulations et les différentes grilles ne sont pas très importantes : le rayonnement net ne présente aucune différence (**figure 4.11a**). Les autres flux suivent la même variation diurne. Une différence apparaît pourtant régulièrement au milieu de la matinée (**figure 4.11b)** : le flux de chaleur sensible sur Gf est alors plus fort de quelques W/m² que sur Gm. Le flux H_s est également supérieur dans la simulation de référence S_0 à celui calculé sur la grille Gm et il est très proche de celui de la grille Gf. L'inverse est perceptible également après le coucher du soleil, lorsque H_s est plus fort sur Gm, puis sur Gf et enfin dans S_0. Au cours de la matinée le flux de chaleur latente (**figure 4.11c**) est plus fort sur Gf que sur Gm et dans la simulation S_0. Cette différence s'amplifie au milieu de la journée, avec un écart proche de 8 W/m² avec les deux autres cas au maximum. Ce flux diminue un peu plus vite dans la simulation de référence S_0. Ces différences se répercutent sur le flux de chaleur stockée (**figure 4.11d)**, le maximum un peu avant 10 h étant plus élevé d'environ 10 W/m² pour la grille mère. En soirée, vers 19 h, le maximum d'énergie relâchée dans l'atmosphère est alors plus important pour la grille mère, avec moins d'écart, mais cette différence persiste au cours de la nuit.

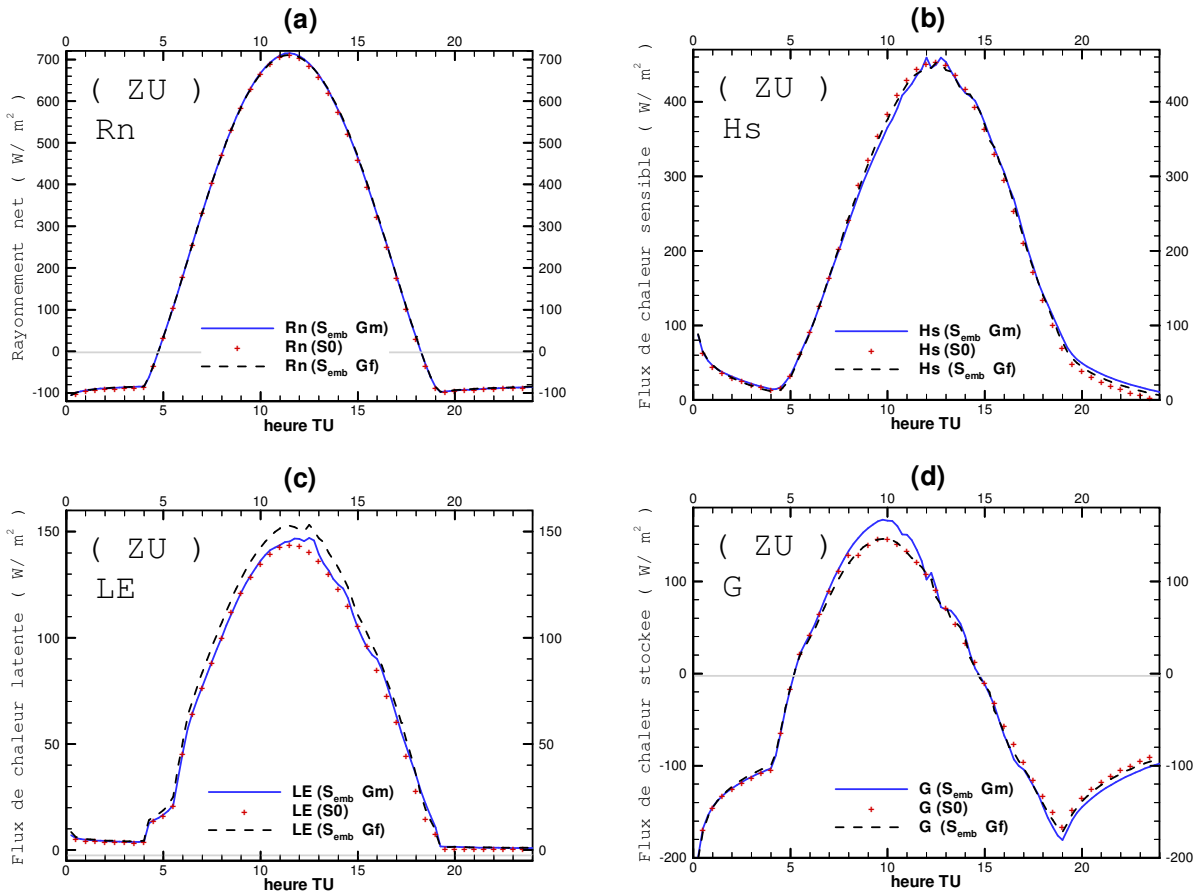


Figure 4.11 - Bilan d'énergie sur toute la zone urbaine de la simulation S_{emb} , sur la grille mère Gm (trait plein) et sur la grille fille Gf (tirets) et de la simulation de référence S_0 (croix).

Le passage de la résolution de 333,3 m à 1 km, ainsi que l'emboîtement d'un domaine à résolution plus fine apportent donc une légère modification du bilan d'énergie, mais n'en changent pas sa signification. Il n'y a pas non plus d'écart systématique permettant d'attribuer une surestimation des flux sur une grille basse résolution, comme le montre le flux de chaleur sensible de la simulation S_0, qui est plus proche de celui obtenu sur Gf, de même que le flux de chaleur latente de S_0 qui est plus proche de celui obtenu sur Gm. Les différences perçues proviennent plutôt de la différence des structures dynamiques qui passent au-dessus de la ville.

Les différences de comportement des quatre quartiers, observées sur la simulation S_0, sont également reproduites dans la simulation S_{emb} et sont visibles sur la **figure 4.12**. Le résultat de la simulation de référence S_0 n'y est pas montré pour plus de clarté ; néanmoins les traits principaux des différences observées sur les différents quartiers de la zone urbaine sont les mêmes. On les retrouve également entre les grilles haute et basse résolution, avec des différences moins marquées pour le quartier le moins urbanisé (ZP) (**figure 4.12a**). D'importantes perturbations sont visibles sur le flux de chaleur sensible sur la grille Gm, avec une forte amplitude sur le CV (**figure 4.12b**).

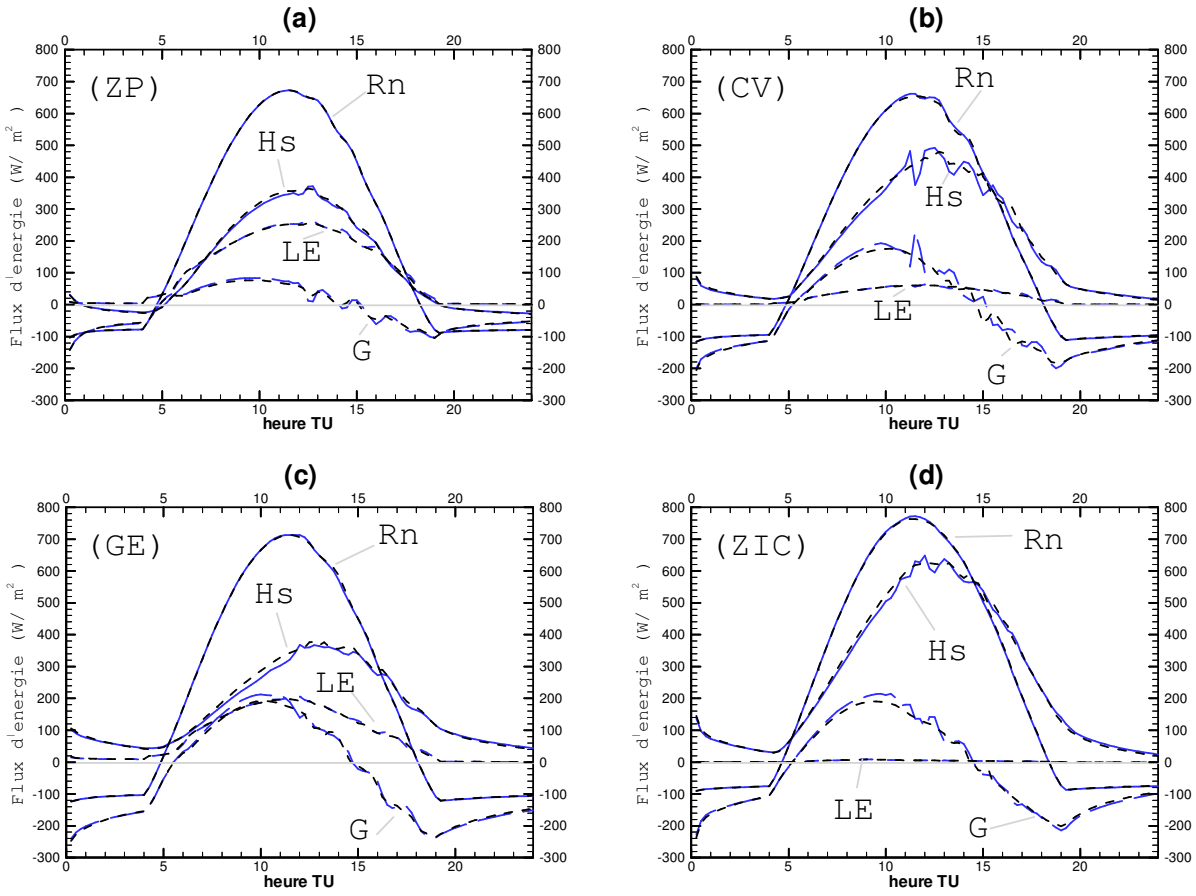


Figure 4.12 - Bilan d'énergie sur les différents quartiers de la ville, pour la simulation S_{emb}. Sur la grille mère Gm (trait plein) et sur la grille fille Gf (tirets).

Présentes également sur la grille fille Gf, elles sont cependant beaucoup plus atténuées. Ces perturbations sont directement liées au passage des structures convectives au-dessus du quartier. Or, ces structures ont des tailles plus importantes à la résolution de 1 km qu'à 333,3 m. C'est pour cette raison qu'en moyenne sur une zone, la convection ou la subsidence domine à un instant donné. Elles sont plus importantes sur la grille Gf que dans la simulation S_0 qui sont pourtant menées à la même résolution (333,3 m), à cause de l'écoulement entrant dans le domaine emboîté en amont de la ville qui diffère sensiblement de celui résolu directement sur tout le domaine.

Les bilans d'énergie analysés montrent donc que le passage de la résolution 333,3 m à la résolution de 1 km modifie sensiblement les valeurs des flux. La méthode d'emboîtement de domaine permet d'obtenir quasiment les mêmes flux sur la grille emboîtée haute résolution (Gf) que sur le domaine entièrement à haute résolution (S_0).

4.3.3 – Dynamique de l'écoulement

Les petites différences observées sur les flux proviennent de la dynamique résolue par le modèle. Bien que la surface soit décrite de la même manière dans la simulation S_0 que pour Gm et Gf dans la simulation S_{emb}, les structures turbulentes diffèrent, notamment par leur taille.

La dynamique de l'écoulement sur la grille Gm sera analysée dans le **§ 4.4.3** par comparaison avec d'autres configurations de la ville et elle n'est donc pas détaillée ici.

Sur la grille Gf, les structures turbulentes sont plus raffinées que sur Gm, comme dans la simulation S_0 (**figure 4.13**). Les structures n'ont pas la même position au même instant (**figure 4.13a**), ce qui est normal puisque les conditions à l'entrée du domaine Gf ne sont pas identiques aux conditions au même endroit sur la grille de la simulation S_0. Cependant on retrouve les effets similaires de la ville sur la dynamique, avec les principales zones de convergence sur les quartiers les plus chauds à l'est de la ville, notamment sur la ZIC et en aval du CV. Ces fronts sont associés à des vitesses verticales du même ordre de grandeur (**figure 4.13b**), avec des valeurs importantes jusqu'à 2 km d'altitude et avec un maximum autour de 3 m/s à la fin de la ville.

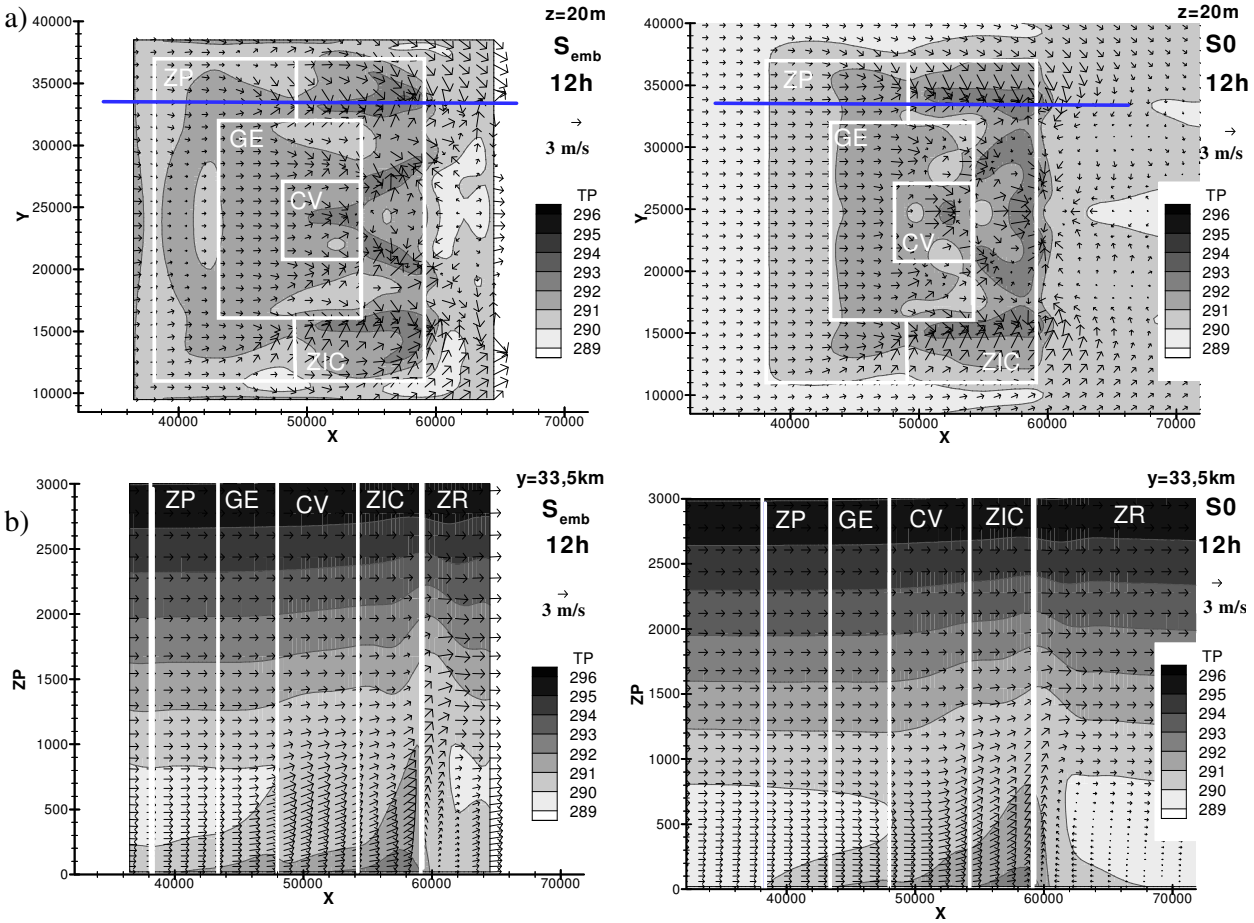


Figure 4.13 – Comparaison de la dynamique sur la grille G_f de la simulation S_{emb} (à gauche) avec la simulation de référence S_0 à 333,3 m de résolution (à droite) : coupes de la température potentielle (K) et du vent instantannés à 12 h TU. (a) : coupes horizontales à 20 m d'altitude et projection du vecteur vent (u, v) dont 1 sur 4 représenté selon x et 1 sur 3 représenté selon y. (b) coupes verticales en y = 33,5 km et projection du vecteur vent (u, w) dont 1 sur 4 représenté selon x et tous selon z.

4.3.4 – Conclusion

On a vérifié ici que le comportement de SUBMESO avec son modèle de sol n'est pas altéré par la méthode d'emboîtement de domaines, et que l'on retrouve bien la même réponse en terme de flux, à la description de la surface. La grille basse résolution Gm n'altère pas la physique de l'écoulement, mais a tendance simplement à « grossir » les structures turbulentes.
Par souci d'économie de temps de calcul, on se basera donc sur la simulation à la résolution de 1 km afin d'effectuer une étude de sensibilité sur la description de la ville en modifiant un paramètre à la fois.

4.4 – Etude de la sensibilité de l'écoulement atmosphérique à la description de la ville par vent modéré

4.4.1 – Caractéristiques des simulations

Les caractéristiques des simulations sont résumées dans le **tableau 4.4**. La différence entre les simulations étudiées ici consiste uniquement dans le fichier définissant les paramètres décrivant la ville suivant le raisonnement établi en **§ 2.2.4.2**. Le vent synoptique souffle vers l'est à la vitesse de 3 m/s.

nom	surface	u_{forc}	Δx, Δy	nx	ny	nz	Δz_{min}	Δz_{moy}	z_{ray}	Δt	Δt_{ac}	K_{4h}	K_{2v}
S1	S_{det}	3 m/s	1 km	100	50	43	40 m	112 m	3000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100
S2	S_{moy}	3 m/s	1 km	100	50	43	40 m	112 m	3000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100
S3	S_{min}	3 m/s	1 km	100	50	43	40 m	112 m	3000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100

Tableau 4.4 – Caractéristiques des simulations pour l'étude de sensibilité de l'écoulement à la caractérisation de la ville.

La simulation qui sert de base à l'analyse, S1, est comparable à la simulation sur la grille mère (Gm) de la simulation emboîtée S_{emb}, excepté pour le grand pas de temps qui est de 1 s au lieu de 0,9 s. Elle est comparée avec la simulation S2 dans laquelle la ville est représentée par un quartier homogène dont les caractéristiques sont les moyennes de celles des différents quartiers de S1. Elle est comparée également avec la simulation S3 dans laquelle les surfaces urbaines (de toits et de sols artificiels) sont remplacées par du sol nu.

Le but de cette étude est de mettre en évidence l'impact des caractéristiques entrées dans le modèle de sol sur :

- le bilan d'énergie,

– la dynamique de l'écoulement au-dessus de la ville : hauteur de la couche limite, îlot de chaleur urbain, brises.

4.4.2 – Analyse du bilan d'énergie

4.4.2.1 - Comparaison sur toute la zone urbaine

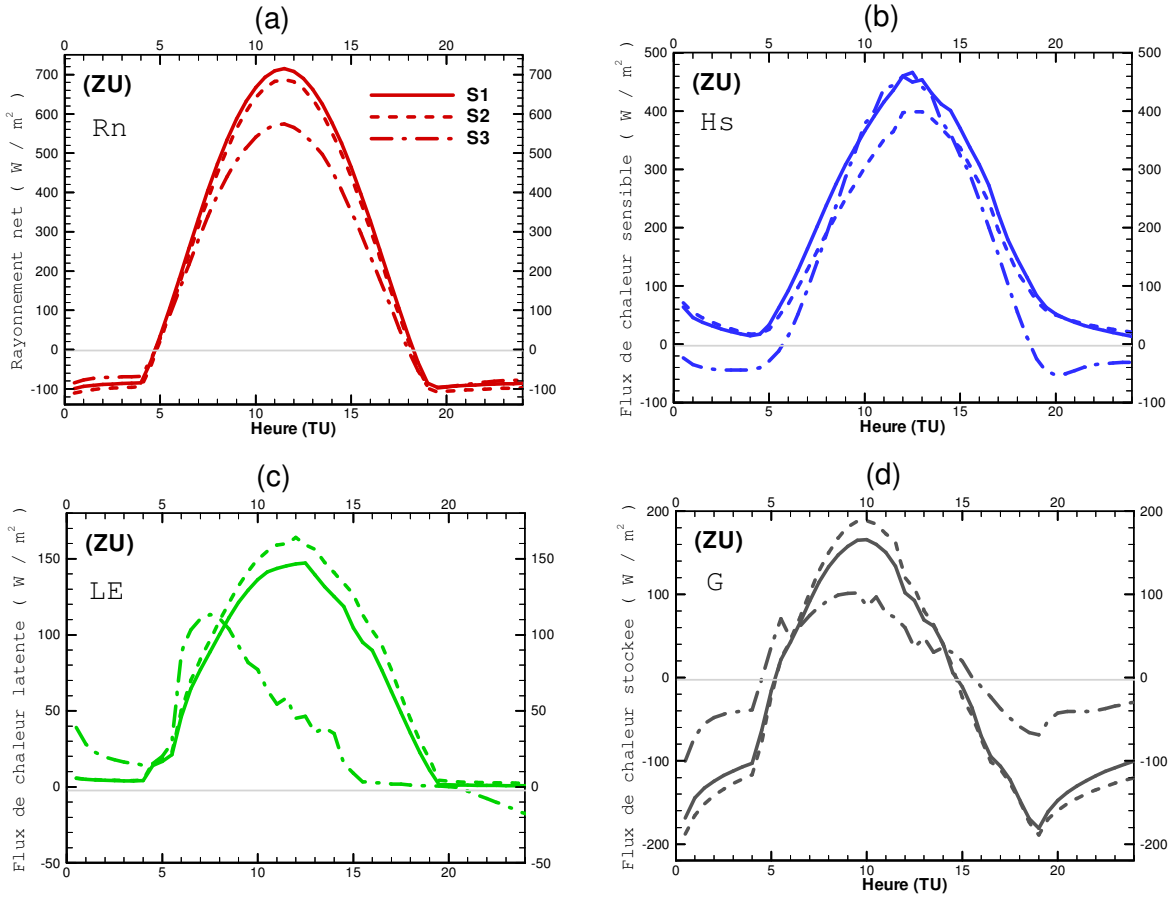


Figure 4.14 - Comparaison des flux moyennés sur toute la zone urbaine pour les simulations S1 (trait plein), S2 (pointillé) et S3 (trait mixte): rayonnement net (a) ; flux de chaleur sensible (b) ; flux de chaleur latente (c); flux de chaleur stocké (d).

La **figure 4.14** révèle les différences notables pour chaque flux selon la représentation de la ville. Le flux n'est pas le même en moyenne sur la zone urbaine en utilisant la surface détaillée en quartiers (S_{det}, dans la simulation S1) ou la surface moyenne (S_{moy}, dans la simulation S2) alors qu'elles présentent le même degré d'urbanisation, mais avec uniquement une différence de répartition du bâti et du sol artificiel. Rn est le plus fort pour S1. Pour S2, le type de toits pris en compte est celui du centre ville, et le matériau utilisé dans les ZIC n'y est pas représenté ; or on a vu précédemment que c'est lui qui génère le Rn le plus fort parmi les 4 quartiers. Dans S3, aucun matériau urbain n'est présent, et Rn ne dépasse pas 580 W/m². Il est plus faible que sur une zone rurale, parce que le sol nu a un albédo plus élevé que la végétation (0,2 contre 0,15). Le

flux de chaleur sensible a une amplitude comparable pour S1 et S3, mais il diminue plus rapidement dans S3 après son maximum et il reste négatif toute la nuit. Les valeurs diurnes de Hs sont plus faibles dans S2 mais légèrement supérieures à S1 au cours de la nuit. LE est le même à l'initialisation pour S1 et S2, puisque la même quantité de végétation est présente sur la zone urbaine. Néanmoins, dès 7 h il augmente plus vite dans S2 et atteint un maximum supérieur de 40 W/m². Ce comportement vient du fait que les surfaces végétales sont mieux réparties sur la zone urbaine de S2. Le comportement est tout autre pour S3 : dès le lever du soleil, l'eau contenue dans le sol nu s'évapore rapidement car aucun élément (végétation ou bâtiment) ne protège la surface du rayonnement solaire. Ainsi, un pic est atteint très rapidement, et une fois que cette eau est évaporée, LE diminue rapidement et revient à zéro à 15 h. Le flux de chaleur stockée résultant a un maximum plus fort pour S2, mais l'énergie libérée à 19 h est quasiment la même. Ensuite le destockage de chaleur est plus lent. Pour S3, G est initialisé à une valeur plus faible (en valeur absolue). Après une croissance matinale rapide, il est limité à 100 W/m² du fait de la réduction du rayonnement net alors que Hs atteint la même valeur que dans S1. La chaleur stockée dans la journée étant plus faible il en est de même du flux libéré en soirée et la nuit.

4.4.2.2 – Comparaison par quartiers

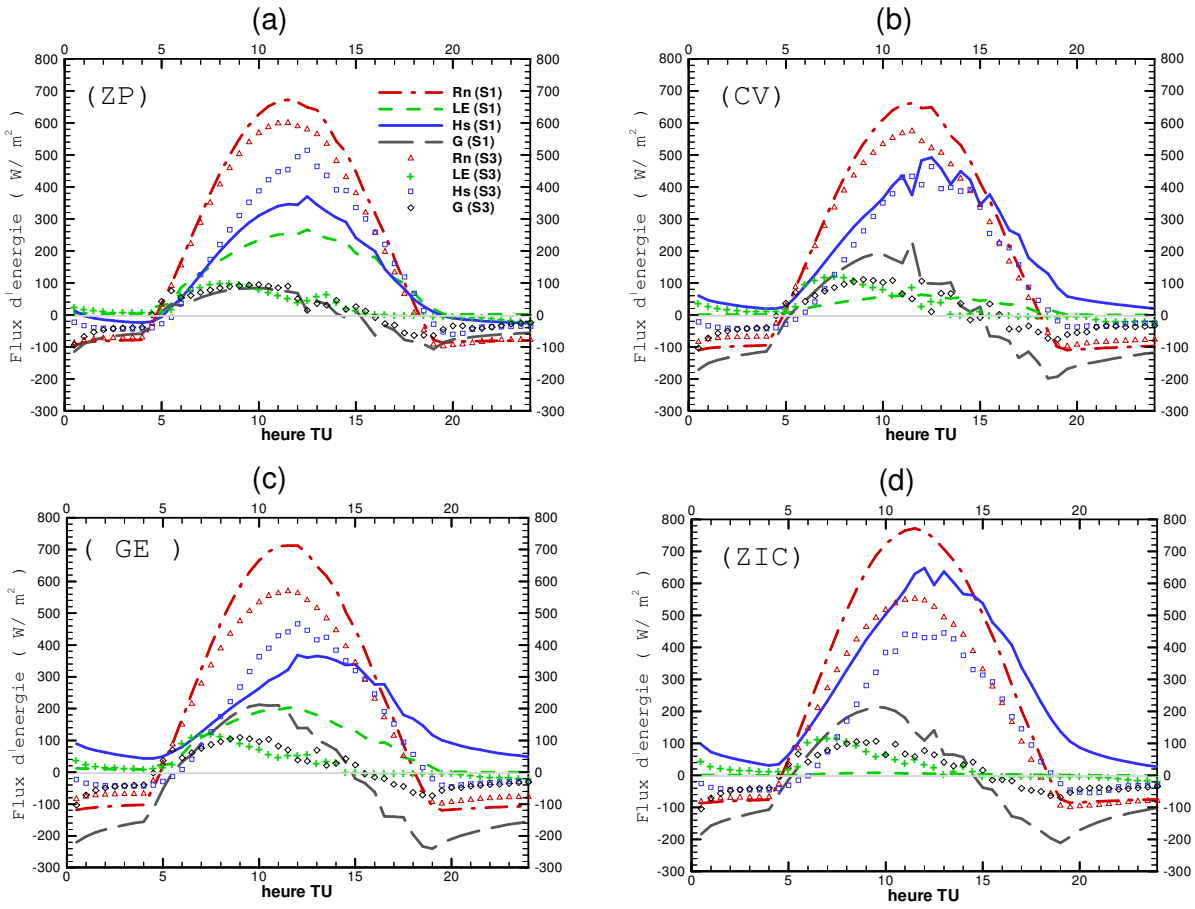


Figure 4.15 - Bilan d'énergie sur les différents quartiers de la ville des simulations S1 (traits) et S3 (symboles).

La **figure 4.15** montre le bilan d'énergie sur chaque quartier, dans S1 et S3 uniquement. Alors qu'en moyenne sur la ville, S1 et S3 présentent le même maximum pour Hs, le résultat change selon le quartier considéré ; H_s est plus élevé dans S3 de 143 W/m² à 12 h 30 TU pour le quartier ZP et de 95 W/m² à 12 h TU pour les GE. Au contraire, il est largement plus élevé dans S1 pour la ZIC au moment du pic à 12 h TU (de 217 W/m²), mais aussi tout au long du cycle diurne. Le pic obtenu en milieu de journée est proche cependant pour le CV. Les perturbations évoquées dans le **§ 4.2** sur la grille Gm de la simulation S_{emb}, visibles principalement sur les flux de chaleur sensible H_s et stockée G sont visibles également dans S3, sur le CV et la ZIC. D'importantes différences sont à noter également pour LE. Dans la ZP, alors que la quantité de végétation est la même, il est beaucoup plus faible dans S3 parce que le sol y est plus sec. Pour les autres quartiers plus urbanisés, comme cela a été expliqué dans l'analyse du bilan sur toute la zone urbaine, l'évaporation a lieu dans S3 dès le lever du soleil, faussant le comportement de la végétation. Le flux de chaleur stockée dans S3 reste relativement faible pour les quatre quartiers. Il se rapproche du résultat de S1 pour la ZP, mais il est plus faible en soirée

4.4.3 – Analyse des températures de surface

4.4.3.1 – Températures de surface sur la zone urbaine

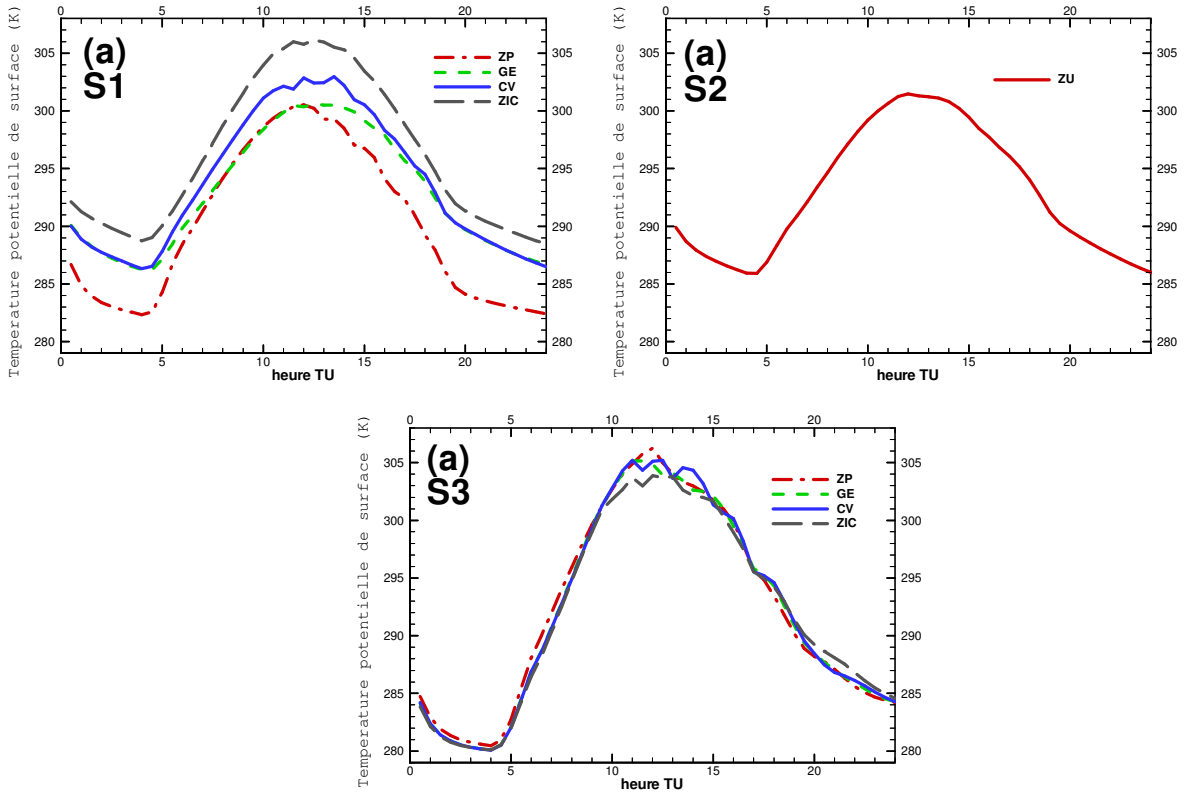


Figure 4.16 - Evolution diurne de la température de surface sur les différentes zones de la ville, dans les simulations S1, S2 et S3.

La température de surface moyenne, dans la simulation S1 (**figure 4.16a**), est plus faible à midi pour les quartiers ZP et GE, à cause de la fraction importante de végétation (55 %) sur la ZP et à cause du phénomène d'ombrage dans les rues du CV (rapport d'aspect important) qui rentre en compte dans le calcul du bilan radiatif. La surface de la ZIC est la plus chaude en accord avec les observations télédetectées analysées par Roth et al. [1989]. Les courbes d'évolution de la temperature sont cohérentes avec l'observation du maximum de chaleur sensible, environ une heure après le maximum de Rn en milieu de journée pour la ZIC, le CV et la ZP, mais deux heures après pour les GE.

Dans S2 (**figure 4.16b**), la température moyenne sur la zone urbaine a une allure comparable à celle du CV dans S1. Ceci montre que le choix du matériau de toit et de la couche d'isolant est déterminant pour le cycle de la température de surface, et que les seules différences sont dues au passage des structures convectives sur la ville. Dans S3 (**figure 4.16c**), le cycle diurne est presque identique pour les quatre quartiers, avec une différence au moment du maximum; la ZP a le maximum le plus élevé, suivi du CV, des GE et de la ZIC; l'impact de la rugosité des quartiers ne se ressent pas sur ce paramètre. Il semble plutôt que cette différence provienne également de la dynamique qui favorise la température la plus forte au milieu de la ville.

4.4.3.2 – Ilot de chaleur urbain en surface

L'îlot de chaleur urbain peut être évalué en considérant la différence de température, soit entre les surfaces urbaines et rurales, soit entre l'air au-dessus de la ville et l'air autour (*cf.* **§ 1.2.1**). Etant donné que le modèle de sol permet d'évaluer les températures de surface, l'analyse se concentre ici sur la différence moyenne des températures de surface rurales et urbaines ΔT_s, tandis que l'autre approche sera examinée plus loin (*cf.* **§ 4.4.4.2**). Comme l'ont observé Roth et al. [1989], l'ICU de surface et l'ICU de la canopée sont souvent anti-corrélés, le premier montrant des différences de température plus grandes pendant la journée que pendant la nuit alors que la seconde définition de l'ICU suit le schéma inverse. Les températures de surface peuvent être déterminées par télédetection, mais comme l'expliquent ces auteurs [Roth et al. 1989], la surface vue par le satellite correspond essentiellement aux sommets des toits, aux sommets des arbres, aux routes et aux grandes étendues planes, n'intégrant pas une partie des murs des bâtiments et les zones situées en dessous de la canopée végétale (arbres) qui jouent un rôle important dans les transferts de chaleur. Ainsi, la température de surface déterminée par télédetection a tendance à surestimer le rôle des toits et les sommets des arbres.

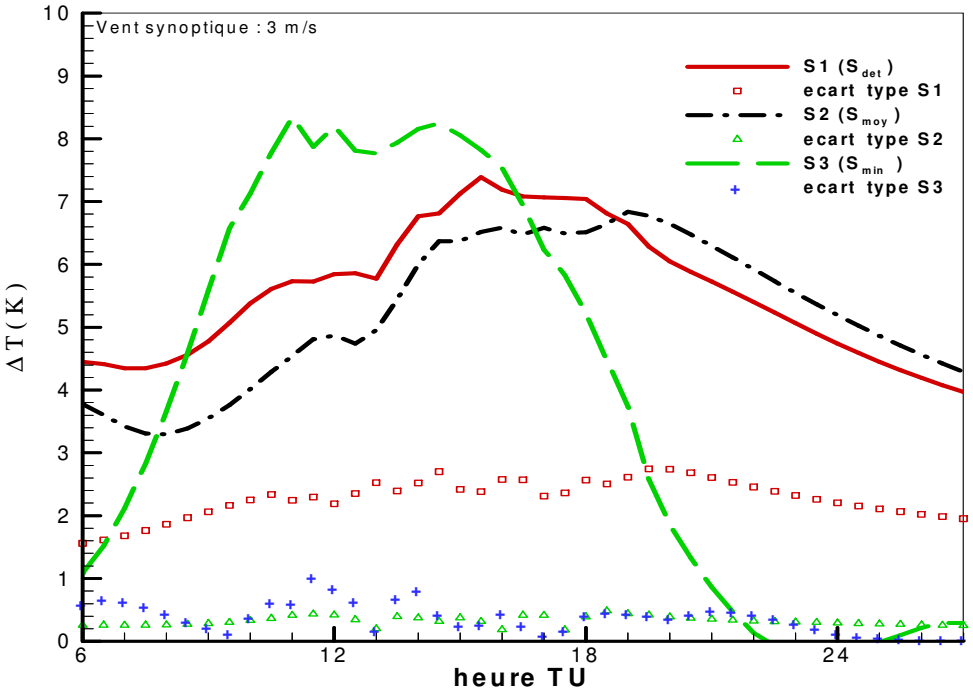


Figure 4.17 - Evolution temporelle de la différence moyenne de température de surface entre la zone urbaine et la campagne autour ΔT_s (K), pour les simulations S1 (trait plein), S2 (tireté) et S3 (mixte). L'écart type sur toute la ville est représenté par des symboles : S1 (carrés), S2 (triangles) et S3 (ronds).

Ici, le comportement de ΔT_s est analysé uniquement après le lever du soleil car l'initialisation des variables de surface influence nettement les six premières heures de la simulation. Dans les trois simulations (**figure 4.17**) ΔT_s est positif pendant tout le cycle diurne, atteignant le maximum de 7,2 K pour S1 et 6,5 K pour S2 autour de 15 h TU. Lorsque les surfaces artificielles sont remplacées par un sol nu (S3) une valeur maximale de 8,2 K est atteinte 4 heures plus tôt, lorsque Rn est maximum, et un plateau constant est observé jusqu'à 15 h TU. Les valeurs observées dans S1 et S2 sont particulièrement bien en accord avec l'observation de Roth et al. [1989] qui fait état des valeurs pour la saison chaude comprises entre 5,5 et 7,5 K pour toutes les villes considérées. Dans la simulation S3, après 15 h TU, ΔT_s décroît brutalement jusqu'à 1,5 K à 21 h et continue ensuite à diminuer plus doucement, traduisant un équilibre entre les zones rurales et urbaines. La diminution de ΔT_s est plus faible dans S1 et S2 après le coucher du soleil, du fait de l'energie relachée par l'atmosphère dans ces deux cas : à minuit ΔT_s vaut encore 4,5 K et 5 K respectivement. Dans S1 et S2, la température de surface de la rue canyon prend en compte les températures des routes et trottoirs ainsi que des murs des bâtiments, incluant l'ensoleillement et l'ombrage des rues : cela atténue le contraste entre la différence de température entre le jour et la nuit. L'amplitude de ΔT_s dans S3 est plus grande au cours de la journée et plus faible la nuit pour deux raisons : la capacité thermique du sol nu est plus petite que celle du sol artificiel et il n'y a pas d'ombrage. Le comportement de ΔT_s moyen est comparable dans les simulations S1 et S2 mais l'écart type beaucoup plus grand dans S1 met en évidence la variabilité de l'ICU en surface

dans la ville découpée en quartiers. En moyenne sur la zone urbaine, la ville détaillée se réchauffe plus rapidement dans la matinée, à cause de l'influence des quartiers plus urbanisés tels que la ZIC.

4.4.4 – Structure de la Couche Limite Urbaine

4.4.4.1 – Dynamique de l'écoulement

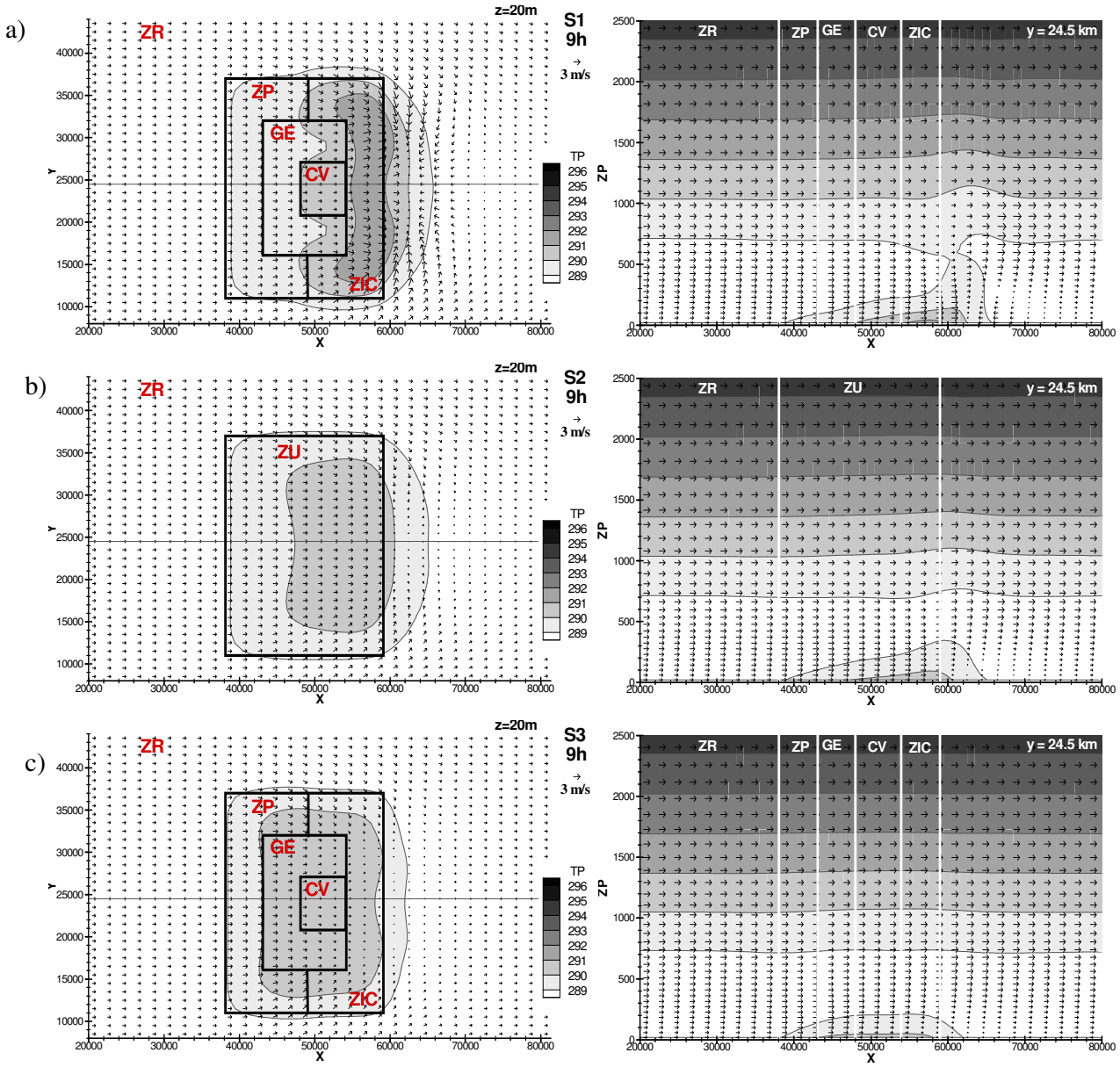


Figure 4.18 – Coupes de la température potentielle à 9 h TU des simulations S1 (a), S2 (b) et S3 (c). coupes horizontales (à gauche) à 20 m d'altitude et projection du vecteur vent (u, v) dont 1 sur 4 représenté selon x et 1 sur 3 représenté selon y. (b) coupes verticales (à droite) au milieu du domaine en y = 24,5 km et projection du vecteur vent (u, w) dont 1 sur 4 représenté selon x et tous selon z.

La différence entre les flux restitués à la limite inférieure entraîne un comportement de l'atmosphère spécifique à chaque configuration de la ville. Les **figures 4.18 à 4.20** permettent la comparaison de l'écoulement pour les simulations S1, S2 et S3 à différentes heures de la journée, 9 h, 12 h et 15 h TU. Bien que la position et l'intensité des cellules convectives varient de manière plus ou moins aléatoire, leur développement est lié au réchauffement des surfaces, et peut être mis en évidence par les champs instantanés. Les coupes présentées ici permettent d'évaluer la différence de réponse de l'écoulement en fonction de la surface.

Lorsque le sol commence à se réchauffer (**figure 4.18**), l'atmosphère est quasi-neutre sur la zone rurale (légèrement convective) pour les trois simulations. En revanche, la zone urbaine se comporte déjà différemment. Dans S1, la ZIC se réchauffe le plus vite (*cf.* **figure 4.15**, H_s) suivie du CV. Les structures convectives sont advectées en aval, poussant de l'air chaud jusqu'à environ 3 km après la fin de la ZIC, où se retrouve la zone de convergence de l'écoulement synoptique qui a contourné l'obstacle rugueux que constitue la zone urbaine. Une brise de ville est amorcée, avec un écoulement qui revient vers la cité, jusqu'à 250 m d'altitude. Au-dessus, le flux synoptique est accéléré par le bras de retour de la brise. En outre, ce comportement est le même qu'à haute résolution dans S_0 (**figure 4.6**). Dans S2, l'air réchauffé par la surface homogène est advecté vers l'est. Il est à noter que la rugosité est la même pour toute la zone urbaine. On remarque aussi que le vent en aval de la ville est quasiment nul, au contraire de S1. Dans S3, la ville se réchauffe plus que la zone rurale alentour, du fait de la teneur en eau plus faible que sur les zones rurales. L'air réchauffé de manière homogène sur la ville, comme pour S2, n'est pas advecté aussi facilement du fait de la rugosité conservée pour chaque quartier qui freine l'écoulement, avec la rugosité la plus forte pour les quartiers situés en aval (CV : 1,9 m ; GE : 1,27 m).

Au milieu de la journée (**figure 4.19**), l'atmosphère est convective sur tout le domaine dans les trois simulations, et très convective au-dessus de la ville ; les masses d'air sont instables jusqu'à 2 km d'altitude. Sur la coupe horizontale de S1, on voit que sur toute la ville l'air est plus chaud que sur la zone rurale, mais que l'air est toujours plus chaud sur les quartiers CV et ZIC. A cet endroit les cellules de convection ont une extension verticale importante : l'air à 292 K est convecté jusqu'à 1000 m. En altitude, la brise a une composante zonale, mais aussi méridionale, symétriquement par rapport à l'axe y = 24,5 km : l'écoulement de retour se dirige également vers le nord et vers le sud. Deux fronts de convergence apparaissent : un au niveau des points chauds sur la ville (CV et ZIC), et l'autre en aval, vers 8 km après la fin de la ville, où l'on voit toujours un écoulement latéral converger vers l'axe de symétrie et dont la composante zonale s'annule.
Dans S2, le chauffage de la surface étant homogène la zone de convergence sur la ville forme une couronne, avec la convection la plus intense au mileu de la ville, mais advectée vers l'est, au nord et au sud de la ville. Un second front de convergence est également visible en aval de la ville comme pour S1. Le module du vent reste néanmoins modéré. Sur l'axe, l'intensité de la cellule convective est moindre que dans S1 : l'air à 292

K est convecté à 700 m seulement. L'intensité de la brise de ville est aussi plus modérée, avec un vent plus faible ne dépassant pas 3,5 m/s près du sol.

Dans S3, le chauffage est très important et réparti sur l'ensemble de la zone urbaine en petites cellules homogènes. Les quartiers chauffent l'air de la même manière, et les cellules ne pouvant être advectées restent sur la zone urbaine. La brise de ville est alors très intense, et la coupe verticale montre une convection très importante au milieu de la ville. Le courant inférieur de la cellule de brise s'élève à 800 m d'altitude, générant un écoulement est-ouest.

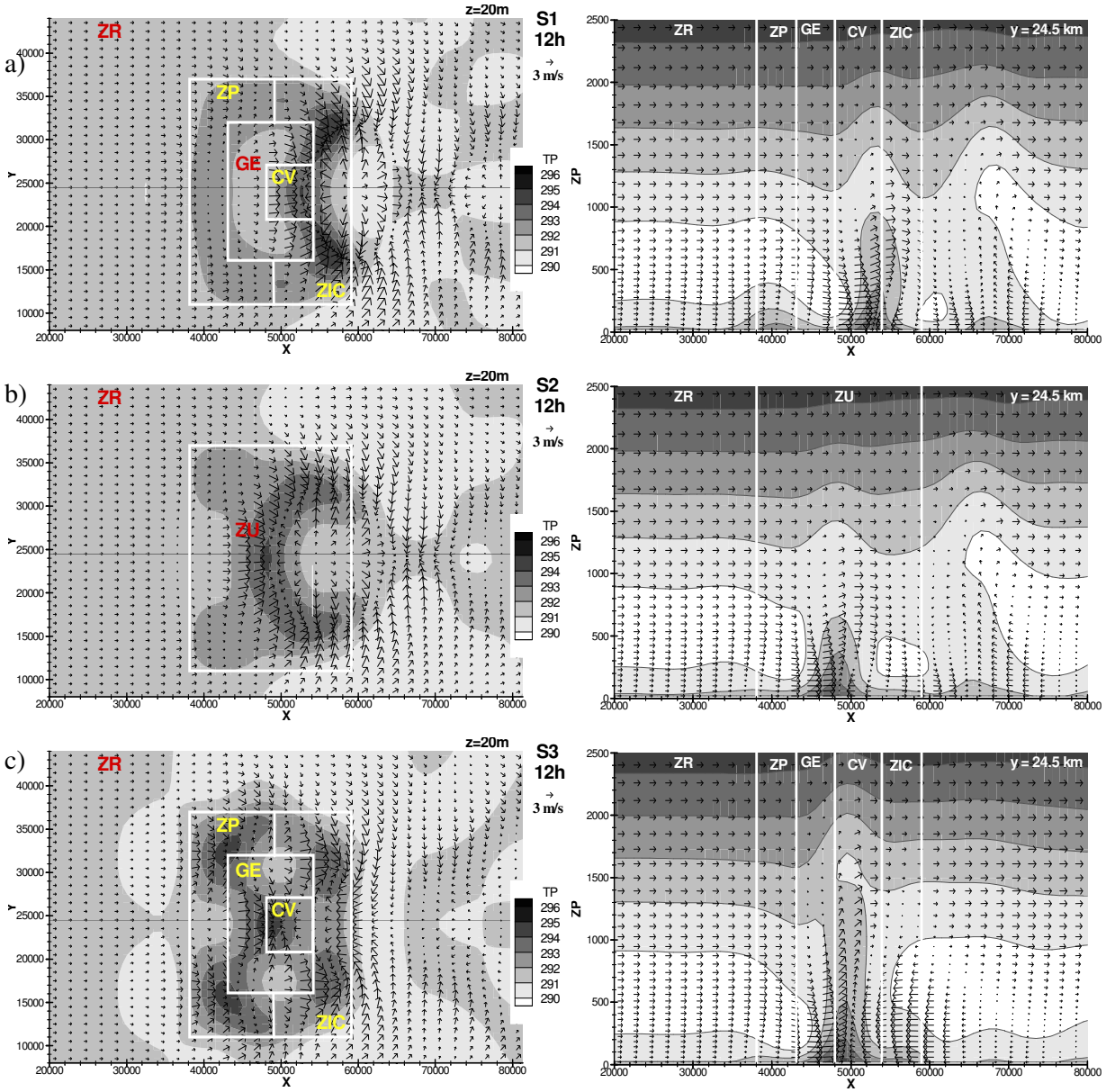


Figure 4.19 – Même figure que 4.18, à 12 h TU.

C'est encore vers 15 h que l'atmosphère est la plus perturbée (**figure 4.20**), comme dans la simulation de référence S_0 (*cf.* **figure 4.8**). Les structures convectives s'étendent en amont et en aval de la ville, sur la zone

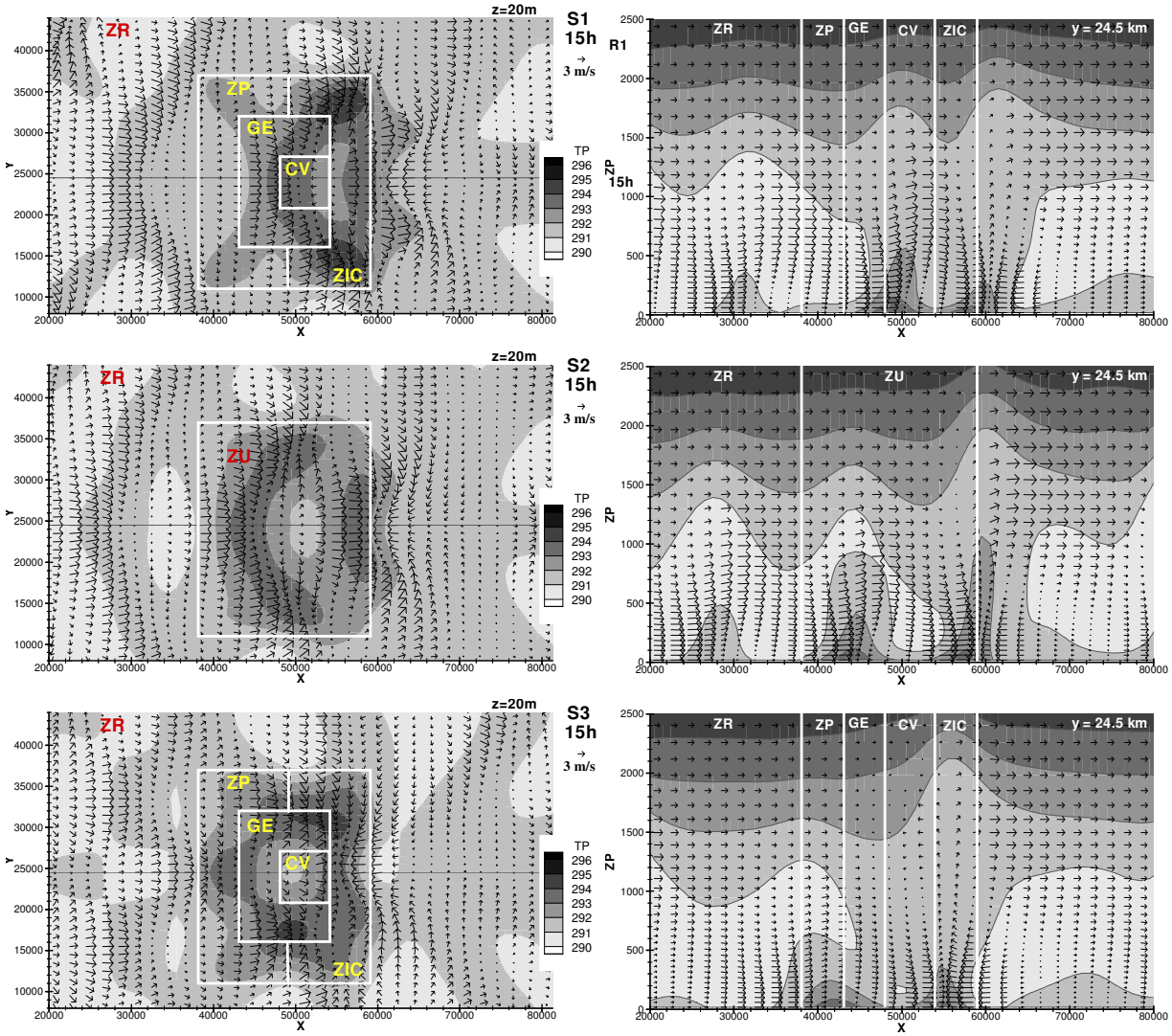


Figure 4.20 – Même figure que 4.18, à 15 h TU.

rurale, dans les trois simulations et la brise de ville a pris de l'importance. Dans S1, l'écoulement d'est en ouest existe jusqu'à 500 m d'altitude (coupe verticale) et au niveau du front de brise principal, à la sortie de la ville, la composante verticale de la vitesse est importante et atteint 1,8 m/s à 900 m d'altitude, avec des valeurs non négligeables jusqu'à 1900 m (0,46 m/s). Dans S2, la première couronne convective sur l'ouest de la ville est peu advectée du fait de la présence de la seconde couronne en sortie de ville. La composante verticale de la vitesse s'élève à cet endroit à 2,26 m/s à 1 km d'altitude et à 1900 m elle vaut encore 0,93 m/s. Bien que la convection au niveau du front soit plus forte que dans S1, la limite de l'écoulement est-ouest est visible à la même altitude. Dans S3, un seul front de brise est observable, plus à l'ouest que dans les deux autres simulations, avec une vitesse verticale de 1,27 m/s à 850 m d'altitude. L'atmosphère est moins perturbée en amont et en aval de la ville. A 1900 m, la composante verticale de la vitesse est de 0,34 m/s, plus faible que pour les deux autres simulations. En effet, le flux de chaleur sensible augmente et

b)

diminue plus vite dans S3 et l'atmosphère a été très perturbée plus tôt, comme le montre la **figure 4.19** à midi : l'effet de la ville est en avance sur les deux autres simulations.

Le retour au calme de l'atmosphère a lieu au cours des heures suivantes (figures non montrées) : les cellules convectives disparaissent d'abord sur les zones rurales, et sont moins intenses sur la ville. La brise de ville disparaît d'abord dans la simulation S3 puis dans S2, mais elle est encore présente dans S1 à 19 h TU. L'air chaud restant sur la ville est alors advecté vers l'est plus facilement.

4.4.4.2 – profils verticaux de la température potentielle

La structure de l'atmosphère sur la ville en soirée et en début de nuit est analysée plus en détail sur la **figure 4.21**, qui montre les profils locaux obtenus sur l'axe au centre du domaine en y = 24,5 km, dans chaque colonne sur la zone urbaine, et à 2 km à l'est et à l'ouest de la ville, à 21 h et 23 h pour S1, S2 et S3 (**figure 4.21a**). Ces représentations n'ont de sens que si l'atmosphère n'est pas trop convective. C'est pourquoi elles ne sont pas montrées avant 21 h.

A 21 h, dans S1 (**figure 4.21b)**, les surfaces se sont refroidies et un gradient ouest-est de température de l'air de 1,9 K est observé près du sol. Sur la zone rurale à l'ouest, l'atmosphère est très stable et il en est de même dans les premières mailles de la ZP où le profil de température potentielle varie peu. L'atmosphère est encore convective sur la seconde partie des GE, le CV et la ZIC, sur une épaisseur croissante dans le sens de l'écoulement, de 50 à 450 m (couche limite urbaine interne). Sur la zone rurale est, bien que la température soit plus élevée entre 100 et 700 m d'altitude qu'à la frontière est de la ZIC, du fait de l'advection de l'air encore chaud vers l'est, la stabilité est observée près du sol. Dans S2, les profils sur les zones rurales sont quasiment identiques à ceux de S1 (+0,1 K), mais sur la ville, les profils montrent une évolution plus régulière de la température le long de l'axe avec un gradient de 1,2 K d'ouest en est ; au sol, la température de l'air est ainsi plus élévée sur le début de la ville mais augmente moins rapidement ensuite. L'atmosphère est neutre sur environ 200 m sur les GE, et légèrement convective sur le CV et le début de la ZIC. Pour S3, le gradient ouest-est est beaucoup plus faible, ainsi que les valeurs de la température, et l'atmosphère est déjà stable partout.

L'atmosphère nocturne pour ces trois configurations est analysée à 23 h TU. Le réchauffement progressif de l'air à mesure qu'il passe au-dessus de la ville peut être observé dans les deux simulations S1 et S2 (**figure 4.21e et f**). Le noyau de l'ICU au-dessus de la canopée est situé sur la partie de la ville sous le vent, en accord avec les observations de Bornstein & Lin [2000]. Son intensité est beaucoup plus faible au-dessus par rapport à celle tout près de la surface. Il est à noter que l'absence de sources de flux de chaleur anthropogénique dans ces simulations atténue l'ICU en comparaison avec des villes réelles. Le réchauffement de l'air est relativement constant au-dessus de la ville homogène dans S2 alors que l'on peut remarquer qu'il dépend de la morphologie des quartiers dans S1. Au-dessus de la ZP, laquelle relâche moins de chaleur sensible, le profil varie moins que dans S2 et l'atmosphère reste stable. Ensuite, l'air à proximité

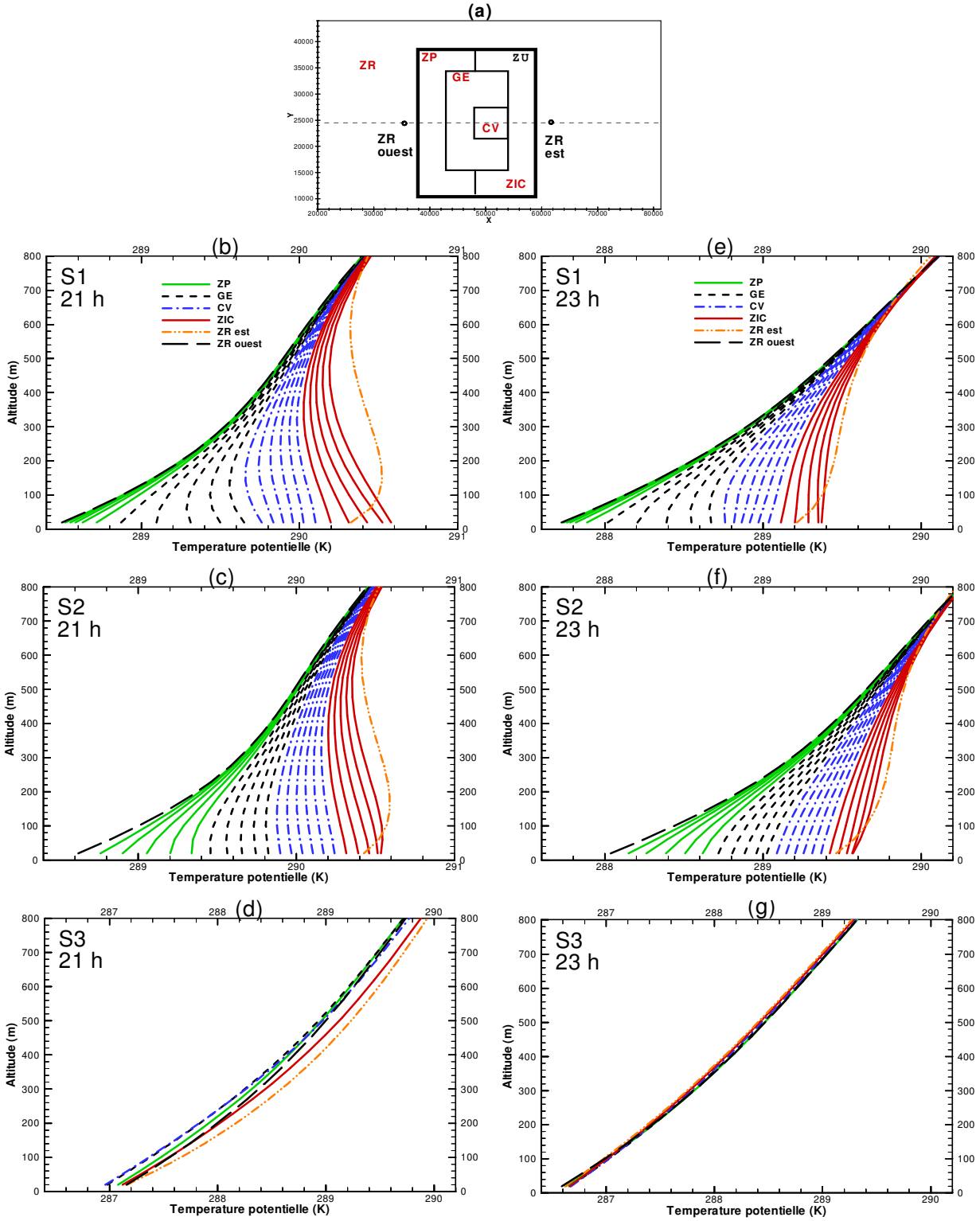


Figure 4.21 - Profils verticaux locaux de la température potentielle au milieu du domaine suivant l'axe en pointillés représenté en (a) en y = 24,5 km, en soirée à 21 h : (b), (c) et (d) et la nuit à 23 h : (e), (f) et (g). Simulations S1 (b et e), S2 (c et f) et S3 (d et g). Sur la ville, tous les profils sont montrés sauf pour S3 où un seul profil central par quartier (au centre) est montré pour plus de clarté. Sur les zones urbaines, deux profils sont montrés à 2 km en amont et en aval de la ville. Rq : l'échelle de température potentielle est différente pour S3 pour plus de clarté.

de la surface se réchauffe rapidement au-dessus des GE et la première couche atteint la stratification neutre au-dessus du centre ville. L'épaisseur de cette couche stratifiée neutre s'étend jusqu'à environ 100 m, en accord avec les mesures par hélicoptère très tôt le matin au-dessus de Montréal le 7 mars 1968, comme le fait remarquer Oke [1987]. La quasi neutralité est aussi observée au-dessus de la ZIC jusqu'à 200 m d'altitude. L'évolution le long de cet axe des profils de la température
potentielle est similaire à ces mesures de façon frappante. Cependant, la couche près du sol légèrement instable observée au cours de cette expérience, certainement due à l'émission de chaleur anthropogénique, n'est pas observée dans ces simulations. Tous les résultas de la simulation S1 sont aussi consistants avec la réduction de la stabilité atmosphérique près des surfaces urbaines reportée par Roth [2000]. Il est important de noter, que, au contraire la neutralité n'est jamais observée au-dessus de la ville dans S2. Le raffinement de la description de la ville semble être très important pour reproduire les caractéristiques locales de la couche limite urbaine nocturne qui sont susceptibles d'influencer la dispersion des polluants. La situation est plus simple dans la simulation S3 (**figure 4.21g**) où les traces de l'urbanisation ont complètement disparu et l'atmosphère nocturne est identique à celle des zones rurales.

Les propriétés de la CLU sont mis en évidence à l'aide de la température potentielle de l'air, et on remarque que la température est plus élevée en moyenne près de la surface dans S2, rejoignant les observations de l'ilot de chaleur à la surface (*cf.* **§ 4.4.3.2).** Cependant la structure de l'atmosphère au-dessus est différente selon la caractérisation de la ville : les spécificités des surfaces urbaines se ressentent dans les 200 premiers mètres de la CLU.

4.4.5 – Conclusions

4.4.5.1 – S2 vs S1

En omettant de différentier les quartiers d'une zone urbaine, il semble que :

- l'îlot de chaleur urbain soit surestimé,
- la structure de l'atmosphère soit mal simulée.

Ces éléments suffisent à induire des erreurs dans l'estimation de la dispersion de polluants en zone urbaine.

4.4.5.2 – S3 vs S1

En omettant d'introduire les surfaces spécifiques à l'urbanisation, et en simplifiant le problème dans les modèles en les remplaçant par un sol nu sec, la météorologie urbaine n'est pas bien reproduite : le réchauffement des surfaces est forcé mais a lieu trop tôt. En soirée, les caractéristiques urbaines sont complètement effacées et les phénomènes importants comme l'îlot de chaleur disparaissent.

La représentation de la ville dite « rurale », dans la simulation S3, est somme toute relativement simpliste. Dans le modèle IAGL, De Ridder & Lefebre [2003] montrent qu'il est possible de représenter la ville par un sol nu en modifiant certains coefficients (albédo, rugosité et résistance thermique). Ce type de représentation par exemple a été utilisée sur Marseille pendant ESCOMPTE pour des simulations conduites avec ARPS à 1 km de résolution [Demuzere & De Ridder, 2005].

4.5 – Etude de la sensibilité de l'écoulement à la force du vent synoptique

4.5.1 – Caractéristiques des simulations

Les résultats du paragraphe précédent (**§ 4.4**) ont été obtenus dans des conditions de vent synoptique modéré (3 m/s). Nous allons ici vérifier si ces résultats sont encore valides dans d'autres conditions météorologiques, pour un vent plus fort ou un vent plus faible. Afin d'assurer le bon fonctionnement du modèle, un vent faible mais non-nul (1 m/s) est considéré dans la simulation S4, réalisée avec le fichier de surface de la ville détaillée en quartiers, et dans la simulation S6, réalisée avec le fichier de la ville moyennée. La simulation S5 reprend le fichier de la ville détaillée avec un vent synoptique de 5 m/s. Afin de conserver un effet bien visible de la ville, il n'est pas nécessaire d'imposer un vent plus fort. Les caractéristiques des simulations analysées ici sont reportées dans le **tableau 4.5**.

nom	surface	u_{forc}	Δx, Δy	nx	ny	nz	Δz_{min}	Δz_{moy}	z_{ray}	Δt	Δt_{ac}	K_{4h}	K_{2v}
S1	S_{det}	3 m/s	1 km	100	50	43	40 m	112 m	3000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100
S4	S_{det}	1 m/s	1 km	100	50	43	40 m	112 m	3000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100
S5	S_{det}	5 m/s	1 km	100	50	43	40 m	112 m	3000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100
S6	S_{moy}	1 m/s	1 km	100	50	43	40 m	112 m	3000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100

Tableau 4.5 – Caractéristiques des simulations pour l'étude de sensibilité de l'écoulement au vent synoptique.

4.5.2 – Influence de la vitesse du vent

4.5.2.1 – Influence de la vitesse du vent sur le bilan d'énergie et sur l'îlot de chaleur urbain

Nous analysons dans un premier temps les **figures 4.22 et 4.23** qui montrent les bilans d'énegie obtenus pour trois régimes de vent : la première, sur les différents quartiers de la ville détaillée (1 m/s : S4 ; 3 m/s : S1 et 5 m/s : S5), et la seconde sur l'ensemble de la zone urbaine pour ces même simulations, ainsi que pour les simulations avec la ville moyénnée (1 m/s : S6 et 3 m/s : S2).

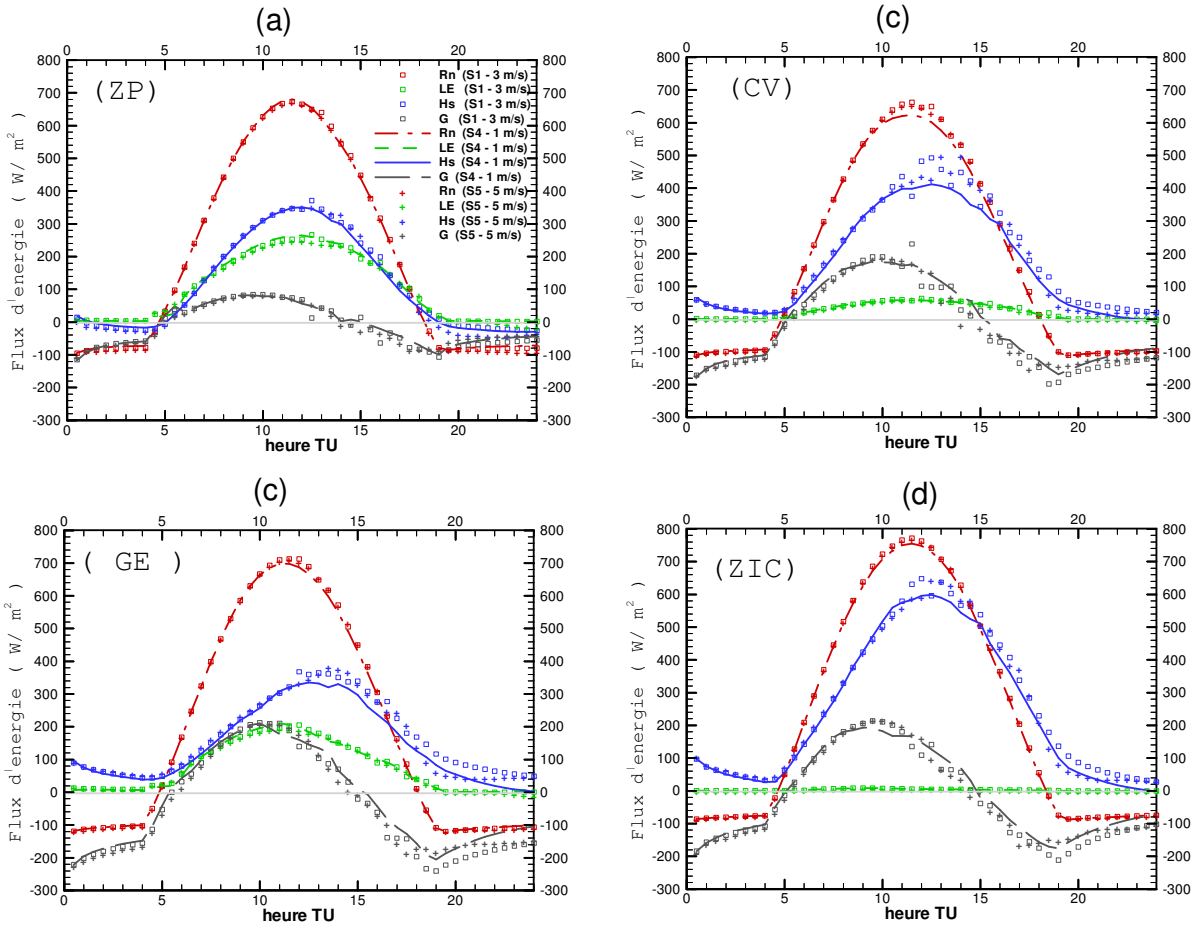


Figure 4.22 - Bilan d'énergie sur les quatre quartiers de la ville détaillée, pour les simulations S1 (trait plein), S4 (trait + carrés) et S5 (trait + triangles). (a) : zone pavillonnaire, (b) : centre ville, (c) : quartier des grands ensembles, (d) : zone industrielle & commerciale.

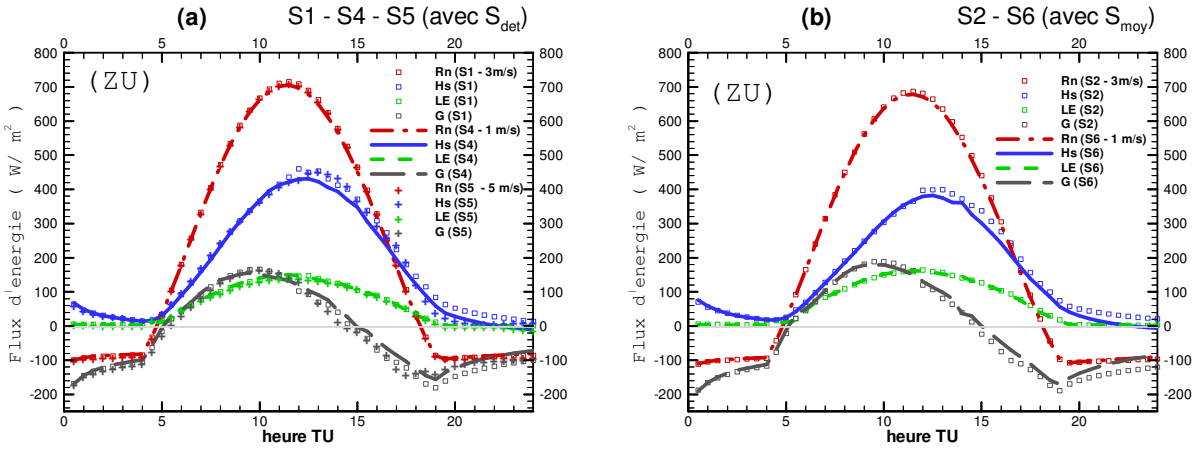


Figure 4.23 - Bilan d'énergie sur la zone urbaine. Simulations avec surface détaillée, (a) : Simulation S1 (carrés), S4 (traits) et S5 (croix). Simulations avec surface moyennée, (b) : Simulation S2 (carrés), S6 (traits).

Quelle que soit la caractérisation de la ville, le vent synoptique a une légère influence sur le bilan d'énergie de la zone urbaine quelques heures après le lever du soleil et jusqu'à la fin du cycle (**figures 4.22 et 4.23**). Comme on peut le voir sur la **figure 4.22**, cette influence se fait d'autant plus sentir que le quartier est urbanisé (principalement pour le CV et les GE). Tout d'abord, il est à noter la présence de perturbations importantes à 5 m/s, tandis qu'elles n'apparaissent pas à 1 m/s, pour les mêmes raisons qu'elles apparaissent à 3 m/s (passage de structures convectives de grande dimension). Cela dit, on observe que lorsque le flux de chaleur sensible atteint son maximum (autour de 12 h 30 TU) on peut observer des écarts allant jusqu'à 60 W/m² sur le CV et 50 W/m² sur les GE et 40 W/m² sur la ZIC. Sur chacun des quartiers urbanisés (**figure 4.22**), mais aussi en moyenne sur la zone urbaine (**figure 4.23)**, le flux de chaleur sensible est d'autant plus fort que la vitesse du vent est élevée, et ce jusqu'au coucher du soleil (vers 18 h TU). Ensuite, alors que la même remarque s'applique en comparant Hs pour les cas de vent synoptique de 1 et 3 m/s (Hs plus élevé dans S1 que dans S4 jusqu'à la fin du cycle), Hs a un autre comportement lorsque le vent synoptique est de 5 m/s (**figures 4.22 et 4.23a**) : il diminue plus vite pour atteindre un plateau jusqu'à minuit lorsque la valeur est finalement la même que dans le cas avec un vent de 3 m/s (S1).

Comme aucune différence ne s'observe sur le flux de chaleur latente, et que la seule différence sur Rn est l'augmentation des valeurs du maximum (entre 10 h et 15 h) lorsque le vent augmente, surtout visible sur le CV (**figure 4.22**) mais peu prceptible en moyenne (**figure 4.23**), les différences observées sur Hs se répercutent sur le flux de chaleur stockée : il est plus élevé entre 9 h et 11 h environ lorque le vent est plus fort. Ensuite, l'énergie relâchée dans l'atmopshère est plus élevée lorsque le vent est de 3 m/s que lorsqu'il est de 1 m/s en diminuant ensuite, selon le même écart pour la ville détaillée (environ 25 W/m entre S1 et S4), et selon un écart qui augmente pour la ville moynne (environ 18 W/m² à 19 h et 34 W/m² à minuit entre S2 et S6). Par contre dans S5, lorsque le vent est de 5 m/s, l'énergie relâchée atteint sa valeur maximale (– 136 W/m²) environ 1 h 30 avant les simuations S1 et S4 (17 h 30 contre 19 h) et la conserve à peu près jusqu'à 19 h, puis diminue plus doucement que dans S1 et S4, pour atteindre finalement la même valeur à minuit que dans S1 avec un vent de 3 m/s.

Au regard de la **figure 4.24**, qui montre les différences de température de surface moyenne entre la zone urbaine et la zone rurale, on remarque que l'influence du vent synoptique sur l'îlot de chaleur urbain (vu au niveau de la surface) est très nette après 19 h – 19 h 30 TU : plus la vitesse du vent est petite, plus l'intensité de l'îlot de chaleur urbain nocturne est fort, que la ville soit moyénnée ou non, avec des valeurs atteignant à 3 h du matin, pour la ville détaillée, 4,8 K, 4 K et 1,8 K avec un vent respectivement de 1, 3 et 5 m/s, et pour la ville moyenne, 5 K et 4,3 K avec un vent de 1 et 3 m/s, soit le même écart que la ville soit moyennée ou non.

Plus tôt dans la journée, on remarque sur la **figure 4.24a**, que ΔTs augmente à peu près de la même manière entre 3 et 5 m/s, avec un maximum quasiment identique (atteint presque un heure plus tard si le vent augmente). En revanche, on peut voir une allure particulière pour un vent de 1 m/s : pour S4, ΔTs atteint le maximum de 7,4 k, un peu plus élevé et un peu plus tôt que pour les autres régimes de vent (autour de 13 h

30), puis rediminue légérement jusqu'à 17 h lorsqu'il chute brutalement jusqu'à 5,9 K jusqu'à 18 h 30, valeur inférieure aux autres cas. Une seconde augmentation de ΔTs s'observe, qui atteint alors 6,7 K à 20 h 15, avant de diminuer progressivement. Cette zone de transition, observée par vent faible, semble correspondre à la transition entre la période de chauffage de la surface et la période de restitution de la chaleur en soirée par les surfaces urbaines. Cette allure est aussi visible lorsque la ville est moyénnée (**figure 4.24b),** avec un plateau à 6,4 K entre 13 h30 et 17 h, puis une chute à 5,5 K à 18 h 30, avant d'atteindre une valeur plus forte encore que le premier maximum, de 7 K à 20 h 30. Les différences trouvées entre une ville détaillée et une ville moyenne au **§ 4.4.3.2** sont confirmées ici pour un vent plus faible. L'écart type de ΔTs sur l'ensemble de la zone urbaine n'est pas très sensible à la vitesse du vent, sauf après 19 h si la ville est détaillée, où la variablité de ΔTs selon les quartiers augmente si la vitesse du vent diminue.

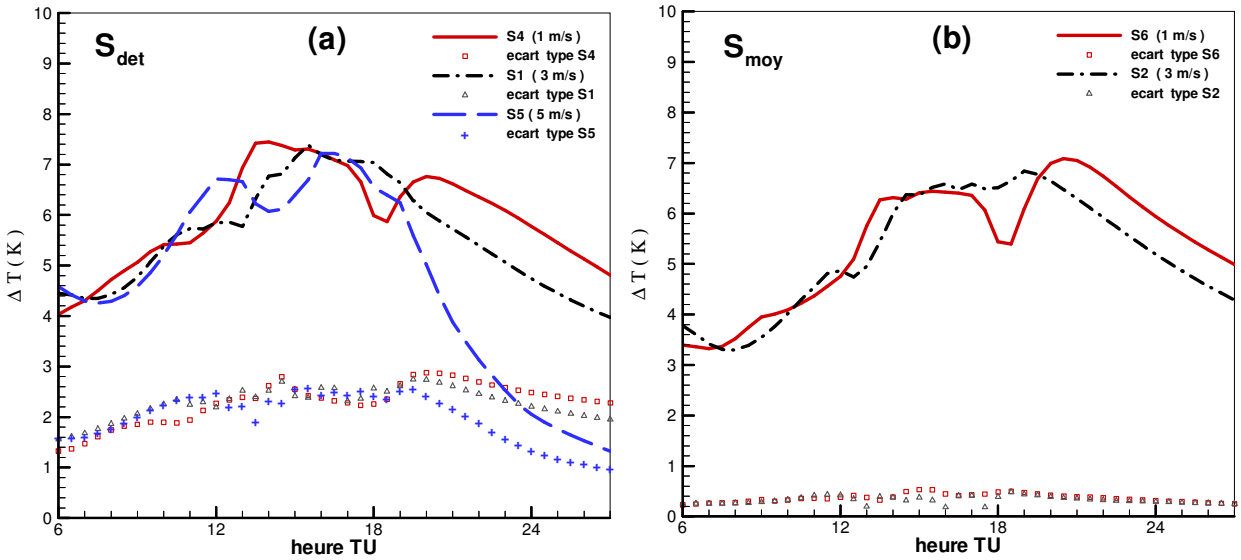


Figure 4.24 - Comme figure 4.17, pour (a): les simulations avec la ville détaillée avec un vent de 1 m/s (S4), 3 m/s (S1) et 5 m/s (S5) et (b) : simulations avec la ville moyenne avec un vent de 1 m/s (S6) et 3 m/s (S2).

4.5.2.2 – Influence sur la dynamique de l'écoulement

Pour ce qui concerne l'écoulement, la force du vent synoptique le modifie lorsque la ville est décrite en quartiers, comme on peut le voir sur la **figure 4.25** à 12 h pour S4 et S5, et en se référant à la **figure 4.19a** pour S1. Dans S4, comme le vent synoptique n'est que de 1 m/s, les structures convectives sont plus importantes que dans S1, avec de l'air chaud (292 K) convecté jusqu'à 2500 m d'altitude **(figure 4.25a)**. Les cellules de la brise de ville sont formées de manière beaucoup plus nette, et les cellules de convection sont créées au centre de la ville selon l'axe transversal, et plus à l'ouest selon l'axe longitudinal (sur le CV). On note l'accélération importante de la vitesse du vent près du sol et en altitude. Au contraire dans S5, lorsque le vent synoptique est de 5 m/s (**figure 4.25b)**, les structures convectives, beaucoup moins intense que dans S1 et S4, sont positionnées sur le bord est de la ville sur la ZIC, sur toute la largeur de la ville. Sur la coupe

verticale au centre du domaine, la brise de ville n'apparaît même plus, et l'air chaud est advecté en aval de la ville.

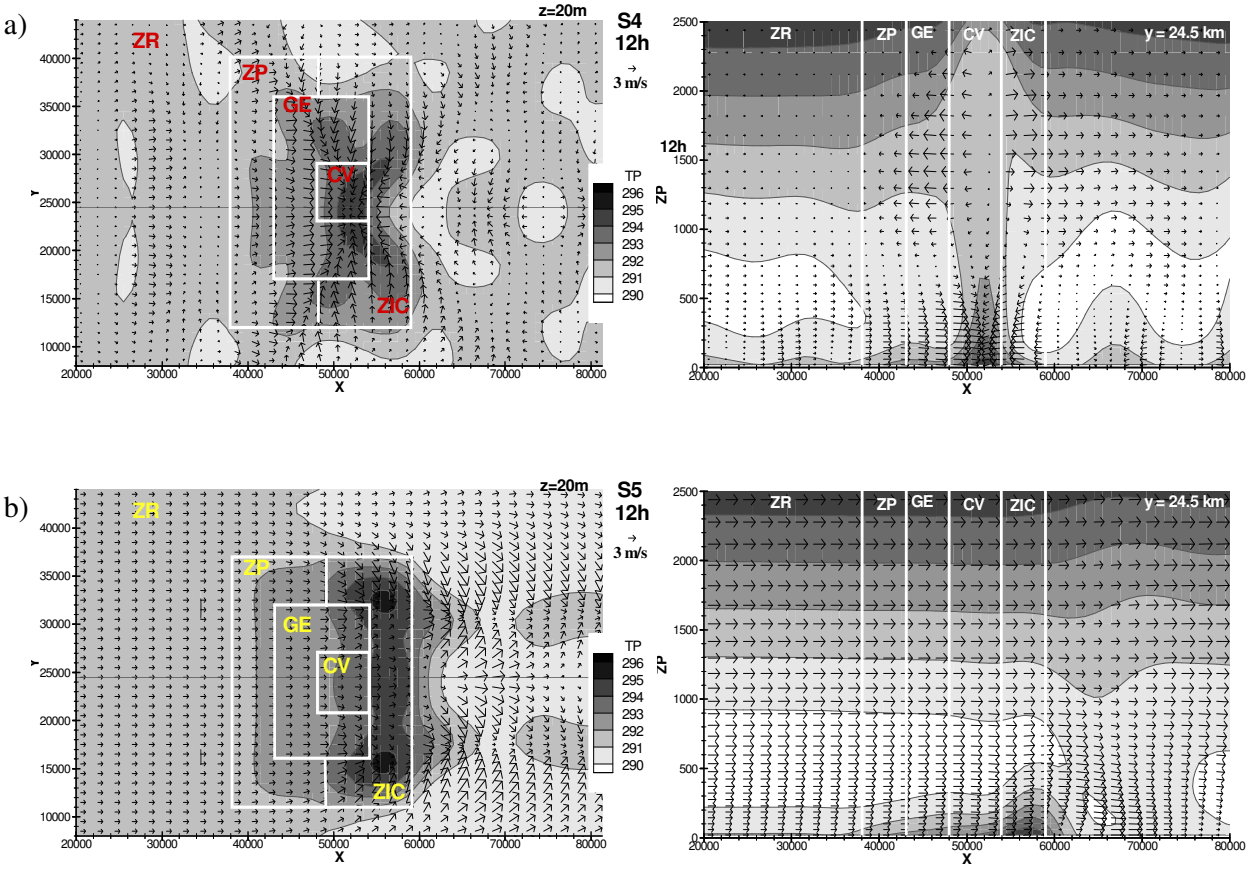


Figure 4.25 - Comme figure 4.4, à 12 h TU. Simulations avec la ville détaillée en présence d'un vent synoptique de 1m/s (a : S4) et 5 m/s (b : S5).

En fin de journée, comme on peut le voir sur la **figure 4.26** à 18 h, les cellules de la brise de ville ne s'observent plus que pour le cas de vent faible (S4), avec une intensité encore importante. Plus le vent augmente, plus l'air issu de la zone rurale amont, plus frais, arrive au-dessus des quartiers. Tandis qu'à 3 m/s, l'atmosphère est encore instable sur les quartiers CV et ZIC à l'est de la ville, seule la ZIC est concernée à 5 m/s.

Le fait de moyenner les caractéristiques de la ville ne modifie pas beaucoup l'écoulement en présence d'un vent faible, au contraire de ce qui est observé par vent modéré (**figure 4.27 et figure 4.26a et b**). En effet, avec un vent de 3 m/s (S2), l'atmosphère n'est plus convective alors qu'elle l'est encore dans S1. Avec un vent de 1 m/s, l'effet de la différence de chauffage entre les quartiers est cette fois effacé par le fait que l'advection de l'air chaud vers l'est n'est plus prédominant, et que le front de brise reste positionné au-dessus de la ville dans les deux cas, en ramenant l'air chaud vers le centre de la cité.

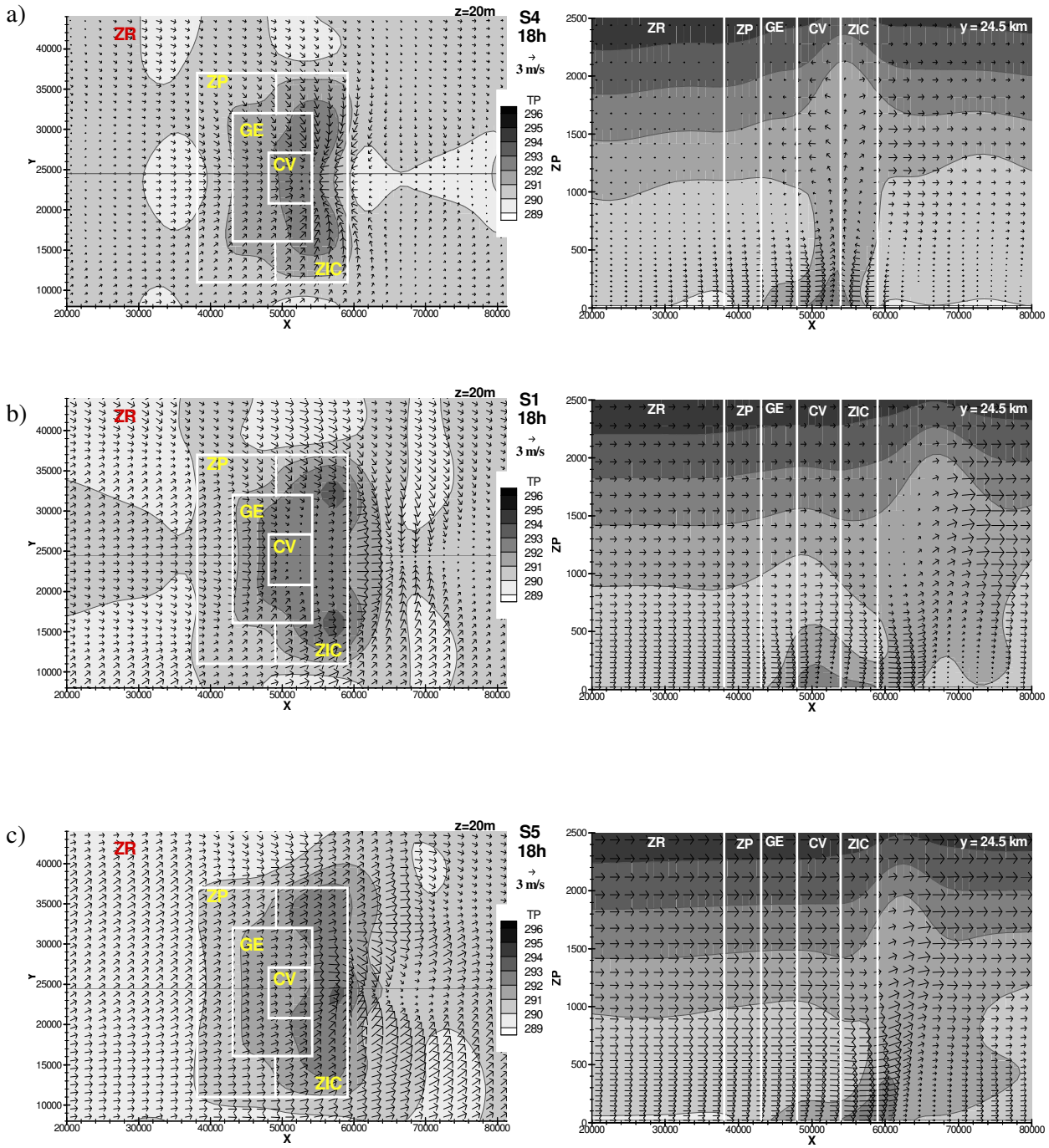


Figure 4.26 – Comme figure 4.4, à 18 h TU. Simulations avec la ville détaillée en présence d'un vent synoptique de 1m/s (a : S4), 3 m/s (b : S1) et 5 m/s (c : S5).

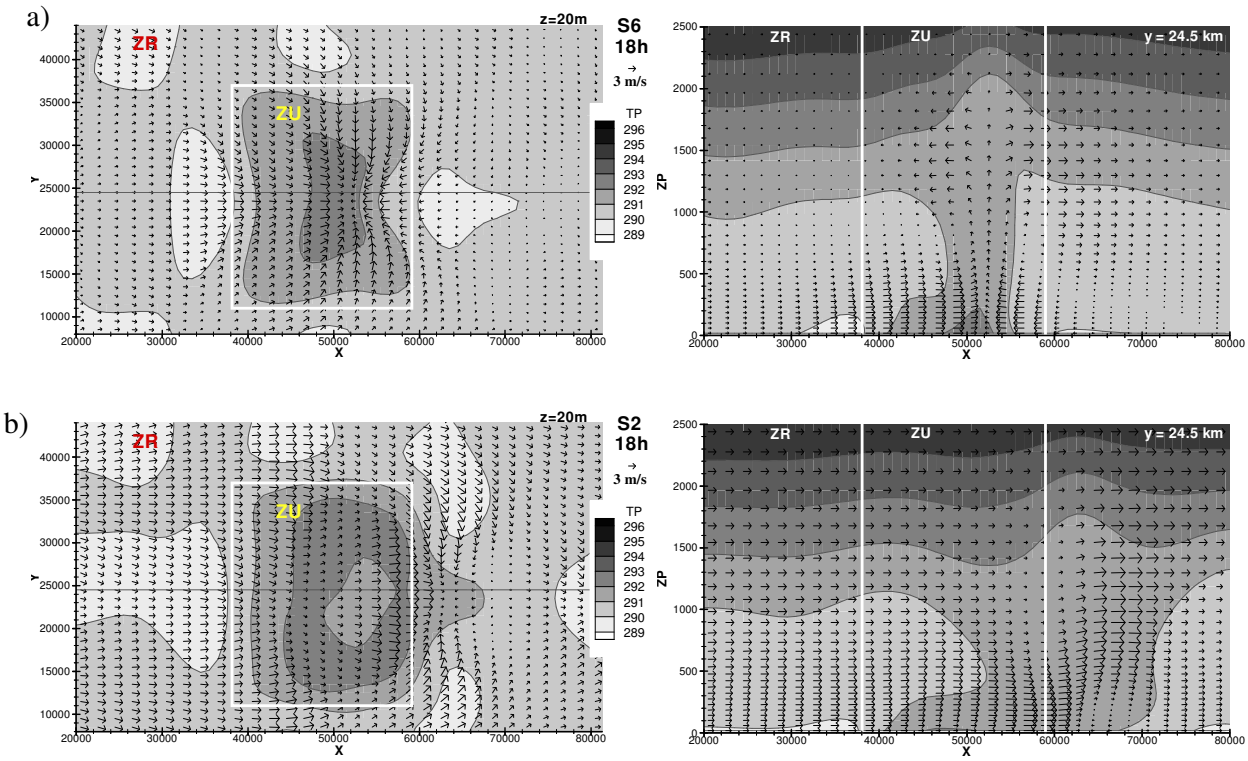


Figure 4.27 – Comme figure 4.4, à 18 h TU. Simulations avec la ville moyennée en présence d'un vent synoptique de 1m/s (a : S6) et 3 m/s (b : S2).

4.5.3 – Conclusion

En présence d'un vent synoptique très faible (1 m/s), le mélange des masses d'air urbaines et rurales est le processus dominant. Les structures convectives sont observables au-dessus des quartiers les plus chauds avec la description détaillée de la ville, et au centre du domaine avec la ville moyenne. En présence d'un vent synoptique plus fort (5 m/s), l'advection est le processus dominant. Le chauffage des quartiers les plus chauds est toujours conséquent, mais la brise de ville en aval est considérablement atténuée, limitant l'apport d'air rural d'est sur la ville.

4.6 – Etude de la sensibilité de l'écoulement à la proximité de la mer

4.6.1 – Caractéristiques des simulations

Dans les simulations S7 à S10, la ville décrite avec une surface détaillée (S7 et S8) ou avec une surface moyenne (S9 et S10) est désormais située en bordure de mer, les simulations S7 et S9 sont forcées par un vent de 3 m/s (comme S1 et S2), les simulations S8 et S10 par un vent de 1 m/s (comme S4 et S6).

nom	surface	u_{forc}	Δx, Δy	nx	ny	nz	Δz_{min}	Δz_{moy}	z_{ray}	Δt	Δt_{ac}	K_{4h}	K_{2v}
S1	S_{det}	3 m/s	1 km	100	50	43	40 m	112 m	3000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100
S7	$S_{côt}$	3 m/s	1 km	100	50	46	40 m	200 m	6000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100
S8	$S_{côt}$	1 m/s	1 km	100	50	46	40 m	200 m	6000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100
S9	$S_{côt\text{-}moy}$	3m/s	1 km	100	50	46	40 m	200 m	6000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100
S10	$S_{côt\text{-}moy}$	1 m/s	1 km	100	50	46	40 m	200 m	6000 m	1 s	0,1 s	1.10^{10}	100

Tableau 4.6 – Caractéristiques des simulations pour l'étude de sensibilité de l'écoulement à la proximité de la mer.

4.6.2 – Bilans d'énergie

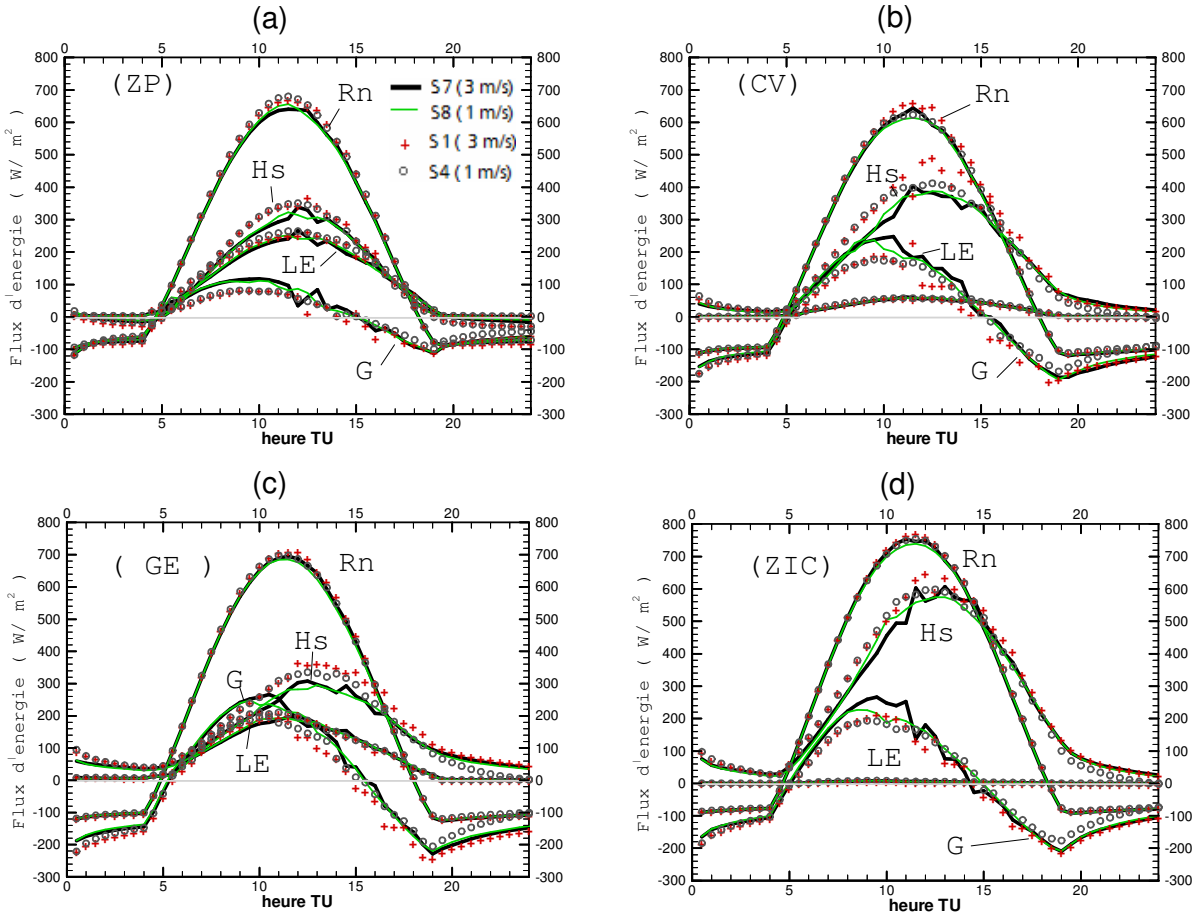


Figure 4.28 – Bilans d'énergie sur les quatre quartiers de la ville, pour les simulations S7 (traits noirs), S8 (traits verts), S1 (croix) et S4 (cercles). Zone pavillonnaire (a), Centre ville (b), Quartier des Grands Ensembles (c) et Zone Industrielle et Commerciale (d).

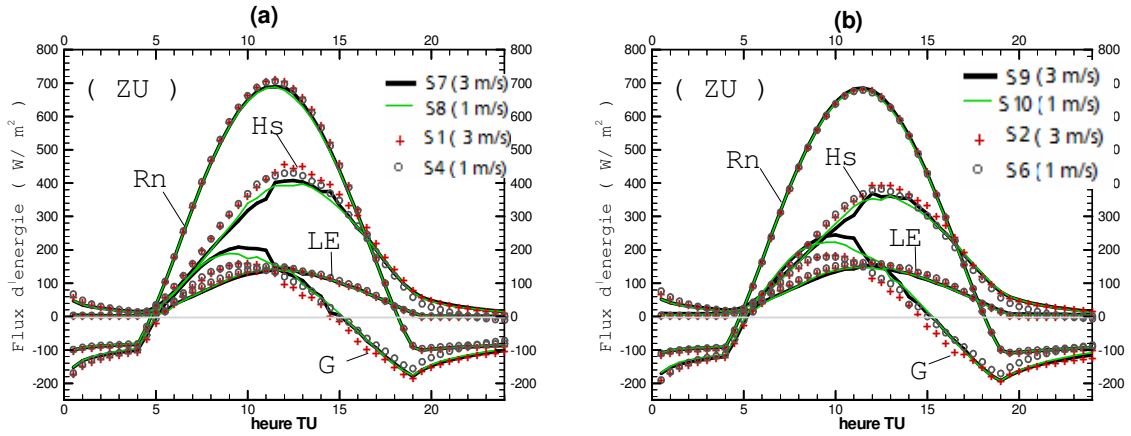


Figure 4.29 - Bilans d'énergie sur l'ensemble de la zone urbaine. (a) , pour les simulations avec la ville détaillée, côtière : S7 (trait noir), S8 (trait plein clair), ou non côtière : S1 (croix) et S4 (cercles). (b) , pour les simulations avec la ville moyennée, côtière : S9 (trait plein foncé), S10 (trait plein clair), ou non côtière : S2 (croix) et S6 (cercles).

En comparant les bilans d'énergie sur les quartiers de la ville dans les simulations à 3m/s et à 1m/s, avec ou sans la mer (S7 vs S1 et S8 vs S4) (**figure 4.28**), il apparaît que le flux de chaleur sensible est plus faible en présence de la mer, du fait du déclenchement de la brise de mer, comme on le verra dans la section suivante. Ceci est visible pour tous les quartiers. Les flux de rayonnement net et de chaleur latente ne varient quasiment pas. Le flux de chaleur stockée est alors plus fort en milieu de journée et le flux de chaleur libérée en soirée (G négatif) est le même à 3 m/s, mais il est plus fort à 1 m/s. En particulier, avec un vent de 1 m/s, le maximum à 19 h pour la ZIC est supérieur de 30 W/m² pour la ville côtière que pour la ville entourée d'une zone rurale.

Sur l'ensemble de la zone urbaine (**figure 4.29**), on retrouve les caractéristiques principales évoquées sur les quartiers. Le bilan est proche pour les simulations avec la description de la ville détaillée ou moyenne, avec cependant une différence notable sur le flux de chaleur stockée, peu de temps après le lever du soleil : avec la ville côtière moyenne, les valeurs de G sont supérieures au flux de chaleur sensible, ce qui n'est pas le cas avec la ville côtière détaillée.

4.6.3 – Modification de l'écoulement et circulations thermiques

Alors qu'au-dessus de la terre, les surfaces se réchauffent rapidement suivant le cycle solaire, la température de surface de la mer reste plus faible pendant la journée, ce qui crée des conditions favorables au développement de la brise de mer tôt dans la matinée. L'écoulement synoptique étant de sens contraire que la brise de mer, ces simulations permettent de voir clairement la confrontation entre la brise de ville et la brise de mer dont les directions sont opposées. Par exemple, la formation de ces cellules de brise est identifiable sur la **figure 4.30** par les lignes de courant. Selon la vitesse du vent synoptique, les cellules ne

sont pas formées de la même manière. Avec un vent synoptique fort (S7, **figure 4.30a**), la cellule de brise de ville (au vent par rapport au front de brise de mer) n'est pas bien formée et le vent synoptique domine le flux de retour vers l'ouest, ce qui conduit à un vent très faible entre 1 et 2 km d'altitude (autour de x = 48 km). Une accélération des masses d'air se produit cependant près du sol avant qu'elles ne soient convectées. Avec un vent synoptique faible (S8, **figure 4.30b**), le bras de retour vers l'ouest a une intensité du même ordre que la cellule de brise de mer.

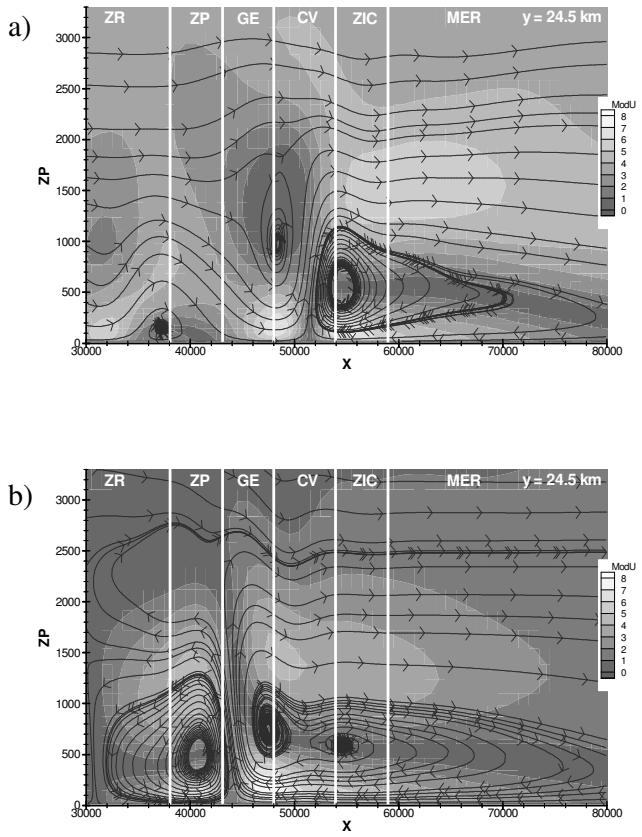


Figure 4.30 - Exemples de confrontation entre cellules de brises maritime et urbaine mises en évidence par le tracé des lignes de courant, à 15 h TU. Le module du vent est représenté par les couleurs. Simulations S7 avec un vent synoptique de 3 m/s (a) et S8 avec un vent synoptique de 1 m/s (b).

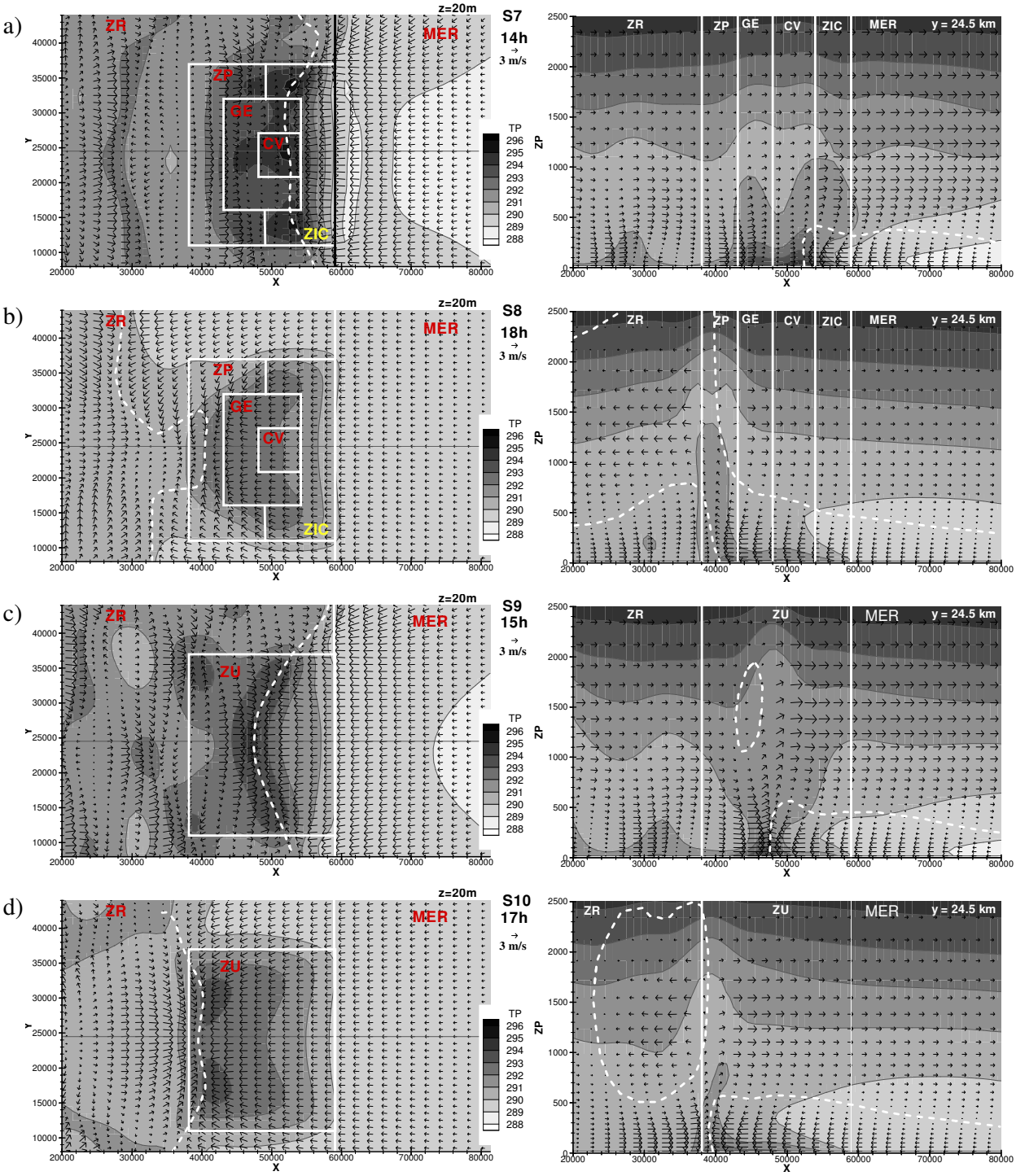


Figure 4.31 – Comparaison des masses d'air dans les simulations en présence de la mer à l'heure de la pénétration maximale de la brise de mer sur la ville. A gauche, coupes horizontales au premier niveau et à droite, coupes verticales au milieu du domaine. Représentation de la température potentielle et du vecteur vent associé à la coupe. (a) : S7 (S_{det} + 3m/s) à 14h ; (b) : S8 (S_{det} + 1m/s) à 18h ; (c) : S9 (S_{moy} + 3m/s) à 15h ; (d) : S10 (S_{moy} + 1m/s) à 17h. Les zones où la composante zonale du vent est négative sont limitées par un trait pointillé blanc qui marque également la position des fronts de brises.

La **figure 4.31** permet de comparer le comportement des masses d'air dans les quatre simulations avec une ville côtière lorsque la brise de mer pénètre au maximum sur la ville (l'heure est différente pour les quatre conditions). Il apparaît que le front de brise est poussé plus à l'Ouest lorsque le vent synoptique est plus faible (**figures 4.31b et d**), conformément aux observations de Finkele [1998], et également lorsque la description de la ville est simplifiée (**figures 4.31c et d**). De plus, la distance de pénétration de la brise de mer est plus importante sur la ville que sur les zones rurales latérales avec un vent synoptique modéré de 3 m/s, au contraire de ce qui est observé avec un vent synoptique faible de 1 m/s. Dans ce cas, même si la brise atteint des sites très éloignés de la côte sur les zones rurales, elle ne parvient pas à franchir la limite entre la ville et la campagne. Cette remarque rejoint les résultats des simulations numériques en 2D de Yoshikado [1992], qui montrent que l'îlot de chaleur urbain modifie les caractéristiques de la brise de mer et renforce le front de brise, en retardant sa pénétration dans les terres au-delà de la ville avec une zone où le front stagne pendant plusieurs heures. Ici, la brise ne parvient pas à franchir cette limite. La ville représentée dans ces simulations est de dimensions suffisamment grandes et est située tout près de la mer, ce qui permet à la brise de mer de ne pas effacer l'îlot de chaleur urbain qui commence à se développer bien avant son arrivée. Cette situation est également conforme aux conditions d'interaction entre la brise de ville et la brise de mer observées par Cenedesse & Monti [2003].

Avec la description de la ville détaillée en quartiers, la comparaison des simulations S1 (**figure 4.18a**) et S7 (**figure 4.31a**) à 3 m/s montre que la brise de mer a une intensité suffisamment forte pour contrer l'écoulement synoptique qui, dans S1, advecte les cellules convectives créées au-dessus de la ville. Au contraire l'air chaud est alors convecté au-dessus de la ville et le courant de contournement en aval de la ville n'apparaît plus. Les structures sont advectées plus facilement vers l'ouest lorsque le vent synoptique est plus faible (**figure 4.31b**), ramenant l'air réchauffé des quartiers très urbanisés (CV, ZIC, GE) vers le quartier ZP et la zone rurale ouest et le remplaçant par de l'air frais maritime au-dessus.

En utilisant la ville moyenne dans les simulations S9 et S10 (**figures 4.31c et d**), le chauffage est plus homogène sur la surface, mais moins fort localement à l'ouest de la ville où sont situés dans $S_{côt}$ les quartiers qui chauffent le plus (CV et ZIC). Le front de brise de mer avance sur une ligne plus régulière vers l'ouest, en arc de cercle, du fait également de l'absence de sauts de rugosité à l'intérieur de la zone urbaine. L'intensité du vent près du sol juste à l'est du front est moins forte et le point de convergence des masses d'air au centre de la ville se retrouve plus en amont (4,5 km plus à l'ouest pour S9 que pour S7). L'air chaud s'élève également en altitude et repart vers l'est. Avec un vent synoptique de 1 m/s (**figure 4.31d**), le front sur la ville se retrouve à environ 2 km du début de la ville, comme dans la simulation S8. Le front occupe par contre toute la largeur de la ville, parce que la zone urbaine forme une résistance homogène. On remarque également que le front ne forme quasiment pas d'angle avec la surface, du fait d'une forte ascension des masses d'air, conformément aux observations de Helmis et al. [1987].

Il ressort de ces analyses que, avec un vent synoptique de terre de 3 m/s, le front de brise de mer avance plus loin sur la ville si on utilise une ville uniforme plutôt qu'une ville où les quartiers sont différenciés. Les résultats montrent également que le front pénètre plus loin, à la fois sur la ville que sur la campagne, si le

flux synoptique de terre est plus faible. Dans ce cas, la distance parcourue par le front au centre de la ville est peu différente en utilisant l'une ou l'autre des surfaces, mais l'air frais d'origine marine (température potentielle inférieure à 290 K), apporté par la brise de mer, pénètre plus loin au-dessus de la ville avec une zone urbaine uniforme (+ 2 km à 3 m/s et + 5 km à 1 m/s).

Sur les zones rurales latérales, l'écoulement synoptique est directement confronté à la brise de mer. Lorsqu'il a une vitesse de 3 m/s, il domine la brise, et ne lui permet pas d'avancer à plus de quelques kilomètres dans les terres (**figures 4.31a et c**). Au contraire, lorsqu'il a une vitesse de 1 m/s, la brise pénètre plus facilement dans les zones rurales beaucoup plus loin que sur la ville et parvient à atteindre 30 km avec la surface $S_{côt}$ (**figure 4.31b**). Le contournement de la ville est ainsi observé à l'ouest de la ville, passant facilement sur la ZP dont la rugosité est faible et ramenant de l'air frais vers le centre de la ville. Avec la surface $S_{côt\text{-}moy}$ (**figure 4.31d**), la brise pénètre plus difficilement sur la partie ouest de la ville et sur les zones rurales nord et sud, sans doute du fait de la rugosité moyenne sur la zone urbaine dans $S_{côt\text{-}moy}$ est plus élevée que celle du quartier ZP dans $S_{côt}$.

4.6.4 – Conclusions

L'étude du cas d'une ville côtière montre l'interaction entre les phénomènes urbains (îlot de chaleur urbain et brise de ville) et la brise de mer. Les principales caractéristiques du système de brise de mer relevées par Miller et al. [2003] sont observées. Son développement dépend clairement :

- de la vitesse du vent synoptique de terre,
- de la représentation plus ou moins hétérogène de la ville.

Le **tableau 4.7** récapitule les différences observées dans les quatre simulations représentant ces différentes configurations.

	S7 (S_{cot} ; 3 m/s)	**S8** (S_{cot} ; 1 m/s)	**S9** ($S_{cot\text{-}moy}$; 3 m/s)	**S10** ($S_{cot\text{-}moy}$; 1 m/s)
Heure d'apparition du FBM sur la ville	11 h	8 h	9 h	8 h
Distance maximale de propagation du FBM sur la ville près du sol	14 h 7 km	13 h 15 km	15 h 11,5 km	17 h 19,5 km
Intensité maximale De la CBM près du sol	14 h 30 $\lvert u \rvert$ = 6,5 m/s	13 h30 $\lvert u \rvert$ = 5,5 m/s	15 h $\lvert u \rvert$ = 5,9 m/s	13 h $\lvert u \rvert$ = 5,6 m/s
Intensité maximale de la vitesse verticale	1170 m 4 m/s	846 m 1,8 m/s	873 m 2,6 m/s	800 m 2,16 m/s

Tableau 4.7 – Caractéristiques de la brise de mer au-dessus de la zone urbaine pour les différentes configurations S7, S8, S9, S10 (FBM : front de brise de mer, CBM : circulation de brise de mer).

En moyennant les caractéristiques de la ville, on rend sa réaction face à la brise de mer plus homogène, formant une barrière uniforme mais d'intensité plus faible. Les villes étant en réalité très hétérogènes, une simulation utilisant une surface uniforme risque donc d'être inexacte.

L'intensité maximale du vent près du sol est plus forte pour un vent synoptique de 3 m/s que pour un vent synoptique de 1 m/s avec une ville détaillée ou non. A 3 m/s, le vent est plus fort avec la ville détaillée qu'avec la ville moyenne, tandis qu'il est du même ordre pour les deux configurations à 1 m/s. Le front a dans ce cas traversé quasiment toute la zone urbaine.

La brise pénètre plus loin dans les terres sur la campagne que sur la ville pour un vent de 1 m/s, mais en soirée, elle se retire plus vite sur la campagne, et moins vite juste derrière la ville (figures non montrées). La présence de la zone urbaine freine la propagation de la brise de mer dans les terres et retarde également son retrait en soirée.

4.7 – Conclusions de l'étude

L'étude numérique en 3D des effets d'une ville sur le bilan d'énergie à l'interface entre la canopée et l'atmosphère et sur la dynamique de l'écoulement a été menée avec le couple SUBMESO - SM2-U sur un domaine de simulation de simple configuration, où une ville est disposée au centre.

A l'aide d'une simulation haute résolution, on a montré que le bilan d'énergie a des propriétés bien spécifiques sur les différents quartiers. L'écoulement atmosphérique est fortement perturbé par la présence de la ville, à cause des sauts de rugosité entre la zone rurale et la zone urbaine, et entre les quartiers même, mais également à cause du chauffage diurne hétérogène des surfaces, qui permet aux cellules convectives de se développer.

La méthode d'emboîtement de domaines est testée avec succès, avec un raffinement uniquement sur la ville. La comparaison de ces deux simulations nous a permis de réaliser par la suite une série de simulations à résolution plus basse car la réduction de la résolution altère peu le comportement des bilans d'énergie et les principales caractéristiques de l'écoulement.

Dix autres simulations ont permis de déterminer la sensibilité des résultats à la description de la ville, au vent synoptique, et à la présence de la mer. Pour un vent synoptique modéré, les résultats montrent qu'une zone urbaine homogène diminue l'influence des points chauds. Les différences observées sur la couche limite urbaine sont importantes en soirée : l'atmosphère reste convective plus longtemps si les quartiers sont détaillés. La prise en compte de la ville sous forme minérale, avec conservation des différences de rugosité, déforme clairement les processus météorologiques dans la basse atmosphère. Avec un vent synoptique plus faible, le processus dominant est le mélange des masses d'air urbaines et rurales, ce qui diminue les différences entre les résultats obtenus avec une ville détaillée ou avec une ville moyenne. Avec un vent synoptique plus fort, l'advection est le facteur dominant, surtout en soirée lorsque le chauffage des surfaces est terminé. En présence de la mer, le développement de l'îlot de chaleur urbain modifie le développement

du système de brise de mer et sa pénétration dans les terres. L'interaction entre le vent synoptique, la brise de mer et les effets aérodynamiques et thermodynamiques urbains dépendent alors fortement de la représentation de la ville dans le modèle de sol. .

Chapitre 5

Simulations numériques de la POI2b pendant la campagne ESCOMPTE

Dans l'optique de comprendre et de prévoir la dispersion des polluants dans la région Provence-Alpes-Côtes d'Azur, durement touchée par la pollution estivale à l'ozone, des simulations numériques ont été menées sur la région marseillaise pendant la POI2b. Cette période est en effet dominée par le développement important de la brise de mer. La méthode mise en place dans le **chapitre 2** pour la préparation de simulations sur un cas réel urbain est utilisée pour la POI2b de l'expérience ESCOMPTE présentée dans le **chapitre 1**, avec le nouveau module de calcul des flux sur la mer, exposé au **chapitre 3**.

Dans un premier temps, le couple SUBMESO - SM2-U est évalué sur les journées des 24, 25 et 26 juin, à l'aide des mesures aéroportées, des radiosondages et des mesures des flux turbulents.

L'analyse détaillée de l'évolution de la dynamique de l'écoulement en surface est ensuite menée pour les journées des 24 et 25 juin, suivie d'une étude de sensibilité réalisée pour évaluer l'impact de la canopée urbaine sur l'atmosphère simulée dans ce cas réel.

Enfin, une première analyse des champs turbulents en milieu urbain est menée sur les journées des 24 et 25 juin.

5.1 – Résumé des caractéristiques des simulations

Les étapes de préparation des simulations numériques sur le cas réel de l'agglomération de Marseille sont présentées dans le **chapitre 2**. Les principales caractéristiques des grilles de simulation et du schéma d'intégration sont reportées dans le **tableau 5.1**. La grille de simulation définie au premier niveau en prenant en compte la topographie est présentée sur la **figure 5.1**. Les simulations sont menées sur les journées du 24, 25 et 26 juin 2001, avec initialisation à 0 h TU en condition stable. Les sorties horaires du modèle RAMS à 3 km de résolution permettent d'une part de forcer les frontières latérales de la grille G1 à chaque pas de temps d'intégration, et d'autre part de fournir le profil uniforme d'initialisation pour les champs scalaires et d'initialiser le champ de vent en chaque point.

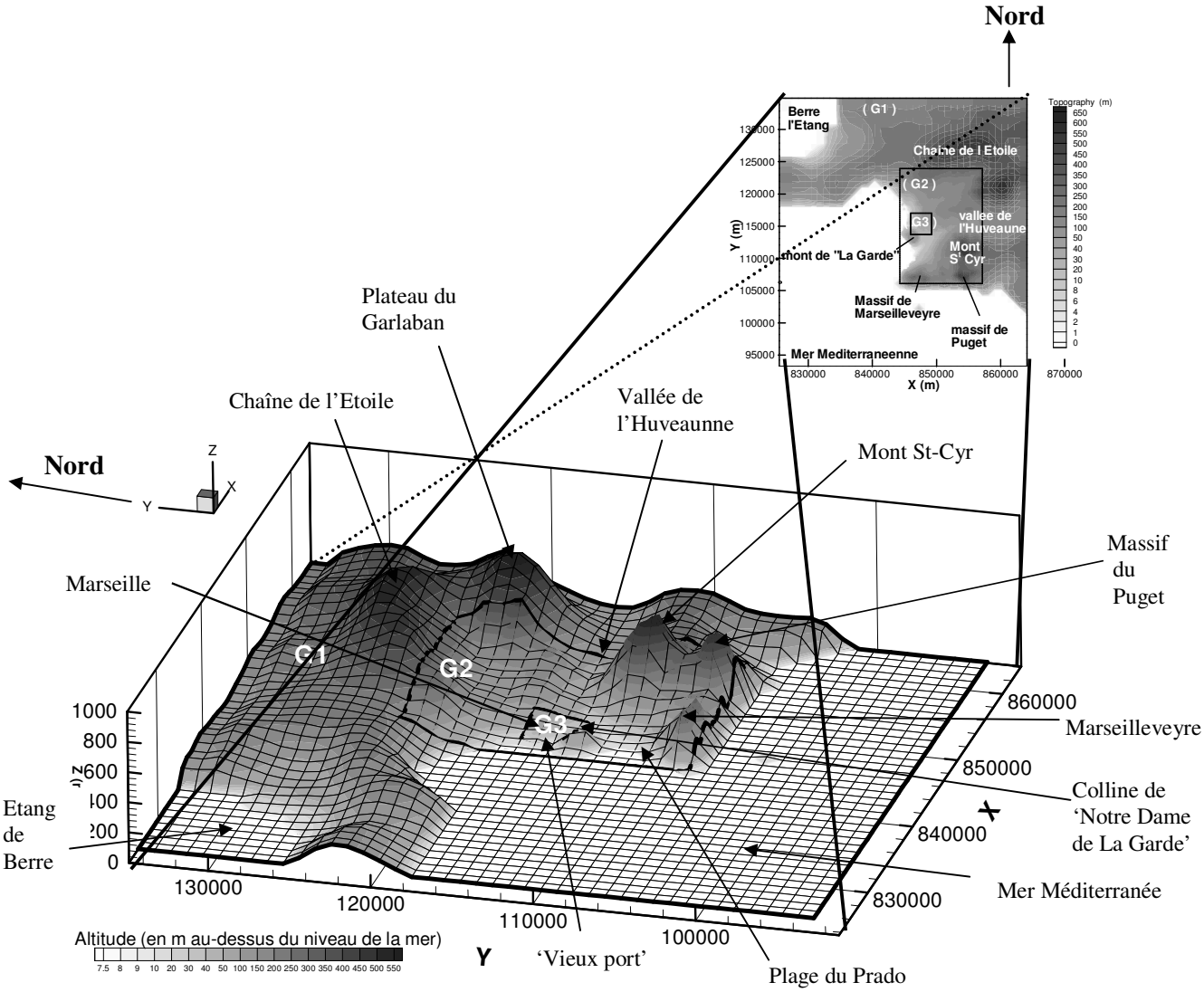


Figure 5.1 – Vue 3D de l'altitude du premier niveau scalaire du modèle (relief + 7,5 m) sur les trois grilles emboîtées de simulations.

nom	grille	surface	Δx, Δy	nx	ny	nz	Δz_{min}	z_{ray}	Δz_{moy}	Δt	Δt_{ac}	K_{4h}	K_{2v}
MAR_{24}	G1	S_{MG1}	990 m	41	44	41	15 m	5600 m	221 m	0,9 s	0,03 s	1.10^{10}	300
MAR_{25}	G2	S_{MG2}	330 m	41	56	41	15 m	5600 m	235 m	0,3 s	0,03 s	4.10^{10}	950
MAR_{26}	G3	S_{MG3}	110 m	32	32	41	15 m	5600 m	237 m	0,1s	0,01 s	1.10^{7}	2900

Tableau 5.1 - Caractéristiques des simulations MAR.

5.2 – Validation du couple SUBMESO-SM2-U

L'éventail de mesures effectuées sur la région marseillaise est large, et une sélection est donc réalisée pour valider le couple SUBMESO - SM2-U pendant la POI2b, les 24, 25 et 26 juin 2001.

5.2.1 – Comparaisons avec les mesures aéroportées

Des avions ont quadrillé la zone ESCOMPTE afin de mesurer les principales variables météorologiques et concentrations d'espèces chimiques. Ce jeu de mesures permet d'approcher la structure 3D de l'atmosphère, et de vérifier que le modèle reproduit ces mêmes couches. Notre zone d'étude est beaucoup plus petite que la zone ESCOMPTE couverte par les vols avions, mais les appareils MERLIN, assurant les vols « Couche Limite Urbaine », et ARAT les vols « Exploration », ont traversé le domaine de simulation de la grille G1 suffisamment longtemps pour pouvoir effectuer une comparaison des sorties de simulations avec ce jeu de données. La trajectoire de l'avion est enregistrée dans le code au préalable des simulations, et les paramètres retenus sont la direction du vent et sa vitesse, la température potentielle et l'humidité spécifique. La pression a également été comparée avec succès afin de vérifier que les caractéristiques de base de l'atmosphère sont reproduites.

5.2.1.1 – Vols Exploration avec l'appareil ARAT

Comme le montre la **figure 5.2b**, la direction du vent est bien respectée le 24 juin**,** aussi bien en altitude sur le nord du domaine (bras n°3) et sur la ville de Marseille (bras n°5), qu'en surface sur la mer (bras n°6), où le vent simulé est légèrement plus à l'est. La vitesse du vent est également correctement simulée, bien qu'elle soit sous-estimée de près de 1,5 m/s dans la seconde partie du bras n°3 (au nord-ouest du domaine) et de 2 à 2,5 m/s sur le bras n°5, sur l'est de Marseille. La température potentielle est quant à elle également sous-estimée de 2 à 3 degrés en altitude (bras n° 3 et 5) et de 1 à 2 degrés sur la mer. L'humidité spécifique simulée est un peu moins de deux fois plus importante que les mesures sur le bras n°3, ceci provenant des valeurs de forçage aux frontières. Sur la mer, ses valeurs se rapprochent de celles mesurées tout en atteignant 3 g/kg de moins en fin de parcours.

24 juin

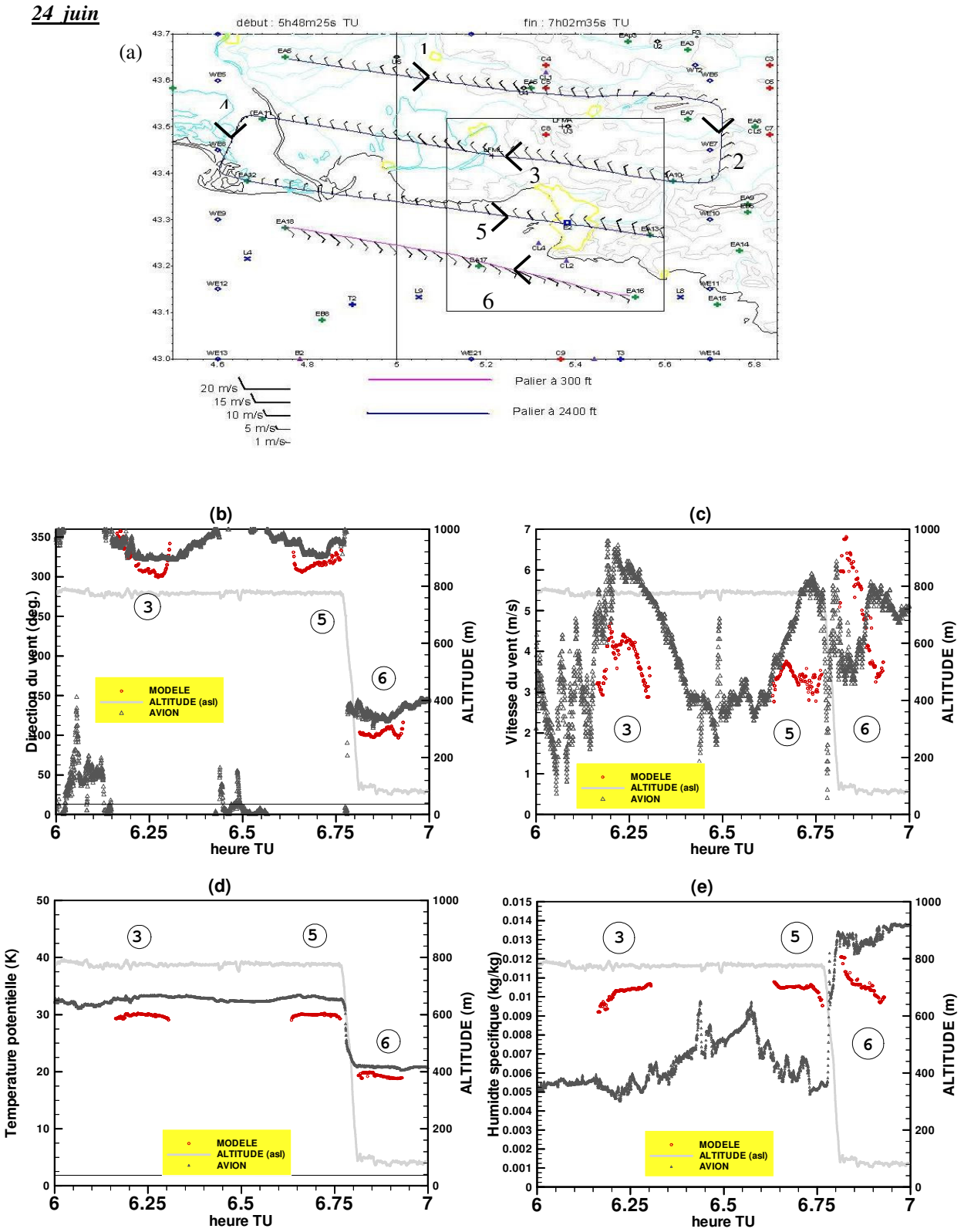


Figure 5.2 - Vol Exploration n°39 du 24 juin 2001. (a) : Trajectoires de l'avion ARAT sur le domaine de simulation G1 délimité avec le rectangle noir *(D'après E. Breton, INSU/DT) ;* de (b) à (e) : Altitude de l'avion (gris clair) et comparaison entre les mesures effectuées à bord (trait continu gris foncé) et les sorties du modèle sur la grille G1 (croix) pour la direction du vent en degrés (b), le module du vent en m/s (c), la température potentielle en K (d) et l'humidité spécifique en kg/kg (e).

25 juin

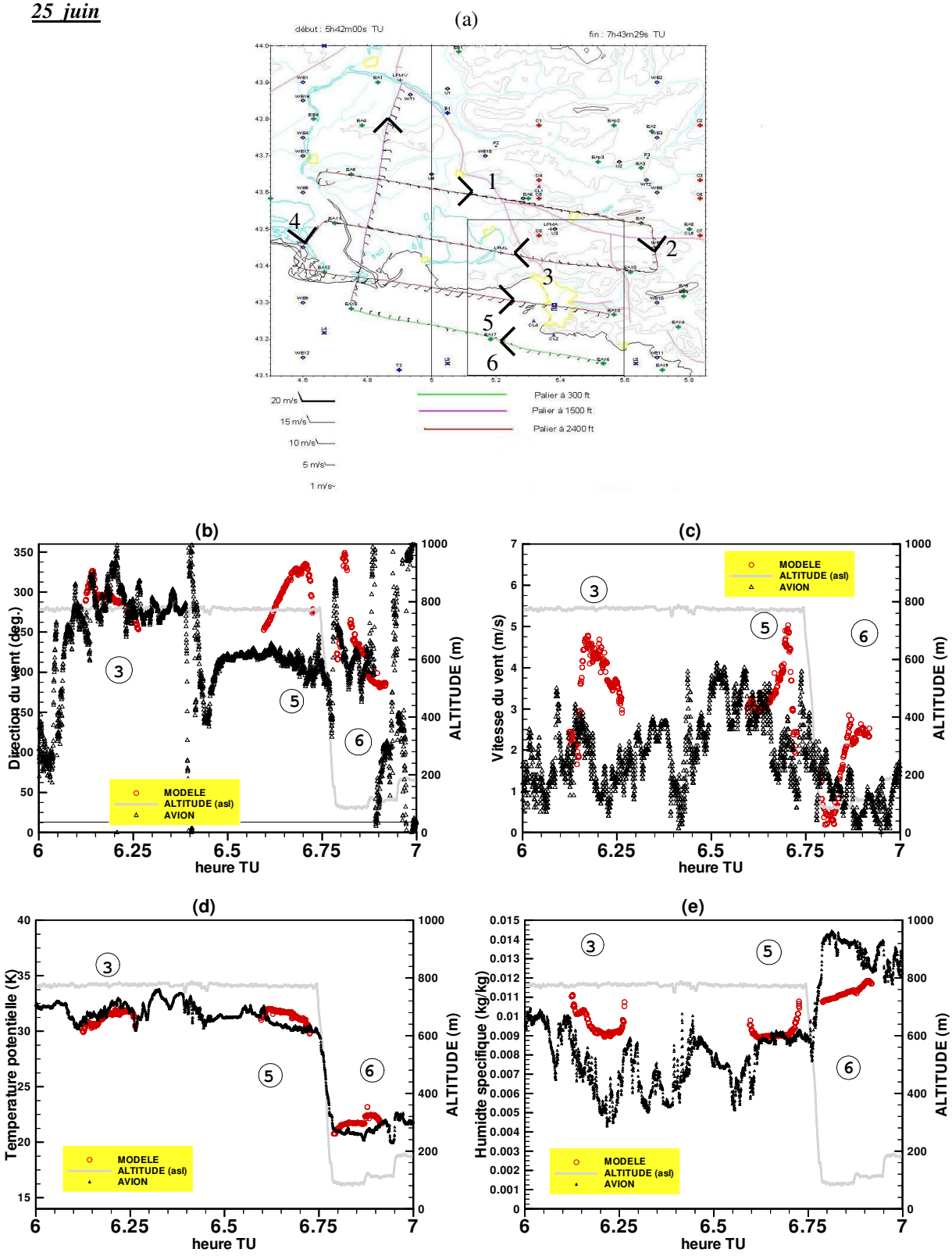


Figure 5.3 – Comme figure 5.2 pour le vol Exploration n°41 du 25 juin 2001.

26 juin

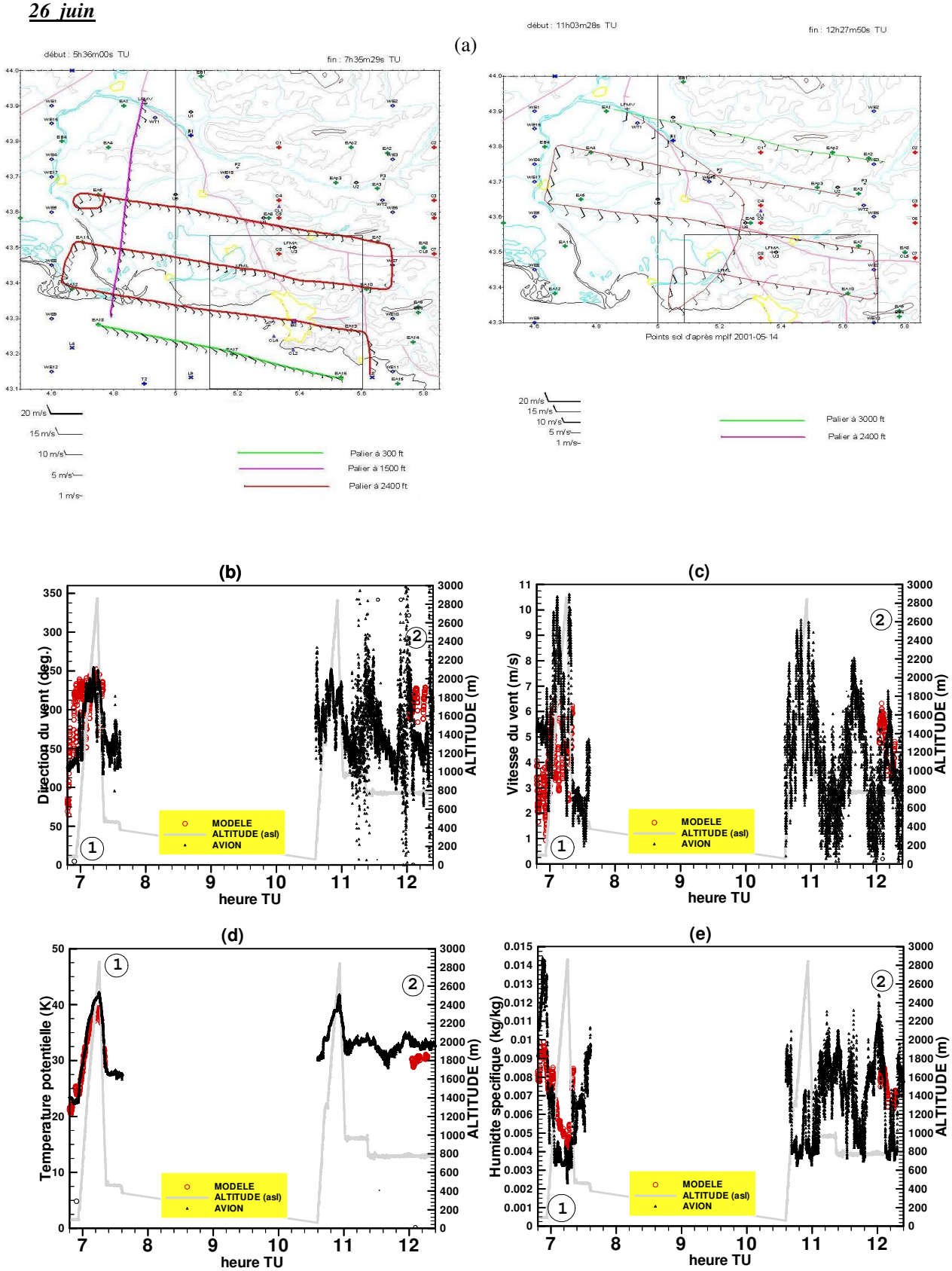


Figure 5.4 – Comme figure 5.2 pour les vols Exploration n°43 et n°44 du 26 juin 2001.

Le 25 juin (**figure 5.3**), sur le bras n°3 du vol à environ 780 m d'altitude, la direction du vent simulé suit très bien celle qui a été mesurée, avec une vitesse correcte à l'est, puis surestimée en allant vers l'ouest du domaine, au nord de Marseille et sur l'étang de Berre. A la même altitude sur le bras n°5, le vent a une composante plus au nord que dans les mesures, mais la vitesse reste correcte. La température et l'humidité sont en bon accord avec les mesures. Sur le bras à basse altitude au-dessus de la mer (n°6), les mesures montrent que la direction du vent est assez variable. Celle du vent simulé est relativement cohérente avec les mesures sur le palier à 100 m, tournant du secteur sud-ouest au sud, avec une vitesse du vent assez faible, à la fois dans les mesures et dans la simulation. Sur le palier à 120 m d'altitude, la vitesse est légèrement surestimée. La température est quant à elle bien reproduite, ainsi que l'humidité, légèrement sous-estimée au début du palier.

Enfin, le 26 juin (**figure 5.4**), deux vols traversent la grille G1 de simulation, en début (**figure 5.4a**, gauche) et en fin (**figure 5.4a**, droite) de matinée. Au cours du premier vol n° 43, le vent est bien reproduit, bien qu'au début, à basse altitude, la vitesse soit plus faible (et la direction peu significative) (**figure 5.4b**). La température potentielle et l'humidité spécifique suivent l'évolution observée au cours de la montée de l'avion, montrant une correcte reproduction des couches. Aux alentours de 12 h, au cours du vol n°44, le vent est bien reproduit sur le palier à 750 m d'altitude, quoique légèrement plus au sud que dans les mesures (sud-est). L'humidité simulée correspond bien à celle mesurée et la température reste quant à elle inférieure de 3 à 4 K.

5.2.1.2 – Vols Couche Limite Urbaine avec l'appareil MERLIN

Le vent simulé le 24 juin (**figure 5.5**) est cohérent avec les caractéristiques mesurées à bord de l'avion MERLIN. Néanmoins, dans la simualtion, la direction reste constante à 340° (secteur nord-ouest) sur le palier à 1260 m d'altitude, alors que les mesures montrent une direction plus à l'ouest. La vitesse calculée est d'environ 5 m/s, ce qui est correct vis-à-vis des mesures sur le bras n° 2 mais supérieur à la vitesse relevée en fin de parcours du bras n° 1 vers l'ouest. Sur le palier n° 3 à 150 m d'altitude, les mesures montrent un vent de sud à sud-est, tandis que la simulation donne une direction sud au début du bras n° 3, puis une direction plus à l'ouest jusqu'au milieu du trajet et une direction sud à la fin, avec une vitesse qui diminue jusqu'à 0,8 m/s, Ceci correspond, dans la simulation, à un contournement de la côte sud de Marseille autour du massif de Marseilleveyre, qui n'est pas observé à cette altitude dans les mesures. La température potentielle est très bien reproduite par le modèle, ainsi que l'humidité spécifique, malgré des valeurs inférieures en surf ace de 1,5 à 2 g/kg.

En accord avec les résultats du vol Exploration n°44 du 26 juin, le vol CLU de l'avion MERLIN (**figure 5.6**) affiche d'importantes fluctuations en fin de matinée, visibles sur tous les champs. Malgré cela, sur les quatre paliers, à 2900 m, 1100 m, 800 m et 500 m, le modèle reproduit les caractéristiques principales de l'écoulement :

24 juin

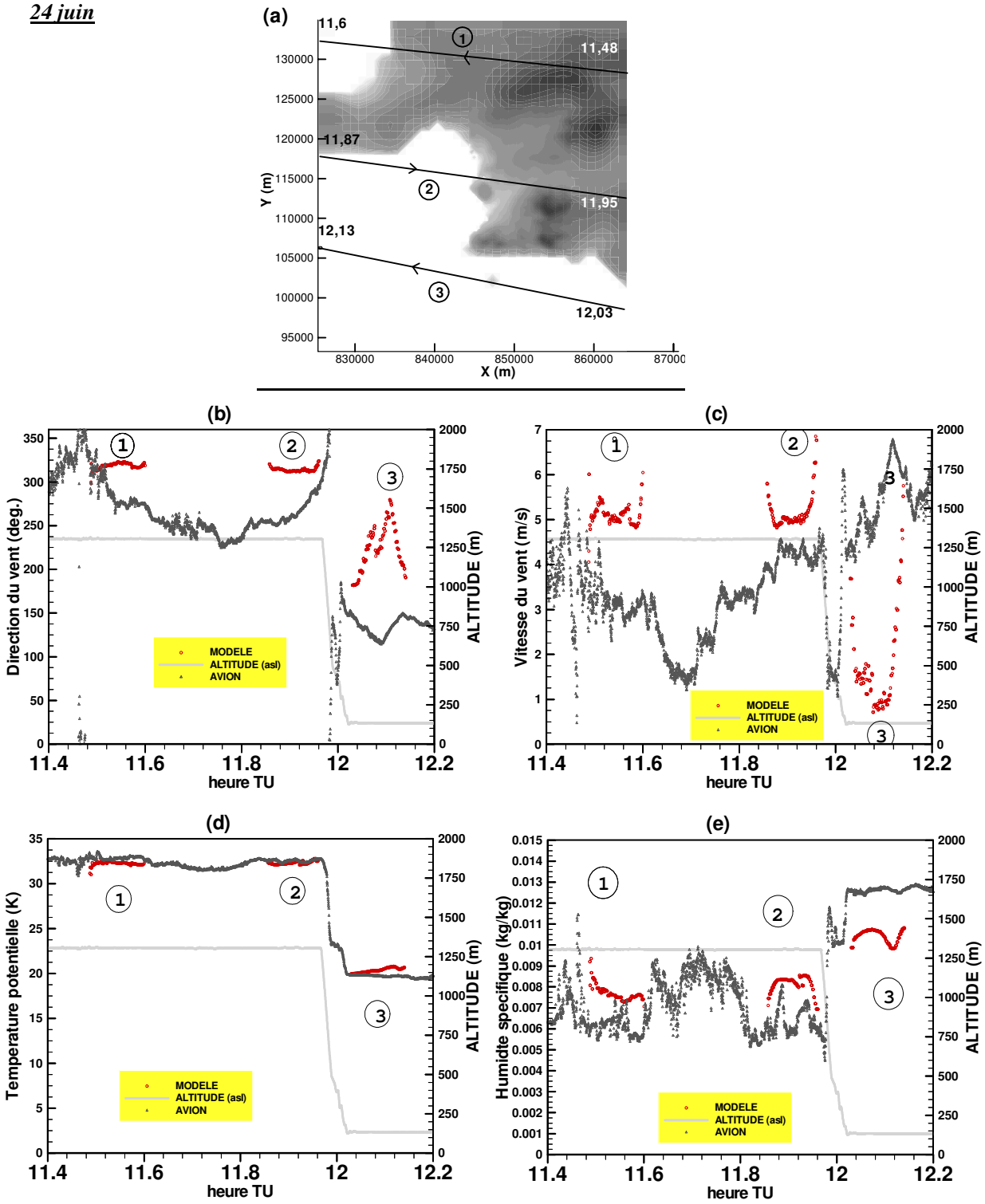


Figure 5.5 - Vol Couche Limite Urbaine du 24 juin 2001. (a) : Trajectoires de l'avion MERLIN sur le domaine de simulation de la grille G1 *;* de (b) à (e) : Altitude de l'avion (gris clair) et comparaison entre les mesures effectuées à bord (trait continu gris foncé) et les sorties du modèle sur la grille G1 (croix) pour la direction du vent en degrés (b), le module du vent en m/s (c), la température potentielle en K (d) et l'humidité spécifique en kg/kg (e).

26 juin

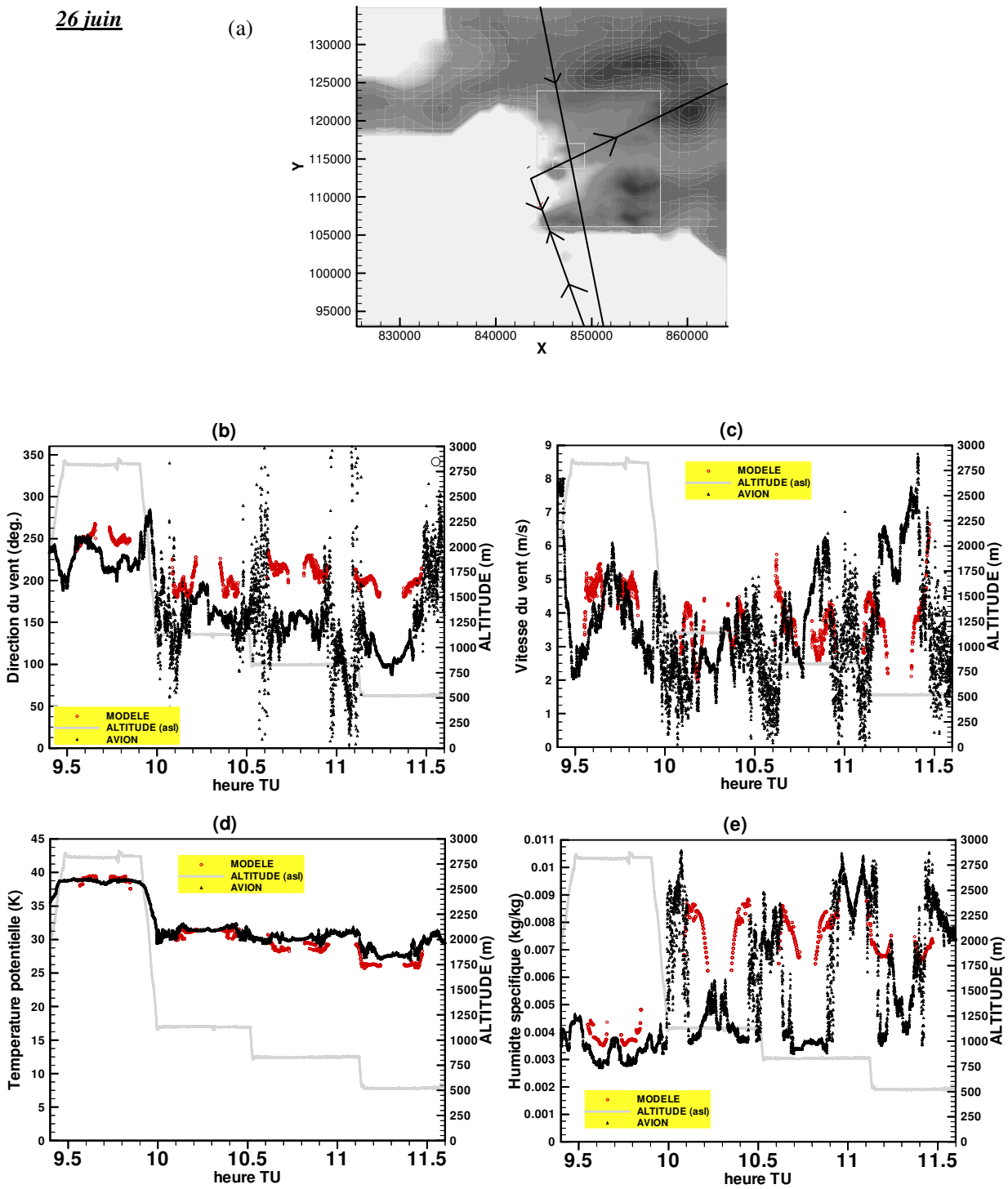


Figure 5.6 – Même figure que 5.5 pour le vol Couche Limite Urbaine du 26 juin 2001.

la direction du vent, avec la même évolution, notamment sur les 2 derniers bras, la vitesse du vent, la température potentielle et l'humidité spécifique. Néanmoins pour les paliers dont l'altitude est comprise entre 500 et 1100 m, le modèle et les mesures font apparaître une alternance entre les masses d'air humide, d'origine maritime, et les masses d'air plus sec, pour lesquelles l'humidité spécifique est légèrement surestimée par le modèle. Notons que les mesures effectuées au cours de ce vol ont également été comparées aux sorties de la simulation numérique menée sur la POI2b avec le modèle Méso-NH par Lemonsu [2003], dans laquelle cette surestimation apparaît également.

5.2.1.3 Conclusion

La comparaison des mesures des variables météorologiques, caractérisant les masses d'air, direction et vitesse du vent, température potentielle et humidité spécifique lors des vols avions assurés avec les avions ARAT et MERLIN avec les sorties du modèle, permet de montrer le comportement correct du modèle. En général, on observe un accord relativement correct entre les simulations et les mesures bien qu'un écart de direction du vent soit souvent mis en évidence. La variation du champ d'humidité avec l'altitude est correctement reproduite, malgré l'atténuation des très importantes différences d'humidité entre les masses d'air mesurées à une même altitude. La température potentielle est quant à elle bien reproduite par le modèle. Au vu des ces différents vols, il apparaît que le modèle SUBMESO - SM2-U ne produit pas de surestimation ou de sousestimation systématique, en altitude ou près du sol, mais que des différences peuvent être dues :

- à un décalage dans l'espace ou dans le temps entre les masses d'air observées et simulées,
- à un lissage des fluctuations par le modèle,
- aux incertitudes de mesures

5.2.2 – Flux d'énergie sur Marseille

Le dispositif CLU comprend quatre stations de mesures météorologiques (**figure 1.11**) dont trois (CAA, Observatoire et IUT Saint Jérôme) ont été équipées pour mesurer toutes les composantes du bilan d'énergie. Sur la **figure 5.7**, les flux d'énergie mesurés les 24 et 25 juin sur le site de la Cours d'Appel Administrative (CAA) sont comparés à ceux qui ont été obtenus dans les simulations MAR_{24} et MAR_{25} au point de la grille G2 correspondant. On remarque que les simulations reproduisent bien le cycle diurne des flux mesurés. Bien que les mesures présentent d'importantes fluctuations, qui peuvent venir soit des aléas des mesures, soit du

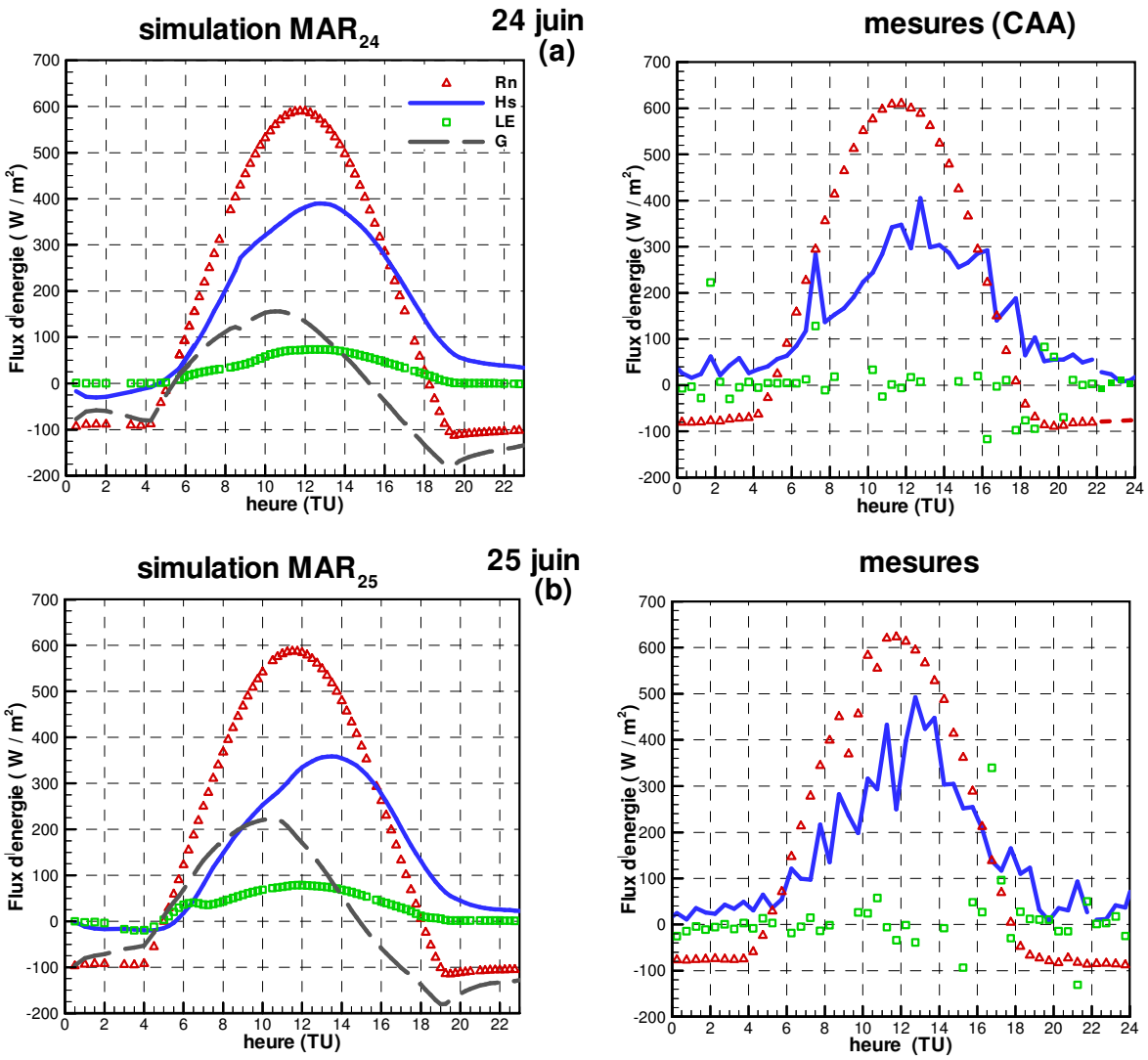


Figure 5.7 – Flux d'énergie les 24 et 25 juin sur le site de la Cours d'Appel Administrative de Marseille (CAA) : flux mesurés (à droite) et simulés (à gauche).

passage d'un écoulement plus perturbé que ce qui est reproduit par le modèle. Le rayonnement net simulé atteint un maximum de 600 W/m² pour les deux jours, (~610 mesurés) et plafonne à -90 W/m² la nuit (~-80 mesurés). Le 24 juin (**figure 5.7a**), le flux de chaleur sensible mesuré atteint 400 W/m² vers 12 h 30 et reste positif le soir (+ 40 W/m²). Le flux de chaleur simulé est négatif en début de journée, mais cela est dû à l'initialisation du modèle. La simulation et les mesures montrent que le maximum a lieu environ 1 h après le maximum du rayonnement net, ce qui rejoint les observations sur le CV de la ville définie au chapitre 4.

Le 25 juin (**figure 5.7b**), le flux de chaleur sensible mesuré atteint 500 W/m², avec de très fortes fluctuations, tandis que la simulation, plus lissée, fait apparaître un maximum de 360 W/m² à 13 h. Les valeurs du flux de chaleur sensible augmentent plus lentement le 25 juin que le 24 juin après le lever du

soleil, ce qui s'observe dans les simulations comme dans les mesures. En effet, la brise de mer pénètre plus tôt sur les terres le 24 juin, et apporte de l'air frais au-dessus des zones côtières, ce qui tend à augmenter l'écart de température entre l'air et la surface, et par suite, le flux de chaleur sensible. Par conséquent, le flux de chaleur stockée augmente plus vite (dès le lever du soleil) le 25 juin, et le maximum atteint 220 W/m² à 10 h 30 contre 140 W/m² le 24 juin. Ainsi, le bilan d'énergie obtenu le 25 juin en début de journée correspond davantage à celui d'une canopée dense [Oke, 1987].

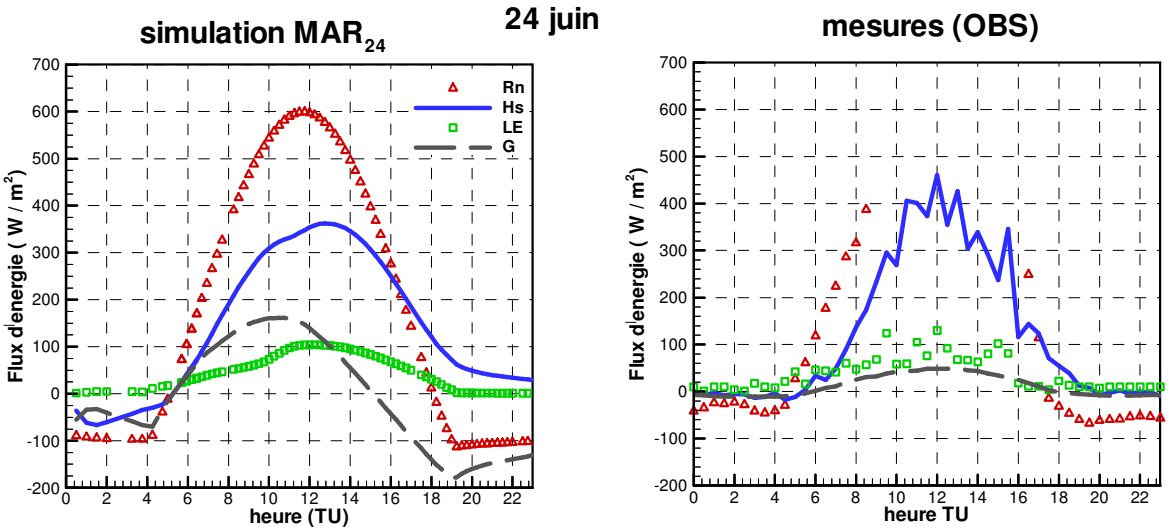


Figure 5.8 - Flux d'énergie le 24 juin sur le site de l'Observatoire (OBS) : flux mesurés (à droite) et simulés (à gauche).

Les flux d'énergie du 24 juin sont également comparés à l'Observatoire (**figure 5.8**) où le flux de chaleur stockée par conduction dans le sol a été également mesuré. Le bilan dans les mesures n'apparaît pas fermé et la comparaison est de ce fait biaisée avec le flux de chaleur stockée calculé par le modèle en fermant le bilan. De plus, le flux de chaleur stockée par conduction était mesuré sur un sol couvert d'herbe ce qui ne prend pas en compte les zones urbanisées. Mis à part ce flux de conduction, les flux simulés par le modèle de sol sont en bon accord avec les mesures qui présentent toujours d'importantes fluctuations et des valeurs plus élevées au maximum. En effet, bien qu'un certain nombre de mesures manque entre 9 h et 16 h, les valeurs obtenues pour le rayonnement net sont dans les deux cas proches de 400 W/m² à 8 h et de 228 W/m² dans la simulation et de 246 W/m² dans les mesures à 16 h 30. Le maximum du flux de chaleur sensible mesuré atteint 460 W/m² à 12 h, mais avec des valeurs en moyenne autour de 400 W/m² entre 11 h et 13 h, tandis que le modèle simule jusqu'à 360 W/m² à 13 h. Notons qu'à 10 h, Hs est de 310 W/m² et 300 W/m² respectivement dans la simulation et dans les mesures et qu'à 18 h, les valeurs sont proches de 120 W/m² dans les deux cas. On peut remarquer que dans la simulation, le flux de chaleur sensible augmente plus lentement après 10 h, alors que sur le site de la CAA, ce changement de comportement a lieu plus tôt, vers 8

h 30. Ceci est dû à l'arrivée plus tardive de la brise de mer sur le site OBS (situé plus loin de la côte) que que le site de la CAA.

Le flux de chaleur latente simulé se rapproche bien de celui qui a été mesuré, avec un plateau atteint au milieu de la journée à environ 100 W/m².

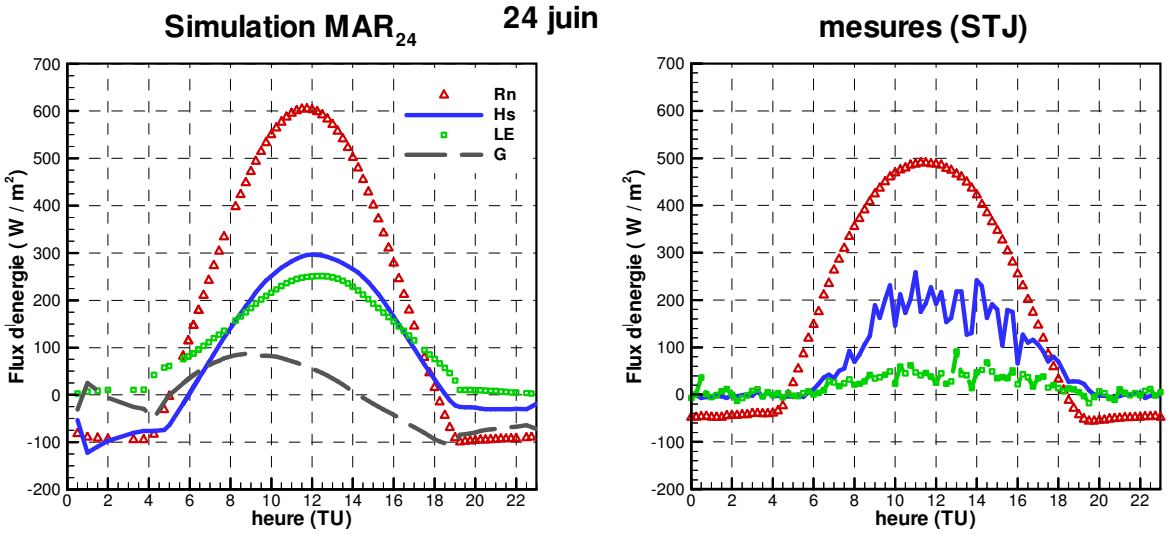


Figure 5.9 - Flux d'énergie le 24 juin sur le site de l'IUT Saint Jérome (STJ) : flux mesurés (à droite) et simulés (à gauche).

Une sousestimation du rayonnement net simulé apparaît sur le site de l'IUT Saint-Jérôme de près de 100 W/m² le 24 juin (**figure 5.9**). On note cependant que les valeurs simulées et mesurées se rejoignent à 8 h et à 16 h (par exemple à 8 h, autour de 365 W/m²). Rappellons aussi ici que le modèle de sol fonctionne sans données sur le rayonnement incendent solaire, et il se peut que la présence d'aérosols ou de polluants dans l'atmosphère soit à l'origine de la faible valeur mesurée en milieu de journée. Il est possible également que cet écart provienne d'une sousestimation de l'albédo. Malgré cela, on peut remarquer que la contribution de Hs au moment du maximum représente 49 % du rayonnement net dans la simulation contre 41 % dans les mesures, ce qui est relativement correct. Quant au flux de chaleur latente simulé, il représente 41 % de Rn alors que celui qui est mesuré ne représente que 9 % de Rn. La fraction de végétation est peut-être surestimée, à moins que ce ne soit la teneur en eau du sol, ce qui rejoint l'hypothèse selon laquelle l'albédo peut être sousévalué. En effet, l'albédo du site, mesuré avec un albédomètre, est de 0,22 [Rosant, communication personnelle], alors que dans le modèle, en tenant compte des différentes fractions des types de surface, l'albédo est proche de 0,15.

La comparaison entre les flux mesurés et simulés ne peut se faire sans évoquer le problème de la zone d'empreintes (« footprints ») considérée par les capteurs. En effet, tandis que les rayonnements sont mesurés dans la zone vue selon l'angle solide du capteur (située au pied du mât), les zones sources des flux de

chaleur sensible et latente mesurés sont contenues dans un espace qui varie selon la direction et l'intensité du vent moyen, la turbulence, la stabilité de l'atmosphère et la hauteur du mât [Pénelon, communication personnelle]. En couplant le modèle de sol avec un code atmosphérique en 3 dimensions, on prend également en compte la zone d'empreinte dans l'évaluation des flux de chaleur sensible et latente. Ainsi, si la direction du vent simulée sur un site n'est pas exactement la même que celle mesurée, il est possible que des différences apparaissent sur les flux. Une étude en cours est par ailleurs focalisée sur le site de l'IUT Saint Jérôme, où il apparaît par exemple que la densité bâtie des zones sources peut varier de 16 % en régime de brise de mer à 6 % pour le régime de Mistral.

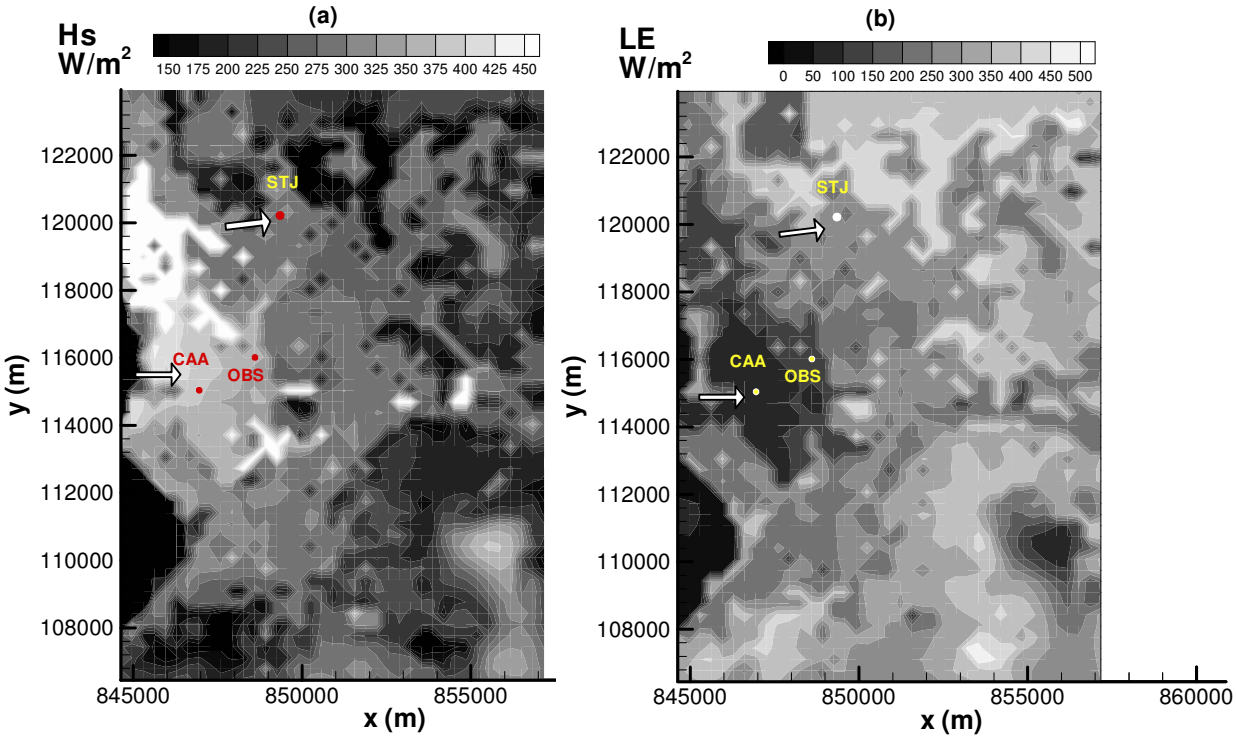


Figure 5.10 – Flux de chaleur sensible (a) et latente (b) à 12 h le 24 juin, sur la grille G2 à 330 m de résolution. Les flèches représentent la direction du vent simulé.

Nous pouvons ici simplement analyser la carte du flux de chaleur sensible (**figure 5.10a**) à 12 h, dans la simulation MAR_{24} sur la grille G2. Sur le site STJ la direction et le module du vent sont correctement simulés (à 12 h, la vitesse du vent mesurée est de 0,14 m/s plus forte et la direction du vent de 15° plus au nord) mais on remarque une zone un peu à l'ouest de l'IUT Saint Jérôme où le flux de chaleur sensible simulé est inférieur à 200 W/m², valeur qui correspond à Hs mesuré à STJ. Cette déviation de quelques degrés de la direction du vent peut éventuellement être une des raisons à l'origine de l'écart constaté. On remarque par ailleurs sur cette carte que Hs est le plus fort sur la zone portuaire, jusqu'à 500 W/m², conformément au comportement d'une ZIC analysée au chapitre 4. Sur les zones du centre ville et du péricentre, on observe un gradient perpendiculairement à la côte, Hs augmentant vers la mer, dû à l'apport d'air frais par la brise de mer.

L'analyse de la cartographie du flux de chaleur latente (**figure 5.10b**) montre qu'à proximité du site STJ, LE simulé est relativement homogène, et il n'y a pas, dans la simulation, de zones en amont de l'écoulement où LE se rapproche de la valeur mesurée. Le vent simulé est de secteur sud-ouest à ouest, et seuls le centre ville et le péricentre présentent des valeurs inférieures à 100 W/m². Nous ne retiendrons donc que les hypothèses précédentes (surestimation de la végétation et/ou de la teneur en eau du sol) pour expliquer les trop fortes valeurs de LE dans la simulation.

La carte reportant l'énergie libérée dans l'atmosphère le 24 juin est montrée sur la **figure 5.11** où l'on voit que les zones urbanisées libèrent le plus d'énergie. A 19 h, le maximum est un peu en retrait par rapport à la côte, à cause de l'influence de la brise de mer, et à minuit, ce maximum se retrouve sur la partie nord du centre ville et sur la zone portuaire.

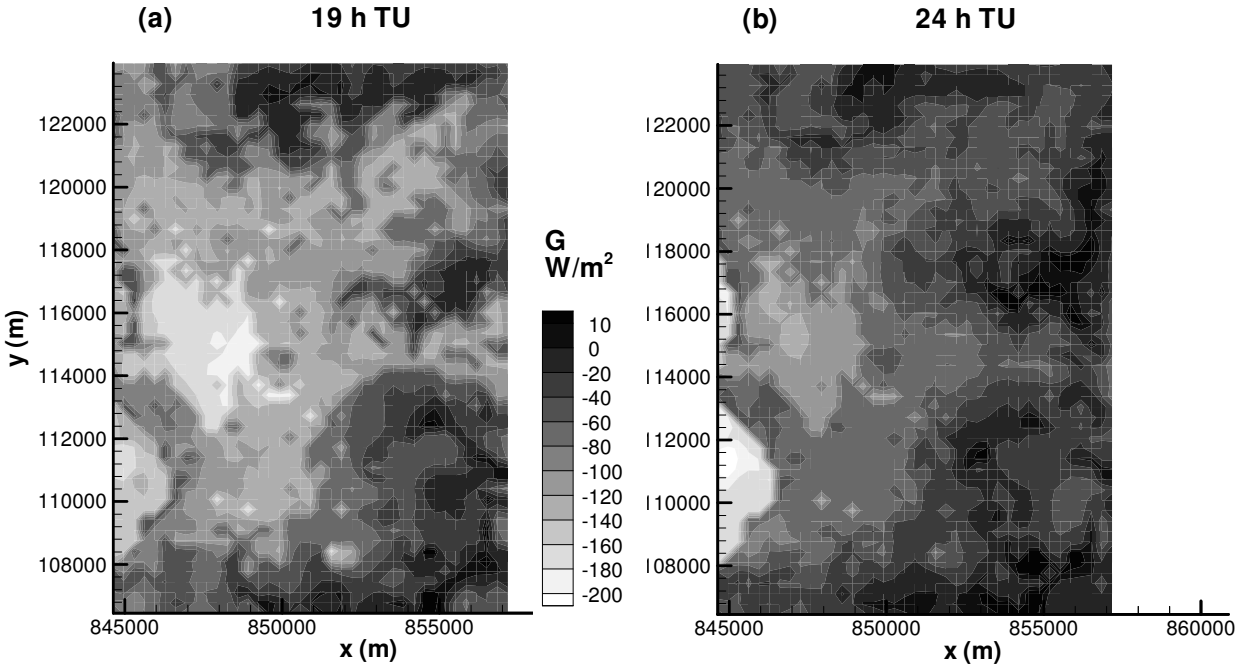


Figure 5.11 - Energie relâchée dans l'atmosphère par la surface le 24 juin, à 19h TU (a) et à 24 h TU (b), sur la grille G2 à 330 m de résolution.

5.2.3 – Comparaisons avec les mesures par les profileurs de vent

La description des différents appareils déployés pendant la campagne CLU-ESCOMPTE est donnée dans le § **1.3.2.** A l'Observatoire, un Radar UHF mesurait la direction et la vitesse du vent tous les 72 m sur la verticale, de 130 m au-dessus du niveau de la mer jusqu'à environ 3400 m. Les résultats sont moyennés sur environ 1h. Sur le site du Vallon d'Ol, un Sodar RASS a mesuré la vitesse et la direction du vent, ainsi que

la température potentielle, de 50 m jusqu'à 500 m au-dessus du sol (dont l'altitude s'élève à 280 m) avec un pas de 25 m, à la fréquence de 2200 Hz. Les résultats sont ensuite moyennés sur 900 s. Les mesures n'étant pas réalisées tout près du sol on ne pourra donc pas comparer les sorties du modèle au-dessous de cette altitude minimale (repérée par une ligne blanche sur les figures).

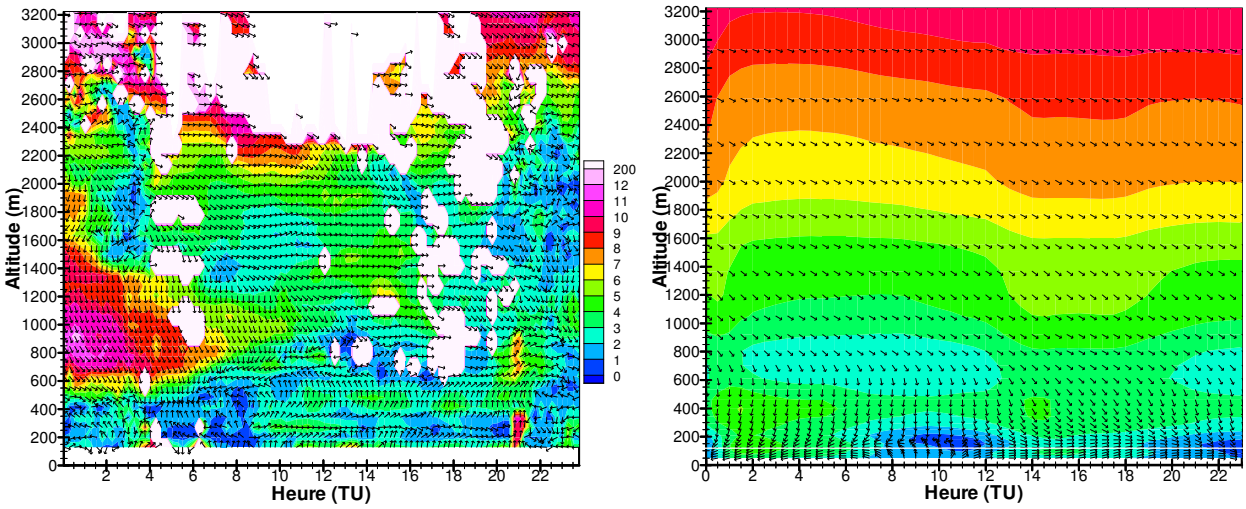


Figure 5.12 - Structure verticale sur le site de l'Observatoire, le 24 juin. A gauche, mesures par le profileur UHF. A droite, sorties du modèle sur la grille G2. Les vecteurs normalisés représentent la direction du vent horizontal (nord vers le haut de la figure), et le fond représente le module (en m/s). Les mesures manquantes apparaissent en blanc. L'altitude est en m au-dessus du niveau de la mer.

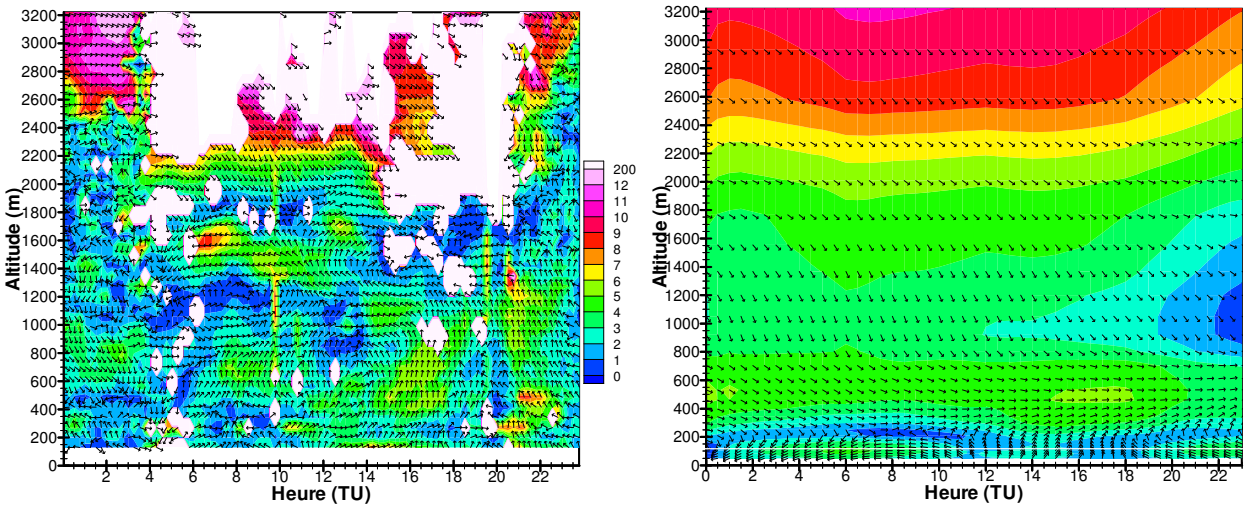


Figure 5.13 - Comme figure 5.12, le 25 juin.

Sur le site de l'Observatoire, le 24 juin (**figure 5.12**), la comparaison met en relief une structuration des masses d'air plus simple dans la simulation. En altitude, la direction du vent synoptique est cohérente, de secteur nord-ouest. La vitesse du vent mesurée atteint 8 m/s dès 2800 m d'altitude en début de journée, et

augmente rapidement au-dessus (jusqu'à 12 m/s). Il atteint 7 m/s dès 2200 m d'altitude environ entre 8 h et 12 h et dès 2800 m en soirée. La vitesse du vent simulé augmente moins brutalement avec l'altitude, avec 7-8 m/s entre 2000 et 2800 m d'altitude. Jusqu'à environ 10 h, à mesure que l'on se rapproche du sol (jusqu'à environ 500 m d'altitude), le vent s'oriente vers le sud à la fois pour les mesures et pour la simulation.
Toutefois une couche de vent fort, observée entre 600 m et 1400 m d'altitude entre 0 h et 8 h TU, n'est pas reproduite dans la simulation, probablement à cause de son absence à l'initialisation. A 500 m d'altitude, jusqu'à 6 h, le vent est comparable dans les mesures et dans la simulation en direction et en vitesse mais, au-dessous, les mesures montrent un vent très faible, et la direction est de ce fait difficile à interpréter. Près du sol, dans la simulation on observe un vent d'est.
Les sorties de la simulation sont en accord avec les mesures au cours de la matinée : celles-ci semblent montrer l'arrivée de la brise de mer sur le site de l'Observatoire (avec un vent qui faiblit avant de changer de direction). Ceci est clair dans la simulation, où le vent ralentit dès 7 h, et prend progressivement la direction sud, puis sud-ouest, et enfin ouest dès 12 h, et ceci jusqu'à 200 m d'altitude. On retrouve également un vent d'ouest dans les mesures vers 300 m d'altitude, surmonté d'une couche avec un vent de direction sud, jusqu'à environ 600 m d'altitude et jusqu'à 21 h, qui n'est pas reproduit dans la simulation.

Le 25 juin (**figure 5.13**), on a également une bonne reproduction des caractéristiques du vent en altitude, bien que les mesures montrent là encore une augmentation plus brutale de la vitesse du vent (9-10 m/s), dès 2600 m jusqu'à 4 h TU et dès 2200 m ensuite.
Aux alentours de 200 m d'altitude, le modèle simule une couche de transition, avec un vent faible, entre un écoulement de nord-ouest en altitude (écoulement synoptique) et un écoulement de nord-est près du sol, correspondant à une brise de terre. Les mesures montrent un signal perturbé, avec de nombreuses zones où le vent est inférieur à 2 m/s. On observe néanmoins une couche entre 600 et 900 m avec un vent de nord-ouest d'intensité de 4 à 5 m/s jusqu'à 4 h, comme ce qui est simulé. Près de la surface (autour de 150 à 200 m d'altitude), les mesures montrent également une couche où le vent est faible. Dès 6 h, au-dessus de cette couche de transition, le vent simulé prend progressivement la direction ouest, dans une couche qui s'étend jusqu'à 750 m d'altitude. Les mesures montrent en revanche un écoulement de direction sud dominante jusqu'à approximativement 1600 m, avec une intensité très variable, et ce jusqu'à 20 h.
Plus près du sol, la brise de mer parvient sur le site vers 11 h 30 dans les mesures comme dans les simulations, et le vent vire progressivement à la direction sud-ouest. L'intensité de la brise est un peu plus forte dans les mesures (3 à 7 m/s) que dans la simulation (2 à 3 m/s). L'écoulement prend à nouveau la direction sud, vers 16 h dans la simulation et vers 17 h dans les mesures. La disparition de la brise de mer près de la surface sur le site de l'Observatoire est repérée par l'arrivée de l'écoulement de sud-est, vers 20 h dans les mesures et 19 h 30 dans la simulation. Au-dessus, vers 200 m, le vent simulé conserve plus longtemps la direction sud-ouest.

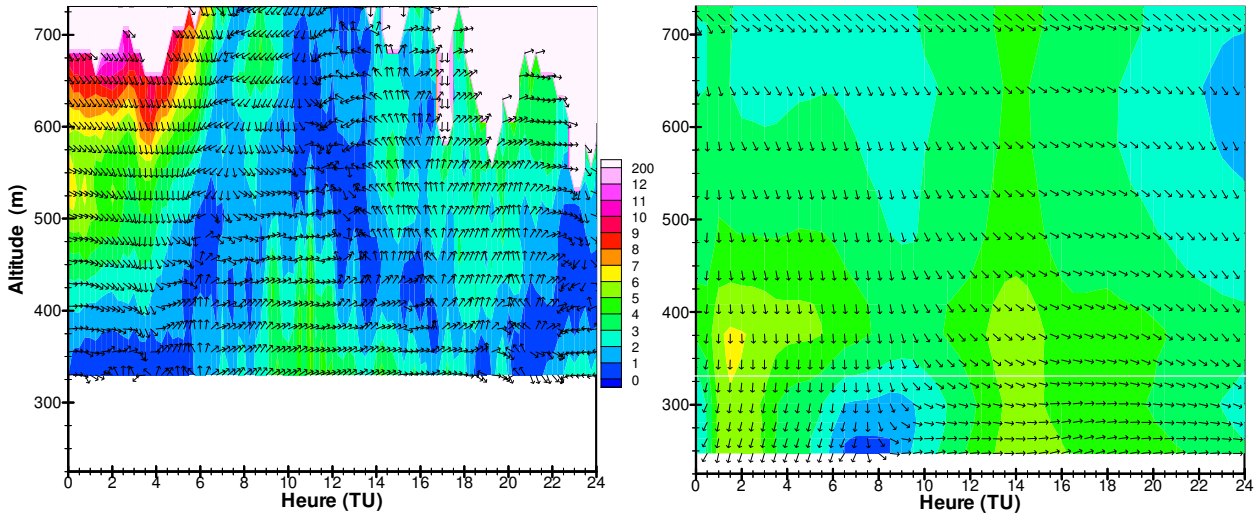


Figure 5.14 - Structure verticale sur le site du Vallon d'Ol, le 24 juin. A gauche, mesures par le SODAR RASS. A droite, sorties du modèle sur la grille G2. Les vecteurs normalisés représentent la direction du vent horizontal (nord vers le haut de la figure), et le fond représente le module (en m/s). Les mesures manquantes apparaissent en blanc. L'altitude est en m au-dessus du niveau de la mer.

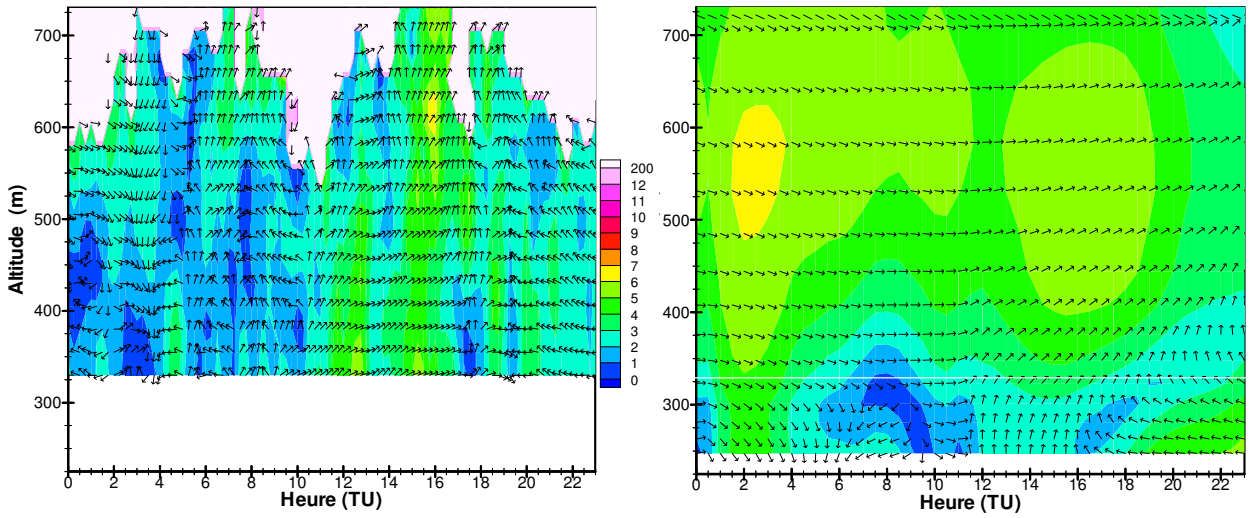


Figure 5.15 - Comme figure 5.14, sur le site du Vallon D'Ol, le 25 juin.

Sur le site du Vallon D'Ol, le 24 juin (**figure 5.14**), le vent simulé est cohérent avec les mesures en début de matinée, au-dessus de 425 m d'altitude, à la fois en direction (nord-ouest) et en vitesse. La couche de vent fort au-dessus de 600 m n'est pas simulée de la même manière que sur le site de l'Observatoire. Les prémices de l'arrivée de la brise de mer apparaissent dans la simulation dès 6 h, lorsque le vent commence à ralentir jusqu'à 300 m d'altitude. Dès 9 - 10 h, le vent simulé prend la direction nord-ouest à 250 m d'altitude, et vire à la direction ouest ensuite, d'abord près du sol puis jusqu'à 350 m. Les mesures montrent un vent très faible près du sol avant l'arrivée de la brise de mer. Le courant de brise mesuré a d'abord une

direction sud-ouest à 7 h à 330 m d'altitude, puis prend la direction sud-ouest à ouest, et enfin ouest entre 15 h et 18 h. On remarque que la couche de vent de sud qui est présente au Vallon d'Ol, au-dessus de 425 m n'est pas simulée par le modèle.

Le 25 juin (**figure 5.15**), d'une manière générale, la vitesse du vent mesurée est plus faible que celle simulée le matin. La brise atteint le Vallon d'Ol dès 5 - 6 h sur toute la couche sondée, avec une direction variant du sud-ouest au sud-est. Ce moment correspond au début de la chute de la vitesse du vent simulée. La brise de mer s'amorce d'abord vers 300 – 325 m vers 7 h, l'écoulement est ensuite de direction ouest. Vers 11 h 30, la simulation montre près du sol l'arrivée d'un courant de brise de mer de direction sud marquée, qui souffle perpendiculairement à la côte sud de Marseille (comme nous le verrons plus loin). Ce courant affecte une couche qui s'étend jusqu'en haut du domaine représenté, mais avec un vent de plus en plus de direction ouest lorsque l'altitude augmente. Ceci est cohérent avec la brise de mer mesurée jusqu'à 550 m environ, avec un vent qui s'est accéléré également à partir de 11 h 30. Notons que le phénomène d'oscillation de la brise de mer s'observe sur les mesures effectuées au Vallon d'Ol par les variations périodiques de la vitesse du vent (notamment autour de 12 h 15 et 15 h 30) [Puygrenier et al, 2005, Bastin & Drobinski, 2005]. Ce phénomène n'apparaît pas dans cette simulation. En fin de journée, on retrouve bien dans les basses couches un écoulement de secteur est à sud-est à la fois dans les mesures et dans la simulation, en particulier à 325 m d'altitude, où le changement de direction est amorcé à 19 h.

En conclusion, l'analyse de ces mesures par les profileurs de vents montre une atmosphère très complexe. Les différentes couches atmosphériques sont organisées sous l'influence de la topographie, du vent synoptique et des circulations locales, en particulier de la brise de mer. Les mesures montrent un courant de brise de mer de grande échelle (jusqu'à approximativement 800 - 1000 m d'altitude), qui est vu plus à l'ouest dans la simulation le 25 juin, tandis qu'il n'est pas simulé le 24 juin (visible jusqu'à 600 m dans les mesures). Son absence dans les conditions de forçage aux frontières latérales (simulations avec le modèle RAMS à 3 km de résolution) semble être la principale explication de cette différence. En revanche, les caractéristiques de la brise de mer locale, près du sol, sont relativement bien simulées, bien que l'on puisse remarquer parfois un écart en temps ou en position verticale de l'arrivée de la brise de mer sur les sites. Les caractéristiques du vent synoptique sont également cohérentes entre les simulations et les mesures.
Ce travail de comparaison est un exercice difficile, car les sondages présentent parfois des erreurs dans les basses couches (échos de sol, interférences), comme le souligne Puygrenier [2005] notamment pour les profileurs UHF.

5.3 – Analyse de la dynamique de l'écoulement sur la région marseillaise

On analyse ici le comportement de l'écoulement au cours des journées du 24 et du 25 juin et plus précisément l'interaction entre les variations synoptiques qui forcent les frontières latérales et la

météorologie locale. L'analyse de l'évolution temporelle des champs montre des changements de situation qui peuvent être mis en évidence par quelques champs instantanés représentatifs de l'évolution principale de la situation.

5.3.1 – Le 24 juin

Les **figures 5.16 à 5.22** représentent des coupes horizontales à différents moments de la journée de la température potentielle simulée au premier niveau du modèle (relief + 7,5 m), sur les grilles G1 à 990 m de résolution et G2 à 330 m de résolution dans la simulation MAR_{24}.

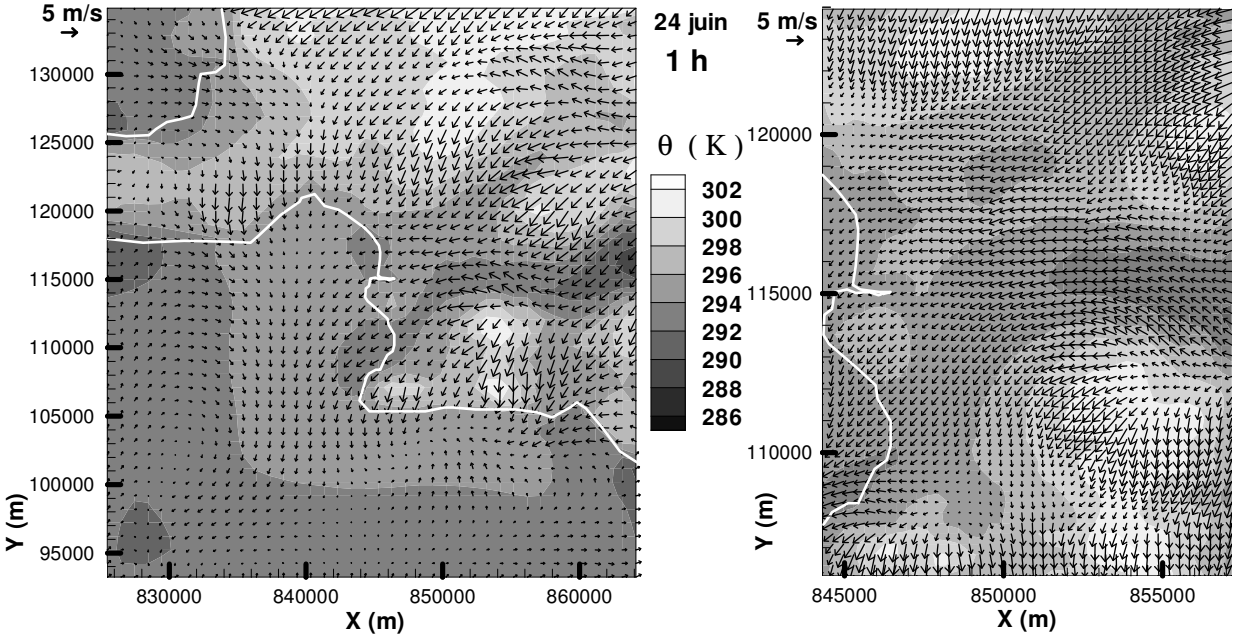


Figure 5.16 – Température potentielle (K) dans la simulation MAR_{24} à 1 h TU. Coupes horizontales au premier niveau du modèle (z = 7,5 m au-dessus du sol). Les vecteurs représentent la projection du vent dans le plan. A gauche : grille G1 à 990 m de résolution et à droite grille G2 à 330 m.

Dans les premières heures de simulation, comme le montre la **figure 5.16** à 1 h, l'écoulement principal sur les terres provient du nord-est, et passe au-dessus de la chaîne de l'Etoile. En redescendant vers Marseille, ce courant rejoint la masse d'air plus frais canalisée entre la chaîne de l'Etoile et le plateau du Garlaban et la masse d'air encore plus froid canalisée dans la vallée de l'Huveaune et prend ainsi la direction nord-est à est. Une masse d'air arrive du nord-ouest sur l'Etang de Berre apportant également de l'air plus frais et pénètre sur quelques kilomètres dans les terres. Il en résulte au large de la côte ouest marseillaise un vent de direction nord. Jusqu'à environ 5 h (**figure 5.17**), l'air frais continue d'être apporté sur Marseille d'une part par le vent de nord-ouest qui s'est renforcé (au nord-ouest du domaine G1), et par le vent d'est qui apporte de l'air très frais dans la vallée de l'Huveaunne (286 K). Au sud sur la mer, le vent d'est est parallèle à la côte depuis 2 h TU et s'est également notablement accéléré, jusqu'à environ 6 m/s. Au large de la côte ouest

de Marseille, le vent est très faible, là où les masses d'air de différentes directions se rejoignent. Sur la grille G2, on remarque que le vent passe entre Marseilleveyre et le massif du Puget dès 4 h TU environ avec une faible intensité, puis s'accélère (environ 2,5 m/s à 5 h TU). Les heures suivantes, l'écoulement de secteur est longe toujours la côte sud vers l'ouest, mais elle tend à contourner la pointe sud-est de Marseilleveyre, en effectuant une rotation vers le nord dans un premier temps puis prenant petit à petit la direction sud-ouest, pénétrant dans les terres en commençant par les quartiers au nord de Marseille où le relief est moins marqué (dès 7 h).

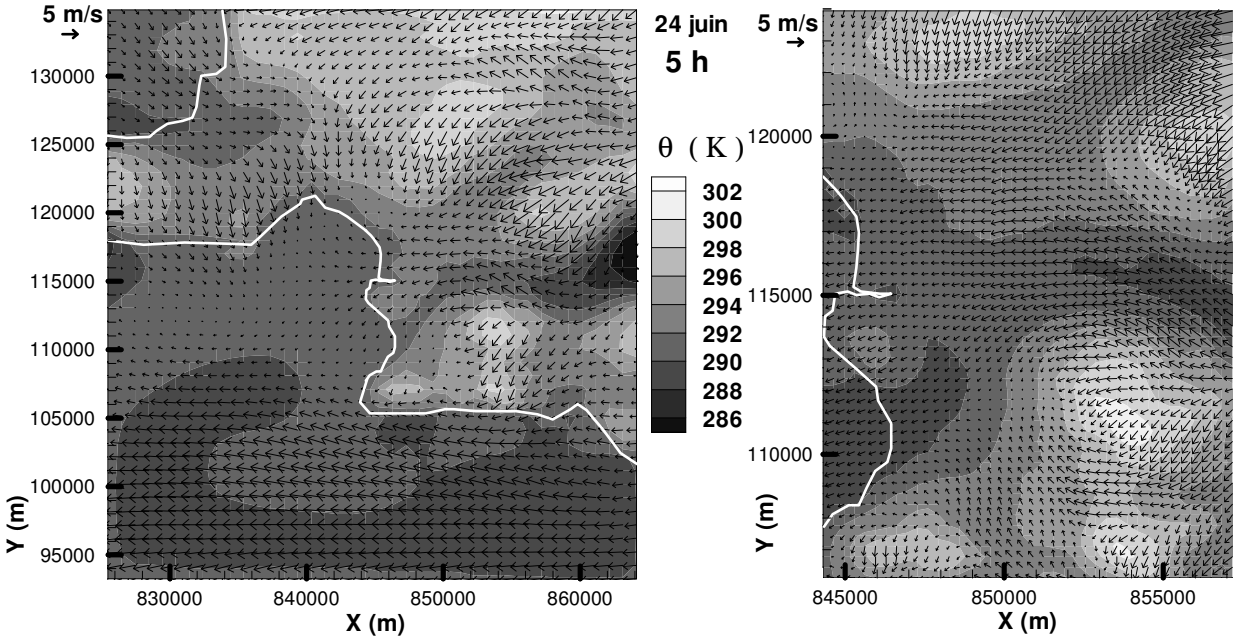


Figure 5.17 - Comme figure 5.16, à 5 h TU, simulation MAR_{24}.

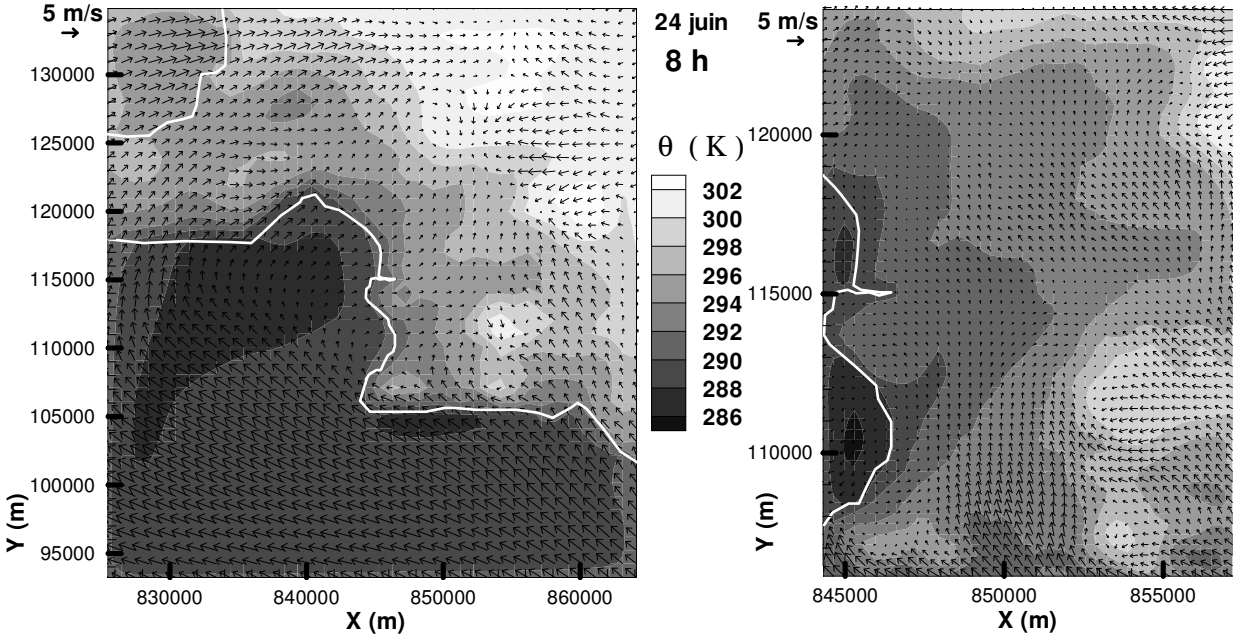


Figure 5.18- Comme figure 5.16, à 8 h TU, simulation MAR_{24}.

La brise s'intensifie ensuite, comme le montre la **figure 5.18** à 8 h : elle couvre tout l'ouest du domaine G1 (de secteur sud-ouest) et affecte également quelques kilomètres au nord de la côte sud (de secteur sud), alors que sur Marseille le vent est très faible et la masse d'air chaud (jusqu'à 303 K) persiste à l'est du domaine. L'air sur la ville reste de ce fait relativement frais (293 K) sur la côte.

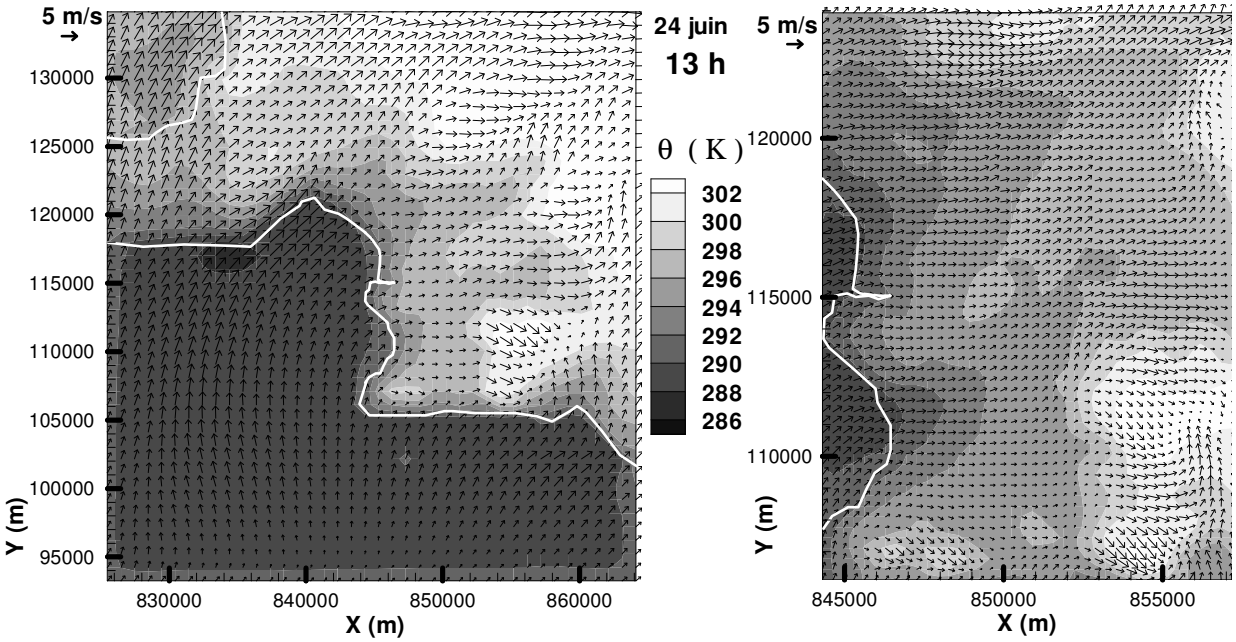


Figure 5.19 - Comme figure 5.16, à 13 h TU, simulation MAR_{24}.

Jusqu'à environ 13 h, le réchauffement de la surface est prépondérant sur l'apport d'air frais par la brise de mer bien que son intensité croisse, et l'air frais marin à 289 K ne pénètre que sur quelques kilomètres. Dès 13 h (**figure 5.19**), la brise influence désormais tout le domaine avec un gradient de température important (10 K sur 10 km). Deux vues tridimensionnelles de la composante verticale de la vitesse du vent sont données sur la **figure 5.22** sur laquelle on peut voir la brise de mer gravir les pentes à 13 h (**figure 5.22a**). On note que les valeurs de la composante verticale du vent sont assez faibles.

A 19 h la brise domine encore sur le domaine et apporte de l'air frais sur les terres, jusqu'au massif de l'Etoile, jusqu'en haut du domaine à l'ouest et dans la vallée de l'Huveaune (**figure 5.20**). Sur Marseille, le refroidissement de la surface commence ensuite à se faire sentir. Le vent passe désormais entre le massif de Marseilleveyre et le massif du Puget vers le sud (à l'inverse de la situation de la matinée), accélérant l'écoulement d'ouest sur la mer au sud de Marseille. La brise est freinée sur la ville et la température potentielle descend à 287 K à 23 h (**figure 5.21**). La composante verticale de la vitesse du vent sur les flancs des reliefs devient négative (**figure 5.22b**), avec des valeurs importantes sur la côte sud, montrant le recul de la brise de mer

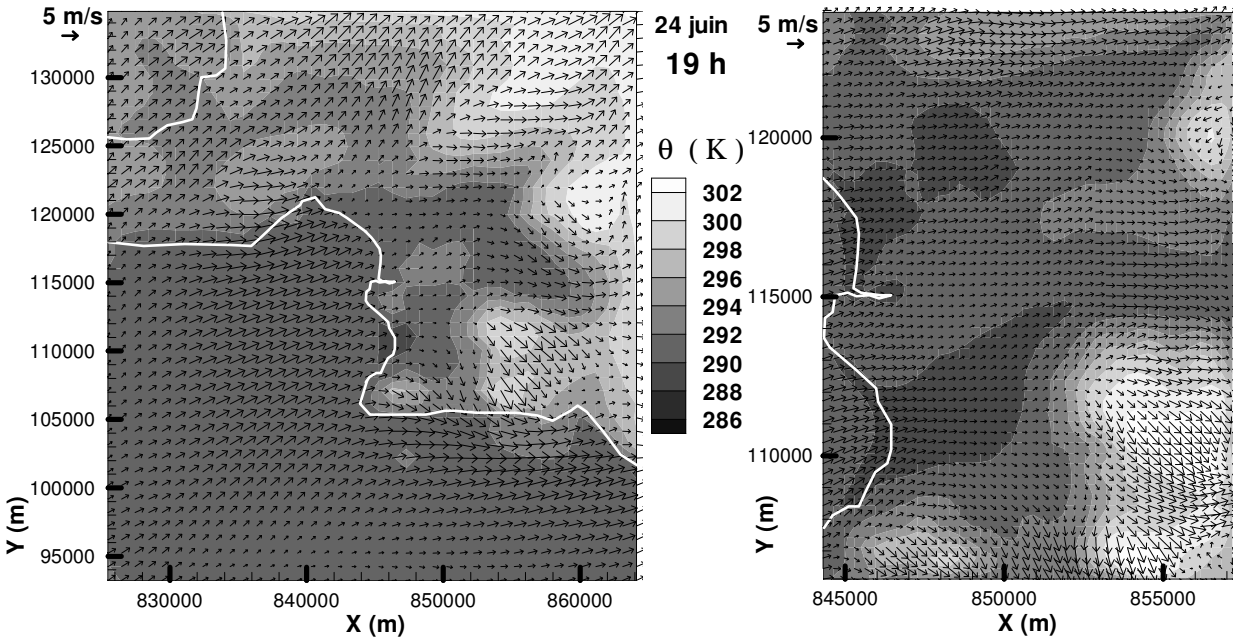


Figure 5.20 - Comme figure 5.16, à 19 h TU, simulation MAR_{24}.

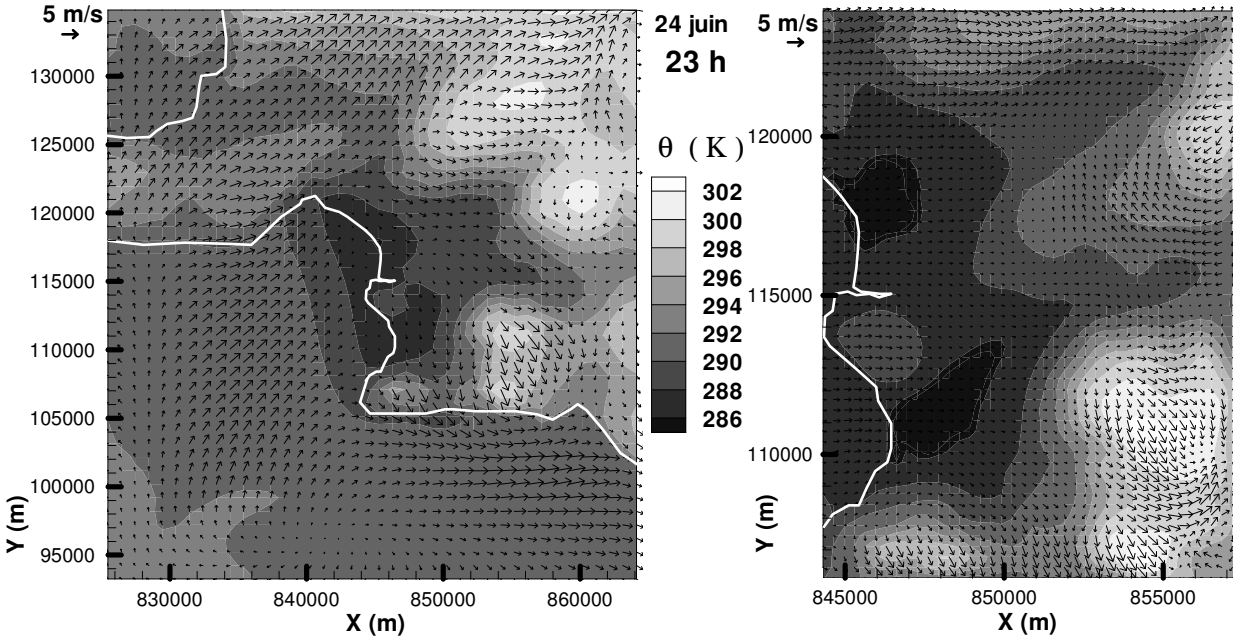
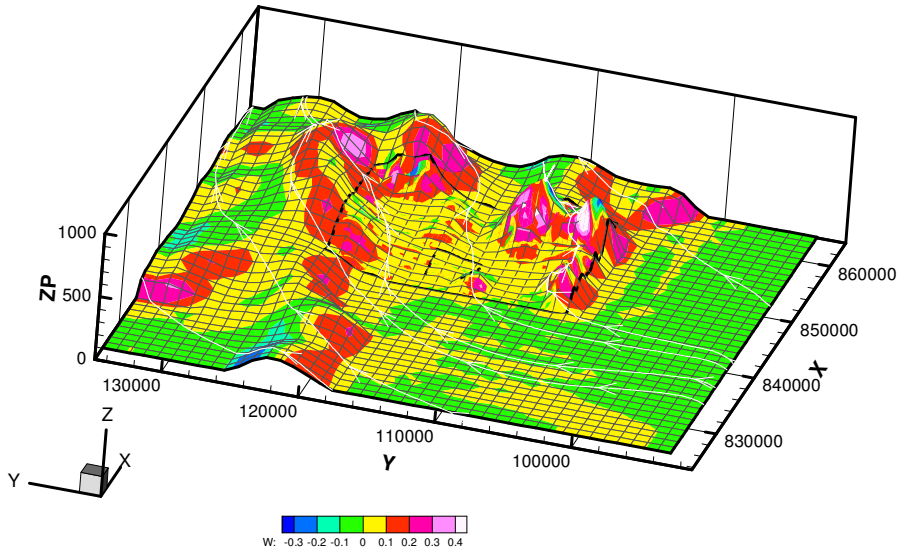


Figure 5.21 - Comme figure 5.16, à 23 h TU, simulation MAR_{24}.

(a)



(b)

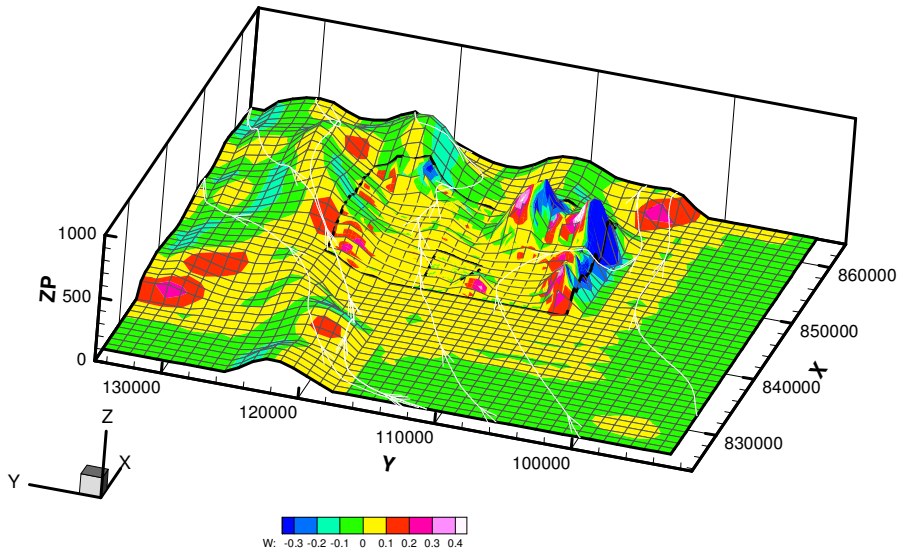


Figure 5.22 – Vues 3D de la composante verticale de la vitesse du vent dans la simulation MAR_{24}, au premier niveau vertical du modèle (z = 7,5 m au-dessus du sol) sur les grilles G1 et G2 et G3 superposées, par vent de sud–ouest (directions du vent montrées par quelques lignes de courant). (a) : 13 h TU ; (b) : 20 h TU. Le nord est indiqué par l'axe y positif.

5.3.2 – Le 25 juin

De même que pour le 24 juin, les **figures 5.23 à 5.29** représentent des coupes horizontales de la température potentielle simulée par le modèle au premier niveau vertical (relief + 7,5 m), sur les grilles G1 à 990 m de résolution et G2 à 330 m de résolution dans la simulation MAR_{25}.

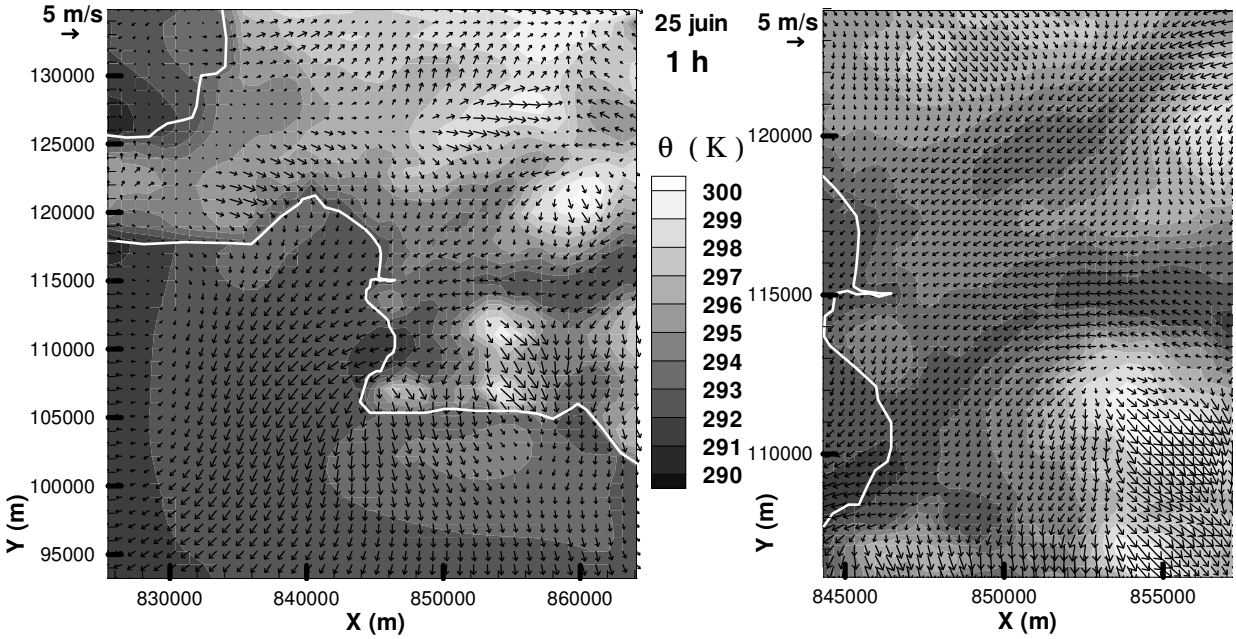


Figure 5.23 - Température potentielle (K) dans la simulation MAR_{25} à 1 h TU. Coupes horizontales au premier niveau du modèle (z = 7,5 m au-dessus du sol). Les vecteurs représentent la projection du vent dans le plan. A gauche : grille G1 à 990 m de résolution et à droite grille G2 à 330 m.

En début de journée, à 1 h (**figure 5.23**), la situation sur Marseille ressemble à celle du 24 juin, malgré des températures plus élevées. Le vent d'est arrive sur Marseille, canalisé par la vallée de l'Huveaune, et passant entre la chaîne de l'Etoile et le plateau du Garlaban. Il en résulte un écoulement de nord-est sur la mer au large de la côte occidentale et un écoulement se dirigeant vers le sud, accéléré notamment en passant entre Marseilleveyre et le massif du Puget. Au nord du grand domaine, l'écoulement se dirige vers le nord.

Dès 2 h, et jusqu'à 5 h de l'air froid (288 K) arrive de l'est, canalisé par la vallée de l'Huveaune, puis dévié au sud du mont « La Garde ». Dans le même temps, la masse d'air froid (289 K) provenant de l'est apparaît également sur la mer au sud-est du domaine G1 comme le montre la **figure 5.24** à 4 h.

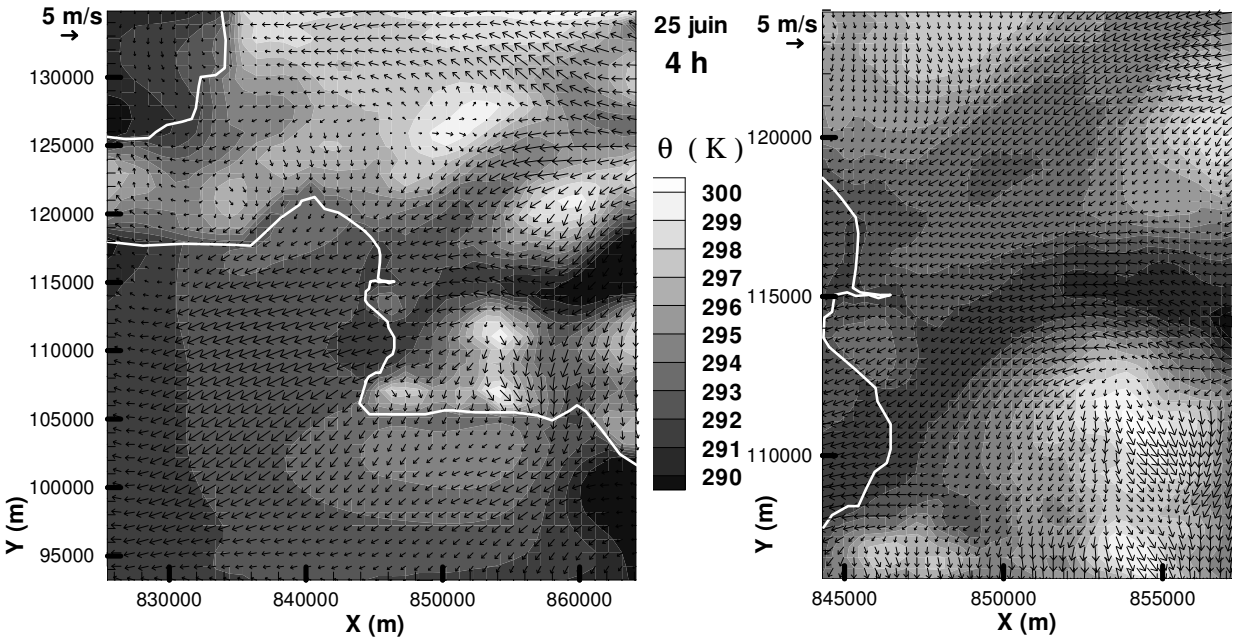


Figure 5.24 – Comme figure 5.23, à 4 h TU, simulation MAR_{25}.

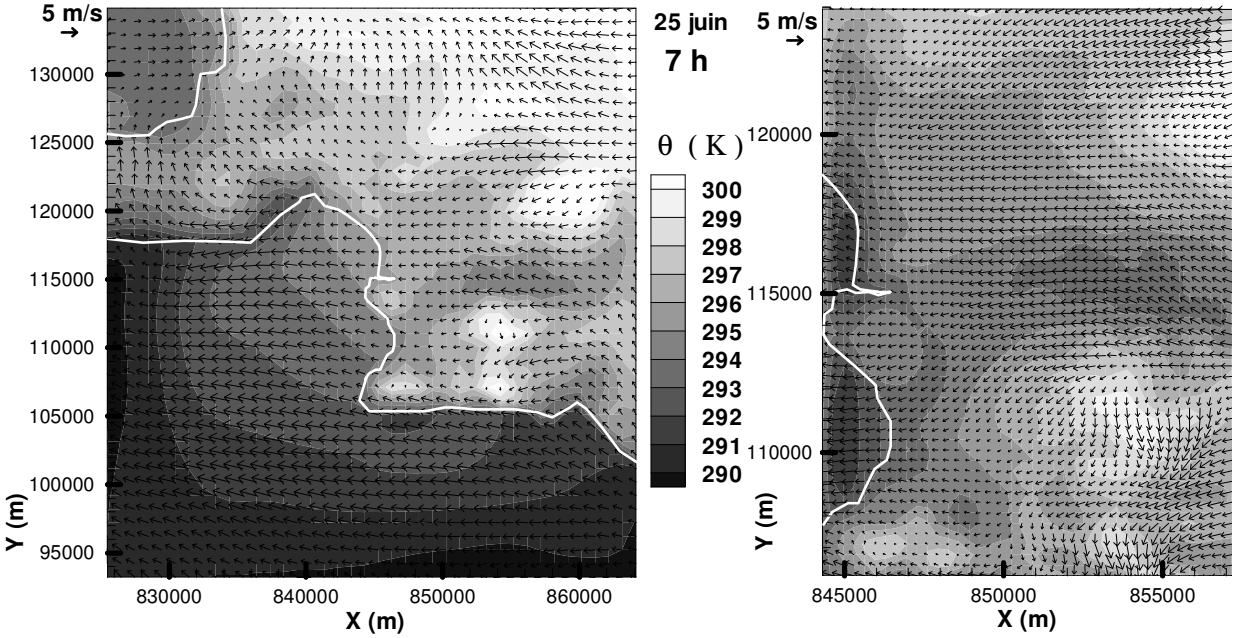


Figure 5.25 – Comme figure 5.23, à 7 h TU, simulation MAR_{25}.

Dès 7 h (**figure 5.25**), une masse d'air chaud d'origine continentale arrive sur le nord-est du domaine alors que le vent d'ouest persiste sur l'Etang de Berre. Au sud du domaine G1, l'écoulement provient de l'est, allant vers le sud sur les monts Saint-Cyr et le massif du Puget.

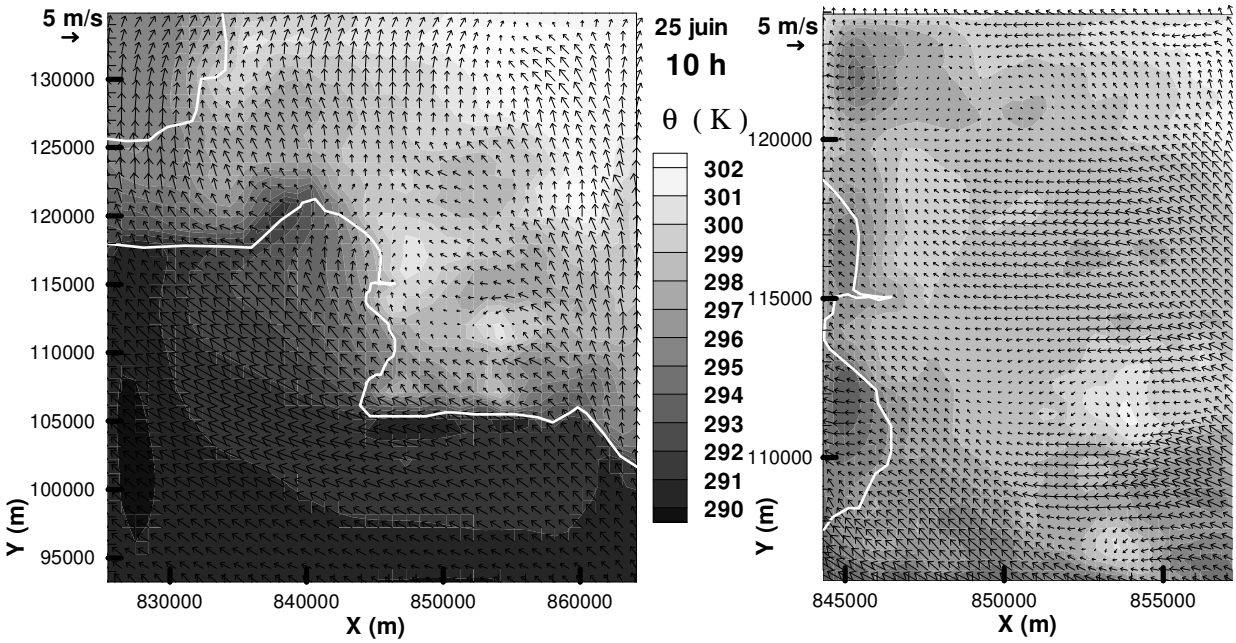


Figure 5.26 – Comme figure 5.23, à 10h TU, simulation MAR_{25}.

Jusqu'à 10 h **(figure 5.26),** l'air chaud gagne la moitié nord de Marseille, combiné au réchauffement de la surface. La brise de mer, apparue aux alentours de 8 h, pénètre dans les terres avec la direction sud-est sur la côte, apportant de l'air frais sur quelques kilomètres en passant au-dessus de Mareilleveyre. Cet écoulement, lorsqu'il passe sur la mer au large de la cote occidentale, vire progressivement à la direction sud, perpendiculairement à la côte à l'ouest du domaine G1, pénétrant au-delà de l'Etang de Berre. De ce fait, l'air chaud contiental qui avait été advecté vers l'ouest sur la mer remonte vers le nord-ouest. On remarque également que la brise de mer pénètre sur les terres plus à l'est, passant par le relief plus doux de la Ciotat, et revient vers Marseille avec la direction sud-est, canalisée par le relief. Cependant, la brise de mer ne parvient pas à pénétrer au-dessus des quartiers nord de Marseille.

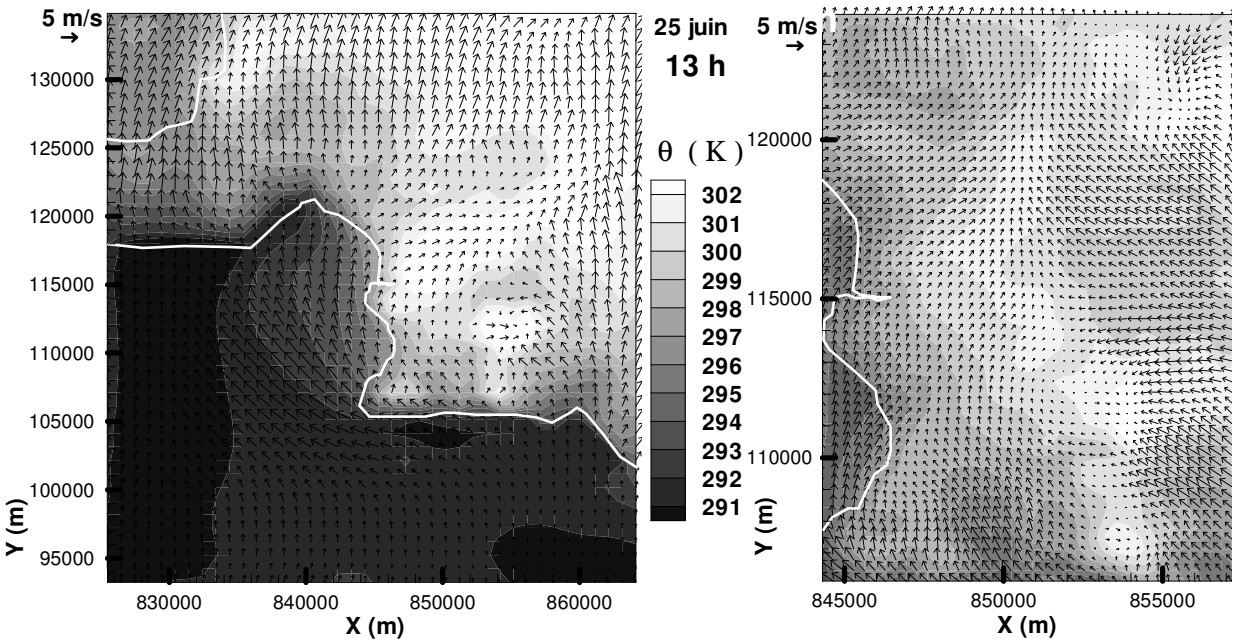


Figure 5.27 – Comme figure 5.23, à 13 h TU, simulation MAR_{25}.

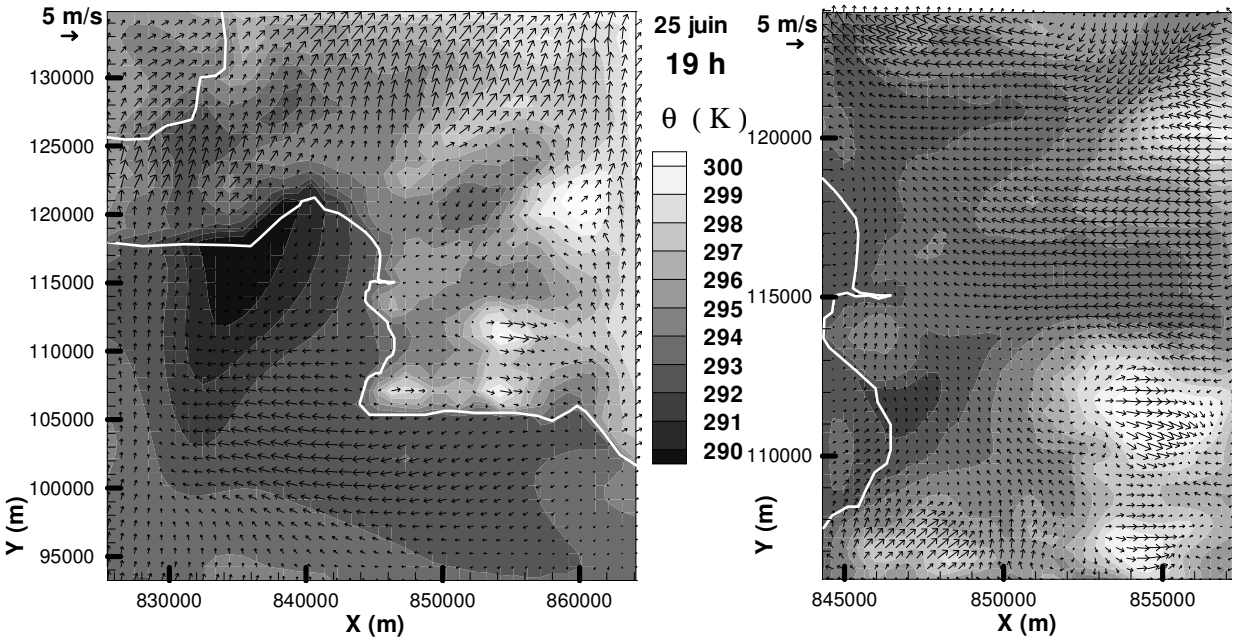


Figure 5.28 - Comme figure 5.23, à 19 h TU, simulation MAR_{25}.

Les heures suivantes, comme on peut le voir sur la **figure 5.27** à 13 h, la brise de mer est toujours de direction sud à l'ouest du domaine G1, et de direction sud-est au sud de Marseille, mais désormais elle pénètre sur la ville avec la direction sud-ouest, passant au-dessus des quartiers nord et sur les zones autour de la plage du Prado où le relief est plus doux, après avoir contourné le massif de Marseilleveyre.

Les deux courants de brise de mer se rejoignent à l'est de la ville, générant un vent de sud. On peut voir l'air réchauffé sur la ville (302 K) qui a été advecté vers l'est jusqu'au centre du domaine de la grille G2, avec des isolignes de la température potentielle qui ont conservé plus ou moins la forme de la côte ouest. Le front n'est pas très marqué, avec la composante verticale de la vitesse du vent qui est très faible. Les heures suivantes (figures non montrées), le front se déplace encore vers l'est jusqu'à 14 – 15 h, apportant de l'air frais jusqu'aux massifs, puis l'intensité de la brise de mer de direction sud-ouest diminue et le front recule vers l'ouest. Après 17 h, le vent de sud-ouest faiblit sur la ville et le vent d'est, d'intensité plus forte devient prépondérant, bien que le front persiste sur la ville à quelques kilomètres de la côte, comme on peut le voir à 19 h, sur le domaine G2 (**figure 5.28**). A plus grande échelle, sur la grille G1, la brise de mer apporte de l'air frais jusqu'en nord du domaine G1 jusqu'à 19 h (**figure 5.28**).

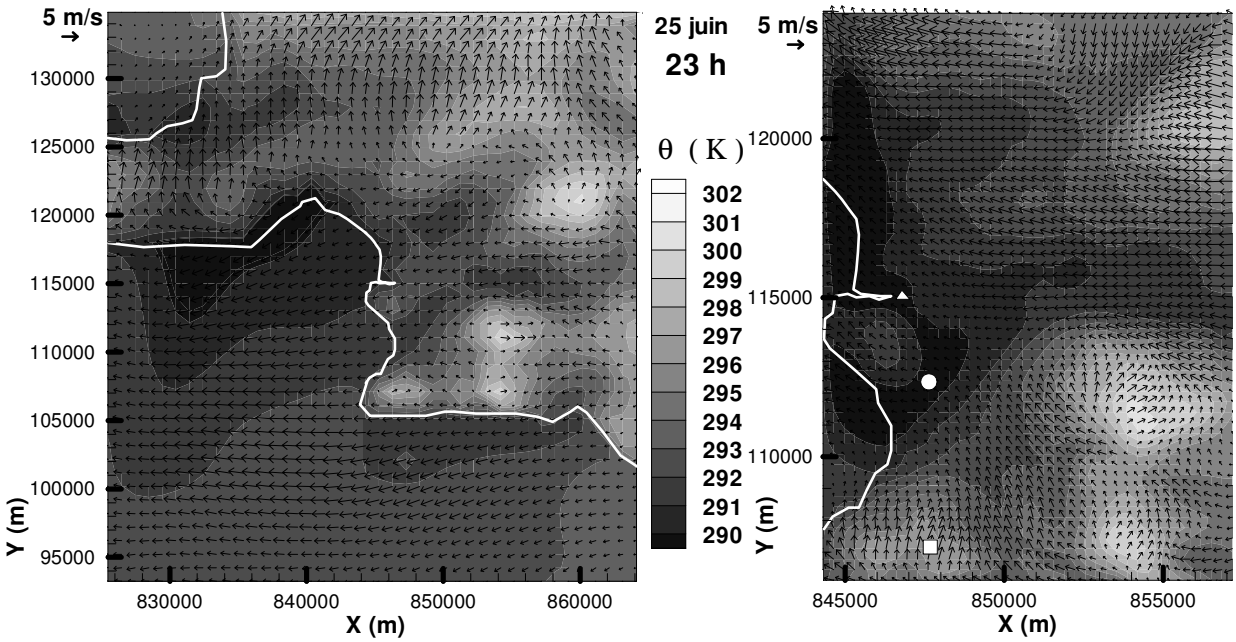


Figure 5.29 – Comme figure 5.24, à 23 h TU, simulation MAR_{25}. Les symboles représentés sur G2 sont commentés sur la figure 5.31.

Au début de la nuit, à 23 h (**figure 5.29**), le vent descend des massifs élevés de Marseilleveyre et du massif du Puget vers la vallée où est située la ville, formant, avec le vent d'est, un écoulement de sud-est sur la ville. De l'air frais (moins de 290 K) apparaît sur la ville de Marseille. Les profils de la température potentielle sur le relief de Marseilleveyre, en bas de la vallée et sur le centre ville sont tracés sur la **figure 5.30,** et permettent de penser qu'il s'agit de vents catabatiques, avec un profil très stable dans la vallée et quasi-neutre au-dessus, jusqu'à environ 100 m d'altitude.

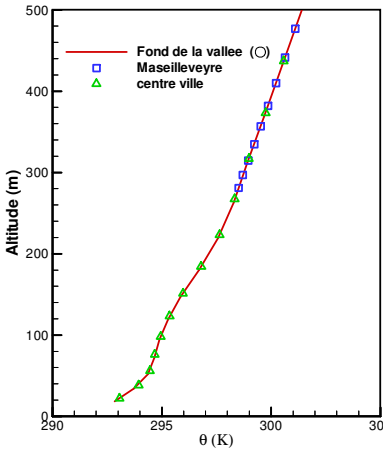


Figure 5.30 – Profils verticaux de la température potentielle à 23 h (simulation MAR25) en trois points du domaine G2 représentés sur la figure 5.29 par un carré (profil sur le massif de Marseilleveyre), un rond (profil en bas de la vallée, tracé en trait plein ici) et un triangle (profil sur le centre ville).

5.3.3 - Conclusions

Cette analyse montre l'évolution de la brise de mer au cours de ces deux journées propices à son développement. Elle souffle dans une direction qui dépend de l'écoulement à l'échelle synoptique, mais sa direction en arrivant sur l'agglomération est modifiée par les obstacles montagneux et les gradients thermiques. Bien que la situation soit assez proche en début de journée, le développement de la brise de mer est différent au cours de ces deux journées. Le 24 juin, la brise pénètre sur Marseille avec la direction ouest, et l'écoulement conserve cette direction jusqu'en début de nuit. La journée du 25 juin est marquée par un gradient de température terre-mer plus fort que le 24. Ce jour là, la brise de mer pénètre sur Marseille plus tard que le 24 sur les quartiers nord. Elle passe au-dessus de la ville avec deux directions différentes : sud-ouest et sud-est, et le front formé par ces deux courants se déplace vers l'est. De plus, l'écoulement reprend plus vite la direction est.

5.4 – Influence de la canopée urbaine sur l'écoulement

5.4.1 – Mise en place de l'étude

Les caractéristiques de l'écoulement simulé dans la région marseillaise semblent être dominées par les effets combinés du relief irrégulier, du flux synoptique et des circulations thermiques locales induites par la présence de la mer et de la ville.

Dans le **§ 2.2.4.1**, un effort est mené pour représenter la canopée urbaine marseillaise dans le modèle de sol de la manière la plus réaliste possible afin d'en restituer les effets sur le modèle dynamique. La question qui se pose ici est de savoir dans quelle mesure la prise en compte des effets liés à l'urbanisation a une influence

sur les résultats des simulations. Par suite, on peut se demander également quelle est l'influence d'un site urbanisé sur la dispersion des polluants.

Afin de dégager l'effet de la canopée urbaine sur l'écoulement simulé, les classes urbanisées (avec au moins un bâtiment par maille) sont remplacées par la classe garrigue (n°12) dans les fichiers de surface (**tableau 5.2**). De nouvelles simulations (GAR) sont reconduites pour les journées du 24 et du 25 juin.

nom	grille	surface	Δx, Δy	nx	ny	nz	Δz_{min}	z_{ray}	Δz_{moy}	Δt	Δt_{ac}	K_{4h}	K_{2v}
GAR_{24} **GAR_{25}**	G1	S_{GG1}	990 m	41	44	41	15 m	5600 m	221 m	0,9 s	0,03s	1.10^{10}	300
	G2	S_{GG2}	330 m	41	56	41	15 m	5600 m	235 m	0,3 s	0,03s	4.10^{10}	950
	G3	S_{GG3}	110 m	32	32	41	15 m	5600 m	237 m	0,1s	0,01s	1.10^{7}	2900

Tableau 5.2 - Caractéristiques des simulations GAR.

5.4.2 – Le 24 juin

On analyse simultanément les **figures 5.31, 5.32 et 5.33** qui montrent les écarts obtenus près de la surface entre les simulations avec et sans la représentation de la ville de Marseille dans le modèle de sol, respectivement en observant la différence de température potentielle, la variation relative de la vitesse du vent et la déviation du vent horizontal. Pour la **figure 5.31,** plus la zone est claire, plus la présence de la ville a pour effet d'augmenter la température de l'air et pour la **figure 5.32**, plus la zone est foncée plus la vitesse du vent est diminuée en présence de la ville.

Dès le début de la journée, l'influence de la ville est perceptible : la zone la plus urbanisée a pour effet d'augmenter la température de l'air, et l'air réchauffé est alors advecté vers l'ouest car le vent est de secteur est. Le vent est freiné en arrivant sur les zones où la longueur de rugosité est la plus importante, autour du centre ville. A 9 h, la différence de température est plus forte sur la zone portuaire dans la simulation MAR_{24}. Celle-ci commence à se réchauffer très tôt comme cela a été vu précédemment. A l'emplacement des zones les plus urbanisées, la brise de mer provient du secteur ouest à sud-ouest. Elle rencontre ensuite le courant de brise de direction sud, un peu plus à l'est lorsque la ville est présente, car les bâtiments freinent cet écoulement. L'écoulement au nord du domaine vire alors davantage à la direction sud-ouest avec la ville. On remarque aussi nettement que la brise de secteur sud est freinée au centre du domaine par les quartiers urbanisés qu'elle rencontre.

A 12 h, l'augmentation de la température due à la présence de la cité s'accentue, en créant deux noyaux, un sur la zone portuaire et l'autre sur les zones les plus densément urbanisées (jusqu'à 2,5 K d'écart), mais en retrait par rapport à la ligne de côte car la brise de mer reste de secteur ouest. Le maximum de l'augmentation de la température due à la présence urbaine se situe en effet à 2,5 km à l'ouest du « Vieux

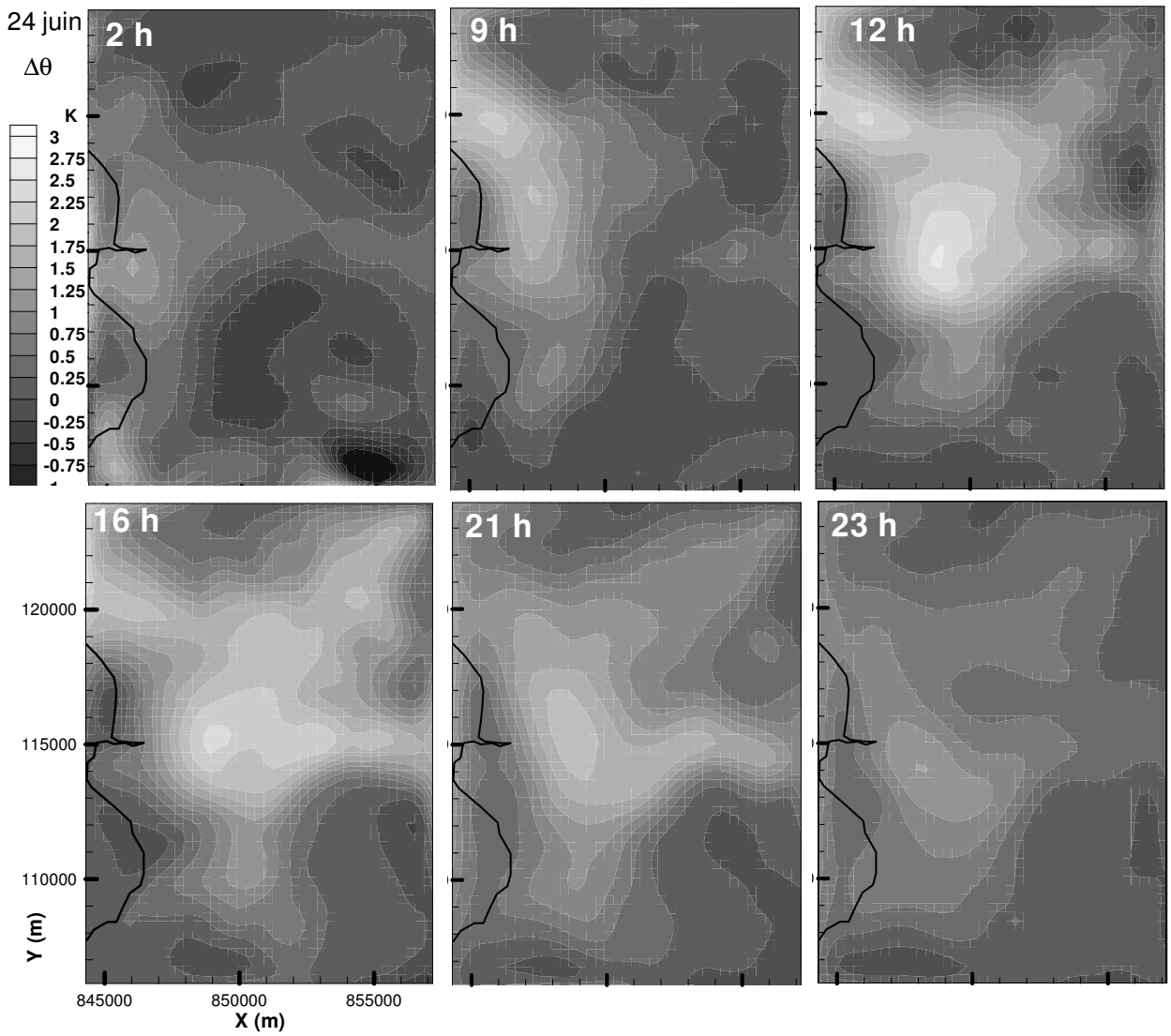


Figure 5.31 – Différence (en K) de la température potentielle $\Delta T = \left(T_{MAR\,24} - T_{GAR\,24}\right)$ au premier niveau horizontal du modèle sur la grille G2 à 330 m de résolution (z = 7,5 m au-dessus de la canopée). Série temporelle à 2 h, 9 h, 12 h, 16 h, 21 h et 23 h.

Port », avec un gradient progressif depuis la côte. Il y a donc à la fois un effet aérodynamique et un effet thermique de la ville.La brise de sud, qui passe entre le massif du Puget et Marseilleveyre est déviée vers l'est dans la simulation MAR_{24} avant de rencontrer le massif du Puget. A 16 h, la zone où la température est la plus élevée lorsque la ville est prise en compte s'étend également vers la vallée de l'Huveaune et vers celle située entre la chaîne de l'Etoile et le plateau de Garlaban, les masses d'air réchauffées au-dessus de la ville étant advectées par la brise de secteur ouest dominant. Le vent est freiné sur l'ensemble des zones urbanisées et vers les vallées, avec un effet maximal sur les quartiers les plus urbanisés.

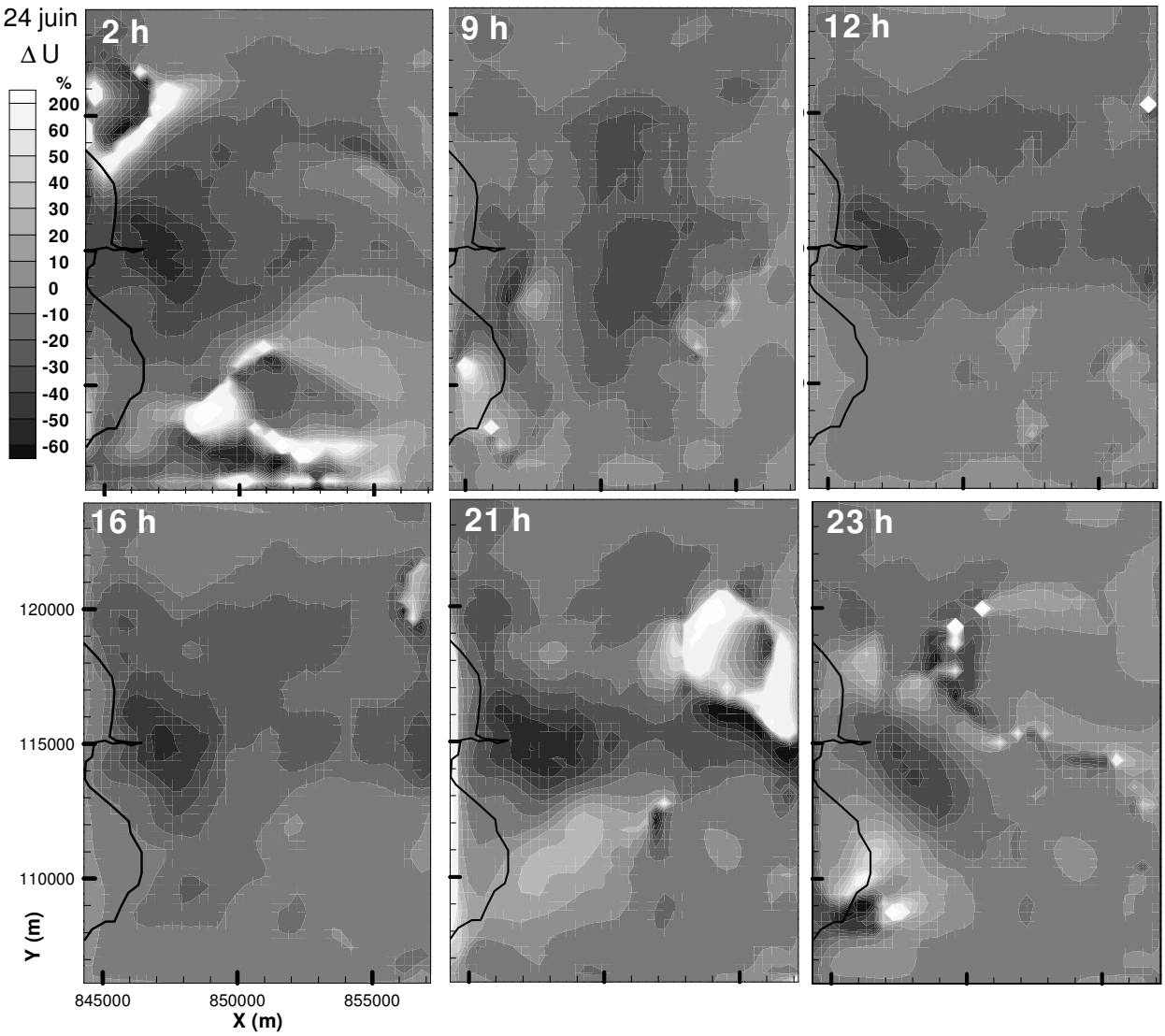


Figure 5.32 – Différence relative du module du vent $\Delta U = \left(\left|\vec{U}\right|_{MAR_{24}} - \left|\vec{U}\right|_{GAR_{24}} \right) / \left|\vec{U}\right|_{GAR_{24}}$ **au premier niveau horizontal du modèle sur la grille G2 à 330 m de résolution (z = 7,5 m au-dessus de la canopée). Série temporelle à 2 h, 9 h, 12 h, 16 h, 21 h et 23 h TU.**

L'effet thermique dû à la présence de la ville persiste dans la soirée (21 h et 23 h), avec le noyau progressivement vers le centre ville à mesure que la brise de mer faiblit. L'influence thermique de la ville est cependant encore étendue à toutes les surfaces urbanisées. A 21 h, le vent d'ouest est freiné sur le centre ville et dans la vallée de l'Huveaune et à 23 h un courant d'est apparaît au-dessus de cette dernière. En présence de la ville, le front formé est un peu plus à l'ouest, et le vent est dévié vers le sud. L'augmentation de la température est donc moins visible à l'est du domaine, mais la valeur maximale, 1,25 K, est encore située à 2 km au sud-est du Vieux Port, car le vent à cet endroit est encore de secteur nord-ouest.

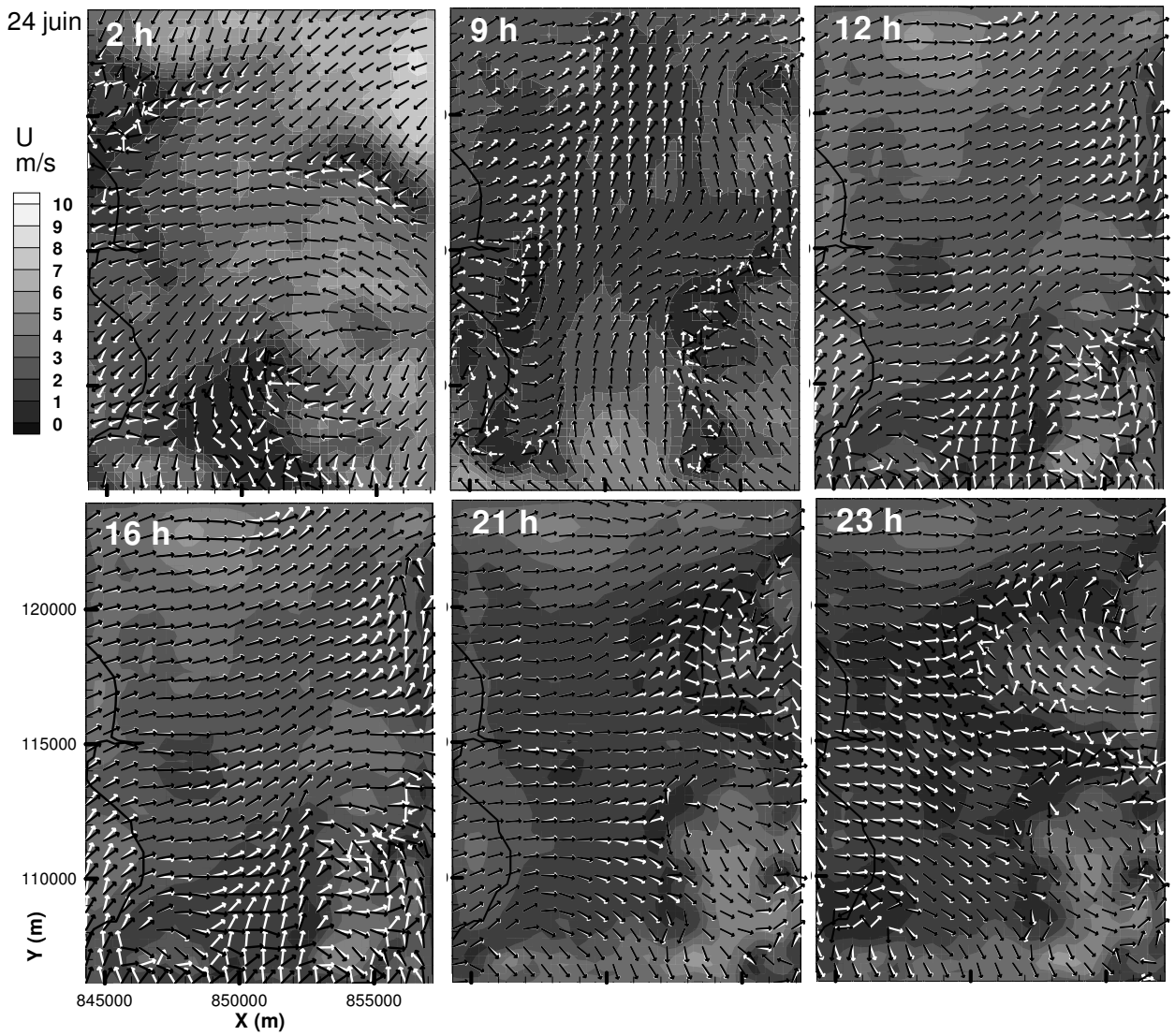


Figure 5.33 – Déviation du vecteur vent horizontal (vecteurs adimensionnées : 1 vecteur sur 3 représenté) au premier niveau vertical du modèle, sur la grille G2 à 330 m de résolution (z = 7,5 m au-dessus de la canopée). Les vecteurs de la simulation MAR_{24} sont représentés en noir et ceux de la simulation GAR_{24} en blanc. Le module du vent est représenté pour la simulation GAR_{24}. Série temporelle à 2h, 9h, 12h, 16h, 21h et 23h TU.

La présence d'un îlot de chaleur urbain est mise en évidence lors de cette journée. En effet ce phénomène n'est pas complètement effacé par les différents courants formés par le relief et par la brise de mer. L'effet thermodynamique de la ville de Marseille est visible tout au long de la journée, plus important au cours de la journée (2,5 K) mais avec les masses d'air réchauffées advectées vers l'est par la brise de mer, et il persiste en soirée à proximité des quartiers denses de Marseille, avec des valeurs plus faibles (1,25 K). La rugosité aérodynamique de la zone urbaine a également un effet sur la vitesse de déplacement des masses d'air et sur leur direction.

Ces résultats semblent être en accord avec ceux de Long [2003] et Pigeon et al. [2006] qui ont analysés les mesures effectuées entre le 12 juin et le 14 juillet 2001 en surface, sur le réseau Pigeon (**figure 1.11**) mis en

place à Marseille. Long [2003] montre que la température de l'air sur la ville est corrélée avec la distance à la côte pendant la journée et avec les caractéristiques urbaines la nuit. Pigeon et al. [2006] montrent que, en moyenne sur toutes ces journées, les températures sont plus élevées pendant les nuits sur les sites où la fraction de bâtiments ou le facteur de forme des rues sont élevés, tandis que pour la période diurne, les maxima sont observés plus à l'est, avec un gradient perpendiculaire à la côte, du fait de la brise de mer dont la direction varie entre l'ouest et le sud-ouest. Ils montrent également que le gradient ouest-est de température est plus élevé pendant la journée que ne l'est la nuit la différence de température entre la zone urbaine et les zones alentours.

Ici, on observe aussi un décalage de ce maximum vers l'ouest le matin, du fait du vent d'est matinal présent ce jour là.

5.4.3 – Le 25 juin

En début de journée, la situation est comparable à celle du 24 juin : la présence de la zone urbaine est à l'origine d'un réchauffement de l'air légèrement à l'ouest du centre ville et de l'atténuation de la vitesse du vent sur toute l'agglomération (figures 5.34, 5.35 et 5.36). Le vent est alors dévié vers l'ouest dans la zone située à l'intersection entre l'écoulement de secteur nord à nord-ouest et l'écoulement de nord-est.

A 9 h, l'écoulement dominant sur le nord de Marseille est dirigé vers le nord-ouest, avec une déviation plus importante vers le nord lorsque la ville est présente, accompagnée d'un ralentissement du vent et d'une augmentation de la température, bien que cette dernière soit moins importante sur la zone portuaire que le 24 juin.

A 12 h, lorsque la brise a atteint les quartiers urbanisés de Marseille, le fort réchauffement de l'air dû à la présence urbaine est visible sur la zone portuaire et sur le centre ville comme pour le 24 juin, bien que l'air soit advecté plus vers le nord-ouest sous l'influence de la brise de mer. Sur le sud-ouest du domaine, l'écoulement est de sud, freiné légèrement sur les quartiers sud de la ville et l'écoulement rapide provenant de l'est est également freiné en arrivant sur les quartiers résidentiels du nord-est.

A 14 h, la zone où l'air est fortement réchauffé par la présence urbaine progresse vers l'est et le nord, par advection de l'air par la brise de mer de secteur sud-ouest. L'influence thermique de la ville atteint alors 2,8 K. Cependant, au contraire de ce qui a été observé le 24 juin, la zone concernée par le réchauffement de l'air dû à la présence urbaine ne s'étend pas jusqu'au reliefs, car la brise de mer ne parvient pas à pénetrer plus loin que la moitié du domaine environ.

Ces résultats obtenus près de la surface peuvent être étendus à la couche limite urbaine. Les coupes verticales de la **figure 5.37** à 13 h, passant par le« Vieux Port » (centre ville), montrent que la brise de mer est freinée dans sa propagation dans les terres. La présence urbaine a pour effet de limiter l'apport d'air frais, non seulement près de la surface, mais aussi jusqu'à 100 m d'altitude environ. Par exemple, l'air à 296 K s'étend à 1,5 km de moins vers l'est lorsque la ville est présente.

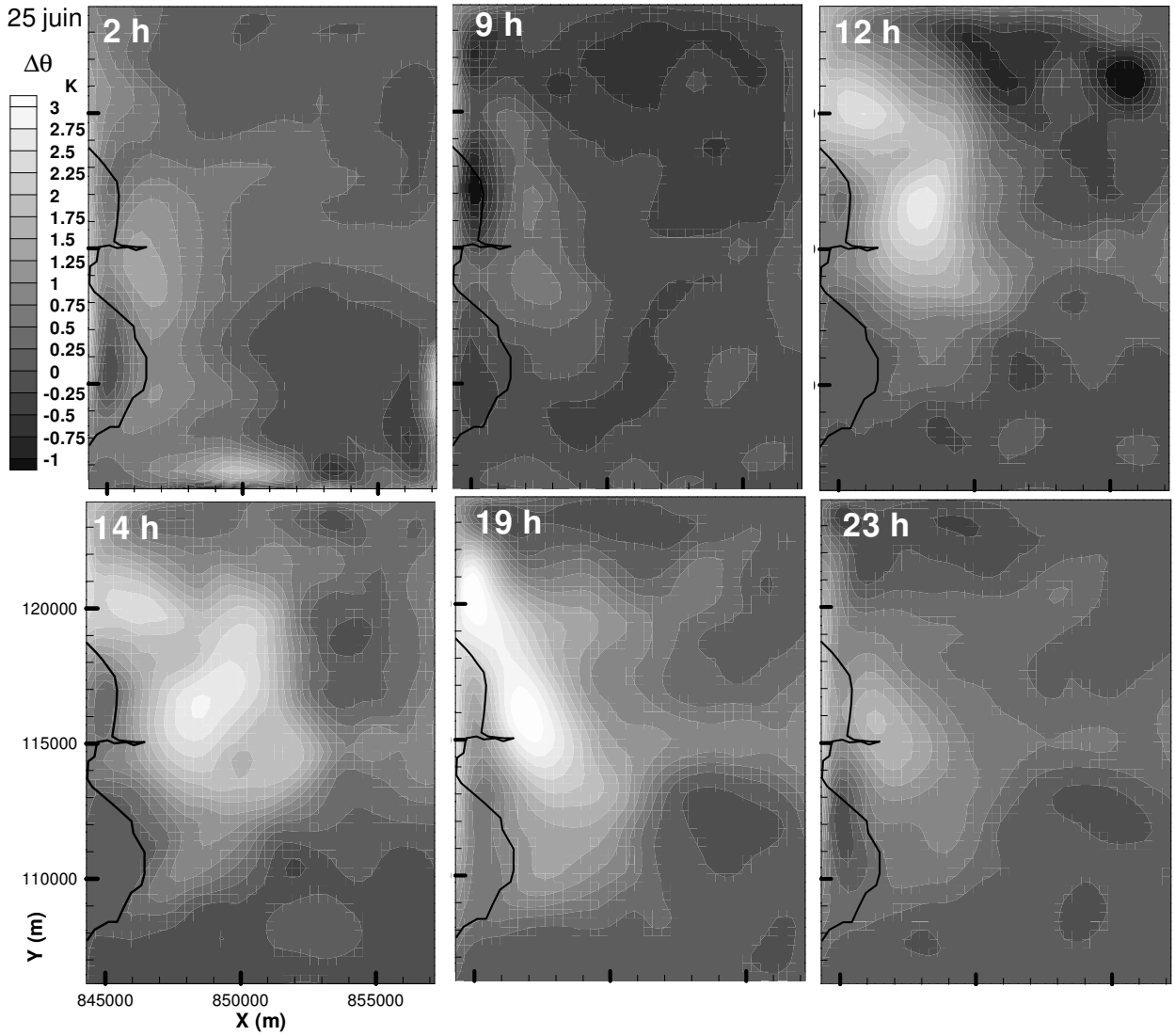


Figure 5.34 – Comme figure 5.31 avec $\Delta\theta = \left(\theta_{GAR_{25}} - \theta_{MAR_{25}}\right)$. Série temporelle à 2 h, 10 h, 12 h, 14 h, 19 h, et 23 h TU.

A 19 h, la brise de mer faiblit, mais la présence urbaine maintient le front à quelques kilomètres de la côte sur une zone qui s'étend de la plage du Prado jusqu'à la zone portuaire, alors que sans la ville la brise de mer s'est retirée. Le vent est fortement ralenti sur toute la zone où l'écoulement provient de l'est avec une vitesse élevée. Ce ralentissement est accru sur la zone qui s'étend du péricentre aux quartiers de la zone portuaire. Au même endroit, la température de l'air augmente jusqu'à 3,25 K du fait de l'effet cumulé de l'air chaud qui avait été advecté à l'est et qui est repoussé rapidement vers la côte, et du réchauffement des surfaces urbaines. L'intensité de l'îlot de chaleur urbain est donc maximale à cette heure ci pour le 25 juin, et elle est plus élevée que le 24 juin.

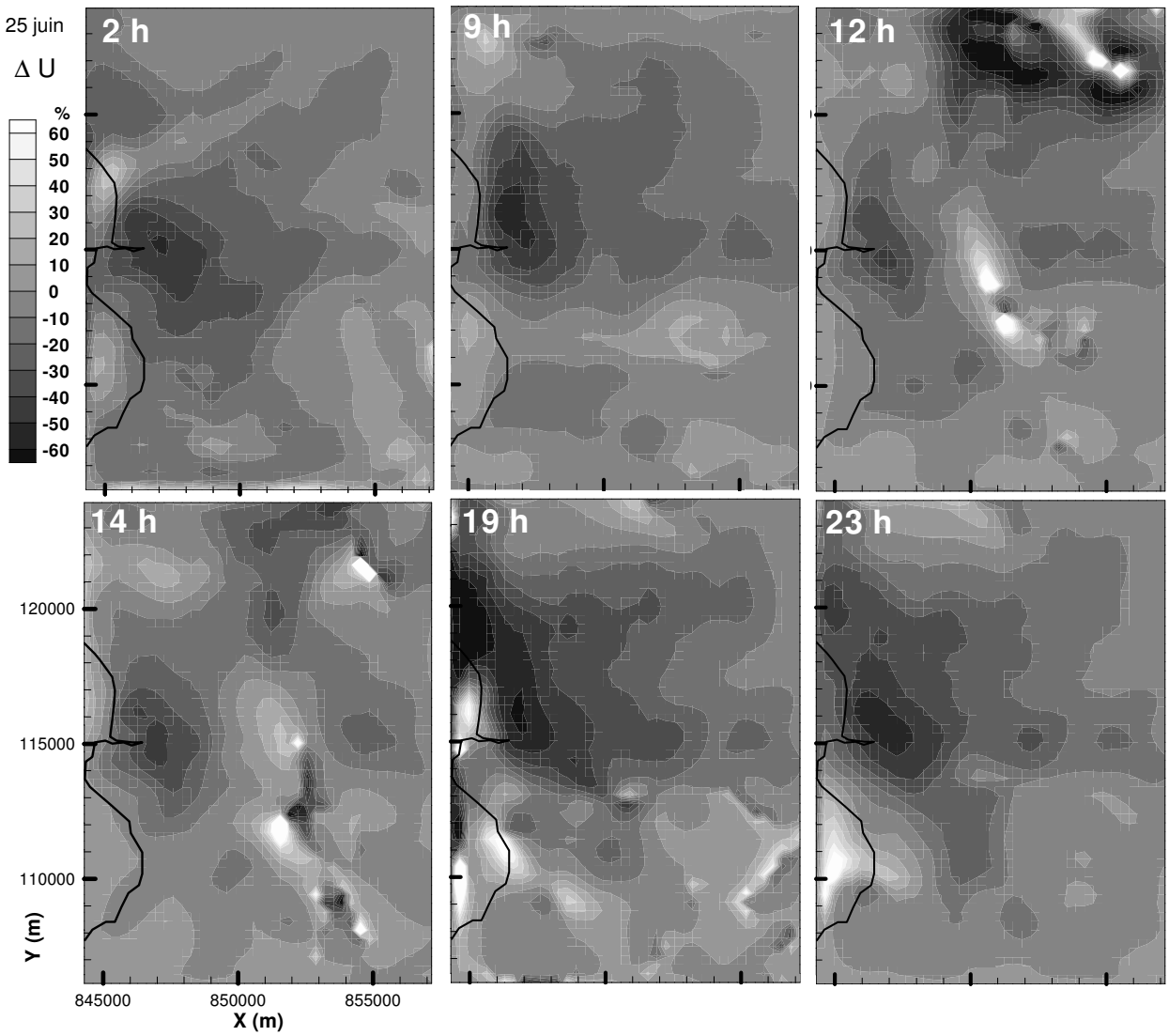


Figure 5.35 – Comme figure 5.32 avec $\Delta U = \left(\left|\vec{U}\right|_{MAR_{25}} - \left|\vec{U}\right|_{GAR_{25}} \right) / \left|\vec{U}\right|_{GAR_{25}}$ **. Série temporelle à 2 h, 10 h, 12 h, 14 h, 19 h et 23 h TU.**

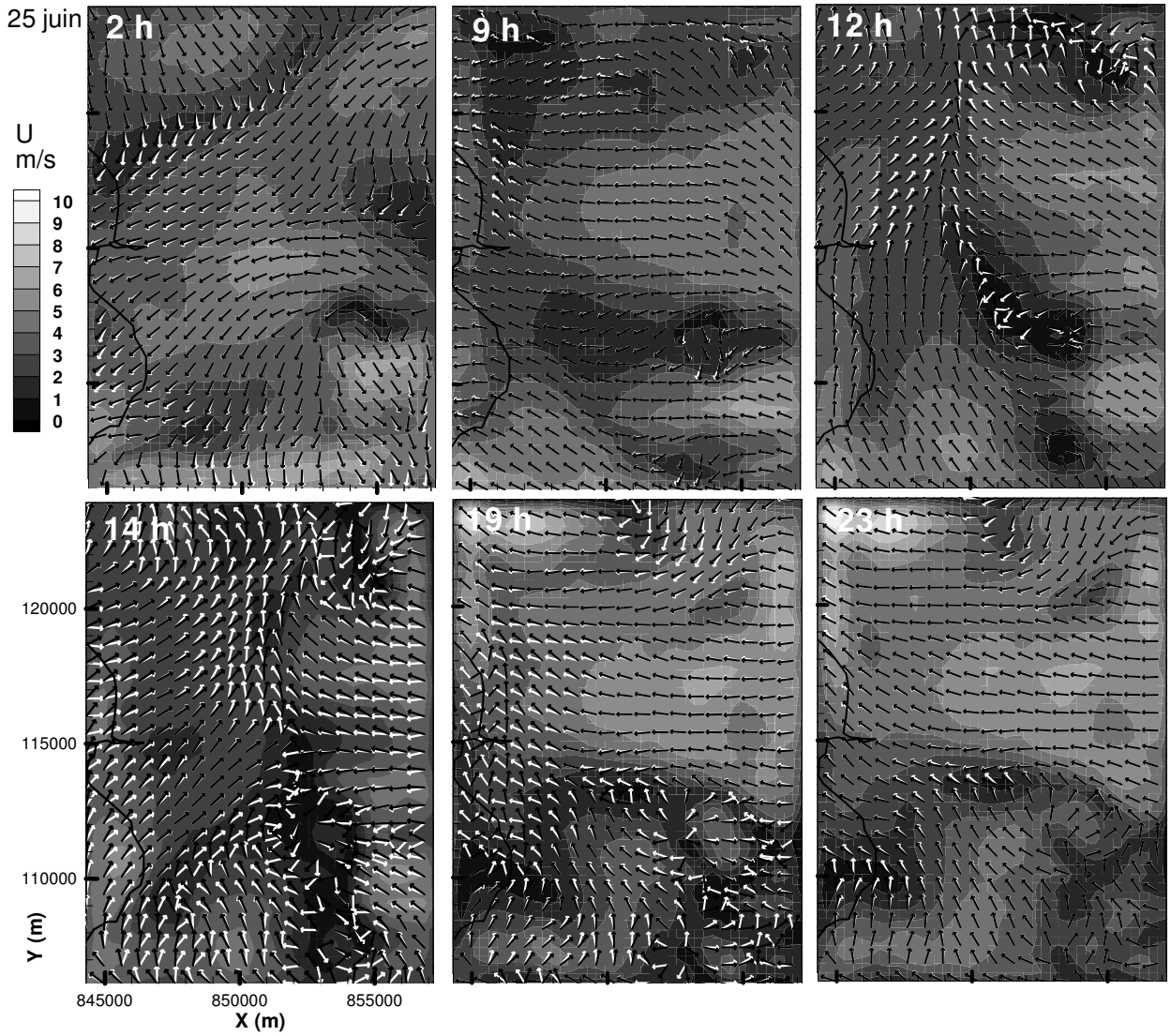


Figure 5.36- Comme figure 5.33, le 25 juin. Vitesse du vent et vecteurs blanc : simulation GAR_{25} ; vecteurs noirs : simulation MAR_{25}. Série temporelle à 2 h, 9 h, 12 h, 14 h, 19 h et 23 h TU.

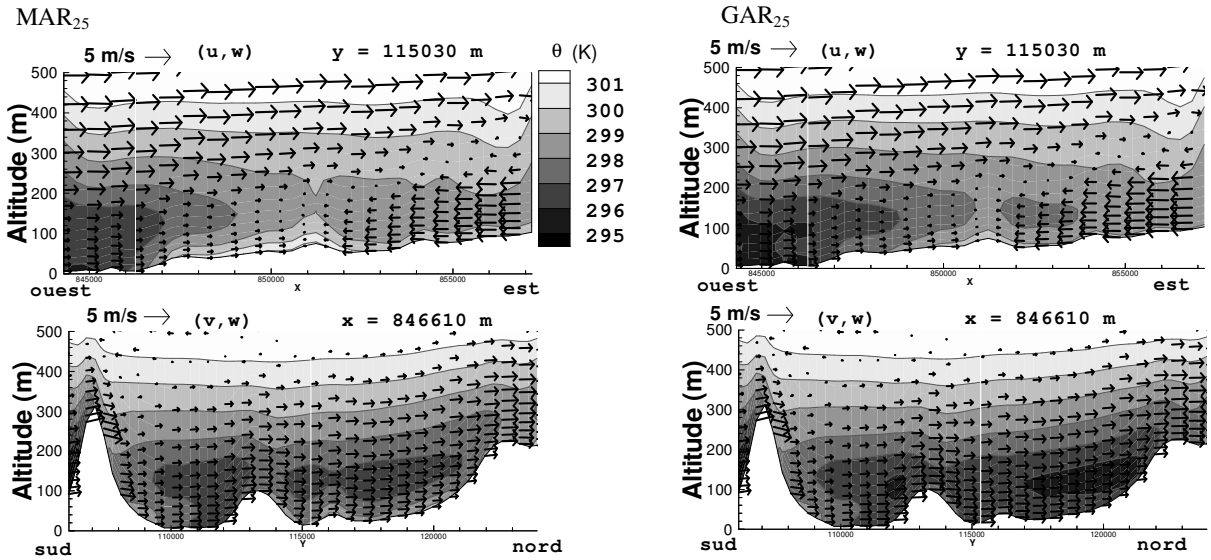


Figure 5.37 - Coupes verticales de la température potentielle à 13 h TU, dans la simulation MAR_{25} (à gauche) et GAR_{25} à droite. Coupes ouest-est (en haut) avec projection du vecteur vent (u,w) dont 1 sur 2 représenté selon x et tous selon z et sud-nord (en bas) avec projection du vecteur vent (v,w) dont 1 sur 2 représenté selon x et tous selon z. Le trait blanc représente la position du « vieux Port » (centre ville).

Ce résultat est aussi en accord avec ceux de Pigeon et al. [2006] qui observent une intensité plus importante de l'îlot de chaleur urbain diurne le 25 que le 24 juin. A 23 h les vents d'est sur le nord du domaine et de sud-est sur le sud-ouest du domaine sont freinés par l'agglomération, avec un ralentissement maximal sur les quartiers les plus urbanisés, là où la hausse de température reste la plus élevée, encore jusqu'à 1,8 K. L'îlot de chaleur urbain en début de nuit (à 23 h) est davantage corrélé avec le niveau d'urbanisation que pour le cas du 24 juin, bien qu'il soit cette fois un peu décalé vers le nord-ouest, à cause du vent du sud-est qui redescend des massifs élevés de Marseilleveyre.

L'analyse de la journée du 25 juin montre nettement que la prise en compte de l'urbanisation dans le modèle atmosphérique modifie l'écoulement et augmente le réchauffement de l'air. Le retrait de la brise de mer en soirée est également retardé à cause de la présence urbaine, comme cela a été montré dans le **chapitre 4**.

D'une manière générale, l'analyse de l'influence urbaine sur les deux journées du 24 et du 25 juin montre que l'îlot de chaleur urbain est positionné à proximité des classes centre ville et péricentre de Marseille la nuit, avec des valeurs allant de 1,25 à 2 K, et pendant la journée, sa situation dépend fortement du comportement de le brise de mer, avec une tendance à l'advection de l'air réchauffé par la ville vers l'est.

5.5 – Analyse des champs turbulents

L'approche par la simulation des grandes échelles que nous avons adoptée nous permet d'approfondir l'étude de la turbulence sur Marseille et sa région. En effet, les grandes échelles de l'écoulement, isolées par un filtre passe-bas en échelles, sont calculées tandis que les petites échelles sont modélisées grâce à la résolution de l'équation de l'énergie cinétique de sous-maille (*cf.* **chapitre 2**). Nous analysons ici les résultats des simulations sur l'agglomération de Marseille pendant la campagne ESCOMPTE sur les trois grilles de résolution différente (990 m, 330 m et 110 m) menées les 24 et 25 juin en prenant en compte l'urbanisation (MAR_{24}, MAR_{25}) ou non (GAR_{24},GAR_{25}).

5.5.1 – Les statistiques

Chaque quantité instantanée a^{GE} peut se décomposer en deux partie : une partie moyenne (notation $< a^{GE} >$) et la fluctuation par rapport à la moyenne (notation a''). La variance moyenne s'écrit :

$$< a''^2 > = < a^{GE^2} > - < a^{GE} >^2 \qquad a = u, v, w, \theta, q \qquad \textbf{(5. 1)}$$

et les covariances calculées avec la composante verticale de vitesse s'écrivent :

$$< w''a'' > = < a^{GE} w^{GE} > - < a^{GE} > < w^{GE} > \qquad a = u, v, \theta, q \qquad \textbf{(5. 2)}$$

L'énergie cinétique turbulente moyenne résolue ECT^{GE} se calcule selon :

$$ECT^{GE} = \frac{1}{2}\left(< u''^2 > + < v''^2 > + < w''^2 >\right) \qquad \textbf{(5. 3)}$$

Les flux turbulents verticaux moyens résolus de chaleur $H_3{}^{GE} = < w''\theta'' >$ et d'humidité $E_3{}^{GE} = < w''q'' >$ sont calculés d'après **(5.2),** ainsi que le flux de quantité de mouvement $\tau_3{}^{GE}$ tel que :

$$\tau_3{}^{GE} = \sqrt{< u''w'' >^2 + < v''w'' >^2} \qquad \textbf{(5. 4)}$$

Les flux turbulents verticaux de sous-maille $\tau_{13}{}^{SM}$, $\tau_{23}{}^{SM}$, $H_3{}^{SM}$ et $E_3{}^{SM}$ sont calculés avec les équations **(2.12)** **(2.13)** et **(2.14)** et l'énergie cinétique turbulente de sous maille ECT^{SM} est calculée avec **(2.15)**. Le flux de quantité de mouvement sous-maille présenté dans cette section prend en compte les deux directions horizontales telles que :

$$\tau_3{}^{SM} = \sqrt{(\tau_{13}{}^{SM})^2 + (\tau_{23}{}^{SM})^2} \qquad \textbf{(5. 5)}$$

En ajoutant pour chaque quantité la partie résolue et la partie modélisée, on a accès à la valeur du champ global.

Les résultats présentés par la suite sont obtenus en effectuant des moyennes temporelles sur plusieurs pas de temps. Une moyenne spatiale est ensuite réalisée sur plusieurs mailles pour l'étude par classe urbaine.

Le problème de la durée à considérer pour effecteur la moyenne se pose. En raison de l'instationnarité du forçage météorologique pendant le cycle diurne, nous avons opté pour des moyennes sur quinze minutes,

valeur couramment utilisée par les expérimentateurs. Nous considérons dans un premier temps la période du cycle diurne où le flux de chaleur sensible est proche du maximum (**figure 5.7a et b**), un peu après 13 h TU. Nous étudions deux situations différentes, correspondant aux journées du 24 et du 25 juin. Nous avons comparé les quatre moyennes sur quinze minutes de l'énergie cinétique turbulente entre 12 h et 14 h TU, et effectivement les valeurs varient peu après 12 h 30. Cette étude se focalise donc sur la moyenne entre 13 h et 13 h 15 TU. Nous analysons ensuite la structure de l'atmosphère pour la soirée du 25 juin, environ une heure après le coucher du soleil, lorsque le rayonnement net atteint sa valeur minimale nocturne, soit entre 19 h et 19 h 15 TU.

Il est important de noter que les flux ne sont pas montrés dans la première maille verticale, car ils ne sont pas calculés dans SUBMESO mais ils représentent la condition à la limite inférieure.

5.5.2 – Influence du filtre spatial

Les **figures 5.38**, **5.39** et **5.40** permettent de comparer l'influence du filtre spatial dans les simulations SGE à 990 m, 330 m et 110 m. La quantité étudiée pour cette comparaison est l'énergie cinétique turbulente moyenne (ECT) intégrée entre 13 h et 13 h 15 TU le 25 juin. Sur ces figures, on ne considère que le domaine commun aux trois grilles, c'est-à-dire le domaine de la grille G3. La classe centre ville y domine, suivie de la classe péricentre. D'autres classes sont également présentes sur les grilles G2 et G3 mais elles ne sont pas étudiées ici car elles sont minoritaires. Sur la grille G1, chaque maille englobe plusieurs classes : les caractéristiques du tissu urbain sont dans ce cas issues de la moyenne des caractéristiques à 330 m des classes contenues dans la maille (*cf.* **§2.2.4.1** et **figure 2.7**). Comme peu de mailles sont considérées, un seul profil est montré (**figure 5.37**). On remarque que le maximum d'énergie cinétique à environ 25 m au-dessus de la canopée est plus fort sur la grille G1 (0,205 m²/s²) que sur la grille G2 (entre 0,128 m²/s² sur la classe centre ville et 0,135 m²/s² sur la classe péricentre, **figure 5.39**). Près de la surface, l'énergie cinétique turbulente prend une valeur très proche sur la grille G1 (0,126 m²/s²) et sur la grille G2 pour les deux classes centre ville et péricentre (0,122 m²/s²). Nous retrouvons également une valeur proche près du sol sur la grille G3 pour la classe centre ville (0,120 m²/s², **figure 5.40**). Cependant l'allure du profil diffère pour la grille haute résolution, pour laquelle le maximum de l'ECT est près du sol ; elle décroît plus vite (jusqu'à environ 100 m au-dessus du sol) que sur les deux autres grilles à plus faible résolution. Sur la classe péricentre, le maximum près du sol vaut 0,0135 sur la grille G3, ce qui correspond au maximum trouvé sur la grille G2 un peu plus haut.

Si l'on sépare la contribution résolue à l'échelle de la maille (GE) de celle qui est modélisée (SM), on voit clairement que sur la grille haute résolution à 110 m (G3), le champ résolu est plus important et la valeur modélisée est plus faible que les champs obtenus à une résolution plus faible. En effet sur les deux autres grilles G1 et G2, l'ECT résolue est plutôt insignifiante vis-à-vis de la valeur de sous maille.

Il est difficile de comparer ces résultats avec la littérature car ici la situation est complexe ; l'atmosphère est convective près du sol mais elle est aussi affectée par la présence de la mer, par les circulations thermiques

et par l'écoulement synoptique, comme nous le verrons par la suite. Par exemple, Moeng [1984] a testé le modèle qu'il a développé sur un cas convectif, avec une résolution d'environ 160 m ; le profil de l'énergie cinétique turbulente est maximal près du sol et décroît avec l'altitude, comme ce qui est observé sur la **figure 5.40**. Cependant, la contribution résolue est dans ce cas beaucoup plus élevée que la contribution de sous-maille. Plus récemment, l'étude de la couche limite urbaine convective menée par Liu [2006] avec des mailles de 400 m de résolution montre comme dans notre cas une contribution de l'énergie cinétique turbulente de sous-maille plus importante que celle qui est résolue.

Pour conclure sur l'influence du filtre spatial, il semble que les résultats obtenus pour différentes résolutions sont suffisamment proches, surtout près du sol, pour considérer que la modélisation des petites échelles pour les mailles de résolution moyenne (330 m et 990 m) permet de compenser la trop faible proportion résolue, en accord avec les conclusions de Pope [2000], qui suggère que les modèles SGE basés sur la résolution de l'équation de l'énergie cinétique turbulente sont bien adaptés à la simulation des « très » grandes échelles. Néanmoins l'analyse fine de la structure de l'atmosphère est réalisée dans la suite sur la grille haute résolution qui reste la plus précise.

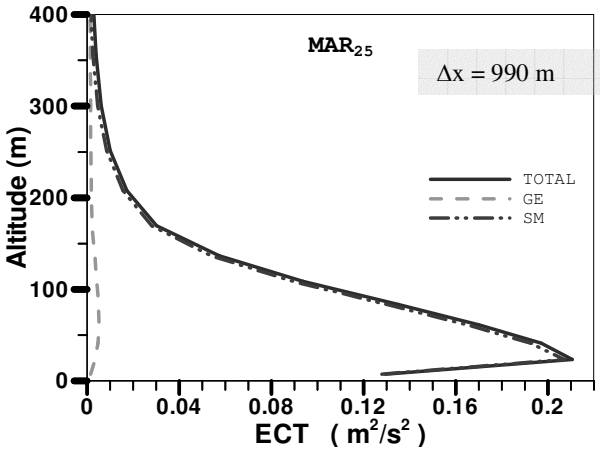


Figure 5.38 – ECT intégrée entre 13 h et 13 h 15 TU (simulation MAR_{25}) sur la grille G1 à 990 m de résolution. Moyenne spatiale sur le domaine couvert par la grille G3 (6 mailles considérées). Séparation des contributions des grandes (GE) et petites (SM) échelles. L'altitude est comptée en m au-dessus de la canopée.

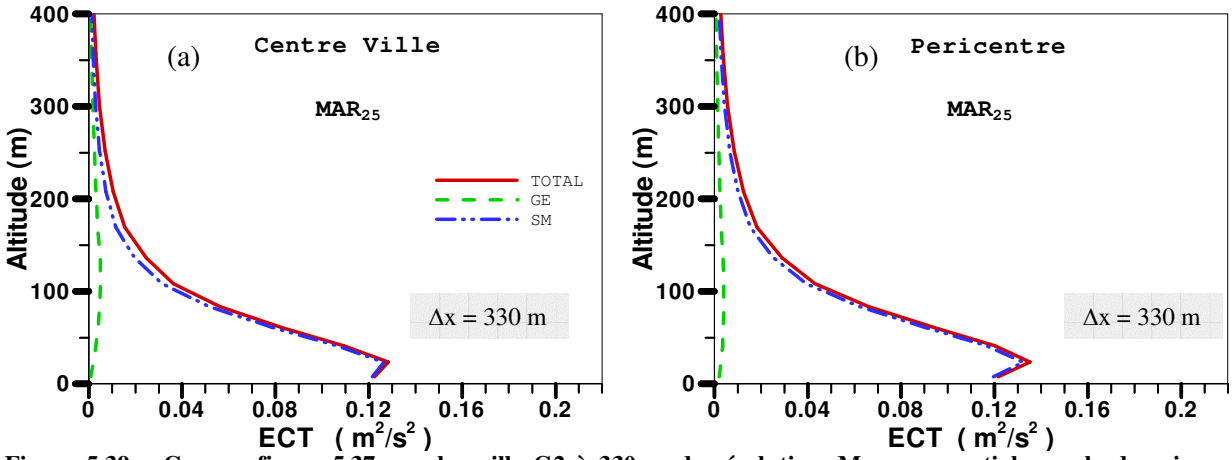


Figure 5.39 – Comme figure 5.37, sur la grille G2 à 330 m de résolution. Moyenne spatiale sur le domaine couvert par la grille G3 pour la classe centre ville (a) et péricentre (b).

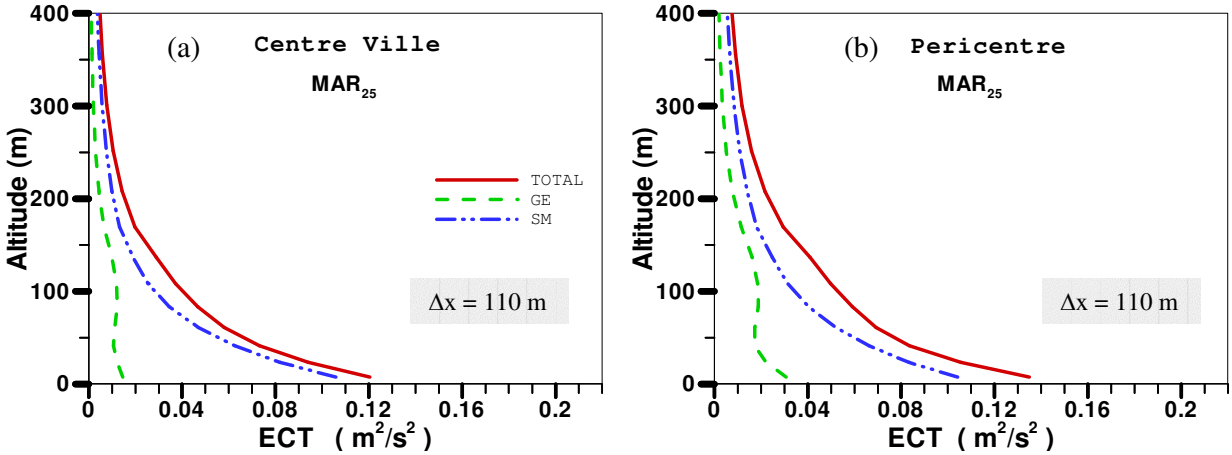


Figure 5.40 – Comme figure 5.37, sur la grille G3 à 110 m de résolution. Moyenne spatiale pour la classe centre ville (a) et péricentre (b).

5.5.3 – Analyse de la grille G3 entre 13 h et 13 h 15 TU

5.5.3.1 – Simulation MAR_{24}

Les profils moyens et les flux turbulents sont étudiés à 110 m sur la grille G3 (**figure 5.41).** Comme nous l'avons vu précédemment (*cf.* **§ 5.3.1**), les courants de brise de mer affectent la côte marseillaise très tôt au cours de la journée du 24 juin. A 13 h TU, celle-ci arrive sur le domaine G3 avec la direction ouest, apportant de l'air frais sur les quartiers les plus urbanisés, dans une couche qui s'étend jusqu'à environ 160 m. Le profil moyen de la température potentielle (**figure 5.41a**) montre que l'atmosphère est stable sur les deux classes centre ville et péricentre. Le profil sur l'eau (Vieux Port) est montré à titre de comparaison (14 mailles). Au-dessus de 160 m, les profils sont comparables. En-dessous, la classe centre ville, la plus proche

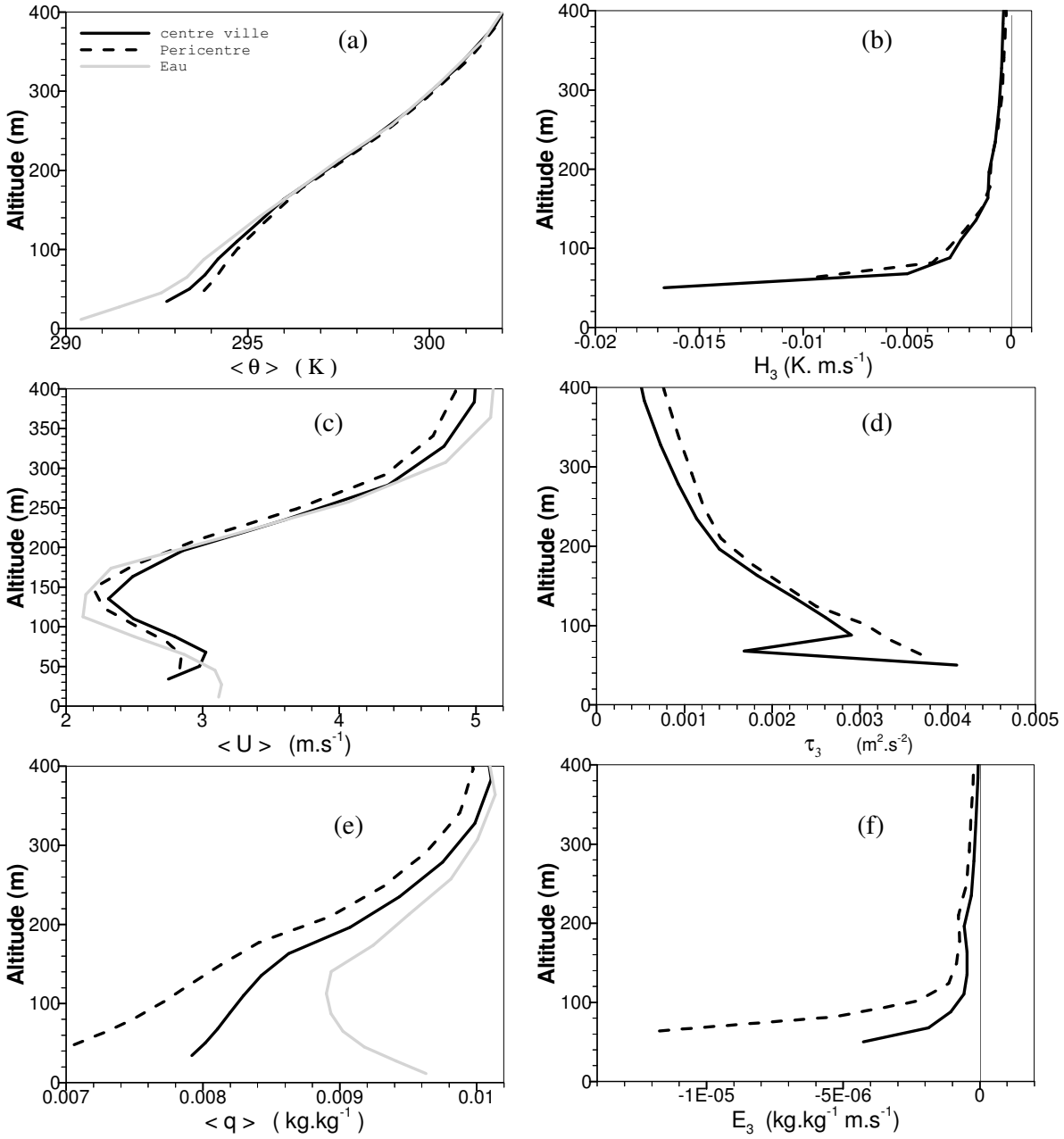


Figure 5.41 – Profils verticaux intégrés entre 13 h et 13 h 15 TU le 24 juin et moyennés sur les classes centre ville et péricentre de la grille G3 à 110 m de résolution (simulation MAR_{24}). Profils verticaux de la température potentielle moyenne (a), du module du vent moyen (c) et de l'humidité spécifique moyenne (e). Flux verticaux de chaleur (b), de quantité de mouvement (d) et d'humidité (f). L'altitude est en m au-dessus du niveau de la mer.

de la côte, montre un profil de température potentielle intermédiaire entre celui existant sur la mer (plus froid) et celui sur la classe péricentre (plus chaud) qui est plus dans les terres. Le flux de chaleur (**figure 5.41b**) correspondant est négatif et supérieur en valeur absolue sur la classe centre ville près du sol. Les profils du vent moyen sur les classes urbaines s'éloignent peu du profil existant sur la mer (**figure 5.41c**) : on note une zone de transition située entre la brise de mer et l'écoulement au-dessus, située à environ 110 m

sur la mer, 130 m sur la classe centre ville et 140 m sur la classe péricentre. L'écoulement est freiné par la surface de manière plus importante sur la classe centre ville que sur la classe péricentre, avec des valeurs près du sol de 2,75 contre 2,85 m/s. Le flux de quantité de mouvement (**figure 5.41d**) décroît avec l'altitude, avec des valeurs qui restent assez faibles près de la surface ($4{,}1.10^{-3}$ m²/s² sur la classe centre ville et $3{,}7.10^{-3}$ m²/s² sur la classe péricentre). Un minimum local est présent sur la classe centre ville vers 70 m d'altitude. On distingue sur les profils d'humidité spécifique deux parties, les valeurs les plus fortes étant simulées sur la mer. Sur la terre, l'humidité spécifique croît avec l'altitude, le gradient étant plus faible pour une altitude inférieure à 160 m que pour une altitude supérieure. Ceci est du à l'apport d'air humide par la brise de mer (**figure 5.41e**). L'écoulement étant dirigé vers l'est, la valeur au sol est plus proche de celle sur la mer pour la classe centre ville ($7{,}9.10^{-3}$ kg/kg) que pour la classe péricentre ($7{,}05.10^{-3}$ kg/kg). Le flux d'humidité est alors négatif sur les deux classes, avec près du sol, une valeur absolue plus importante sur la classe péricentre (-14.10^{-6} kg/kg m/s contre $-4{,}5.10^{-6}$ kg/kg m/s) (**figure 5.41f**). On note également une transition autour de 200 m d'altitude.

5.5.3.2 – Simulation MAR_{25}

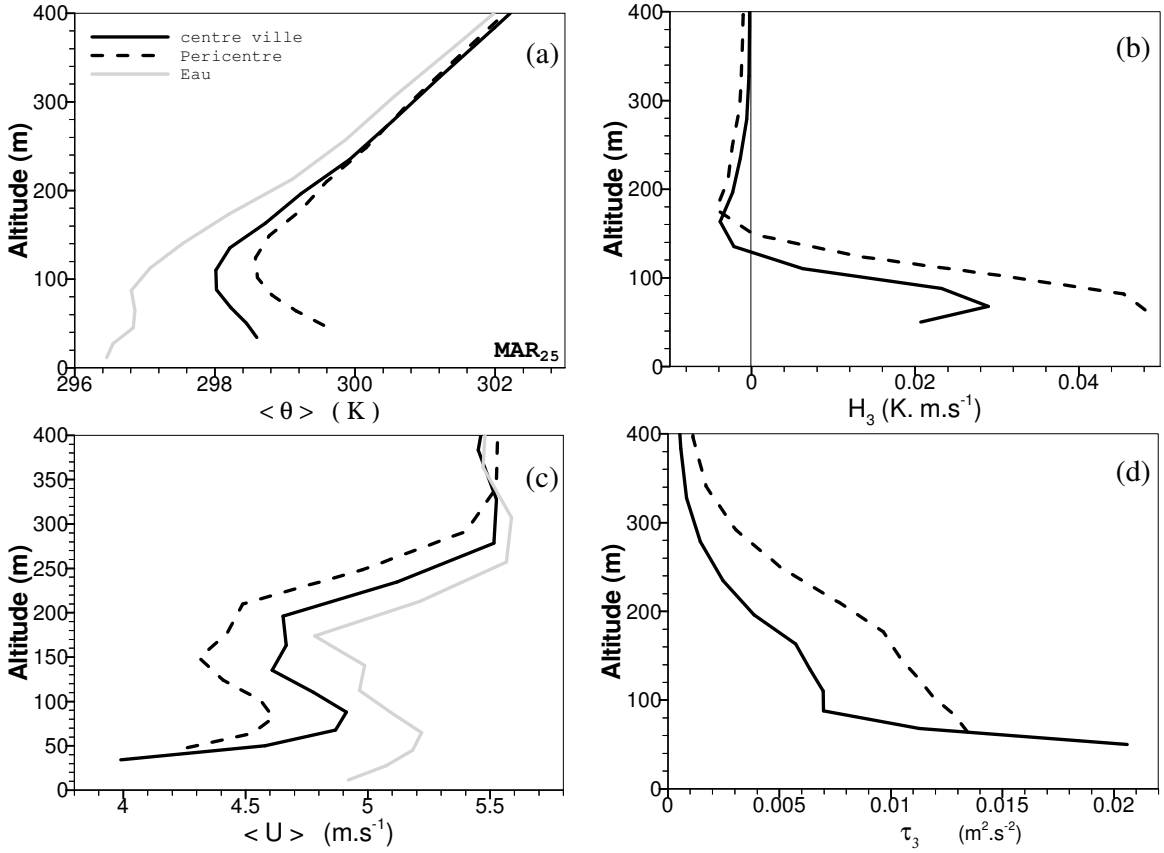


Figure 5.42 – Profils verticaux intégrés entre 13 h et 13 h 15 TU le 25 juin et moyennés sur les classes centre ville et péricentre de la grille G3 à 110 m de résolution (simulation MAR_{25}). Profils verticaux de la température potentielle moyenne (a), du module du vent moyen (c). Flux verticaux de chaleur (b), de quantité de mouvement (d). L'altitude est en m au-dessus du niveau de la mer.

La situation est différente le 25 juin (**figure 5.42**). La brise atteint le centre de Marseille plus tard que le 24 juin ; les surfaces terrestres ont eu le temps de se réchauffer. A 13 h TU, la brise de mer souffle sur le domaine de la grille G3 avec une direction sud-ouest à sud. L'atmosphère au-dessus des deux classes centre ville et péricentre (**figure 5.42a**) est convective jusqu'à environ 100 m pour la classe centre ville et 115 m pour la classe péricentre (soit environ 60 m au-dessus de la canopée pour les deux classes), alors qu'elle est stable au-dessus du vieux port (classe eau), sauf entre 40 et 60 m où elle est quasiment neutre. On remarque là encore l'influence de la brise de mer sur le profil de température potentielle qui se rapproche du profil sur la mer en altitude, au-dessus de la zone d'influence de la surface. Les flux de chaleur sont positifs près du sol, et un minimum négatif apparaît vers 160 m d'altitude pour la classe centre ville et 180 m pour la classe péricentre (**figure 5.42b**). Moeng [1984], Moeng & Sullivan [1994] ont obtenu un profil semblable à celui de la classe péricentre pour une couche limite convective. On retrouve la marque de la brise de mer également sur le profil de la vitesse du vent (**figure 5.42c**). La vitesse du vent est en moyenne plus forte que le 24 juin mais la brise est ralentie jusqu'à 160 m d'altitude en passant sur la classe centre ville alors qu'au-dessus le profil est assez proche de celui existant sur la mer. Sur la classe péricentre, située plus loin du trait de côte, la vitesse du vent est plus faible au-dessous de 300 m : on peut voir sur la **figure 5.42d** que le flux de quantité de mouvement est plus fort sur la classe centre ville tout près de la surface (environ $2{,}1.10^{-2}$ contre $1{,}35.10^{-2}$ m²/s²). En effet la morphologie des bâtiments de la classe centre ville freine davantage l'écoulement tout près de la surface que ceux décrits dans la classe péricentre, ce que nous confirmerons dans le § 5.5.4.2.

5.5.4 – Influence de la zone urbaine

Il est intéressant de regarder également les mêmes profils lorsque les caractéristiques urbaines ne sont pas prises en compte, afin de dégager spécifiquement les effets thermodynamiques et dynamiques qui y sont liés.

5.5.4.1 – Le 24 juin

Nous comparons ici la **figure 5.43** avec la **figure 5.41** qui représentent les profils et les flux turbulents moyennés entre 13 h et 13 h 15 TU dans les simulations respectives GAR_{24} et MAR_{24}. En l'absence de la ville, le profil de température potentielle est identique sur la terre et sur la mer, mettant en relief la prédominance de la brise de mer sur le domaine (**figure 5.43a**). Bien que l'atmosphère reste stable lorsque la ville est décrite dans le modèle de sol, le réchauffement de la surface affecte les 160 premiers mètres (**figure 5.41a**). Les profils de la vitesse du vent (**figures 5.41c et 5.43c**) montrent que la présence urbaine modifie la brise de mer jusqu'à 70 m d'altitude seulement, et que les caractéristiques de la classe centre ville ont pour effet de freiner davantage l'écoulement que celles de la classe péricentre. Sur la classe eau (correspondant au vieux port), le vent est freiné par les bâtiments au vent, à proximité de celui-ci (- 0,55 m/s

près du sol). Le flux de quantité de mouvement est plus élevé près du sol pour la classe centre ville lorsque l'urbanisation est prise en compte, passant de $2{,}7.10^{-3}$ m²/s² à $4{,}1.10^{-3}$ m²/s², tandis qu'il est identique pour la classe péricentre, le vent ayant déjà été ralenti plus à l'ouest (**figures 5.41d et 5.43d**). La ville a pour effet d'assécher d'avantage la masse d'air provenant de la mer, au regard des profils d'humidité spécifique (**figures 5.41e et 5.43e**). La présence urbaine induit un flux d'humidité négatif près de la surface, dès les premiers quartiers situés près de la côte, lorsque la brise de mer souffle perpendiculairement à la côte (**figures 5.41f et 5.43f**).

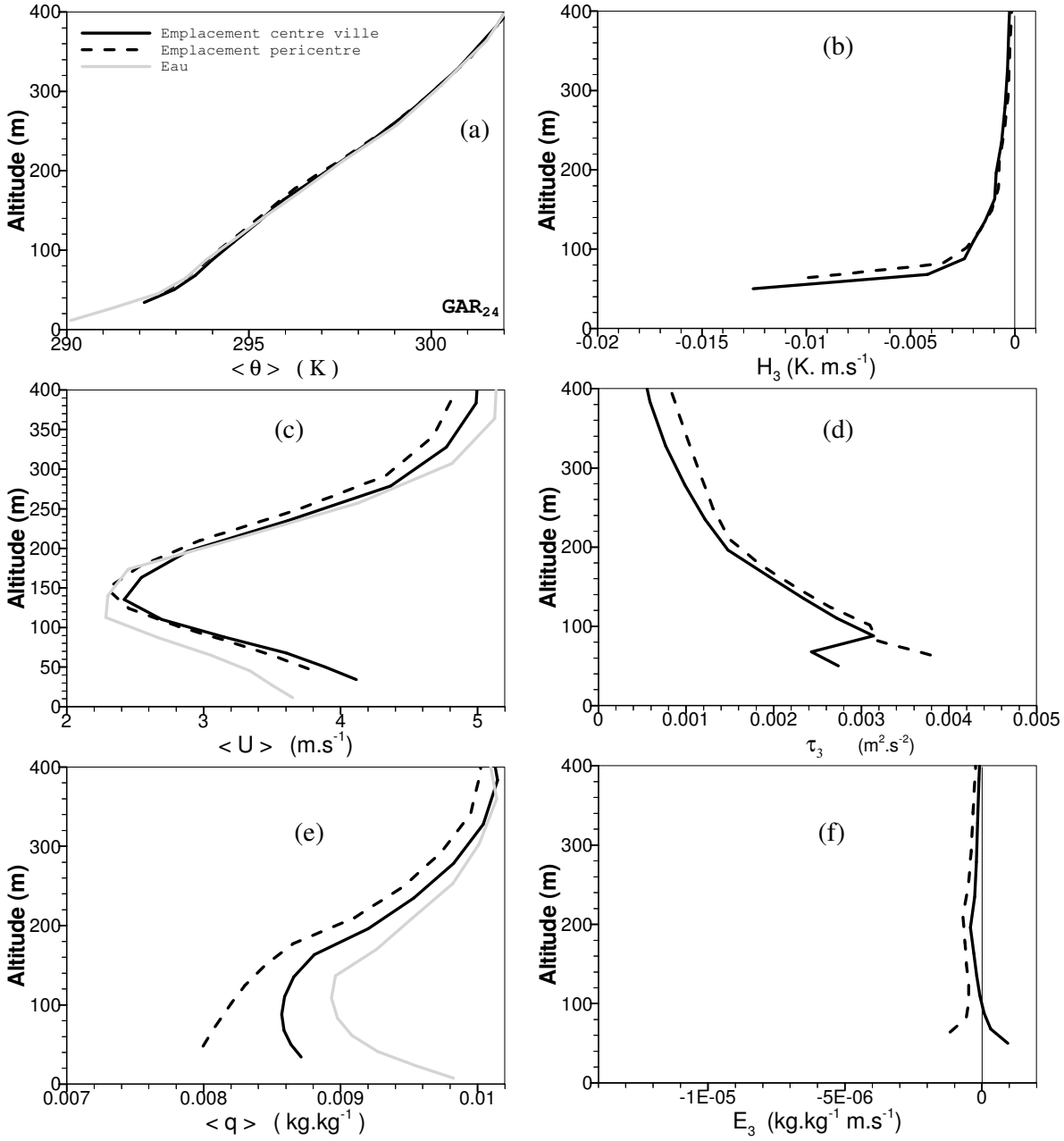


Figure 5.43 - Comme figure 5.41, pour la simulation GAR_{24}.

L'effet de la zone urbaine est assez peu prononcé sur le champ d'ECT le 24 juin (**figure 5.44**). Le champ total est quasiment identique sauf près de la surface où il apparaît une augmentation de 0,01 m²/s² due à la présence urbaine. Dans le détail, on peut voir que la ville a pour effet d'augmenter la contribution de sous-maille et de diminuer la contribution résolue jusqu'à environ 300 m au-dessus de la canopée. Le résultat et les valeurs sont similaires sur la classe péricentre.

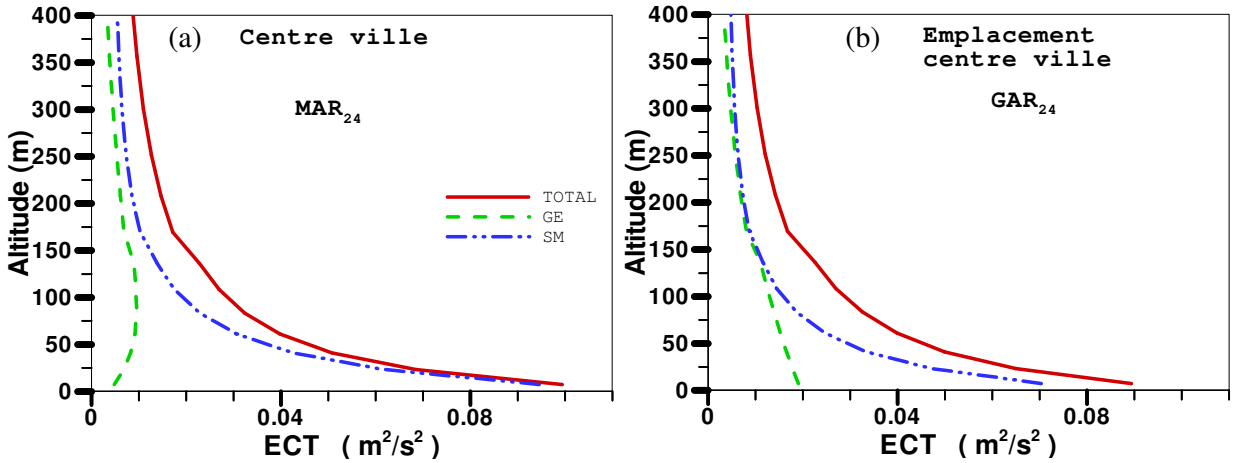


Figure 5.44 – ECT intégrée entre 13h et 13h15 et moyennée sur l'emplacement de la classe centre ville sur la grille G3 à 110 m de résolution. Moyenne spatiale sur la classe centre ville pour les simulations MAR_{24} (a) et GAR_{24} (b). L'altitude est en m au-dessus du sol.

5.5.4.2 – Le 25 juin

La comparaison est menée ici entre les **figures 5.45 et 5.42** représentant les profils des champs moyens et les flux turbulents le 25 juin, moyennés entre 13 h et 13 h 15 TU, respectivement dans les simulations GAR_{25} et MAR_{25}. La situation météorologique de cette journée est telle que les surfaces terrestres ont eu le temps de se réchauffer avant l'arrivée de la brise de mer, et l'atmosphère est convective même dans la simulation GAR_{25} sur une épaisseur de 100 à 120 m, quoique légèrement stable dans les 20 premiers mètres au-dessus du sol sur l'emplacement de la classe centre ville (**figure 5.45a**) car la brise de mer pénètre plus facilement dans les terres. La ville a pour effet de rendre l'atmosphère plus instable et de réchauffer l'air jusqu'à 220 m d'altitude (**figure 5.42a**). Le flux de chaleur est alors augmenté au sol de $18{,}5.10^{-3}$ K.m/s pour la classe centre ville et de 24.10^{-3} K.m/s pour la classe péricentre, et le minimum négatif apparaît plus haut dans la couche limite (d'environ 20 m) (**figures 5.45b et 5.42b**). Sur les profils de la vitesse du vent (**figures 5.45c et 5.42c**), on voit que sur l'eau le vent est freiné sur 70 m d'altitude, pour les mêmes raisons évoquées pour le 24 juin (*cf.* **§ 5.5.4.1**). Sur la terre, la ville a pour effet de freiner la brise de mer au-dessous de 200 m d'altitude, et de manière très importante au-dessous de 80 m d'altitude : au sol le vent est plus faible de 2,5 m/s pour la classe centre ville et de 1,9 m/s sur la classe péricentre. Le flux de quantité de mouvement sur cette même couche est plus élevé lorsque la ville est prise en compte, avec des valeurs au sol plus grandes de $13{,}5.10^{-3}$ m²/s² pour la classe centre ville et de 3.10^{-3} m²/s² pour la classe péricentre (**figures**

5.45d et 5.42d), ce qui confirme que les bâtiments de la classe centre ville freinent davantage l'écoulement que ceux de la classe péricentre.

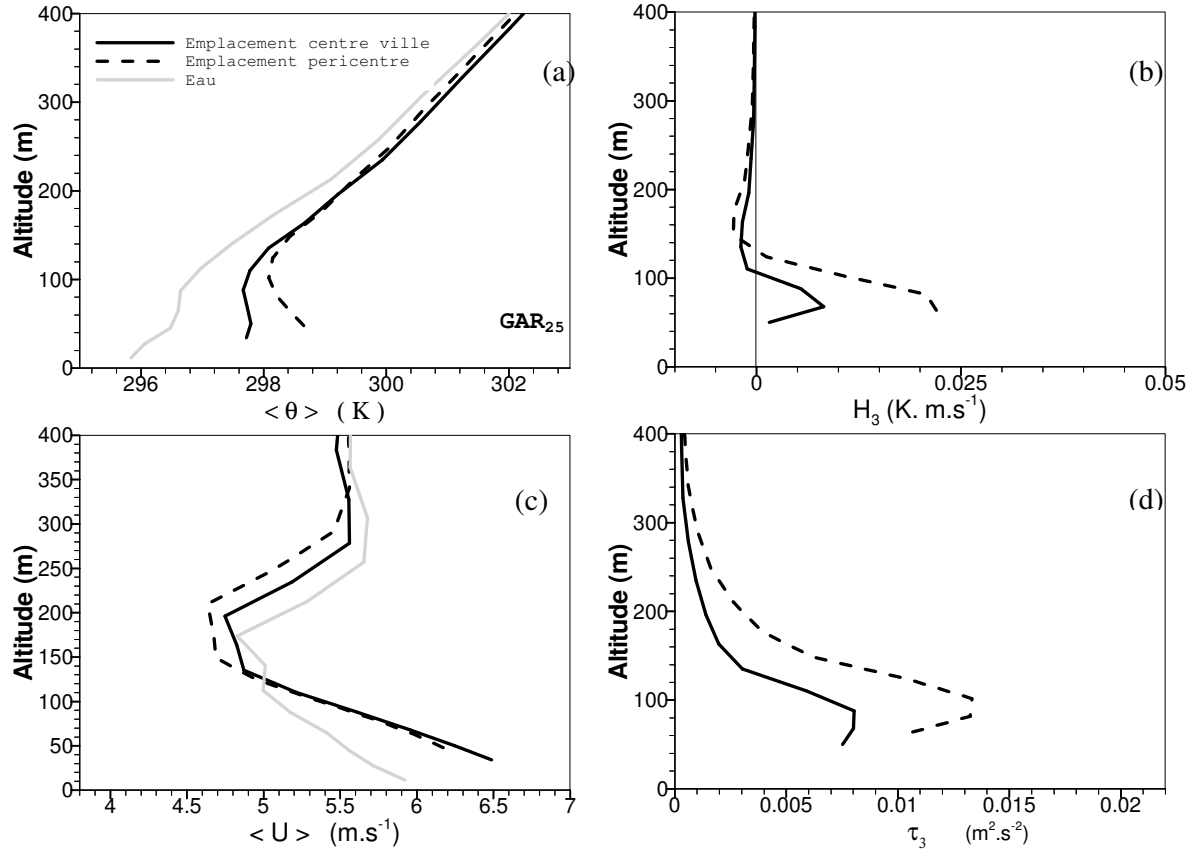


Figure 5.45 - Comme figure 5.42 pour la simulation GAR_{25}.

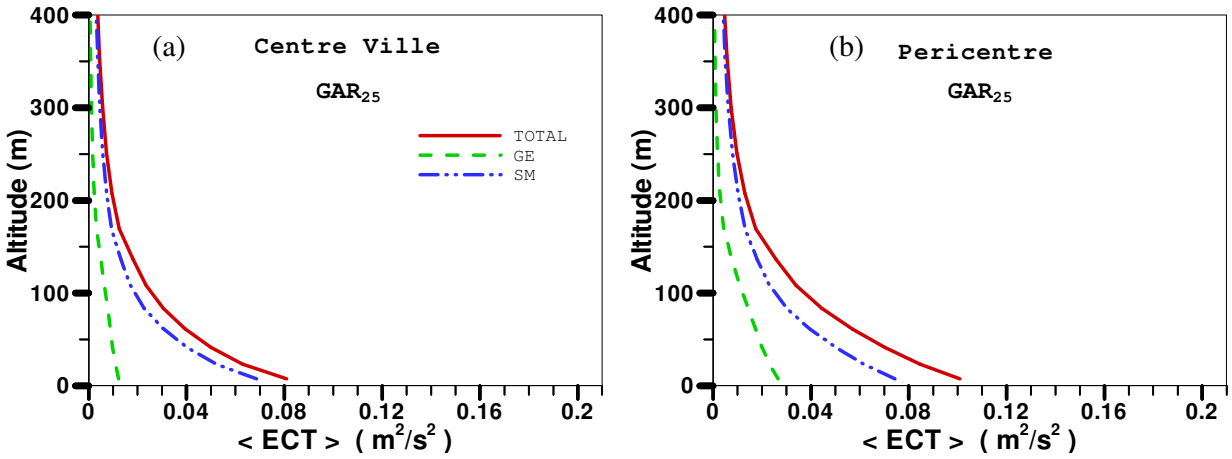


Figure 5.46 - Comme figure 5.40 pour la simulation GAR_{25}, pour une moyenne intégrée entre 13 h et 13 h 15 TU.

La **figure 5.46** montre l'énergie cinétique turbulente moyenne intégrée entre 13 h et 13 h 15 TU dans la simulation GAR_{25}. Si on la compare à **la figure 5.40** qui montre le même résultat lorsque la ville est définie de manière réaliste, on remarque que la prise en compte du tissu urbain augmente le maximum de l'ECT près de la surface de 4.10^{-2} m²/s² sur la classe centre ville et de $3{,}5.10^{-2}$ m²/s² sur la classe péricentre. Ces écarts sont beaucoup plus importants que pour le 24 juin, car la brise de mer n'est pas installée depuis longtemps sur le domaine de la grille G3. Que l'urbanisation soit prise en compte ou non, on garde toujours des valeurs plus élevées sur l'emplacement de la classe péricentre, qui est plus éloignée de la côte. La contribution de sous-maille a cependant le même comportement et diminue avec l'altitude. Une différence importante s'observe sur la contribution des grandes échelles : la présence urbaine augmente l'ECT résolue, et par suite l'ECT totale, approximativement entre 50 m et 150 m au-dessus du sol, au contraire du cas stable du 24 juin, où l'augmentation de l'ECT résolue était plutôt visible près de la surface (**figure 5.44**).

5.5.5 – Evolution de l'atmosphère le 25 juin en début de soirée

Après le coucher du soleil, la brise de mer recule et le vent près du sol est de direction sud à sud-est sur le domaine de la grille G3. Au-dessus, la brise persiste, de direction ouest à sud-ouest jusqu'à 800 m, et encore au-dessus, l'écoulement synoptique est de secteur ouest à nord-ouest.

La **figure 5.47** représente les profils verticaux des champs moyens intégrés entre 19 h et 19 h 15 TU pour les simulations MAR_{25} et GAR_{25}. On remarque que l'atmosphère est redevenue stable sur tout le domaine de la grille G3 (**figure 5.47a et b**). La présence urbaine a pour effet de diminuer la stabilité de l'atmosphère et de rendre la température potentielle plus élevée sur une couche s'élevant à environ 200 m d'altitude. On distingue sur les profils de la vitesse du vent deux couches différentes (**figures 5.47c et d**) : une située au-dessous de 160 à 200 m d'altitude, qui correspond à un courant de sud sud-est qui est passé sur Marseilleveyre et le massif du Puget avant d'atteindre le domaine de la grille G3, et la seconde au-dessus, jusqu'à environ 750 m, qui correspond à l'écoulement de ouest à sud-ouest, d'origine marine. Le profil de la vitesse du vent sur la terre est proche de celui de la classe eau au-dessus de 160 m d'altitude alors qu'au-dessous les différences entre les classes s'accentuent. La ville a pour effet de freiner cette couche au-dessous de 100 m d'altitude, davantage sur la classe centre ville (**figures 5.47c et d**) pour laquelle la vitesse est diminuée de 1,5 m/s près du sol contre 1,1 m/s pour la classe péricentre. L'écoulement est également freiné sur la classe eau (-1 m/s près du sol) car la prise en compte de la ville retarde le retrait de la brise de mer du domaine de la grille G3 : à basse à altitude le front est situé sur le vieux port. Les profils verticaux de l'humidité spécifique (**figures 5.47e et f**) tendent à confirmer la superposition de ces deux couches. L'air est plus sec près du sol, ce qui correspond à la masse d'air du sud-est, et une humidité plus élevée au-dessus, ce qui correspond à la brise de mer. La zone urbaine diminue simplement l'humidité spécifique près du sol, de 0,3 g/kg pour la classe centre ville et de 0,65 g/kg pour la classe péricentre.

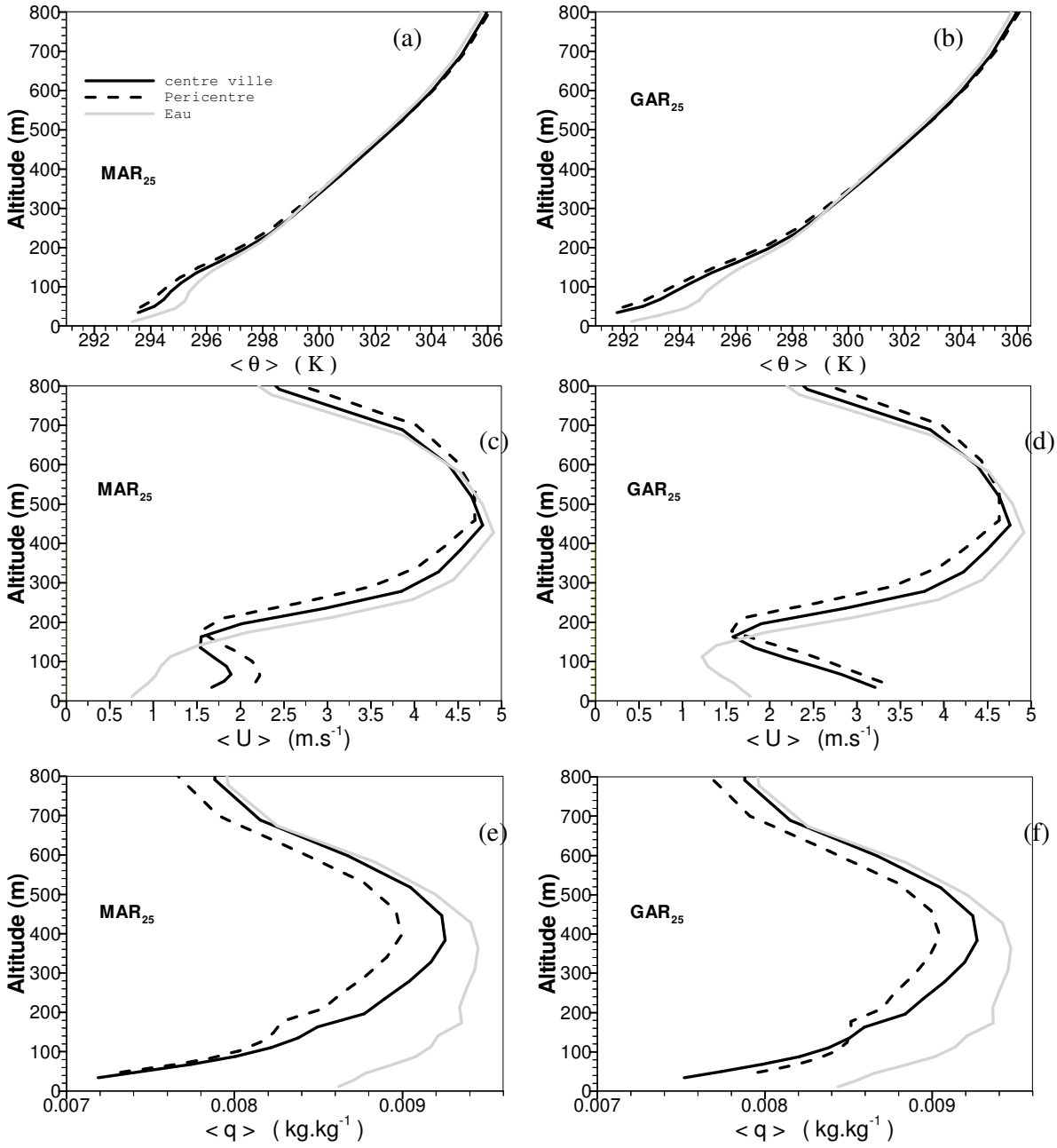


Figure 5.47 – Comme figure 5.41 pour une moyenne intégrée entre 19 h et 19 h 15 TU.

5.5.6 – Conclusion

Cette étude, menée sur les champs turbulents pour deux journées où l'ensoleillement est équivalent et où la brise de mer se développe, montre que le comportement de l'atmosphère en milieu urbain côtier peut être différent dans les deux cas. En effet l'atmosphère en milieu urbain côtier n'est pas forcément convective au-dessus de la ville dans la journée, comme le montre le cas du 24 juin, lorsque la brise de mer pénètre très tôt dans les terres. Nous avons pu mettre en évidence malgré tout que la présence urbaine modifie les caractéristiques de la très basse atmosphère. Si les surfaces terrestres ont eu le temps de se réchauffer avant

l'arrivée de la brise, comme c'est le cas le 25 juin, une couche limite convective se développe au-dessus du continent. La présence urbaine accentue l'instabilité thermique, et augmente de 20 m la hauteur de la couche limite convective. Dans les deux cas, la brise de mer est freinée par la ville dans sa propagation vers l'intérieur des terres. Nous avons vu également que celle-ci est retenue plus longtemps par la ville lors de son retrait. L'atmosphère en milieu urbain côtier est influencée à la fois par la distance entre le quartier et le trait de côte ainsi que par le niveau d'urbanisation.

5.6 – Conclusions

Ce chapitre présente les résultats des premières simulations numériques SGE à haute résolution de l'atmosphère urbaine dans un cas réel, réalisées avec le couple SUBMESO - SM2-U, dans l'optique de prévoir les modes de dispersion des polluants dans ce milieu. Pour ce faire, nous avons choisi l'agglomération marseillaise qui a été le siège de la campagne CLU – ESCOMPTE où de nombreuses mesures ont été réalisées.

La mise en place des simulations a été élaborée avec une description précise de la topographie et des types de surface en raffinant le maillage à l'aide de l'emboîtement de trois domaines.

Nous avons pu valider pour la première fois le couple SUBMESO – SM2-U grâce à une sélection de mesures effectuées lors de la POI2b : mesures aéroportées réalisées avec les avions ARAT et MERLIN, mesures des flux turbulents sur les sites de la Cours d'Appel Administrative, de l'Observatoire et de l'IUT Saint Jérôme, et enfin les sondages de l'atmosphère réalisés avec les profileurs de vent disposés sur les sites de l'Observatoire et du Vallon d'Ol. La comparaison avec les simulations menées au cours de la POI2b montre que les principales caractéristiques de l'atmosphère et que le forçage thermodynamique de la surface sont globalement correctement simulés, même si le modèle n'est pas capable de reproduire autant de complexité que ne le montrent les mesures. On peut regretter l'absence de la brise de direction sud de grande échelle dans l'après-midi et une étude ultérieure doit nous permettre de déterminer dans quelle mesure cela est dû au forçage aux frontières latérales. De plus, le modèle calcule lui-même le rayonnement incident ; pour éviter les écarts observés sur le rayonnement net sur le site de l'IUT Saint Jérôme, il serait tout à fait envisagable de le forcer avec des mesures afin d'approfondir la comparaison entre les flux turbulents mesurés et simulés.

Grâce au modèle de sol et à la classification du tissu urbain marseillais nous avons pu mettre en évidence les différences des bilans d'énergie sur les classes urbaines, ce qui montre l'intérêt de détailler la ville en plusieurs quartiers. L'analyse de la météorologie au cours des journées des 24 et 25 juin montre les interactions complexes entre l'écoulement synoptique, la brise de mer, la topographie. L'écoulement synoptique domine au début de la journée, puis la brise de mer se lève et prend successivement plusieurs directions principales.

Afin de mettre en évidence l'influence de la ville au milieu de ces différents processus, nous avons analysé les écarts obtenus près de la surface avec des simulations dans lesquelles la ville de Marseille est effacée et

remplacée par de la guarrigue. L'influence urbaine se traduit par une augmentation de la température potentielle, significative à proximité des zones les plus urbanisées. La zone où cet effet est observé au cours de la journée est en retrait par rapport à la côte, dû fait de l'advection par la brise de mer de l'air réchauffé, tandis qu'elle est situé sur les quartiers les plus urbanisés dans la soirée en en début de nuit. Elle se manifeste également par un ralentissement de la brise de mer, plus ou moins prononcé selon le niveau d'urbanisation.

Enfin, ces simulations de type SGE nous ont permis de tracer des profils de champs turbulents obtenus après traitement statistique sur 15 minutes, pour des conditions stables et convectives, qui confortent la qualité des résultats des simulations à très haute résolution.

Conclusions et perspectives

Ce travail a été mené avec pour objectif principal d'étudier la structure fine de l'atmosphère urbaine pour la compréhension des modes de dispersion des polluants urbains et de la climatologie urbaine. Cela inclut l'analyse par la simulation numérique SGE à très haute résolution des spécificités de l'atmosphère urbaine, menées à l'aide du couplage entre les modèles SUBMESO et SM2-U, qui permet d'étudier les rétroactions entre l'atmosphère et le sol et qui nécessitait d'être validé. Nous nous sommes fixés pour objectif d'appliquer cette démarche à la fois pour un cas académique et pour la situation réelle de l'agglomération de Marseille en zone complexe. En effet, ce couplage est récent et c'est la première fois que les deux modèles sont utilisés conjointement sur un cas urbain réel. Nous avons profité de l'expérience CLU - ESCOMPTE pour sa première validation.

Le point de départ de ce travail de thèse est l'exposé de l'état actuel des connaissances sur la météorologie urbaine et côtière. Nous avons aussi posé le cadre de l'expérience CLU - ESCOMPTE avant de voir quels sont les moyens d'étude de l'atmosphère urbaine avec la simulation numérique, à savoir les principaux modèles atmosphériques en 3 dimensions et les principaux schémas de sol prenant en compte les processus d'interaction entre les surfaces urbaines et l'atmosphère. Le couple SUBMESO - SM2-U a été retenu.

Afin de parvenir aux objectifs fixés, nous avons développé dans le chapitre 2 une méthode permettant de mettre en place les simulations numériques afin de prendre en compte de manière la plus réaliste possible l'hétérogénéité de la surface, et d'utiliser au mieux les outils dont nous disposons.

Cela passe par une connaissance approfondie du code atmosphérique SUBMESO dans sa version avec emboîtement de domaines, de la modélisation de la turbulence de sous-maille et de ses contraintes numériques, ce qui nous a permis de choisir une configuration adaptée du modèle pour les deux cas de simulations. Nous avons mis en place une méthode d'intégration des données issues du modèle RAMS, de plus grande échelle, aux frontières latérales du plus grand domaine, ce qui a pu être réussi grâce à l'ajout dans SUBMESO d'une méthode introduisant une zone de relaxation des champs à l'intérieur du grand domaine. La méthode d'emboîtement de domaines, parfaitement adaptée pour des simulations antérieures de Pénelon [2002], a dû être adaptée au cas de Marseille où la complexité de l'écoulement s'est révélée telle que la condition radiative emboîtée pour un écoulement sortant du domaine était dans certains cas inadaptée. Nous avons donc repris la technique de relaxation des champs aux frontières associée à l'utilisation de la condition de Dirichlet, déjà utilisée pour un écoulement entrant.

Le modèle de sol SM2-U a également été présenté afin de bien comprendre les caractéristiques de la canopée qui sont prises en compte, ainsi que la manière dont les processus de transfert sont modélisés. Par la suite, nous avons exploité le modèle de sol afin d'en tirer le meilleur parti possible. Se basant sur un travail de classification du tissu urbain réalisé sur la ville de Marseille à la résolution de 200 mètres par Long [2003], nous avons reproduit la même méthode sur la grille à 330 mètres de résolution et vérifié que les classes obtenues restent suffisamment homogènes. Nous avons également réalisé ce travail à la résolution de 110 mètres, ce qui n'a pas conduit à un résultat satisfaisant. Une classe industrielle et commerciale a été ajoutée, car le matériau utilisé pour le toit des bâtiments est différent des autres bâtiments de la zone urbaine, élément qui n'apparaît pas dans la base de données utilisée (la BDTopo de l'IGN), mais qui apparaît sur les photos aériennes.

Ce travail nous a permis de déterminer des caractéristiques propres à chaque classe ainsi obtenue afin d'alimenter le modèle de sol, et a également inspiré les quartiers créés pour un cas académique.

Le modèle de sol ne prenant pas en compte la mer, l'étude du cas de la ville de Marseille nécessitait l'ajout d'une méthode de calcul des flux turbulents à l'interface mer - atmosphère. C'est ce que nous développons dans le chapitre 3. Nous avons à cette occasion expliqué la physique qui entre en jeu dans les sous-couches visqueuses à l'interface entre ces deux fluides. Elle est à la base du modèle LKB sur lequel nous nous sommes appuyés pour réaliser cette étape. Ce dernier permet en effet d'obtenir les longueurs de rugosité scalaires en fonction de la longueur de rugosité aérodynamique, qui est paramétrée suivant la formule de Smith [1988], et qui permet de prendre en compte à la fois les régimes de vents fort et faible. Le modèle introduit s'appuie aussi sur les développements réalisés par Fairall et al. [1996a] concernant les fonctions de corrections de la stabilité thermique en conditions instables.

L'algorithme développé à cette occasion a été validé seul, sans le code atmosphérique, à l'aide de la campagne FETCH effectuée sur le golfe du Lion au printemps 1998, ce qui a donné de très bons résultats.

Nous avons également confronté nos résultats avec le logiciel EOSTAR de la société TNO (Pays Bas) qui confirme une anti-corrélation entre l'évolution des longueurs de rugosité scalaires et aérodynamique en fonction de la vitesse du vent.

Le chapitre 4 est dédié à l'étude de sensibilité sur une configuration académique afin d'évaluer les rétroactions entre le modèle de sol et le modèle atmosphérique et de dégager l'influence des différents paramètres sur les résultats.

Une première simulation à haute résolution (333,3 m) a été menée, servant de référence pour la suite, les autres étant menées à une résolution plus faible (1 km), par souci d'économie du temps de calcul.

Elle montre que les bilans d'énergie obtenus sur les différents quartiers sont très différents, et que la prise en compte des hétérogénéités de surface a un effet conséquent sur la dynamique de l'écoulement.

Une autre simulation a été menée avec l'emboîtement de deux domaines centrés sur la ville : un à haute résolution et l'autre à la résolution de 1 km. Elle nous a permis de vérifier que l'utilisation de la méthode d'emboîtement de domaines avec le modèle de sol SM2-U est opérationnelle.

Les autres études portent sur l'influence de la description de la surface urbaine, du vent synoptique, et de la mer. Il en découle que ces différents paramètres ont une influence capitale pour les simulations, et que leur raffinement est nécessaire. On montre également que le modèle est alors capable de simuler les interactions entre les différentes circulations locales, en particulier la brise de ville et la brise de mer.

Enfin, le chapitre 5 concrétise les études décrites dans les chapitres précédents. En effet, nous y montrons la capacité du couple SUBMESO - SM2-U à reproduire les caractéristiques principales de l'atmosphère de l'agglomération marseillaise en milieu réel complexe.

Nous avons alors analysé en détail la dynamique de l'écoulement au-dessus de la ville en montrant les interactions à fine échelle entre les circulations locales induites par la topographie, les circulations de grande échelle, l'allure de la côte, le développement de la brise de mer, et les perturbations engendrées par la présence de la ville (comme cela a pu être montré avec une analyse plus poussée).

Nous nous sommes ensuite intéressés à l'analyse des champs turbulents à très haute résolution, qui reste peu courante pour des cas aussi complexes. Elle caractérise bien les différences de l'atmosphère en conditions stable ou convective qui dépend à la fois des conditions météorologiques et de l'influence urbaine.

Enfin, on a pu remarquer qu'au cours de ces journées, la couche limite au-dessus de Marseille reste très basse, contrairement à ce qui a pu être remarqué sur la configuration académique.

Cette première utilisation du couple SUBMESO - SM2-U dans un cas réel, en l'occurrence la région marseillaise, est satisfaisante, et bien que les mesures montrent parfois de légers écarts, l'objectif concernant sa validation est atteint.

Le large éventail de simulations effectuées alors nous permet de préciser les spécificités de l'atmosphère urbaine :

- Augmentation de la hauteur de la couche limite convective.
- Augmentation de la vitesse des circulations dans les cellules de convection.
- Ralentissement de la propagation de la brise de mer à l'intérieur des terres et retardement de son retrait en soirée.
- Modification du bilan d'énergie.
- Déviation et ralentissement de l'écoulement près de la surface.
- Augmentation de la température de l'air au-dessus de la ville la nuit et à l'est de la ville le jour.
- Diminution de l'humidité.
- Augmentation du flux de chaleur et du flux de quantité de mouvement près de la surface.
- Pas d'influence de la ville sur l'écoulement de grande échelle.

Ces simulations numériques permettent d'appréhender les processus intervenant dans la dispersion des polluants. En effet, ils sont transportés via les masses d'air dont on a montré la complexité de l'évolution. Néanmoins, il sera indispensable d'introduire un traceur passif (par exemple le monoxyde de carbone) dans le modèle afin de compléter cette étude et de déterminer précisément leurs modes de transport et de dispersion dans la région marseillaise. De plus, ces simulations ont été réalisées sans prise en compte de la hauteur de déplacement sur les zones urbanisées, et on peut envisager de poursuivre cette étude en utilisant les fonctions disponibles dans le logiciel DFMap.

Il serait en outre intéressant d'étudier d'autres périodes d'ESCOMPTE afin d'étudier d'autres conditions météorologiques (présence de mistral ou vent dominant de sud-est) et donc d'autres modes de dispersion. On peut se demander également quelle est la sensibilité de l'écoulement à la topographie au vu de l'impact qu'a le relief sur nos résultats. Il suffirait pour cela de reproduire une simulation sur terrain plat.

Enfin, ce travail contribuera à l'étude de la dispersion des polluants sur les grandes agglomérations afin d'en améliorer la qualité de l'air.

BIBLIOGRAPHIE

Abdella, K., S. J. D. D'Alessio, **2003**: A parameterization of the roughness length for the air-sea interface in free convection, *Environmental fluid mechanics*, **3**, 1, 55 – 77.

Anquetin, S., C. Guilbaud, J.-P. Chollet, **1999**: Thermal valley inversion impact on the dispersion of a passive pollutant in a complex mountainous area, *Atmos. Environ.,* **33**, 3953-3959.

Aouizerats, N, et le personnel du Centre Départemental de Météo-France des Bouches du Rhône, **2001**: ESCOMPTE – Conditions météorologiques observées du 5 juin au 13 juillet 2001, rapport, 51p.

Arnfield, A.J., **2003**: Two decades of urban climate research: A review of turbulence exchanges of energy and water, and the urban heat island, *Int. J. Climatol.*, **23**, 1-26.

Arritt, R. W., **1993**: Effects on the large-Scale flow on characteristics features of the sea breeze, *J. Appl. Meteor.*, **32**, 116-125.

Atkinson, B. W., **2002**: Numerical modelling of urban heat-island intensity, *Boundary-Layer Meteorol.,* **109,** 285-310.

Banta, R. M., L. D. Olivier, D. H. Levinson, **1993**: Evolution of the Monterey bay sea breeze layer as observed by pulsed doppler radar., *J. Atmos. Sci.,* **50**, 3959–3982.

Bastin, S., P. Drobinski, **2005**: Temperature and wind velocity oscillations along a gentle slope during sea-breeze events, *Boundary-Layer Meteorol.,* **114**, 573-594.

Beljaars, A. C. M., A. A. M. Holtslag, **1991**: Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models, *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327-341.

Blayo E., L. Debreu, **1999**: Adaptive mesh refinement for finite-difference ocean models: first experiments, *J. Phys. Ocean*. **29**, 1239-1250.

Bornstein, R., Q. Lin, **2000**: Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies, *Atmos. Environ.* **34**, 507-516.

Bottema, M., **1995**: Aerodynamic roughness parameters for homogeneous buildings groups – part 1: Theory, document SUBMESO 18, Ecole Centrale de Nantes, 40 p.

Bourras, D., **2000** : Calcul des flux turbulents à la surface des océans par la méthode bulk. *Note technique du RI-CETP,* 54p.

Brown, R. A., **1990**: Surface fluxes and remote sensing of air-sea interactions, *Surface waves and fluxes, **1**, chap. 4, G. L. Geernaert & W.L. Plant (eds)*, 7-27.

Brut, A., **2002**: Mesures des échanges surface-atmosphère : paramétrisation des flux sur l'océan et mise au point d'un instrument pour la détermination de flux d'espèces en trace. *Thèse de doctorat,* Université Paul Sabatier, Toulouse III.

Brutsaert, W., **1965**: A model for evaporation as a molecular diffusion process into a turbulent atmosphere, *J. Geophys. Res.,* **70**, 5017-5024.

Brutsaert, W., **1975**: A derivable formula for long wave radiation from clear skies, *Water Resour. Res.,* **11**, 742-744.

Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley, **1971**: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Science*, **28**, 181-189.

Byun, D. W., **1990**: On the analytical solutions of flux-profile relationships for the atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteorol.,* **29**, 652-657.

Carpenter, K. M., **1982**: Note on the paper: "Radiation conditions for the lateral boundaries of limited-area numerical models" by Miller and A. J. Thorpe [1981], *Quat. J. R. Met. Soc*., **108**, 717-719.

Cenedese, A., P. Monti, **2003**: Interaction between an inland urban heat island and a sea-breeze flow : A laboratory Study, *J. Appl. Meteorol.,*1569-1583.

Charnock, H., **1955**: Wind stress on a water surface, *Quat. J. R. Met. Soc*., **81**, 639-1955.

Chen, T. H., A. Henderson-Sellers, P. C. D. Milly, A. J. Pitman, A. C. M. Beljaars, J. Polcher, F. Abramopoulos, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. E. Desborough, R. E. Dickinson, L. Dumenil, M. Ek, J. R. Garratt, N. Gedney, Y. M. Gusev, J. Kim, R. Koster, E. A. Kowalczyk, K. Laval, J. Lean, D. Lettenmaier, X. Liang, J.-F. Mahfouf, H.-T. Mengelkamp, K. Mitchell, O. N. Nasonova, J. Noihlan, A. Robock, C. Rosenzweig, J. Schaake, C. A. Schlosser, J.-P. Schulz, Y. Shao, A. B. Shmakin, D. L. Verseghy, P. Wetzel, E. F. Wood, Y. Xue, Z.-L. Yang, Q. Zeng, **1997**: Predicting Cabauw experimental results from the project for intercomparison of land-surface parameterization schemes, *J. of Climate,* **10**, 1194-1215.

Clayson, C. A., C. W. Fairall, J .A. Curry, **1996**: Evaluation of turbulent fluxes at the ocean surface using surface renewal theory, *J. Geophys. Res.*, **101**, C12, 28503-28513.

Clayson, C. A., J .A. Curry, **1996**: Determination of surface turbulent fluxes for the tropical ocean-global atmosphere coupled ocean-atmosphere response experiment: Comparison of satellite retrievals and *in situ* measurements, *J. Geophys. Res.*, **101**, C12, 28515-28528.

Cros, B., P. Durand, E. Frejafon, Ch. Kottmeier, P.E. Perros, V-H. Peuch, J.L. Ponche, D. Robin, F. Saïd, G. Toupance, H. Wortham, **2004**: The ESCOMPTE program: an overview, *J. Atmos. Res.* **69**, 3-4, 241-279.

Curry, J. A., A. Bentamy, M. A. Bourassa, D. Bourras, E. F. Bradley, M. Brunkle, S. Castro, S. H. Chou, C. A. Clayson, W. J. Emery, L. Eymard, C. W. Fairall, M. Kubota, B. Lin, W. Pierrie, R. A. Reeder, I. A. Renfrew, W. B. Rossow, J. Schulz, S. R. Smith, P. J. Webster, G. A. Wick, X. Zeng, **2004**: Seaflux, *Bul. Amer. Meteorol. Soc.*, mars, **85**, 409-424.

Davies, H.C., **1983**: Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models, *Mon.Wea.Rew.*, **111**, 1002-1012.

De Moor, G., **1983** : Les théories de la turbulence dans la couche limite planétaire, *Cours et Manuels n°3, Ecole Nationale de la Météorologie*, édition Météo-France, ISNN 0240 8996.

De Ridder, K., Schayes, **1997**: The IAGL land surface model, *J. Appl. Meteorol.,* **36**, 167-182.

De Ridder, K., F. Lefebre, **2003**: BUGS, Benefits of urban green space, MESO WP final report, Deliverable **No 13**, Vito-rapport, 2003/TAP/R/0123, 61 pp (N7827).

Deardorff, J.W., **1980**: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, *Boundary-Layer Meteorol.,* **18,** 495-527.

Delmas, R. G. Mégie, V. H. Peuch, **2005**: Physique et chimie de l'atmosphère, Belin, Paris.

Demuzere, M. et K. De Ridder, **2005**: A meteorological based validation of ARPS during ESCOMPTE 2001: A case Study from IOP2a and IOP2b. *Proc. 10th International Conference on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes,* 17-20 Oct, Sissi, Crete, Greece, 322-326.

Dousset B et Kermadi S., **2003**: Satellites observation over the Marseille-Berre area, during the UBL/CLU-ESCOMPTE experiment, *proc. 5th International Conference on Urban Climate*, 1-5 septembre, Lodz, Pologne, **2**, 323-326.

Dubrulle, B., J.P. Laval, **2005** : La turbulence selon Langevin-Lagrange, Image de la physique 2005, revue du CNRS, 206-212.

Dupont, S, T. Otte, J. K. S. Ching, **2004**: Simulation of meteorological fields within and above urban and rural canopies with a mesoscale Model (MM5), *Boundary-Layer Meteorol.,* **113**, 111–158.

Dupont, S., P. G. Mestayer, **2004**: Evaluation of the urban soil model SM2-U on the city centre of Marseille (France), *Fifth Symposium on Urban Environment*, A.M.S., 23-27 August, Vancouver, Canada, 2 p.

Dupont, S., P. G. Mestayer, E. Guillauteau, E. Berthier, H. Andrieu, **2006**: Parameterisation of the urban water budget with the Submesoscale Soil Model (SM2-U), *J. Appl. Meteorol. and Climatol,* **45,** .

Dupont, S., P. G. Mestayer, **2006**: Parameterisation of the urban energy budget with the Submesoscale Soil Model (SM2-U), *J. Appl. Meteorol. and Climatol.* (A paraître).

Dupont, S., **2001** : Modélisation dynamique et thermodynamique de la canopée urbaine. Réalisation du modèle de sols urbains pour SUBMESO, *Thèse de doctorat*, Ecole Centrale de Nantes et Université de Nantes, France.

Dupuis, H., C. Guerin, D. Hauser, A. Weill, P. Nacass, W. Drennan, S. Cloché, H. Graber, **2003**: Impact of the flow distorsion corrections on turbulent fluxes estimated by the inertial dissipation method during the FETCH experiment on R/V l'Atalante, *J. Geophys. Res.*, **108**, C3.

Durran, D. R., **2000**: Open boundary conditions: fact and fiction, *proc. IUTAM Symposium on Advances in Mathematical Modelling of Atmospheric and Ocean Dynamics*, P. F. Hodnett, Ed., Kluwer Academic Publishers, 18p.

Dyer, A. J., **1974**: A review of flux-profile relationships, *Boundary-Layer Meteorol.,* **7**, 363-372.

Emery, W.J., S. Castro, G.A. Wick, P. Schlüssel, C. Donlon, **2001**: Estimating sea surface temperature from infrared satellite and in situ temperature data, *Bul. Amer. Meteorol. Soc.*, dec., **82**, No 12, 2773-2785.

Fairall, C.W., E.F. Bradley, D.P. Rogers, J.B. Edson, G. S. Young, **1996b**: Bulk parameterisation of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment, *J. Geophys. Res.*, **101**, C2, 3747-3764.

Fairall, C.W., E.F. Bradley, J.S. Godfrey, G.A. Wick, J.B. Edson, G. S. Young, **1996a**: Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature, *J. Geophys. Res.*, **101**, C1, 1295-1308.

Fast, J. D., **2004**: The urban heat island and temperature inversions measured by a temperature datalogger network in Phoenix during June and July 2001, *Proc., AMS 5th Conference on Urban Environment*, Vancouver, 23-27 Aug., 2.2.

Finkele, C., **1998**: Inland and offshore propagation speeds of a sea breeze from simulations and measurements, *Boundary-Layer Meteorol.,* **87**, 307-329.

Finkele, K., J. M. Hacker, H. Kraus, R. A. D. Byron-Scott, **1995**: A complete sea-breeze circulation cell derived from aircraft observations, *Boundary-Layer Meteorol.,* **73**, 299–317.

Gal-Chen, T., R. C. Somerville, **1975**: On the use of a coordinate transformation for the solution of Navier-Stockes. *J. Comput. Phys.*, **17**, 209-228.

Geernaert, G.L., **1990**: Bulk parameterizations for the wind stress and heat fluxes, *Surface waves and fluxes, **1**, chap. 4, G. L. Geernaert & W.L. Plant (eds)*, 91-172.

Gilliam, R. C., S. Raman, D. D. S. Niyogi, **2004**: Observational and numerical study of the influence of large-scale flow direction and coastline shape on sea-breeze evolution, *Boundary-Layer Meteorol.*, 111, 274-300.

Grachev, A. A., C. W. Fairall, E. F. Bradley, **2000**: Convective profile constants revisited, *Boundary-Layer Meteorol* **, 94**, 3, 495-515.

Grimmond, C. S. B., T. R. Oke, **1999**: Heat Storage in Urban Areas: Local-scale observations and evaluation of a simple model, *J. Appl. Meteorol*., **38**, 922-940.

Grimmond, C. S. B., J. A. Salmond, T. R. Oke, B. Offerle, A. Lemonsu, **2004**: Flux and turbulence measurements at a densely built-up site in Marseille: Heat, mass (water and carbon dioxide), and momentum, *J. Geophys. Res.*, **109**, D24101, doi:10.1029/2004JD004936.

Grimmond, C.S.B., T.R. Oke, **2002**: Turbulent heat fluxes in urban areas: Observations and a Local-Scale Urban Meteorological Parameterization Scheme (LUMPS), *J. Appl. Meteorol*, **41**, 792-810.

Guilloteau, E., **1998**: Optimized computation of transfer coefficients in surface layer with different momentum and heat roughness lengths, *Boundary-Layer Meteorol* **, 87**, 147-160.

Guilloteau, E., **1999**: Modélisation des sols urbains pour les simulations de l'atmosphère aux échelles sub-méso, *Thèse de doctorat*, Ecole Centrale de Nantes et Université de Nantes.

Hauser, D., H. Branger, S. Bouffies-Cloché, S. Despiau, W.M. Drennan, W. M. Drennan, H. Dupuis, P. Durand, X. Durrieu de Madron, C. Estournel, L. Eymard, C. Flamant, H. C. Graber, C. Guérin, K. Kahma, G. Lachaud, J.-M. Lefèvre, J. Pelon, H. Petterson, B. Piguet, P. Queffeulou, D. Tailliez, J. Tournardre, A. Weill, **2003:** The FETCH experiment: An overview, *J. Geophys. Res.*, **108**, C3, 8053, doi :10.1029/2001JC001202.

Helmis, C. G., D. N. Asimakopoulos, D. G. Deligiorgi, D. P. Lalas, **1987**: Observations of sea-breeze fronts near the shoreline, *Boundary-Layer Meteorol.,* **38**, 395–410.

Hinkel, F., E. Nelson, A. E. Klene, J. H. Bell, **2003**: The urban heat island in winter at Barrow, Alaska, *Int. J. of Climatol*. **23**, p. 1889-1905.

Högström, U., **1996**: Review of some basic characteristics of the atmosphere surface layer, *Bondary-Layer Meteorol.,* **78**, 215–246.

Joffre, S. M., **1988**: Parameterization and assessment of processes affecting the long-range transport of airborne pollutants over the sea. 49 p. Hinta

Joffre, S. M., T. Laurila, **1988**: Standard Deviations of Wind Speed and Direction from Observation over a Smooth Surface. *J. Appl. Meteorol.,* **27**(5), 550-561.

Kantha, L. H., Clayson, C. A., **1994**: An improved mixed layer model for geophysical applications, *J. Geophys. Res.,* **99**, 25235-25266.

Klemp, J. B., R. B. Wilhelmson., **1978**: Simulation of Right- and Left-Moving Storms Produced Through Storm Splitting, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 6, 1097-1110.

Kunz Gerard J., Marcel M. Moerman, Alexander M. van Eijk, Stephen M. Doss-Hammel, Dimitri Tsintikidis, **2004 a**: EOSTAR: an electro-optical sensor performance model for predicting atmospheric refraction, turbulence, and transmission in the marine surface layer, *Proc. SPIE,* Vol. 5237, p. 81-92, *Optics in Atmospheric Propagation and Adaptive Systems VI*; John D. Gonglewski, Karin Stein; Eds.

Kunz Gerard J., Marianne A. Degache, Marcel M. Moerman, Alexander M. van Eijk, Filip P. Neele, Stephen M. Doss-Hammel, Dimitri Tsintikidis, **2004 b**: Status and developments in EOSTAR, a model to predict IR sensor performance in the marine environment, *Proc. SPIE* Vol. 5572, p. 101-111*, Optics in Atmospheric Propagation and Adaptive Systems VII; John D. Gonglewski, Karin Stein; Eds.*

Kusaka H., H. Kondo, Y. Kikegawa, F. Kimura, **2001**: A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer and SLAB Models, *Boundary-Layer Meteorol.,* **101**, 329–358.

Large, W. G., S. Pond., **1981**: Open ocean momentum flux measurement over the ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 464-482.

Launiainen J., **1995**: Derivation of the relationship between the Obukhov Stability Parameter and the bulk Richardson number for Flux-profile studies, *Boundary-Layer Meteorol.,* **76**, 165–179.

Lemonsu, A., **2003** : Modélisation des processus de surface et de la couche limite en milieu urbain, *Thèse de Doctorat,* Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Lemonsu, A., V. Masson, **2001**: Simulation of a summer urban breeze over Paris, *Boundary-Layer Meteorol.,* **104**, 463-490.

Lilly, D. K., **1967**: The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments, *Proc. IBM 10th Scientific Computing Symposium on Environmental Sciences,* White Plains, N.Y., 195-210.

Liu, G., H. Liu, W. Jiang, **2006**: Influence of Dynamical Effects of Urban Buildings on Turbulent Characteristics of the Convective Boundary Layer, *Proc. 6th International conference on Urban Climate, 12-16 June, Göteborg, Sweden.,* 292-295.

Liu, W. T., K. B. Katsaros, J.A. Businger, **1979**: Bulk Parameterization of Air-Sea Exchanges of Heat and Water Vapor Including the Molecular Constraints at the Interface, *Journal of Atmos. science,* **36**, 1722-1733.

Liu, W.T., J.A. Businger, **1975**: Temperature profile in the molecular sublayer near the interface of a fluid in turbulent motion. *Geophys. Res. Lett.,* **2,** 403-404.

Long, N, **2003** : Analyses Morphologiques et aérodynamiques du tissu urbain : Application à la Micro-Climatologie de Marseille Pendant la Campagne ESCOMPTE, *thèse de doctorat,* Université des sciences et techniques de Lille.

Long, N., Kergomard, **2005**: Classification morphologique du tissu urbain pour des applications climatologiques. Cas de Marseille, *Revue Internationale de Géomatique*, p.487-512.

Long, N., G. Pigeon, P. G. Mestayer, P. Durand, C. Kergomard, **2003**: Correlation between temperature and classification of urban fabric on Marseille during ESCOMPTE, *Proc 5th International Conference on Urban Climate*, Lodz, Poland,. **1**, p. 95-98.

Macdonald, R. W., R. F. Griffiths, D. J. Hall, **1998**: An improved method for estimation of surface roughness of obstacle arrays, *Atmos. Environ.*, **32**, 1857-1864.

Martilli, A., A. Clappier, M.W. Rotach, **2002**: An urban surface exchange parameterization for mesoscale models , *Boundary-Layer Meteorol.,* **104**, 261–304.

Masson, V, C.S.B. Grimmond, T.R. Oke, **2002**: Evaluation of the Town Energy Balance (TEB) scheme with direct Measurements from Dry Districts in Two Cities, . *J. Appl. Meteorol.,* **41**, p. 1011-1025.

Masson, V., **2000**: A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models, *Boundary-Layer Meteorol.,* **94**, 357–397.

McClain, E. P., W.G. Pichel, C. C. Walton, **1985**: Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures, *J. Geophys. Res.* **90**, C6, 11587-11601.

Mestayer, P. G., **1991** : Modèle synthétique de profils de vent et de diffusivité turbulente au-dessus de la couche marine côtière, *note interne, Ecole Centrale de Nantes*, 13 p.

Mestayer, P. G., P. Durand, P. Augustin, S. Bastin, J. M. Bonnefond, B. Bénech, B. Campistron, A. Coppalle, H. Delbarre, B. Dousset, P. Drobinski, A. Druilhet, E. Fréjafon, C. S. B. Grimmond, D. Groleau, M. Irvine, C. Kergomard, S. Kermadi, J. P. Lagouarde, A. Lemonsu, F. Lohou, N. Long, V. Masson, C. Moppert, J. Noilhan, B. Offerle, T. Oke, G. Pigeon, V. Puygrenier, S. Roberts, J. M. Rosant, F. Saïd, J. Salmond, M. Talbaut, J. Voogt: **2005**, The urban boundary layer field campaign in Marseille (UBL/CLU-ESCOMPTE): Set-up and first results. *Boundary-Layer Meteorol.,* **114**, 315–365.

Miller, M. J., A. J. Thorpe, **1981**: Radiation conditions for the lateral boundaries of limited-area model, *Quat. J. R. Met. Soc*., **107**, 615-628.

Miller, S. T. K., B. D. Keim, R.W. Talbot, H. Mao, **2003**: Sea breeze: structure, forecasting, and impacts, *Rev. Geophys*., **41**,3, 1–31.

Moeng C.-H., P. P. Sullivan, **1994**: A comparison of shear- and buoyancy-driven planetary boundary layer flows, *J. Atmos. Science.*, **51**, 7, 999-1022.

Moeng, C.-H., **1984:** A large-eddy simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence, *J. Atmos. Science.*, **41**, 2052-2062.

Monin, A.S., Obukhov, A.M., **1954**: Basic turbulent mixing laws in the atmospheric surface layer, *Trudy, Geophys. Inst.,* AN SSSR 24 (151), 163-167.

Morris, C. J. G., I. Simmonds, **2000**: Associations between magnitudes of the urban heat island and the synoptic climatology in Melbourne, Australa, *Int. J. Climatol.,* 2**0**, 15, p. 1931-1954.

Nacass, P., **2001**: Shipborne wind measurements corrected for airflow distortion by computational fluids dynamics, *11th Symposium on Meteorological Instrumentation and Observation*, AMS, Albuquerque, (USA), Janvier.

Noihlan, J., et S. Planton, **1989**: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Wea. Rev.,* **117**., 536-549

Ogawa, S., W. Sha, T. Iwasaki, **2003**: A numerical study on the interaction of a sea-breeze front with convective cells in daytime boundary layer, *J. Meteor. Society of Japan*, **81**, 635-651.

Oke T.R., **1976**: The distinction between canopy and boundary layer heat islands. *Atmosphere*, **14**, 268-277.

Oke, T.R., **1982**: The energetic basis of the urban heat island. *Quat. J. Meteor. Soc*., **108**, 1-24.

Oke, T.R., **1987**: Boundary layer Climates, 2nd edition, Methuen, London. 435 p.

Oke, T. R., **2004**: Urban observations instruments and methods of observation programme, *IOM Report, World Meteorol. Organiz., Geneva,* in press.

Orlanski, I., **1976**: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flow, *J. Comp. Phys.*, **21**, 251-269.

Ottlé, C., Vidal-Madjar, D., **1994**: Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region, *J. Hydrology*, **158**, p.241-264.

Paulson, C. A., **1970**: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.,* **9,** 857–861.

Pénelon, T., **2002** : Simulations météorologiques sur site rural à topographie non plane par emboîtement de domaines avec le modèle SUBMESO, *thèse de doctorat,* Ecole Centrale de Nantes et Université de Nantes.

Pénelon, T., I. Calmet, D. V. Mironov, **2001**: Micrometeorological simulations over a complex terrain with SUBMESO: a model study using a novel pre-processor, *Int. J. of Environ. and Poll.,* **16**, 1/2/3/4/5/6, 583-602.

Pigeon, G., **2001**: Caractérisation de l'îlot urbain de chaleur et d'humidité sur l'agglomération de Marseille, *Rapport de DEA, Toulouse III -Ecole Nationale de la Météorologie*. 36 p.

Pigeon, G., A. Lemonsu, N. Long, J. Barriel, V. Masson, P. Durand, **2006**: Urban thermodynamic island in a coastal city analysed from an optimized surface network, *Boundary-Layer Meteorol.*, **120**, 2, 315-351.

Piringer, M., Grimmond, C. S. B., Joffre, S. M., Mestayer, P., Middleton, D. R., Rotach, M. W., Baklanov, A., De Ridder, K., Ferreira, J., Guilloteau, E., Karppinen, A., Martilli, A., Masson, V., Oke, T.R., Tombrou, M., **2002**: Investigating the surface energy balance in urban areas – recent advances and future needs, *Water, Air and Soil Poll. Focus*, **2**, 1–16.

Plant, R. S., A. W. Atkinson, **2002**: Sea-breeze modification of the growth of a marine internal boundary layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, **104**, 201–228.

Pope, S. B., **2000**: Turbulent flows, Cambridge University Press, 771 p.

Puygrenier, V., **2005**: Amélioration des performances d'un radar UHF, *Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse*, France.

Puygrenier, V., F. Lohou, B. Campistron, F. Saïd, G. Pigeon, B. Benech, D. Serca, **2005**: Investigation on the fine structure of sea-breeze during ESCOMPTE experiment, *Atmosph. Res.*, **74**, 1-4, 329-353.

Raupach, M.R., **1992**: Drag and drag partition on roughness surfaces, *Boundary-Layer Meteorol.*, **60**, 375–395.

Rotach, M.W., **2005**: Structure of the Urban Boundary Layer, *Chap. 2, Meteorology applied to Urban Air Pollution Problems, Final Report COST Action 715*. Editors: B. Fisher, S. Joffre, J. Kukkonen, M. Piringer, M. Rotach, M. Schatzmann., 21-25.

Roth, M., T. R. Oke, W. J. Emery, **1989**: Satellite-derived Urban Heat Island from three coastal cities and the utilization of such dData in urban climatology, *Int. J. Remote Sensing* **11**, 1699-1720.

Roth, M., **2000**: Review of atmospheric turbulence over cities. *Quat. J. Royal Meteorol. Society*, **126**, 941-990.

Shaw, W. J., **1990**: Theory and scaling of lower atmospheric turbulence, *Surface waves and fluxes, **1**, chap. 4, G. L. Geernaert & W.L. Plant (eds)*, 63-90.

Skamarock, Klemp, **1992**: The stability of time splitting numerical methods for the hydrostatic and nonhydrostatic elastic systems, *Mon. Weath. Rev*, **120,** 2109-2127.

Smith, S. D., **1980**: Wind stress and heat fluxes over the ocean in gale force winds, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 709-726.

Smith, S. D., **1988**: Coefficients for Sea Surface Wind Stress, Heat Flux and Wind Profiles as a Function of Wind Speed and Temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15467-15474.

Soloviev, A.V., P. Schlüssel, **1994**: Parameterization of the cool skin of the ocean and of the air-ocean gas transfer on the basis of modelling surface renewal, *J. Phys. Oceano.,* **24**, 1339-1346.

Soloviev, A.V., P. Schlüssel, **1996**: Evolution of cool skin and direct air-sea gaz transfer coefficient during daytime, *Boundary-Layer Meteorol.,* **77**, 1, 45-68.

Stewart, R. W., **1974**: The air-sea momentum exchange, *Boundary-Layer Meteorol.,* **6** 151-167.

Stull, R. B., **1988**: An introduction to boundary layer meteorology, *Kluwer Acad. Publ.*

Taghavi, M., S. Cautenet, G. Forest, **2004**: Simulation of ozone production in a complex circulation region using nested grids, *Atmosph. Chem. and Phys.*, **4**, 825-838.

Troude , F., E. Dupont, B. Carissimo, A. I. Flossmann, **2001** : Relative influence of urban and orographic effects for low wind conditions in the Paris area, *Boundary-Layer Meteorol.,* **103,** 493-505.

Turbelin G., **2000** : Modélisation de la turbulence atmosphérique en vue de l'étude du chargement aérodynamique des structures soumises aux effets du vent*, Thèse de Doctorat* de l'Université d'Evry Val d'Essonne.

Voogt, , S. G. S. Grimmond, **2000**: Modelling surface sensible heat flux using surface radiative temperatures in a Simple Urban Area, *J. Appl. Meteorol*. **39**, 1679-1699.

Webster, P.J., C.A. Clayson, J.A. Curry, **1996**: Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western Pacific, *J. of Climate*, **9**, 1712-1729.

Wick, G. A., **1995**: Evaluation of the variability and predictability of the bulk-skin sea surface temperature difference with application to satellite-measure sea surface temperature. *Ph.D. dissertation*, Université de Colorado, Etats-Unis, 146 p.

Wood, R., T. M. Stromberg, P. R. Jonas, **1999**: Aircraft observations of sea-breeze frontal structure, *Q. J. R. Meteorol. Soc*., **125**, 1959–1995.

Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, **2000**: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part I: Model dynamics and verification, *Meteor. Atmos. Physics*., **75**, 161-193.

Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, K. Brewster, F. Carr, D. Weber, Y. Liu, D.-H. Wang, **2001**: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part II: Model physics and applications, *Meteor. Atmos. Physics*., **76**, 134-165.

Yoshikado, H., H. Kondo, **1989**: Inland penetration of the sea breeze over the suburban area of Tokyo, *Boundary-Layer Meteorol*., **48**, 389–407.

Yoshikado, H., **1992**: Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breeze, *J. Appl. Meteorol.,* **31**, 1146–1164.

Zilitinkevich, S. S., **1995:** Non-Local Turbulent Transport: Pollution Dispersion Aspects of Coherent Structure of Convective Flows, in H. Power, N. Moussiopoulos, and C. A. Brebbia (eds.), *Air Pollution III – Volume **1**, Air Pollution Theory and Simulation*, Computational Mechanics Publications, Southampton, Boston, 53-60.

Zhang, S.F., S.P. Oncley, J.A. Businger., **1988**: A critical evaluation of the von Karman constant from a new atmospheric surface layer experiment. *Preprints, 8th symp. Turb and Diff., 26-29 avril,* (public Am. Meteor. Soc.), 148-150.

ANNEXE A

ELABORATION DES GRILLES VERTICALES

A.1 – Sur topographie plane

La grille est créée directement avec SUBMESO à partir des informations suivantes :

1. la résolution horizontale selon les deux directions longitudinales et transversales $\Delta x, \Delta y$,
2. la hauteur du 1er niveau vertical $\Delta z_{\min}$,
3. le nombre de mailles sur la verticale nz ,
4. l'écart moyen entre les mailles verticales sur tout le domaine Δz_{moy} .

Ainsi, la hauteur maximale du domaine est calculée et la grille est montée au-dessus de la première maille, avec des hauteurs de maille de plus en plus grandes jusqu'en haut. Nous verrons que ce choix doit se faire en tenant compte de la condition à la limite supérieure, exposée au **§ 2.1.7.1**.

Exemple :

Prenons ici l'exemple de la grille établie pour une série des simulations sur une ville académique (*cf.* chapitre **4**). Elle a les caractéristiques suivantes **(figure A.1)** :

- $\Delta x = \Delta y = 1\,km$
- $\Delta z_{\min} = 40\,m$ soit le premier point scalaire à 20 m au-dessus de la canopée
- $\Delta z_{moy} = 112\,m$
- $nz = 43$ (avec 2 mailles fictives, une en haut et une en bas), ce qui fait une hauteur maximale du domaine $z_{\max} \approx 4600\,m$

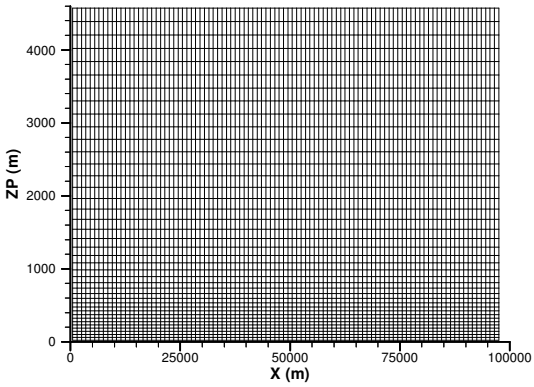


Figure A.1 - Grille verticale montée sur terrain plat. Cas d'une série de simulations sur une ville académique pour un domaine de 100 km × 50 km horizontalement. La résolution horizontale des mailles est ici de 1 km.

A.2 – Sur topographie non plane (cas réel)

Afin de monter les grilles sur un sol non plan, on utilise le mailleur VLx.

Tout d'abord, la topographie est déterminée aux points de *w* (soit la projection du point scalaire *s* dans le plan (xoy), **figure 2.1**) d'une grille homogène horizontalement. Cette grille régulière est établie en projection plane (X-Y-altitude) et non en coordonnées géographiques (longitude-latitude-altitude).

Le pré-processeur mailleur VLx permet de monter les grilles au-dessus de la topographie (qui correspond au niveau 2 dans le modèle), en suivant une progression mathématique (suite géométrique) dont les paramètres sont choisis par l'utilisateur. Il est important pendant cette opération de veiller à ce qu'en chaque point de la grille horizontale l'épaisseur des niveaux augmente avec l'altitude. Dans le cas contraire, une erreur se produit immédiatement dans les calculs du modèle.

Pour utiliser la méthode d'emboîtement de domaine, exposée au **§ 2.1.8.2**, il faut que les grilles soient cohérentes entre elles, et que sur les frontières, les points scalaires soient à la même altitude.
Dans ce cas, le travail exécuté avec le pré-processeur est réalisé à la résolution de la grille de plus haute résolution que l'on souhaite emboîter. En effet, le pré-processeur utilisera tous les points pour cette grille là, tandis qu'il ne prendra qu'un point sur n^2 pour la grille qui emboîte, avec *n* le rapport d'imbrication (**figure A.2**). Les n^2-1 autres points où est définie la topographie sur la grille fille ne sont alors pas pris en compte sur la grille mère. Pour réaliser la grille fille, la grille est élaborée sur tout le domaine au-dessus de la topographie. Un bloc correspondant au domaine emboîté est ensuite extrait, calé à la bonne position géographique sur la grille mère. Ainsi, pour tous les points des frontières communes, les grilles coïncident.

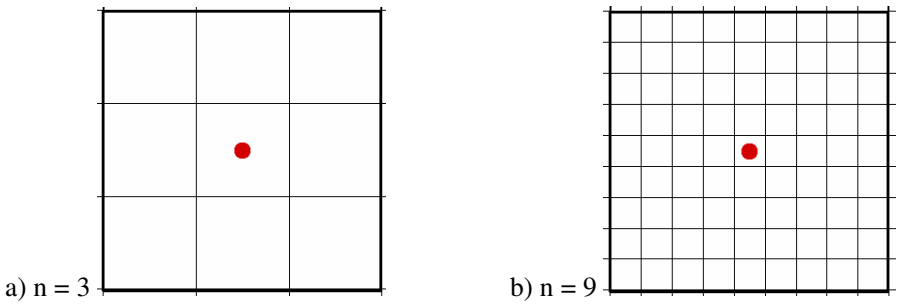


Figure A.2 – Points de grille pris en compte par le mailleur VLx (rond) pour une maille de la grille mère. La topographie est définie sur la plus petite grille qui est emboîtée (au centre de chaque petit carré). Rapport d'imbrication de 3 (a) ou de 9 (b).

<u>Exemple :</u>

Un exemple de la création des grilles sur terrain complexe est donné pour la série de simulations sur l'agglomération de Marseille (*cf.* **chapitre 5).** La topographie utilisée provient de l'IGN (*Institut Géographique*

National). Elle est disponible à la résolution de 1 km sur l'ensemble des domaines, en projection plane LAMBERT II étendu (même système de projection valable pour toute la France). Cette information est convertie dans le système LAMBERT III (réservée au sud de la France) à l'aide du logiciel «CIRCE 2000» de l'IGN, puis interpolée aux points scalaires de la grille G1' qui correspond à la grille G1 mais avec une résolution de 110 m au lieu de 990 m. Pour la ville de Marseille même, documentée par la base de données vectorielle BDTopo (*c.f.* **§ 2.2.4.2**), les courbes de niveau sont disponibles. Cette information est ensuite discrétisée sur une grille à la résolution de la plus petite grille emboîtée, soit 110 m, et sert à décrire la topographie pour les grilles G2' (qui correspond à la grille G2 mais avec une résolution de 110 m) et G3. A la limite entre les deux sources d'information, un lissage sur trois mailles est appliqué pour éviter toute discontinuité.

Afin de palier au manque d'information sur la topographie autour du point considéré par le mailleur pour créer les grilles G1 et G2 à partir de G1' et G2' (**figure A.2**), nous avons lissé la topographie sur la grille mère avant l'utilisation du mailleur, de telle sorte que le point qui sera pris en compte dans VLx soit pondéré par les n^2-1 autres points adjacents.

La progression de l'épaisseur des mailles sur l'axe vertical au-dessus de la topographie est ensuite réalisée à l'aide du mailleur en obéissant à des suites géométriques. Trois étapes sont considérées :

1. une suite dont la première valeur est à 15 m et la raison est de 1,12 est appliquée jusqu'au 8ème niveau (soit ≈ 151 m au-dessus de la topographie),
2. une suite de raison 1,13 permet d'obtenir la même altitude pour tous les points au 30ème niveau (4000 m au-dessus du niveau de la mer),
3. Les dernières mailles progressent avec une raison proche de 1 (1,0001, épaisseur quasiment constante) jusqu'en haut du domaine (9600 m).

Le résultat est montré sur la **figure A.3**. Même si la topographie est plus précise pour les grilles emboîtées, les grilles coïncident sur les frontières. Notons que nous avons choisi de situer 22 niveaux dans les 1er 1500m, afin d'apporter une haute définition de l'écoulement dans la couche limite.

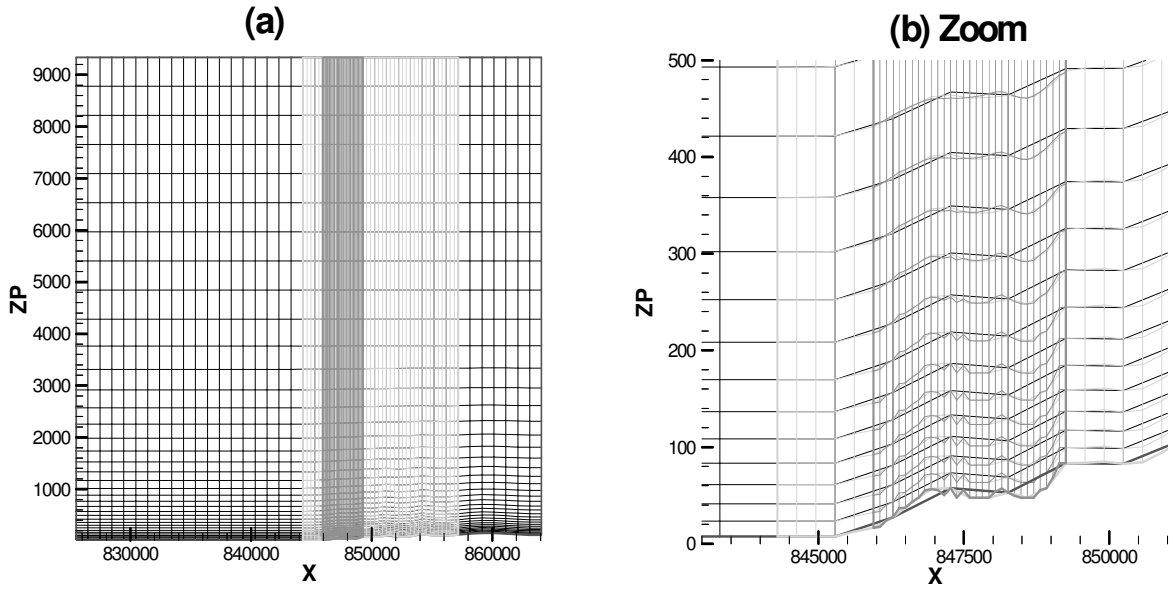


Figure A.3 – Grilles emboîtées à 990m, 330 m et 110 m de résolution pour la série de simulations sur l'agglomération de Marseille, sur topographie non-plane. Les points de grille sont représentés aux points de w.

Résumé :
En vue de comprendre et prévoir les modes de dispersion des polluants émis dans les zones urbanisées, des simulations numériques sont menées à haute résolution. L'objectif est de reproduire les caractéristiques atmosphériques au-dessus d'un milieu complexe urbanisé. On a développé une méthode précise de mise en œuvre des simulations numériques de l'atmosphère urbaine à haute résolution spatiale en se basant sur trois outils complémentaires, optimisés sur l'exemple de Marseille : le modèle atmosphérique SUBMESO, en mode SGE (simulation des grandes échelles), le modèle de sol pour les échelles sub-meso urbanisé SM2-U, le logiciel de cartographie des caractéristiques morphologiques de la canopée urbaine DFMap. Pour pouvoir simuler l'atmosphère de villes côtières, on a développé et validé une méthode de calcul des flux à l'interface mer – atmosphère adaptée aux données de température disponibles par mesure ou télédétection. Une étude de sensibilité est ensuite menée sur une configuration académique de ville dans son environnement rural et/ou côtier, à l'aide de douze simulations permettant d'évaluer les rétroactions entre le modèle de sol et le modèle atmosphérique. Cinq autres simulations sont effectuées sur la région marseillaise au cours d'une période d'observation intensive de la campagne expérimentale CLU – ESCOMPTE, avec trois grilles emboîtées, permettant la première validation du couple SUBMESO – SM2-U, l'analyse des interactions entre la ville, les systèmes de brise et la topographie, et aussi l'étude des champs turbulents à très haute résolution. La méthode développée peut être utilisée pour l'étude de la qualité de l'air d'autres agglomérations.

Mots-clés :
Simulations numériques, SGE, couche limite urbaine, emboîtement de domaines, flux d'énergie, brise de mer, îlot de chaleur urbain, turbulence, forçage synoptique, Marseille, CLU-ESCOMPTE, FETCH, modèle LKB, rugosité.

English Title and abstract:

Numerical simulations of the urban atmosphere with the model SUBMESO:
case of the UBL - ESCOMPTE experiment on the agglomeration of Marseille

In view of understanding and forecasting pollutant dispersion in urban areas, high resolution numerical simulations are performed. The aim is to reproduce atmospheric characteristics above complex urbanised site. An accurate method is developed to implement numerical simulations of the urban atmosphere based on three complementary tools, optimized on Marseille agglomeration example: the atmospheric Large Eddy Simulation model SUBMESO and the soil model for sub-meso scales, urban, SM2-U, and the DFMap software to map the morphological characteristics of urban fabrics. In order to simulate the atmosphere of coastal cities, a method to compute the fluxes at the sea - atmosphere interface is developing developed and validated. A sensitivity study is then carried on an academic configuration of a city and its rural and/or coastal environment, based on twelve simulations, in order to evaluate the retroactions of the soil and atmospheric models. Five other simulations of the Marseille area are performed with three nested grids during an intense observation period of the UBL – ESCOMPTE experimental campaign, allowing the first validation of the SUBMESO – SM2-U couple, an analysis of the interactions between the city, the breeze systems and the topography, and also very high resolution study of turbulent parameters. This method may be used to study the air quality of other urban areas.

Keywords: Numerical simulations, LES, urban boundary layer, grid nesting, energy flux, sea breeze, urban heat island, turbulence, synoptic forcing, Marseille, UBL – ESCOMPTE, FETCH, LKB model, roughness.

Discipline : Sciences de l'Ingénieur