

Université Paul Sabatier - TOULOUSE III

U.F.R. Physique, Chimie et Applications
Sciences de la Planète et de l'Univers

THESE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Toulouse

délivré par l'Université Toulouse III - Paul Sabatier

Discipline :

Interactions Océan-Atmosphère

présentée par

Cindy LEBEAUPIN BROSSIER

Étude du couplage océan-atmosphère associé aux épisodes de pluie intense en région méditerranéenne

soutenue publiquement le 19 décembre 2007 devant la commission d'examen :

M Franck Roux,	Président
M Andrea Buzzi,	Rapporteur
M Phillipe Fraunié,	Rapporteur
Mme Vassiliki Kotroni,	Examinatrice
M Pierre Garreau,	Examineur
Mme Véronique Ducrocq,	Directrice de thèse
M Hervé Giordani,	Co-directeur de thèse

Centre National de Recherches Météorologiques
42 avenue Coriolis - 31057 Toulouse cedex, France

Remerciements

Il est de ces moments qui forment les grandes étapes de la vie. Bien sûr, la fin de la thèse en constitue une grande. Si peu de temps a passé finalement entre l'apprentissage de la première lettre et la modélisation numérique. Vingt années d'apprentissage, comme une ascension de légende pleine de virages, au cours desquelles les épreuves laissent peu à peu place à la fierté du chemin accompli.

Il est de ces personnes aussi qui gravent l'esprit. Tout d'abord au temps des premiers balbutiements dans la physique au collège sous la coupelle de Michel Imbault, qui avait décelé mon intérêt pour la matière avant même que je ne m'en aperçoive. Qu'il semble proche le temps où l'on pendait les vieux ballons de volley que l'on éclairait avec le rétroprojecteur pour visualiser les phases de la Lune. Je remercie Michel de m'avoir éveillée aux sciences mais aussi de les avoir mises en perspective face à la vie au quotidien.

Le temps des grandes découvertes est venu ensuite à l'université François Rabelais : Entre le plaisir de trouver le juste résultat mathématique et l'émerveillement de l'application physique. Je souhaitais ici remercier Claude Barrabès qui était un excellent enseignant et qui semblait aimer la belle écriture, celle avec laquelle il apposait les équations de la mécanique des fluides sur les immenses tableaux noirs des amphithéâtres. Au fur et à mesure de ses quatre années d'enseignement, j'ai apprécié le professeur et j'ai découvert le chercheur.

C'est une fois arrivée à Toulouse que j'ai rencontré ceux qui m'ont mis le pied à l'étrier. Ces personnes qui nous apprennent finalement l'essentiel, le métier. Celles qui montrent la voie sans pour autant la débroussailler. Celles qui dirigent et qui encouragent. Véronique Ducrocq et Hervé Giordani sont ces personnes importantes là. Je les remercie très chaleureusement pour ces quatre années de vie dans cette ambiance de travail idéale, pour leur soutien et pour leurs précieux conseils.

J'adresse également mes remerciements à Joël Noilhan, Guy Caniaux ainsi qu'à Sophie Belamari et à Patrick Le Moigne qui ont permis le transfert de nouveaux développements numériques.

Je tiens aussi à remercier les membres de l'équipe MICADO du CNRM, permanents ou passagers formant une équipe chaleureuse parmi laquelle j'ai apprécié travailler : Didier, Laurent, Xin, Olivier C., Olivier N., Geneviève, Fanny, Béatrice, Stéphanie, Ludovic, Anne-Lise, Katia, Raphaël, Françoise, Thierry, et Hugues.

Un petit clin d'oeil aux autres thésards du CNRM : ceux qui nous ont précédé et leurs conseils et ceux qui nous suivent et que j'encourage. Vous avez tous comptés.

Et puis il y a ceux que l'on croise, ceux qui nous défient, ceux que l'on prend par la main et ceux qui nous accompagnent... Je tiens à remercier finalement ma famille surtout Manu, mes parents et ma soeur pour leur soutien et leur affection.

“La recherche (est) à mille lieues de l’esprit de compétition qui selon certains serait le moteur de notre activité. Être là non pas pour être les meilleurs mais parce que le besoin de savoir(s) est immense. Il ne faut pas se tromper sur les motivations.” Bertrand Monthubert

Resumé long

Pour les évènements fortement précipitants qui affectent fréquemment le pourtour méditerranéen à l'automne, la mer Méditerranée constitue une importante source de chaleur et d'humidité. Ces évènements de pluie intense sont également souvent accompagnés d'un vent marin en basses couches intense qui favorise d'importants échanges d'énergie entre la mer Méditerranée et l'atmosphère. Les objectifs de la thèse sont d'examiner le rôle de la mer Méditerranée dans la formation et l'entretien des épisodes de pluie intense ainsi que d'étudier les processus couplés air-mer agissant sur la dynamique de l'océan et de l'atmosphère lors de ces épisodes.

Dans une première partie, nous avons examiné la sensibilité de simulations atmosphériques à haute résolution (2.4 km) à la température de surface de la mer (SST) pour trois systèmes fortement précipitants quasi-stationnaires dans le Sud-Est de la France : les cas de l'Aude (12-13 novembre 1999), du Gard (8-9 septembre 2002) et de l'Hérault (3 décembre 2003). L'impact de la SST sur la prévision de ces évènements à courte échéance (<24h) a été examiné en forçant le modèle MESO-NH avec différents champs de SST (issus d'une analyse des données in-situ ou de produits satellitaires), ainsi qu'en augmentant et en diminuant uniformément la SST analysée sur le bassin. Les résultats obtenus montrent que la valeur moyenne de la SST sur le bassin méditerranéen nord-occidental module non seulement l'intensité de la convection profonde, mais aussi la nature des précipitations, et enfin leur caractère plus ou moins stationnaire, mais que la prévision est relativement peu sensible à une description à très fine échelle du champ de SST.

Pour mieux évaluer le rôle des flux turbulents de surface au dessus de la mer, la deuxième partie de la thèse s'intéresse aux effets de leur paramétrisation. Pour cela, deux nouvelles paramétrisations itératives "bulk" ont été implémentées dans le schéma de surface SURFEX du modèle MESO-NH : d'une part la paramétrisation ECUME comprenant une calibration multi-campagne des coefficients d'échange et d'autre part, la paramétrisation COARE 3.0. Validées sur des données de la campagne COARE, les deux nouvelles paramétrisations donnent des valeurs de flux turbulents au dessus de la mer similaires et plus proches des observations comparées à la paramétrisation originale de MESO-NH de Louis (1979). Appliquées à la simulation des trois cas fortement précipitants cités ci-dessus, les paramétrisations itératives "bulk" donnent notamment une diminution significative en régime de vent fort de l'évaporation comparées à la paramétrisation de Louis. L'impact sur la prévision des quantités de précipitations dépend donc du régime de vent et de la stabilité sur le bassin. Utilisés pour forcer un modèle de couche de mélange océanique, les flux obtenus avec ECUME et COARE3.0 améliorent la simulation du mélange turbulent océanique alors que les flux issus de la paramétrisation de Louis entraînent une surestimation du refroidissement et de l'approfondissement de la couche de mélange.

Pour étudier l'impact des fortes précipitations et du fort vent marin observé dans ces situations sur la couche de mélange océanique, ainsi que les rétroactions de son évolution au cours du temps sur les phénomènes atmosphériques, le développement d'une modélisation totalement couplée entre l'océan et l'atmosphère a été entrepris. Dans la troisième partie de la thèse, nous exposons le couplage à haute résolution développé entre le modèle atmosphérique MESO-NH via son schéma de surface SURFEX et un modèle océanique 1D en énergie cinétique turbulente. Appliqué aux trois cas de pluie intense étudiés, le système couplé est capable de reproduire une réponse de fine échelle de la couche de mélange avec un appro-

fondissement et un refroidissement significatifs de la couche de mélange océanique sous les systèmes précipitants et les vents forts associés. La prise en compte des précipitations dans le couplage est également primordiale pour reproduire l'impact de l'apport en eau douce sur la salinité et la formation de couches internes fines relativement peu salées par rapport à leur environnement. Comparé à un simple forçage du modèle atmosphérique par la SST, le couplage interactif modifie peu la prévision à haute-résolution et à courtes échéances des systèmes fortement précipitants.

Table des matières

1	Introduction générale	1
2	État de l’art	7
2.1	Interactions air-mer	7
2.2	Le rôle de la SST sur les phénomènes météorologiques à méso-échelle	10
2.3	Les paramétrisations des flux de surface sur mer à méso-échelle	12
2.4	Modélisation couplée à méso-échelle	14
2.5	Conclusion	16
I	Sensibilité des événements de pluie intense à la température de surface de la mer Méditerranée	19
3	Les cas d’étude	21
3.1	Le cas de l’Aude : 12 et 13 novembre 1999	21
3.2	Le cas du Gard : 8 et 9 septembre 2002	25
3.3	Le cas de l’Hérault : 3 décembre 2003	28
4	Le modèle atmosphérique MESO-NH	33
4.1	Caractéristiques des simulations	33
4.2	La surface externalisée SURFEX	35
4.3	Conditions initiales	37
4.4	Les outils diagnostiques	38
5	Influence de la SST sur les évènements fortement précipitants	39
5.1	La température de surface de la mer dans les modèles atmosphériques	39
5.2	Description des simulations	40
5.2.1	Simulations avec SST prescrite	40
5.2.2	Simulations avec SST pronostique	46
5.3	“Sensitivity of torrential rainfall events to the Sea Surface Temperature based on high-resolution numerical forecast ”	47
5.3.1	Résumé de l’article	47
5.3.2	Article	51
5.4	Conclusions	71

II Sensibilité des évènements de pluie intense à la paramétrisation des flux turbulents sur mer 73

6 Paramétrisations des flux turbulents sur mer	75
6.1 La méthode bulk ou aérodynamique globale	75
6.2 Les méthodes directes	77
6.3 Les méthodes itératives	78
6.3.1 La paramétrisation COARE	79
6.3.1.i La campagne TOGA-COARE	79
6.3.1.ii L'algorithme COARE	79
6.3.2 La paramétrisation ECUME	83
6.3.2.i La calibration multi-campagne des coefficients d'échange neutres	83
6.3.2.ii Autres caractéristiques de la paramétrisation ECUME	86
6.4 Implémentation des paramétrisations des flux sur mer dans SURFEX	87
7 Sensibilité à la paramétrisation des flux turbulents sur mer	89
7.1 Validations des paramétrisations des flux turbulents sur mer dans SURFEX off-line	89
7.2 Effet de la paramétrisation sur la simulation atmosphérique	91
7.2.1 Description des simulations	91
7.2.2 Impact sur les flux de surface	92
7.2.3 Influence sur la couche limite atmosphérique	95
7.2.4 Impacts sur les systèmes convectifs et sur les quantités de précipitation	97
7.2.5 Contributions des corrections liées aux précipitations et de la correction de Webb	99
7.3 Conclusion	101

III Modélisation couplée océan-atmosphère 105

8 Développement du couplage entre un modèle océanique 1D et MESO-NH	107
8.1 Le modèle océanique uni-dimensionnel	107
8.1.1 Équations d'évolution pour T, S, u et v	108
8.1.2 Équation d'évolution de l'énergie cinétique turbulente	109
8.1.3 Discrétisation	110
8.1.4 Adaptation du modèle 1D avant le couplage	110
8.2 Validation off-line du modèle océanique 1D	111
8.3 Développement du couplage	113
9 Simulations couplées océan-atmosphère	117
9.1 Description des simulations couplées	117
9.2 Cas de l'Aude	120
9.2.1 Description des conditions initiales océaniques	120
9.2.2 Évolution à l'interface air-mer	122
9.2.3 Impact du forçage atmosphérique sur la couche de mélange océanique	123
9.2.4 Impact et rétroactions du couplage sur la simulation atmosphérique .	128

9.3	Cas du Gard	130
9.3.1	Conditions initiales océaniques	130
9.3.2	Impact du forçage atmosphérique sur la couche de mélange océanique	130
9.3.3	Impact et rétroactions du couplage sur la simulation atmosphérique .	136
9.4	Cas de l'Hérault	137
9.4.1	État océanique initial	137
9.4.2	Impact du forçage atmosphérique sur la couche de mélange océanique	137
9.4.3	Impact et rétroactions du couplage sur la simulation atmosphérique .	146
9.5	Bilans de chaleur dans la couche de mélange	147
9.6	Effet de la résolution temporelle du forçage	151
9.7	Conclusions	153
Conclusions et perspectives		157
Références		161
Annexes		171
A	Géographie du bassin méditerranéen occidental	171
B	Article : "Sensitivity of Mediterranean heavy rain events to the sea surface fluxes parameterization in high-resolution modelling"	173
C	Description détaillée des paramétrisations des flux sur mer	215
D	Description technique des nouvelles options introduites dans SURFEX	221
Glossaire		225

Chapitre 1

Introduction générale

La Méditerranée : une région soumise à l'aléa pluie intense et crues rapides

Les régions du bassin méditerranéen sont fréquemment soumises à des épisodes de pluies intenses pendant l'automne. Le plus souvent de fortes inondations sont générées par ces événements extrêmes : les fortes quantités de précipitation sur de petits bassins versants provoquent la montée soudaine des eaux, appelée "crues-éclair". Ces phénomènes provoquent d'importants dégâts matériels et font parfois des victimes. Dans ces régions côtières, la mer Méditerranée est un ingrédient important dans ces phénomènes. La mer joue en effet à la fois le rôle de source d'énergie en fournissant chaleur et humidité nécessaire à la convection profonde, mais peut aussi parfois jouer le rôle d'amplificateur des inondations par la montée du niveau de la mer et la génération d'une forte houle dues aux vents forts qui accompagnent les pluies intenses.

D'un point de vue météorologique, les épisodes fortement précipitants sont favorisés par d'une part une circulation de grande échelle caractéristique telle que les situations synoptiques dite en Ω ou bloquée (Nuissier *et al.*, 2007) pour le bassin méditerranéen occidental notamment, et d'autre part, par la topographie spécifique de la région avec des reliefs marqués près des côtes (Fig. 1.1) qui jouent souvent le rôle de déclencheur de la convection.

Ces événements extrêmes sont caractérisés par d'importants cumuls de précipitations localement (plus de 100-200 mm) sur une courte période (typiquement 24 heures). Les mécanismes déclencheurs à l'origine de ces phénomènes locaux sont bien souvent de l'ordre de la méso-échelle (<10 km). Le plus souvent les fortes précipitations sont produites par des systèmes convectifs de méso-échelle quasi-stationnaires. Ces systèmes sont à régénération rétrograde et se caractérisent généralement par une forme en V de l'enclume détectable dans l'imagerie satellitaire infra-rouge (Scofield, 1985). De forts cumuls de précipitations peuvent

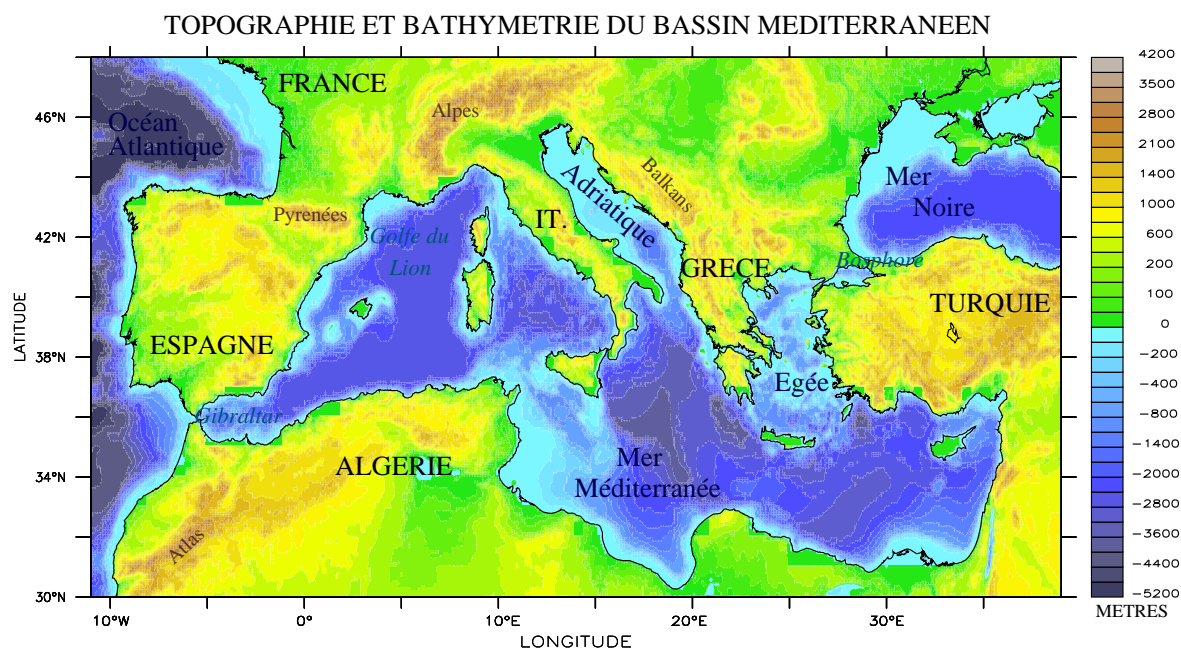


FIG. 1.1 : Géographie du bassin méditerranéen.

aussi être obtenus lorsque des perturbations frontales pluvio-orageuses stationnent sur la région pendant plusieurs jours. Ces perturbations peuvent être associées à des dépressions au dessus de la mer Méditerranée pouvant atteindre des valeurs de pression au niveau de la mer très faibles.

La Méditerranée : un système couplé

La mer Méditerranée constitue un bassin quasi-fermé (Fig. 1.1) où les échanges de masses d'eau ne sont possibles qu'au niveau du détroit de Gibraltar avec l'océan Atlantique et du détroit de Bosphore avec la mer Noire. Ces échanges d'eau sont compensés à une échelle pluri-annuelle par des pertes à la surface de la mer Méditerranée. Même si la quantification précise des termes du bilan hydrologique de la mer Méditerranée est encore difficile, les études s'accordent pour conclure que la mer Méditerranée constitue une source d'eau et de chaleur pour son environnement. Les échanges d'eau entre la Méditerranée, l'atmosphère et le continent se font par le biais de l'évaporation E , des précipitations P et du ruissellement des fleuves et des rivières R . Le bilan annuel en eau douce de la Méditerranée, *i.e.* $E-P-R$, est estimé positif entre 0.47 et 1.31 m/an (Bryden *et al.*, 1994). La figure 1.2 représente l'estimation du cycle annuel du bilan $E-P-R$ sur le bassin méditerranéen d'après Mariotti *et al.* (2002). Cette estimation montre que l'évaporation est maximale à la fin de l'été et pendant l'automne (de septembre à décembre) et les précipitations moyennes sont maximales simultanément. C'est à cette période notamment qu'on observe les événements de pluie intense, correspondant donc au moment où la mer Méditerranée chauffée pendant l'été contient encore suffisamment

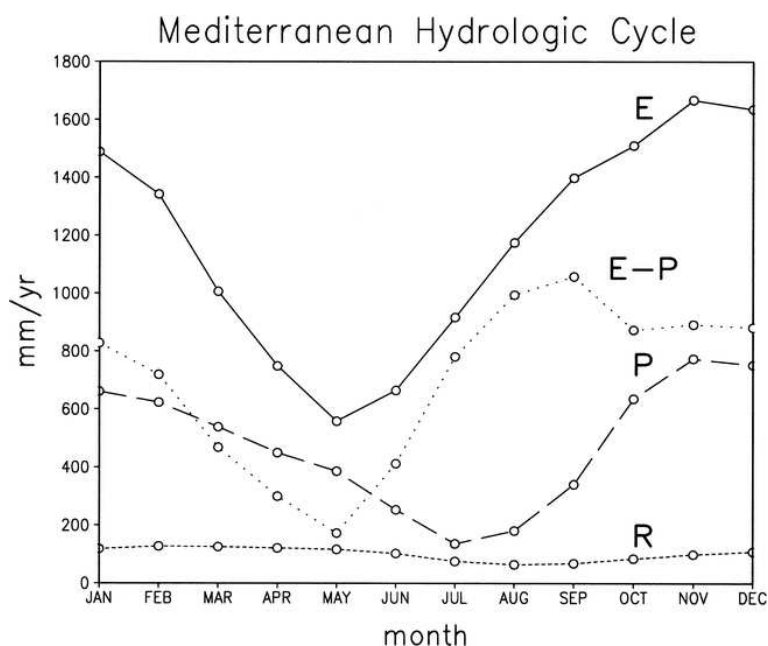


FIG. 1.2 : Cycle annuel en moyenne sur le bassin méditerranéen des précipitations (P), de l'évaporation (E) et du ruissellement des fleuves et des rivières (R) en mm/an d'après Mariotti *et al.* (2002).

d'énergie pour fournir chaleur et humidité aux systèmes convectifs à l'origine des fortes précipitations.

La mer Méditerranée en tant que source de chaleur et de vapeur d'eau pour l'atmosphère influence donc les phénomènes atmosphériques et le climat de la région. En plus de son influence dans les événements de pluies intenses, elle joue un rôle dans les cyclogénèses méditerranéennes (Alpert et Ziv, 1989; Homar *et al.*, 2002), le climat régional de la Méditerranée (Somot *et al.*, 2006; Li *et al.*, 2006) et même dans des phénomènes atmosphériques au delà de la région, comme par exemple dans la mousson Africaine (Rowell, 2003; Peyrillé *et al.*, 2007; Peyrillé et Lafore, 2007).

D'un point de vue océanique, les événements intenses méditerranéens induisent des variabilités dans le forçage de la couche superficielle de la mer qui peuvent avoir des répercussions importantes sur la circulation thermohaline de la mer Méditerranée et au final sur les échanges d'eau avec l'océan Atlantique. La formation de masses d'eau dense par convection océanique est un exemple de couplage important entre l'atmosphère et l'océan. La succession d'épisodes de vents forts pendant l'automne et l'hiver conditionne l'océan superficiel, permettant le déclenchement de la convection profonde. Le golfe du Lion, soumis aux épisodes de Mistral, de pluies intenses et de cyclogénèses, est l'une des quatre régions en Méditerranée propices à la convection océanique. Les questions de couplage océan-atmosphère sont au coeur des thématiques scientifiques du projet HYMEX¹ qui vise à développer un programme expérimental

¹HYdrological cycle in Mediterranean EXperiment : Future campagne expérimentale dédié à l'étude du cycle hydrologique en région méditerranéenne. <http://www.cnrm.meteo.fr/hymex/>

sur le cycle hydrologique dans le bassin méditerranéen sur la période 2010-2020.

La Méditerranée : une région critique face au changement global

La démographie particulièrement développée et toujours croissante sur les côtes méditerranéennes (Fig. 1.3) participe à augmenter la vulnérabilité de la région aux événements météorologiques intenses qui affectent ces régions. L'appréciation de la vulnérabilité de la région aux inondations, qu'elle soit en terme de conséquences matérielles ou économiques passe aujourd'hui notamment par une meilleure connaissance des aléas météorologiques qui en sont à l'origine ainsi que des processus physiques qui interviennent dans leur développement.

Les particularités du bassin méditerranéen (bassin océanique quasi-fermé, une orographie marquée sur le pourtour, un climat contrasté et la forte urbanisation) font que cette région mérite également une attention particulière pour toutes les questions relatives au changement climatique. Depuis le 19^{ème} siècle, la température de surface en Méditerranée a déjà augmenté de 0.5 à 1.2 °C (Quereda *et al.*, 2000). Les scénarios climatiques prévoient un réchauffement de plusieurs degrés de la mer Méditerranée pour la fin de ce siècle, des périodes de sécheresse plus longues et plus intenses et une variabilité interrannuelle augmentée. Il existe encore beaucoup d'incertitudes sur les conséquences de cette évolution sur les précipitations et en particulier sur les événements extrêmes. Le développement de modélisations régionales couplées et de méthodes statistiques et dynamiques de descente en échelle ainsi qu'une meilleure compréhension des interactions océan-atmosphère sont nécessaires pour progres-

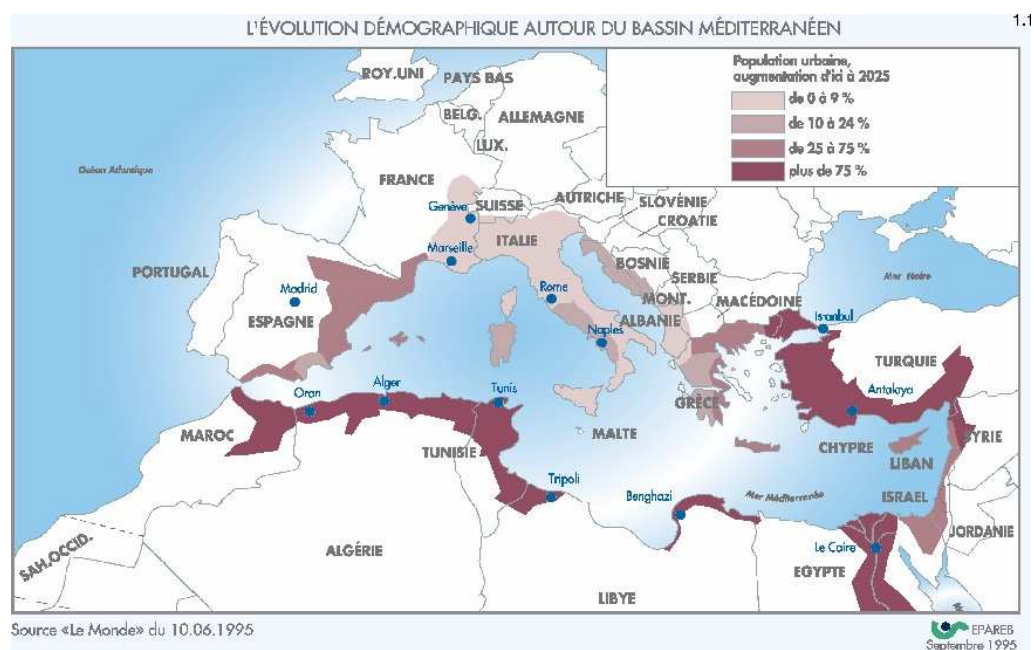


FIG. 1.3 : Évolution démographique prévue pour 2025 autour bassin méditerranéen. Source : Le Monde 1995.

ser dans ce domaine. La forte densité de population autour du bassin méditerranéen et les questions concernant les politiques de gestion de la ressource en eau augmentent également les attentes vis-à-vis de ces questions.

Objectifs de la thèse et organisation du mémoire

Les événements fortement précipitants généralement accompagnés de vents forts constituent un forçage extrême pour la couche de mélange océanique. Les échanges de quantité de mouvement liés aux forts vents, les échanges de chaleur liés au contenu thermique élevé de la mer Méditerranée à la fin de l'été et en automne et les échanges d'eau sous forme de vapeur par évaporation ou d'eau douce par les précipitations qui se produisent dans ces situations ont été très peu étudiés par le passé à l'échelle de l'événement et généralement en ne considérant qu'un type d'échanges. Le travail de thèse présenté ici porte sur l'étude de ces différents échanges et des processus couplés océan-atmosphère intervenant dans les situations de pluie intense en Méditerranée. Il cherche également à évaluer l'impact d'une meilleure représentation du couplage océan-atmosphère sur la prévision à fine échelle et à courte échéance de ces événements.

Mon travail de thèse a donc pour objectifs :

- d'étudier les interactions à l'interface océan-atmosphère et leur représentation dans les modèles à méso-échelle pour des situations de pluie intense en Méditerranée nord-occidentale.
- d'évaluer l'influence des échanges d'énergie à l'interface air-mer sur les systèmes entraînant de fortes précipitations en région méditerranéenne et sur le vent de basses couches à l'aide de simulations atmosphériques à haute-résolution.
- d'examiner l'influence des processus couplés océan-atmosphère et du forçage atmosphérique sur la couche de mélange océanique à méso-échelle et d'évaluer les rétroactions sur la convection atmosphérique.

Après un état de l'art des connaissances sur les processus couplés océan-atmosphère et leur modélisation (chapitre 2), le mémoire est divisé en trois grandes parties :

- Dans une première partie, nous examinons plus particulièrement la sensibilité des événements fortement précipitants à la température de surface de la mer. Après une description des situations d'étude dans le chapitre 3 et du modèle MESO-NH dans le chapitre 4, nous présentons les résultats de l'étude de sensibilité réalisée à partir de simulations atmosphériques à haute résolution.
- La deuxième partie porte sur l'impact de la paramétrisation des flux de surface sur mer sur la prévision des systèmes précipitants. Trois paramétrisations de flux de surface ont été utilisées à cet effet.
- La dernière et troisième partie porte sur le couplage océan-atmosphère à haute-résolution

qui a été réalisé dans le cadre de la thèse. L'influence du forçage que constituent les précipitations intenses et les forts vents de basses couches sur la couche de mélange océanique est examinée, ainsi que les rétroactions sur la simulation atmosphérique. Enfin, nous présenterons les conclusions et les perspectives de ce travail de thèse.

Chapitre 2

État de l'art

Les sciences de l'atmosphère durant les dernières décennies ont beaucoup bénéficié des études des processus à ses interfaces : atmosphère-surfaces continentales et atmosphère-océan. Celles-ci ont permis une meilleure quantification des échanges d'énergie (quantité de mouvement et chaleur) et de matière (eau et constituants chimiques) entre ces différents compartiments de la planète et aussi une amélioration de leur représentation dans le cadre de modélisation numérique d'un seul compartiment ou de modélisation couplée.

2.1 Interactions air-mer

Les interactions air-mer interviennent dans des phénomènes météorologiques divers à diverses échelles de temps et d'espace : de l'échelle du cycle diurne (voire de l'évènement intense) à l'ère climatique, des processus côtiers jusqu'à l'échelle du globe, en passant par l'échelle du bassin. Nous présentons quelques exemples ci-dessous.

Par exemple, dans les régions tropicales, les processus couplés océan-atmosphère prennent une part importante pour expliquer les différentes phases de l'oscillation australe ou ENSO : El Niño-La Niña. L'oscillation australe est un phénomène climatique se traduisant dans l'atmosphère par une variation à intervalles irréguliers (de 3 à 7 ans) du champ moyen de pression atmosphérique entre l'Ouest et le Sud-Est du Pacifique tropical. La modification induite du gradient Est-Ouest de SST dans le Pacifique équatorial modifie notamment la distribution des précipitations sur la zone (Fig. 2.1). L'alternance des différentes phases de l'oscillation induit également différentes réponses de la couche de mélange océanique, conduisant notamment à des modifications de la position de la thermocline en moyenne sur la zone du Pacifique équatorial (120E-80W/10N-10S), et par conséquent de la circulation océanique et en particulier des mouvements océaniques verticaux près des côtes (Fig. 2.1).

La campagne TOGA-COARE entre novembre 1992 et février 1993 (Webster et Lukas,

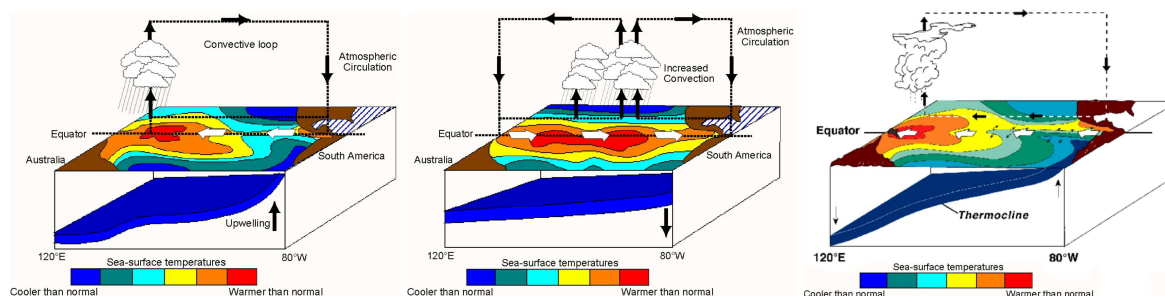


FIG. 2.1 : Description schématique des processus couplés océan-atmosphère durant l'oscillation australe (ENSO) sur la région du Pacifique équatorial (120E-80W/10N-10S) : A gauche est représentée la situation normale ; Au centre l'anomalie "chaude" El Niño ; A droite l'anomalie "froide" La Niña. Source : www.weathersa.co.za/References/el_nino.jsp

1992) avait pour but de déterminer l'importance des processus couplés océan-atmosphère dans la région Pacifique Ouest (également appelée "warm pool") dans la genèse des événements ENSO. Motivée par une mauvaise connaissance des flux à l'interface et des systèmes précipitants dans la région, cette campagne de mesures a permis de documenter les principaux processus couplés influençant la convection atmosphérique dans la région et la réponse océanique aux forçages atmosphériques. TOGA-COARE a également encouragé le développement de méthodes d'estimation des flux turbulents de surface au dessus des océans (Weller *et al.*, 2004).

Les rétroactions de ces phénomènes oscillatoires sur l'océan et en particulier sur la SST peuvent également influencer d'autres phénomènes météorologiques d'échelle plus petite et au dessus d'autres bassins comme c'est le cas pour la mousson (Webster *et al.*, 1998). Un lien entre anomalies de SST et intensité de la mousson a été fait par le passé (Ju et Slingo, 1995; Webster *et al.*, 1998). Il a aussi été montré une rétroaction sur le contenu thermique et les courants océaniques en réponse à la mousson comme le montre la comparaison entre les précipitations associées à la mousson indienne et la température de l'océan superficiel l'hiver suivant (Fig. 2.2).

Inversement, des phénomènes à plus hautes fréquences spatiale et temporelle peuvent influencer les échelles plus longues du climat. C'est le cas des cyclones tropicaux pour lesquels l'océan constitue la source principale de chaleur et d'humidité et puise de la quantité de mouvement des cyclones. Les échanges d'énergie entre l'océan et l'atmosphère mis en jeu sont extrêmement élevés et s'effectuent de la thermocline jusqu'à la tropopause (Fig. 2.3a). Un cyclone tropical sera d'autant plus intense que la couche de mélange océanique contient l'énergie suffisante pour son développement et son entretien, soit une couche de mélange océanique (CMO) ayant une température élevée (en général $>26^{\circ}\text{C}$) sur une profondeur conséquente (au delà de 50 m ; Fig. 2.3b). Le mélange océanique induit par les cyclones tropicaux peut jouer un rôle important dans le pilotage de la circulation générale des océans et par conséquent influencer le climat (Emanuel, 2001). Les rétroactions océan-atmosphère

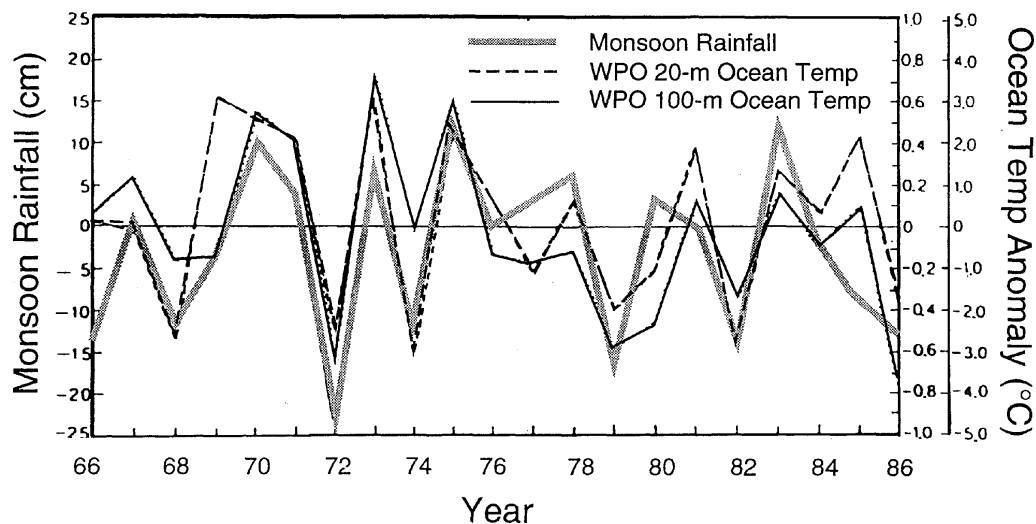


FIG. 2.2 : D'après Yasunari (1990); Webster *et al.* (1998) : Séries temporelles des précipitations durant la mousson indienne (ligne grise) et températures océaniques moyennées à 20m (lignes noires pointillée) et 100m (ligne noire continue) de profondeur entre 2 et 10°N le long du méridien 137°E.

peuvent aussi conduire à l'affaiblissement voire à la fin d'un cyclone. Le mouvement de remontée des eaux avec amincissement de la réserve thermique peut aller jusqu'à la disparition de la thermocline, avec comme résultat des SST¹ plus froides qui réduisent l'intensité du cyclone si son déplacement est relativement lent (Bender *et al.*, 1993). Ces situations conduisent également à des conditions extrêmes de vent en surface qui peuvent conduire à la formation de nombreuses quantités d'embruns près de la surface, coupant l'efficacité des flux de chaleur et privant le cyclone de sa source d'énergie.

Aux moyennes latitudes, l'impact de fortes cyclogénèses et de perturbations frontales sur la couche de mélange océanique a aussi été examiné. Ren *et al.* (2004) montrent un fort impact sur les courants océaniques dans deux cas de fortes cyclogénèses, alors que l'impact sur la SST et le contenu thermique a tendance à être faible. Dans certains cas avec fortes SST, on assiste à une déstabilisation de la couche de mélange océanique et à une augmentation de l'intensité de la cyclogénèse durant sa phase de développement (Giordani et Caniaux, 2001; Homar *et al.*, 2003). Le lien entre tempêtes des hautes latitudes et convection océanique à ces latitudes a aussi été fait par le passé (Marshall *et al.*, 1998). En Méditerranée, les cyclogénèses et vents régionaux forts interviennent dans la formation de la convection océanique (Nardelli et Salusti, 2000), même si les mécanismes d'interaction ne sont pas encore totalement connus.

¹Sea Surface Temperature : température de surface de la mer

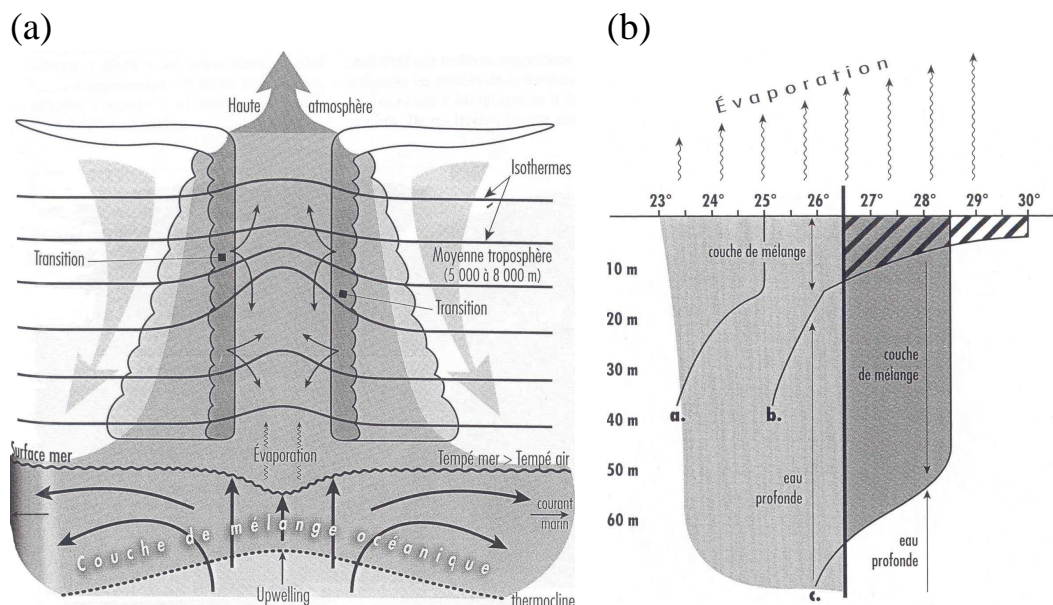


FIG. 2.3 : D'après Darchen (2005) : (a) Description schématique des processus couplés intervenant durant les cyclones tropicaux. (b) Critère sur la couche de mélange contenant la réserve d'énergie nécessaire pour le développement et l'entretien d'un cyclone tropical avec à la fois une température moyenne dans la CMO relativement plus élevée que l'air (généralement une SST supérieure à 26°C) et une profondeur suffisante de 50m (profil c).

2.2 Le rôle de la SST sur les phénomènes météorologiques à méso-échelle

La température de surface de la mer constitue une variable clé pour l'étude de processus couplés. Pour la plupart des modèles atmosphériques, elle constitue en général la seule variable océanique disponible. La sensibilité de phénomènes météorologiques ou climatiques à la SST constitue généralement une première base pour l'étude de processus couplés plus complexes.

Une fois encore de nombreuses études se concentrent sur l'impact de la SST dans le cas de cyclones tropicaux. Une partie des études se consacrent notamment à l'impact de l'augmentation de la SST moyenne sur les cyclones tropicaux. Ainsi, Emanuel (2005) en se basant sur la puissance totale libérée intégrée sur la durée de vie d'un cyclone a montré que le potentiel destructeur des cyclones tropicaux avait augmenté significativement depuis le milieu des années 70. Il montre aussi que cette augmentation de la puissance libérée est fortement corrélée à la tendance de température de surface des océans tropicaux et au réchauffement global. Webster *et al.* (2005) ont montré que la fréquence et la durée des cyclones pour le bassin Nord Atlantique ont augmenté ces trente dernières années et que ces augmentations sont pratiquement simultanées avec l'augmentation de la SST, ce qui conduit à l'hypothèse

que ces changements sont tous les deux liés au réchauffement global (Fig. 2.4). Cependant aucune tendance globale n'a été trouvée sur l'évolution du nombre de cyclones.

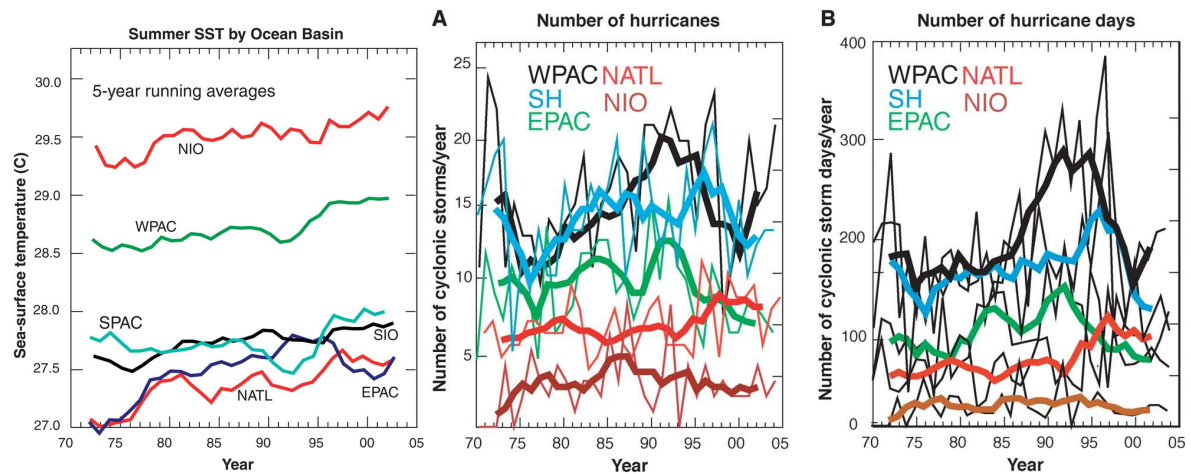


FIG. 2.4 : Évolution entre 1970 et 2005 pour différents bassins [NATL (Atlantique Nord), WPAC (Pacifique Ouest), EPAC (Pacifique Est), SPAC (Pacifique Sud-Ouest), NIO (Indien Nord), SIO (Indien Sud) ; SH=SPAC+SIO (Hémisphère Sud)] de la SST à gauche, du nombre de cyclones au centre et du nombre de jours cycloniques à droite d'après Webster *et al.* (2005).

Des anomalies de SST peuvent également affecter des phénomènes comme la mousson. Peyrillé (2006) a ainsi montré que la valeur moyenne de SST dans le golfe de Guinée et aussi celle de la Méditerranée influencent la localisation de la zone de convergence de la mousson africaine. Dans la même région, l'étude de Rowell (2003) s'intéresse encore plus spécifiquement à l'impact de la SST méditerranéenne sur la saison des pluies au Sahel. Les résultats obtenus montrent qu'une SST plus chaude en Méditerranée tend à déplacer la zone de convergence d'humidité en basses couches et les précipitations simulées dans cette région. L'auteur met aussi en évidence de nombreuses rétroactions sur la circulation atmosphérique dans la région.

L'influence de la variabilité spatiale a aussi été examinée. Ainsi, les gradients de SST associés à des fronts océaniques modifient la distribution horizontale des flux turbulents et ont un impact sur la structure de la couche limite atmosphérique marine (CLAM). Parfois, une accélération du vent est observée du côté chaud du front océanique en réponse à de forts flux turbulents, mais cette accélération n'est pas systématique (Weller *et al.*, 1995). La conséquence de ces hétérogénéités de surface est l'occurrence de circulations atmosphériques à méso-échelle qui se superposent à la circulation atmosphérique de grande échelle (Giordani *et al.*, 1998). La présence de forts gradients de SST associés à des fronts océaniques sont aussi sources de vélocités pour l'atmosphère. Par exemple, les travaux de Doyle et Warner (1993) et de Giordani et Planton (2000) ont montré que le Gulf Stream peut catalyser des cyclogénèses explosives.

Peu d'études ont évalué le rôle de la mer sur des événements fortement précipitants médi-

terranéens. La plupart des études portent sur l'impact de la SST sur des systèmes convectifs de méso-échelle sur l'Espagne (Millan *et al.*, 1995; Romero *et al.*, 1997; Pastor *et al.*, 2001; Homar *et al.*, 2003). Basée sur des tests de sensibilité à la SST (augmentation/refroidissement de ± 2 à ± 5 °C) et aux flux de surface (en annulant les flux de chaleur latente ou sensible), l'étude de Millan *et al.* (1995) montre que plus la SST est chaude, plus l'évaporation est importante et plus la convection est intense. Le chauffage et l'humidification des basses couches par les flux turbulents à l'interface air-mer destabilisent la masse d'air. Lorsque cette masse d'air est advectée par le jet de basses couches vers le relief, celle-ci libère son instabilité convective conditionnelle. Si la SST est au contraire plus froide ou si l'évaporation en surface est diminuée, les cumuls de pluie simulés sont alors plus faibles et l'activité convective s'affaiblit mais ne disparaît pas. Ces effets augmentent avec la durée de simulation. Dans certains cas les effets ne sont pas visibles avant la 12^{ème} heure de simulation comme l'a montré Romero *et al.* (1997).

La plupart de ces tests ont été réalisés en utilisant des modèles hydrostatiques avec une paramétrisation de la convection profonde. Pastor *et al.* (2001) sont les seuls jusqu'à présent à utiliser un modèle non-hydrostatique à haute résolution (RAMS) avec une maille de 2.5 km permettant une résolution explicite de la convection. Ils ont examiné la sensibilité à la SST dans deux cas de fortes précipitations dans la région de Valence en Espagne en utilisant différents champs de SST (climatologies mensuelles, analyses de données de bouées, données satellite). Ils montrent une amélioration significative de la localisation et des quantités de précipitation simulées lorsque la SST est celle issue du satellite NOAA. La valeur maximale de cumul de précipitation simulée est fortement corrélée à la valeur moyenne de la SST sur le bassin.

2.3 Les paramétrisations des flux de surface sur mer dans les modèles à méso-échelle

Les flux de quantité de mouvement et de chaleur en surface constituent les paramètres clés décrivant les échanges d'énergie entre la couche superficielle de l'océan et la couche limite atmosphérique. C'est notamment par l'intermédiaire des flux de surface que la SST est vue par les modèles atmosphériques. Les flux turbulents sont importants pour l'évolution de la température de surface et de l'ensemble des propriétés de la couche de mélange océanique par leurs contributions à l'entraînement turbulent à la base de la couche de mélange océanique. Le stress du vent constitue l'un des forçages majeurs de la circulation océanique et constitue une variable d'entrée importante pour les modèles océaniques. Les flux de chaleur jouent un rôle central dans la fabrication des propriétés thermodynamiques de l'océan superficiel. Weill *et al.* (2003) montrent l'importance d'une bonne représentation des flux à

méso-échelle pour obtenir de meilleures simulations et une meilleure compréhension de la dynamique et de la thermodynamique de la couche limite atmosphérique marine.

Les paramétrisations des flux turbulents sur mer dans les modèles numériques sont le plus souvent basées sur des algorithmes aérodynamiques globaux ou “bulk” (Businger, 1972; Liu *et al.*, 1979). Les formulations rencontrées diffèrent par leurs expressions des coefficients de transfert ou dans le traitement de la longueur de rugosité. Les formulations peuvent également différer dans leur manière de prendre en compte ou non les effets des vagues, des embruns, de l’écume ou des rafales (Brunke *et al.*, 2003).

La validité des paramétrisations est encore beaucoup examinée, en particulier en comparant les flux calculés aux flux mesurés. Mais aujourd’hui encore, il existe de nombreuses incertitudes sur les mesures des flux air-mer, plus particulièrement dans des conditions de vents très faibles ou au contraire très forts, ou dans des situations atmosphériques fortement stratifiées. D’autres problèmes comme la distorsion du flux d’air autour des structures des bateaux et des capteurs font l’objet d’études pour s’en affranchir (Brut, 2002). L’utilisation des mesures bateaux étant difficile pour des études à grande échelle et à méso-échelle du fait de leur faible représentativité synoptique, de nombreux efforts se sont portés sur la restitution des flux radiatifs et turbulents à partir de données satellitaires. La combinaison de mesures satellitaires, in-situ et de la modélisation, comme dans l’étude de Caniaux *et al.* (2005a) réalisée dans le cadre de l’expérience POMME, peut également permettre de valider les flux calculés par des méthodes bulk et de les corriger afin d’être utilisée dans les modèles numériques (Caniaux *et al.*, 2005b).

De nouvelles paramétrisations des flux estimés à partir des paramètres atmosphériques ont aussi été développées pour valider les flux mesurés ou dérivés de données satellites. Weill *et al.* (2003) ont montré en comparant des flux modélisés et observés durant cinq campagnes de mesure qu’une bonne représentation à méso-échelle des flux de chaleur permet une meilleure simulation et compréhension de la dynamique de la CLAM. Cette amélioration des flux passe à la fois par l’utilisation de données de SST et de vent de meilleure qualité à fine échelle mais également par l’amélioration des paramétrisations des flux de surface.

La paramétrisation COARE est l’une des formulations la plus largement utilisée dans la communauté étudiant les interactions air-mer (Weller *et al.*, 2004) et est également l’une des plus performantes en terme de convergence (Bourras *et al.*, 2007). Cette paramétrisation mise au point dans le cadre d’une campagne expérimentale dans la région du Pacifique équatorial n’a cessé d’être améliorée depuis et a été utilisée dans le cadre de nombreuses études sur diverses régions du globe et dans de nombreux types de situations météorologiques. Elle peut aussi être utilisée dans les modèles atmosphériques : une version simplifiée de cette paramétrisation a par exemple été introduite dans le modèle MM5 pour le calcul des flux sur mer (Pawlowicz *et al.*, 2001). L’étude de Chen *et al.* (2005) a montré que l’utilisation

de cette paramétrisation associée à l'utilisation de champs de SST satellitaires quotidiens à haute-résolution produit des flux turbulents de chaleur sensible et latente plus réalistes pour une perturbation frontale sur le Nord-Ouest de l'Atlantique.

Le besoin de flux avec une bonne précision et à fine échelle est désormais également accru par l'utilisation croissante de modèles océaniques à plus haute-résolution en recherche ou en opérationnel (Barnier *et al.*, 2006). Des flux et des données de surface ayant une couverture globale, une résolution spatiale et temporelle d'environ 10 km et de quelques heures, et une précision de 5 W m^{-2} sur les flux de chaleur correspondent aux besoins actuels de la modélisation océanique à haute résolution (Curry *et al.*, 2004).

2.4 Modélisation couplée à méso-échelle

Alors que de nombreux systèmes couplés océan-atmosphère existent pour les modèles atmosphériques à l'échelle globale et pour des mailles supérieures à quelques dizaines de kilomètres pour répondre à des besoins de projections climatiques et prévisions saisonnières, il existe très peu de modèles océaniques couplés à des modèles atmosphériques régionaux à fine échelle. On considère généralement suffisant d'initialiser la SST au début de la prévision atmosphérique et de la garder constante au cours de la prévision. Ceci repose sur l'hypothèse que les échelles de temps de variation dans l'océan sont plus faibles que les échelles de temps des phénomènes atmosphériques. Or, dans des situations d'événements atmosphériques intenses ou pour des bassins fermés ou semi-fermés, les caractéristiques de l'océan superficiel peuvent changer sur des échelles de temps plus rapides. Certaines études ont mis en oeuvre des modélisations couplées océan-atmosphère à fine échelle pour examiner l'impact de ces variations rapides.

Par exemple, Ren *et al.* (2004) étudie à l'aide du système couplé océan-atmosphère MC2-POM l'impact d'un couplage à haute résolution pour deux cas de tempêtes aux moyennes latitudes. Utilisé avec des résolutions horizontales de 0.25° pour le modèle atmosphérique et de 0.16° pour le modèle océanique, la simulation en mode couplé ("two-way") est comparée à la simulation atmosphérique forcée. De plus, les effets du forçage appliqué au modèle océanique sont évalués en annulant alternativement le stress et les flux de chaleur pour forcer le modèle océanique. Les résultats obtenus montrent que les rétroactions entre la couche limite océanique et les dépressions sont amplifiées par une couche de mélange peu profonde, une propagation lente de la dépression atmosphérique, une importante stratification thermique sous la couche de mélange océanique et une humidité relative plutôt faible dans les basses couches de l'atmosphère. Le couplage engendrant un refroidissement de la SST et des modifications des flux de chaleur a des impacts significatifs sur l'intensité du système atmosphérique simulé.

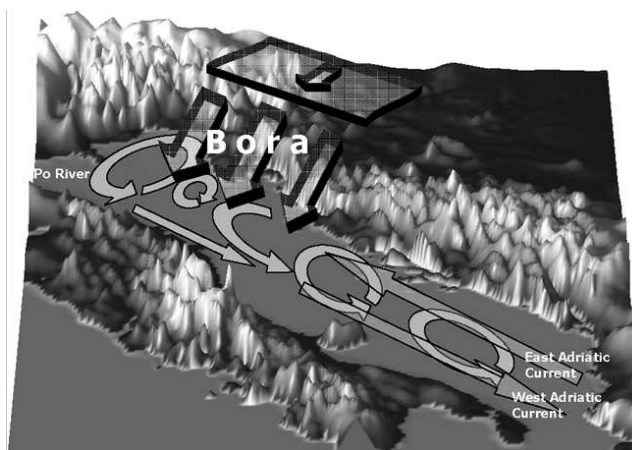


FIG. 2.5 : Description schématique d'un évènement de Bora et des courants locaux induits en mer Adriatique d'après Pullen *et al.* (2006).

A plus haute résolution et en domaine fortement côtier, Loglisci *et al.* (2004) ont étudié les processus couplés océan-atmosphère et plus particulièrement les effets de la Bora (Fig. 2.5) sur la dynamique et la thermodynamique de la mer Adriatique, en couplant le modèle atmosphérique de méso-échelle RAMS et le modèle océanique 3D DieCAST (Fig. 2.6). La résolution des deux modèles est de 7 km. Ils montrent que le couplage interactif entre l'océan et l'atmosphère améliore les scores des simulations par rapport aux simulations océaniques forcées. Ils notent en particulier sur un cas d'étude réel, une bonne correspondance entre la SST observée et celle simulée par le système couplé RAMS-DieCAST.

L'étude de Pullen *et al.* (2006) s'intéresse au même type d'évènement météorologique sur l'Adriatique à une résolution encore plus fine. Le modèle atmosphérique utilisé est COAMPS en configuration de deux grilles interactives de 36 et 4 km de résolution. Ce modèle dispose d'une analyse de SST et de glace de mer indépendante. Dans l'étude de Pullen *et al.* (2006), le domaine de COAMPS à 4 km de résolution est couplé au modèle océanique côtier NCOM de résolution 2 km (Fig. 2.6). La SST obtenue après une simulation en mode couplé ("two-way") de 30 jours est plus proche des observations avec un refroidissement plus intense qu'en mode forcé où la SST est fournie par l'analyse de SST de COAMPS. Ce refroidissement induit un effet stabilisant de la couche limite atmosphérique avec une diminution des échanges de chaleur avec l'atmosphère et un ralentissement du vent en basses couches. Enfin, les auteurs mettent en évidence les apports d'une modélisation couplée à haute-résolution pour bien représenter les processus couplés de petite échelle en région côtière (reliefs, fronts de SST liés à des upwellings/downwellings, apport des rivières et circulations océaniques locales).

Si toutes ces études se concentrent sur le forçage à haute résolution lié au vent, le plus souvent l'effet des précipitations sur la couche de mélange océanique n'est pas étudié.

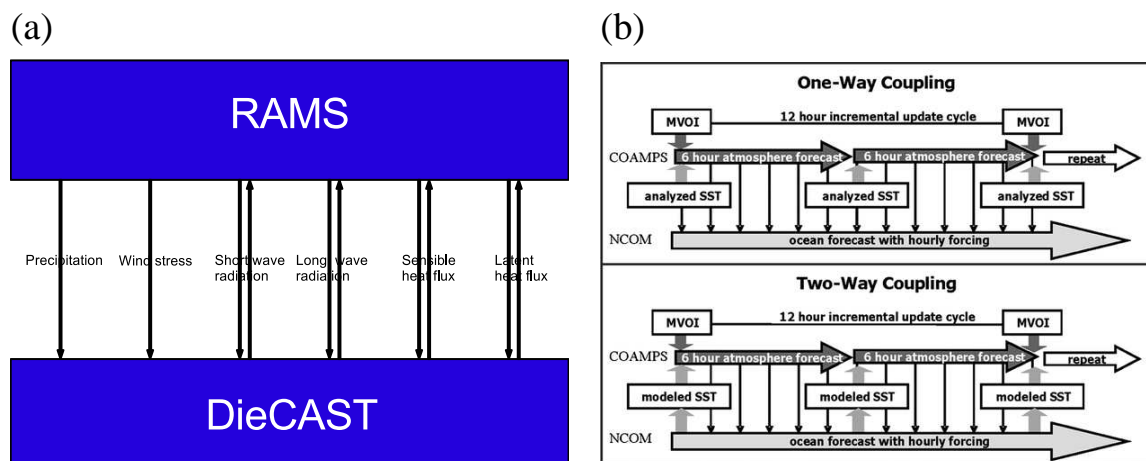


FIG. 2.6 : Différentes stratégies de couplage océan-atmosphère à méso-échelle : (a) Description du système couplé RAMS-DieCAST développé par Loglisci *et al.* (2004) ; (b) Description des deux modes de couplage (en mode couplé [two-way] et forcé [one-way]) entre le modèle couplé océan-atmosphère COAMPS et le modèle océanique côtier NCOM mis en place par Pullen *et al.* (2006).

2.5 Conclusion

Cet état de l'art montre que peu d'études se sont intéressées au couplage régional océan-atmosphère dans les situations de pluie intense en Méditerranée occidentale. Les progrès réalisés ces dernières années en modélisation atmosphérique à l'échelle convective permettent d'obtenir des simulations très réalistes des systèmes fortement précipitants en région méditerranéenne (Ducrocq *et al.*, 2002; Nuissier *et al.*, 2007). On peut ainsi disposer de forçages atmosphériques à haute résolution et de qualité qui permettent d'étudier les interactions entre les systèmes atmosphériques et l'océan superficiel. La modélisation atmosphérique à haute-résolution est utilisée dans ce travail de thèse comme laboratoire numérique pour étudier et évaluer l'impact de la représentation des processus couplés océan-atmosphère sur la prévision des événements fortement précipitants.

Pour les différents thèmes évoqués ci-dessus, nous examinerons successivement les questions suivantes :

- sur le rôle de la SST : Quelles sont la résolution et la précision requises pour la prévision à haute résolution d'événements fortement précipitants méditerranéens ?
- sur la paramétrisation des flux de surface : Quel est l'impact de la paramétrisation des flux de surface sur la prévision des phénomènes précipitants et sur la couche limite océanique associée à ces situations de fortes précipitations ? En particulier, quel est l'apport des nouvelles paramétrisations des flux de surface développées ces dernières années sur la base de campagnes de mesures en mer ?
- sur la modélisation couplée océan-atmosphère : Quel est l'apport d'une modélisation couplée par rapport au mode forcé sur les couches limites des deux milieux (océan-atmosphère) dans ces situations intenses ? Quels sont les processus couplés dominants ?

La méthodologie appliquée ici consiste en une prise en compte progressive de l'état de la mer vu par le modèle atmosphérique au cours de simulations de courte échéance (18 à 24h) jusqu'à atteindre le couplage interactif mis en place entre le modèle atmosphérique MESO-NH et un modèle océanique 1D. Les effets des processus à l'interface air-mer dans le cadre de simulations forcées ou couplées seront examinés à la fois sur la convection atmosphérique et sur le jet de basses couches mais également sur la dynamique de la couche de mélange océanique.

Première partie

Sensibilité des événements de pluie intense à la température de surface de la mer Méditerranée

Chapitre 3

Les cas d'étude

Pour notre étude, nous avons retenu les trois cas de précipitations intenses les plus significatifs de la dernière décennie ayant conduit à des inondations catastrophiques dans le Sud-Est de la France :

- la situation exceptionnelle des crues éclairs dans l'Aude, en novembre 1999,
- la situation exceptionnelle des crues éclairs dans le Gard, en septembre 2002,
- la situation de la crue historique du Rhône, en décembre 2003.

Comme nous le verrons dans ce chapitre, ce panel de cas a l'avantage de présenter une diversité de conditions météorologiques au dessus de la mer Méditerranée représentative des situations de pluie intense. L'ensemble des noms géographiques cités ci-dessous pourront être retrouvés dans l'Annexe A.

3.1 Le cas de l'Aude : 12 et 13 novembre 1999

Du 12 au 13 novembre 1999, des pluies abondantes touchent le Languedoc-Roussillon et plus particulièrement le département de l'Aude. Cet événement météorologique qui s'est traduit par des crues éclairs dans la région, est décrit en détail dans Bechtold et Bazile (2001), Aullo *et al.* (2002) et Ducrocq *et al.* (2002, 2003a). Seule une courte description de cet épisode fortement pluvieux est donnée ici.

Du 8 au 10 novembre 1999, une configuration synoptique dite "situation Ω " se met en place sur l'Ouest de l'Europe : les hautes pressions en altitude viennent se centrer sur l'Ouest des îles britanniques pendant qu'une vaste zone dépressionnaire s'installe sur la France et l'Espagne. En altitude (Fig. 3.1), un vaste et rapide courant de Sud affecte les régions s'étendant de l'Afrique du Nord au golfe du Lion entre le 12 et le 13 novembre. Les radio-sondages du 12 novembre à Palma de Majorque indiquent une forte instabilité avec des valeurs de CAPE de 1000 à 1500 J kg⁻¹ associées à ce flux de Sud.

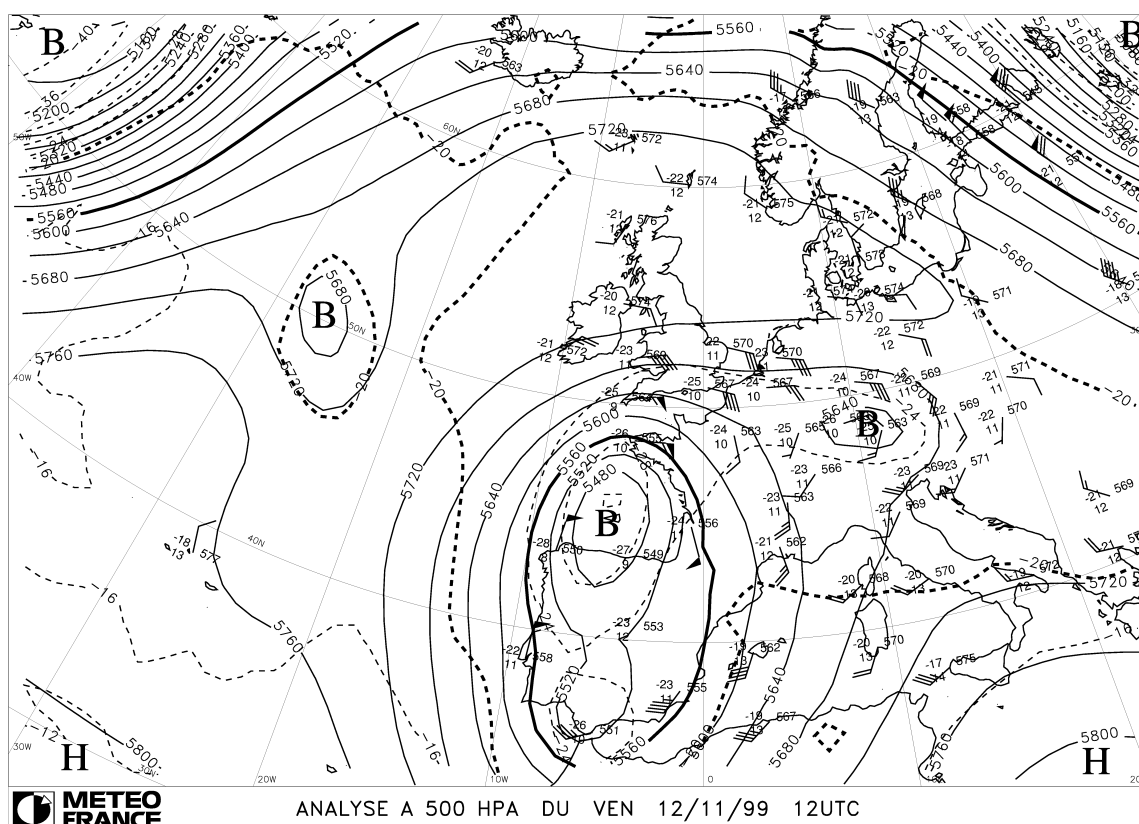
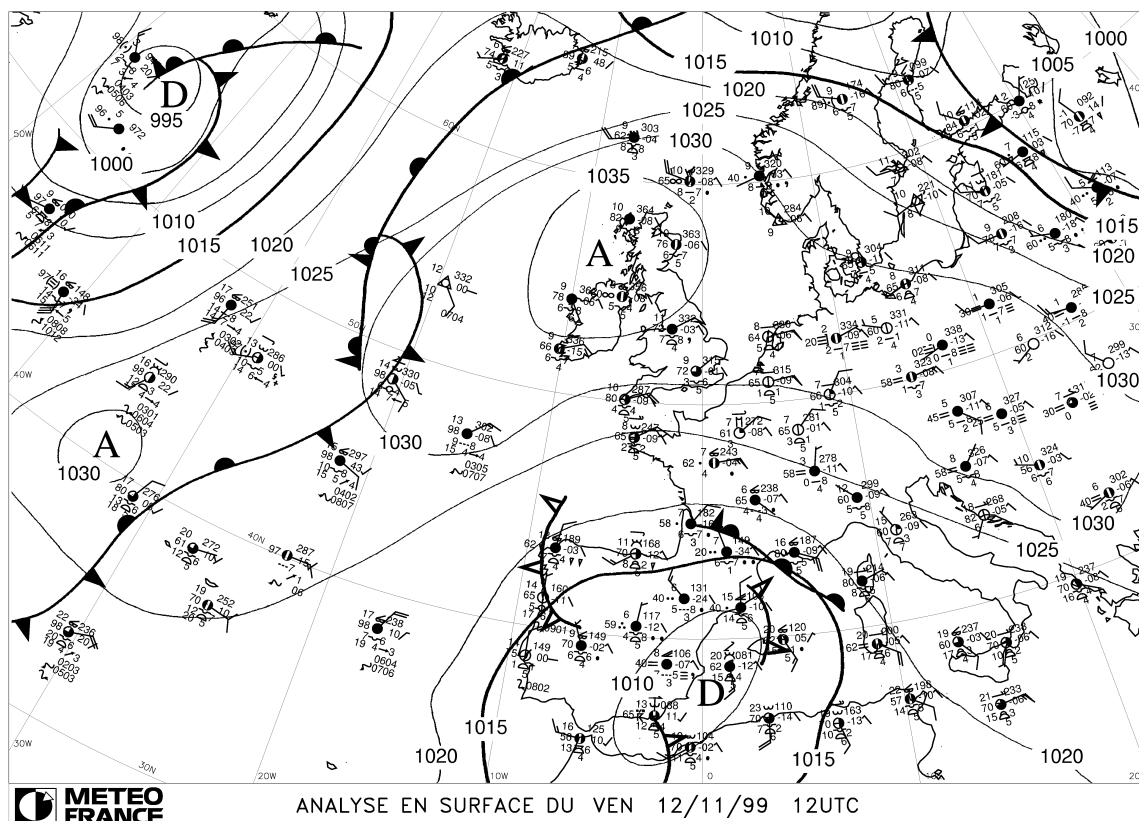


FIG. 3.1 : Analyse synoptique du 12 novembre 1999 à 12UTC : en surface (en haut) et en altitude à 500 hPa (en bas). Source : Météo-France.

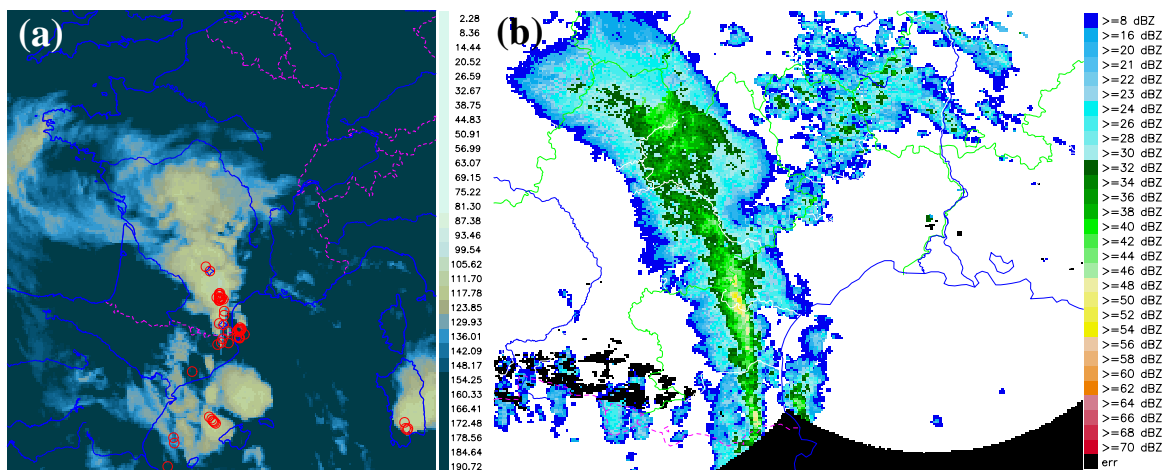


FIG. 3.2 : Observations télédétectées : (a) image infrarouge du satellite METEOSAT le 12 novembre 1999 à 23UTC et impact de foudre entre 2259UTC et 2301UTC et (b) image radar composite le 12 novembre 1999 à 2330UTC.

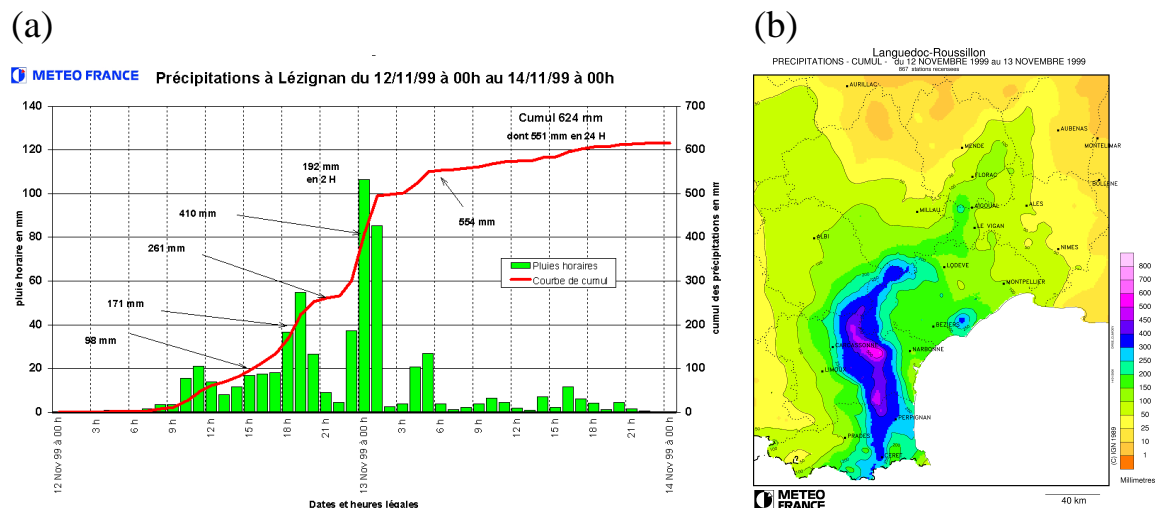


FIG. 3.3 : Précipitations observées : (a) précipitations horaires relevées à Lézignan dans l'Aude entre le 12 novembre à 00UTC et le 14 novembre 1999 à 00UTC et (b) cumuls de précipitations relevés en 48h entre le 12 novembre à 00UTC et le 14 novembre 1999 à 00UTC.

En surface, les hautes pressions stationnent sur les îles britanniques et s'étendent sur l'Europe centrale jusqu'aux Alpes alors qu'une zone dépressionnaire se creuse sur la mer Méditerranée. Cette combinaison installe dans les basses couches un flux d'Est à Sud-Est qui devient très fort du 12 au 13 novembre. Ce jet transporte l'air chaud et humide des basses couches vers les côtes du Languedoc. Trois couloirs de vent liés au flux de contournement des Alpes et des Pyrénées convergent sur le golfe du Lion. Une structure nuageuse en "V" apparaît sur les images infra-rouge (Fig. 3.2a), caractéristique d'un système convectif de méso-échelle (MCS pour Mesoscale Convective System) multicellulaire à régénération rétrograde et quasi-stationnaire (Scofield, 1985). Les réflectivités radar montrent une organisation des précipitations en une ligne étroite sous le panache nuageux (Fig. 3.2b).

Le 14 novembre, la zone dépressionnaire pivote et se décale peu à peu vers l'Est affectant

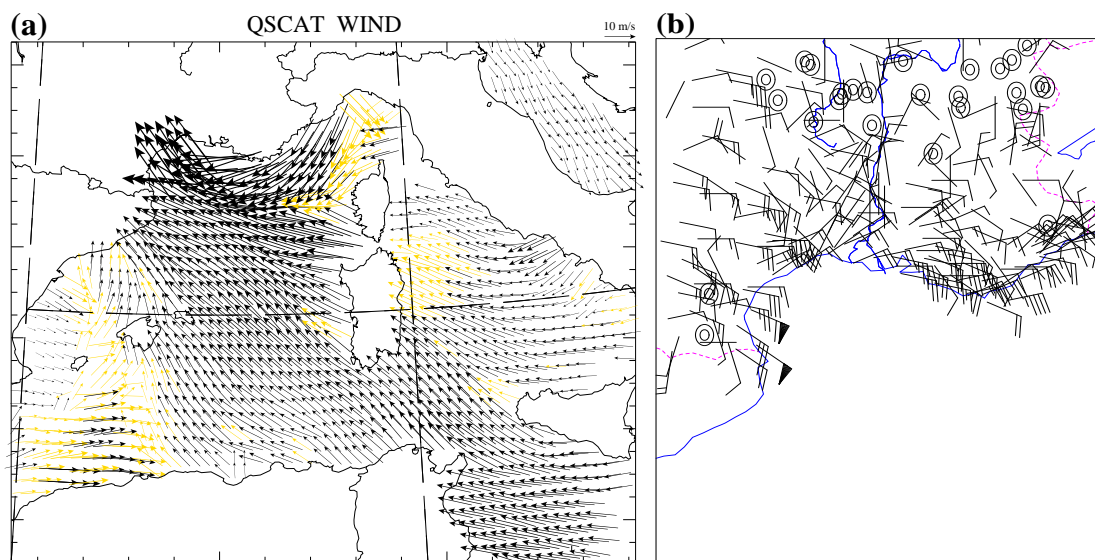


FIG. 3.4 : Vents à 10 mètres observés : (a) données Quikscat le 12 novembre 1999 à 1806UTC (les flèches en jaunes correspondent à des vents observés pour lesquels l'incertitude est grande du fait de la présence de nuages) et (b) données in-situ le 12 novembre 1999 à 18UTC.

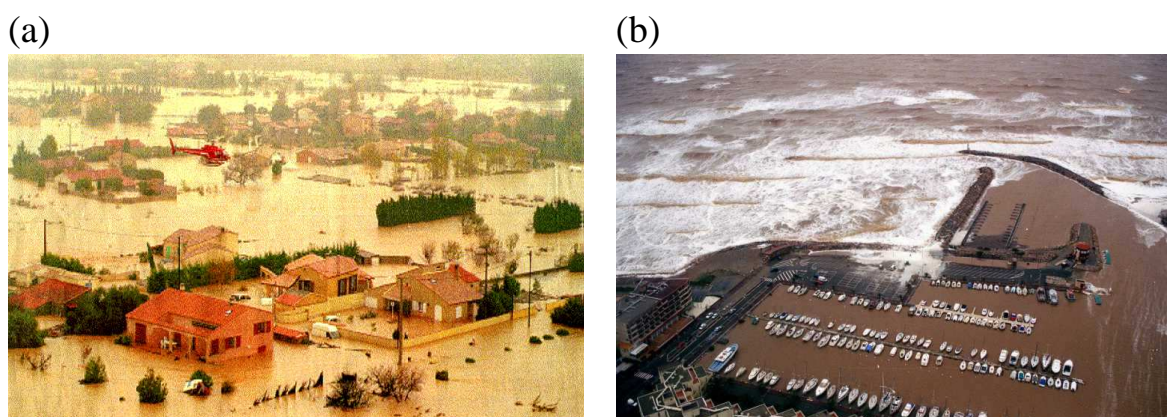


FIG. 3.5 : Photographies des inondations le 13 novembre 1999 : (a) Inondations dans la commune de Lézignan dans le département de l'Aude et (b) Invasion de la mer dans le port du Bacarès dans le département des Pyrénées-Orientales . Source : Météo-France.

alors l'Italie.

Le maximum de précipitation a été observé dans l'Aude, où la valeur de 624 mm a été mesurée à Lézignan-Corbières en moins de 48 heures ; la majeure partie du cumul (551 mm) ayant été recueillie quasiment en 24 heures, avec jusqu'à 192 mm enregistrés en seulement 2 heures durant la nuit du 12 au 13 novembre (Fig. 3.3a). Les départements de l'Aude, des Pyrénées-Orientales, du Tarn et de l'Hérault sont touchés par de fortes précipitations, qui s'étendent sur une ligne allant des Pyrénées-Orientales à la Montagne Noire (Fig. 3.3b).

Des vents violents affectent toute la côte languedocienne durant l'évènement (Fig. 3.4), atteignant 30 m s^{-1} . Ils génèrent une forte houle d'Est sur la côte perturbant l'écoulement

des rivières en crue vers la mer et amplifiant ainsi les inondations (Fig. 3.5). Les dégâts matériels ont été estimés à 540 millions d’euros dans 329 communes sinistrées du Languedoc-Roussillon et de Midi-Pyrénées. Les inondations ont fait près de 30 victimes.

3.2 Le cas du Gard : 8 et 9 septembre 2002

Les 8 et 9 septembre 2002, le département du Gard est touché par des pluies diluviennes. L’évènement pluvieux et le contexte météorologique dans lequel il se développe sont décrits en détail dans Ducrocq *et al.* (2004) et Delrieu *et al.* (2005).

En altitude, une zone dépressionnaire centrée sur l’Irlande et s’étendant jusqu’à la péninsule Ibérique génère un flux de Sud-Ouest diffluant sur le Sud-Est de la France. En surface, un front froid ondulant sur l’Ouest de la France est associé au minimum d’altitude (Fig. 3.6). Un flux de basses couches rapide de composante Sud, chaud et humide, se met en place sur le littoral méditerranéen (Fig. 3.7) avec des vents de l’ordre de 12 m s^{-1} sur le littoral.

L’atmosphère est conditionnellement instable avant le déclenchement de la convection, avec une CAPE de 850 J kg^{-1} calculée à partir du radio-sondage de Nîmes le 8 septembre à 00UTC. Les premières cellules convectives se développent au dessus de la mer Méditerranée vers 04UTC le 8 septembre 2002, puis progressent vers le Nord jusqu’à atteindre le continent à 08UTC. A 12UTC le 8 septembre, la convection s’est organisée en un système convectif de méso-échelle (MCS) dont la partie convective affecte majoritairement le Gard comme le montrent les réflectivités radar (Fig. 3.8b). Le système convectif se distingue sur l’imagerie infra-rouge par sa forme caractéristique en “V” (Fig. 3.8a).

Pendant l’après midi du 8 et jusque dans la nuit du 8 au 9 septembre, la progression du front de surface vers l’Est est lente alors qu’en altitude le flux change d’orientation et devient de Sud/Sud-Est. Le front et le MCS vont fusionner dans la nuit, puis l’ensemble s’évacue vers l’Est dans la matinée du 9 septembre.

La quasi-stationnarité du MCS sur le Gard entre le 8 septembre 12UTC et le 9 septembre 06UTC va entraîner de forts cumuls de pluie : le maximum de précipitation enregistré en 24 heures atteint 691 mm à Cardet près d’Alès (Fig. 3.9a). Avec des cumuls de précipitation importants dépassant les 500 mm sur une large partie du département du Gard (Fig. 3.9b), cet évènement est l’un des plus dramatiques et récents exemples de phénomènes de pluie intense. Les pluies diluviennes et les inondations qui suivirent (Fig. 3.10) ont fait plus de 20 victimes. Le montant des dégâts s’est élevé à plus d’un milliard d’euros (Huet *et al.*, 2003).

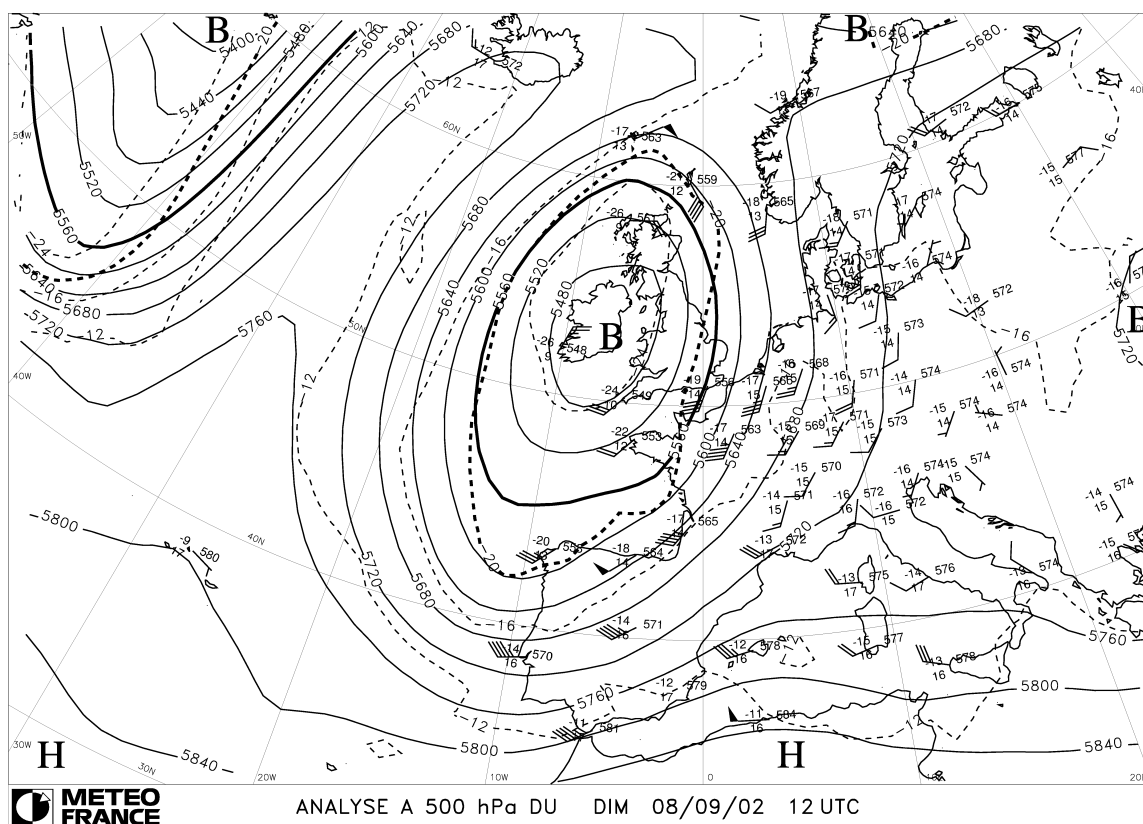
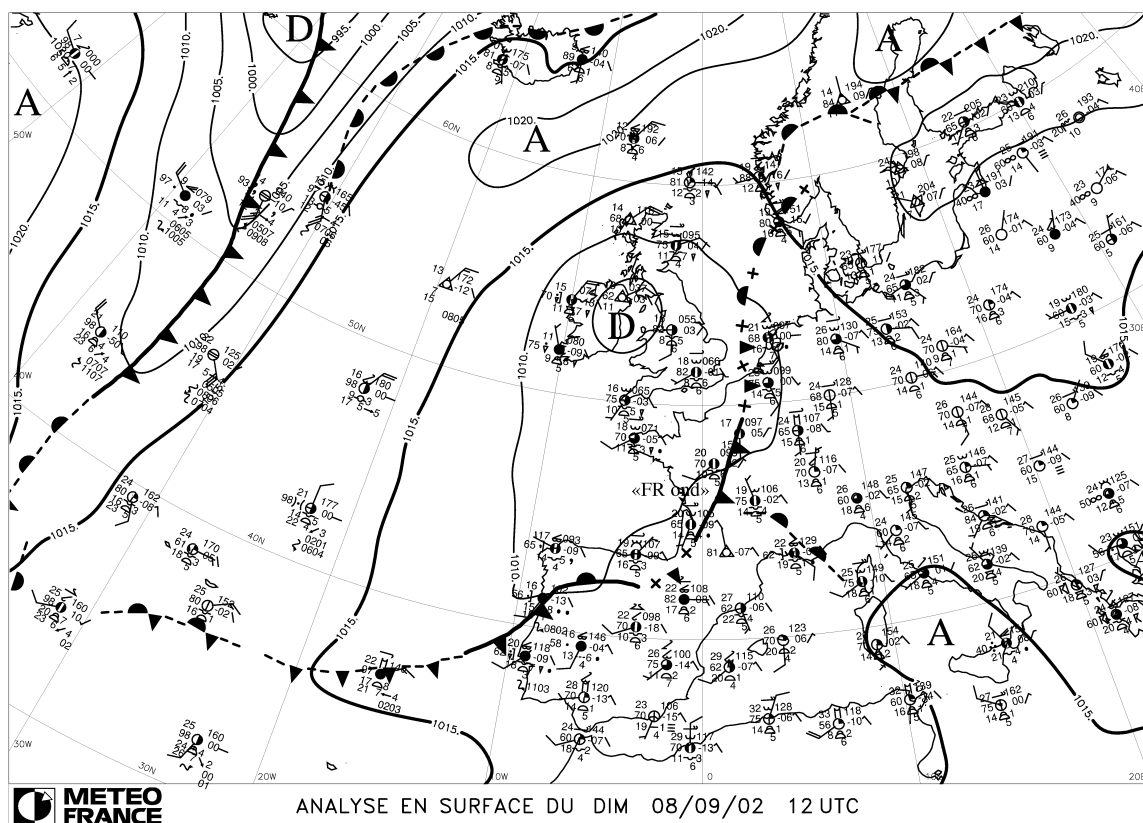


FIG. 3.6 : Idem Fig. 3.1 mais le 8 septembre 2002 à 12UTC. Source : Météo-France.

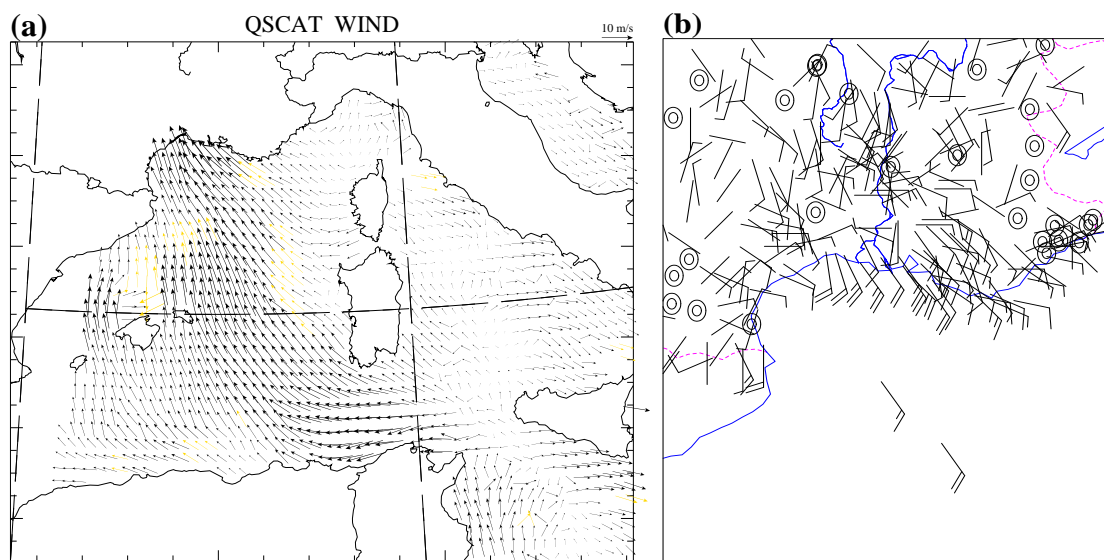


FIG. 3.7 : Vents à 10 mètres observés : (a) données Quickscat le 8 septembre 2002 à 1736UTC et (b) données in-situ sur terre, bouées et bateaux le 8 septembre 2002 à 18UTC.

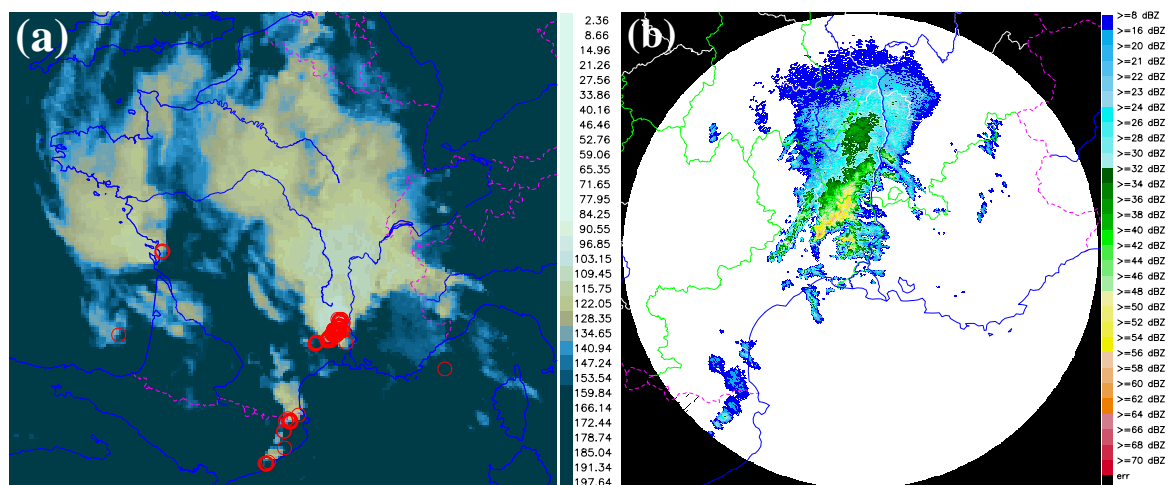


FIG. 3.8 : Observations télédétectées : (a) image infrarouge du satellite METEOSAT le 9 septembre 2002 à 02UTC et impact de foudre entre 0159UTC et 0201UTC et (b) image radar de Nîmes le 9 septembre 2002 à 0155UTC.

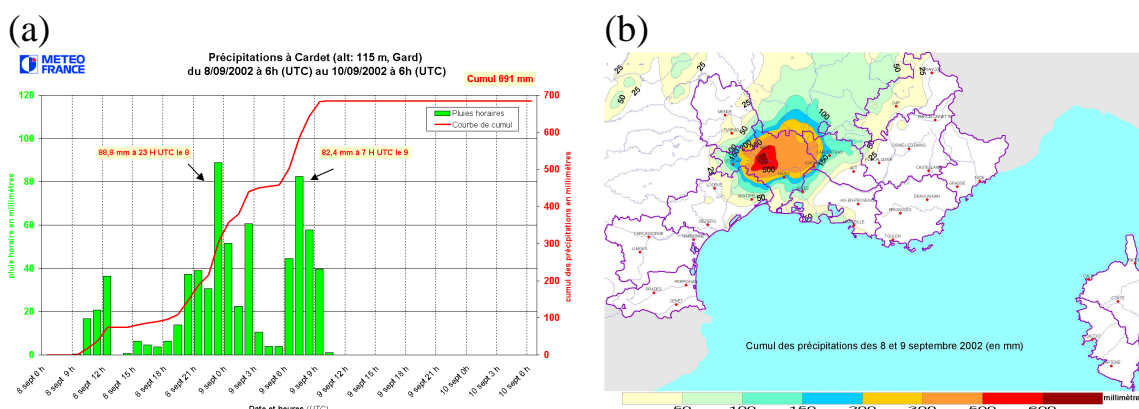


FIG. 3.9 : Précipitations observées : (a) précipitations horaires relevées à Cardet dans le Gard entre le 8 et le 10 septembre 2002 et (b) cumuls de précipitations relevés entre le 8 septembre 2002 06UTC et le 9 septembre 2002 12UTC. Source : Météo-France.



FIG. 3.10 : Photographie du Pont du Gard avec le Gardon en crue pour l'évènement du 8 au 9 septembre 2002. L'eau atteignait le haut de la première arche du pont, soit une hauteur d'environ 20 mètres...

3.3 Le cas de l'Hérault : 3 décembre 2003

Un évènement de fortes précipitations affecte les régions méditerranéennes françaises au début du mois de décembre 2003 et conduit à une crue historique du Rhône. Ce troisième exemple de cas diffère des deux précédents car il appartient à une autre classe de phénomènes météorologiques pouvant entraîner des inondations. Il s'agit d'une perturbation frontale qui stationna trois jours sur la région avec une convection plus active le 3 décembre.

Le 1^{er} décembre 2003, une dépression d'altitude centrée sur l'Espagne établit un intense flux de Sud sur la France (Fig. 3.11). En surface, un front froid ondule du Nord au Sud-Est de la France. La perturbation frontale stationne sur le Sud-Est de la France jusqu'au 3 décembre et provoque un cumul de précipitation en 3 jours atteignant 300 mm sur la vallée du Rhône.

Durant la journée du 3 décembre 2003, sur laquelle nous concentrons notre étude, la zone dépressionnaire associée au front froid commence à pivoter lentement, passant d'un axe Nord/Sud à un axe Nord-Ouest/Sud-Est. Pendant l'après-midi du 3 décembre, à mesure que le front pivote, la dépression se déplace vers l'Ouest et se creuse ; la convection au sein du front s'intensifie (Fig. 3.12). L'intensité et l'extension de la zone convective sont maximales vers 18UTC. Les vents d'Est en basses couches déjà renforcés par le contournement des Alpes, s'intensifient également avec des rafales atteignant 100 à 150 km h^{-1} sur les côtes françaises (Fig. 3.13). Ils créent une forte houle avec des vagues jusqu'à 9 m de hauteur, empêchant l'écoulement normal des rivières vers la mer (Fig. 3.14).

Durant la nuit du 3 au 4 décembre, le front se déplace lentement vers le Sud/Sud-Est tout en s'affaiblissant. L'épisode pluvieux sur le Sud-Est de la France s'achève.

Pour la seule journée du 3 décembre 2003, des cumuls de précipitation dépassant 150 mm ont été enregistrés près de Montpellier dans le département de l'Hérault (Fig. 3.15). Des

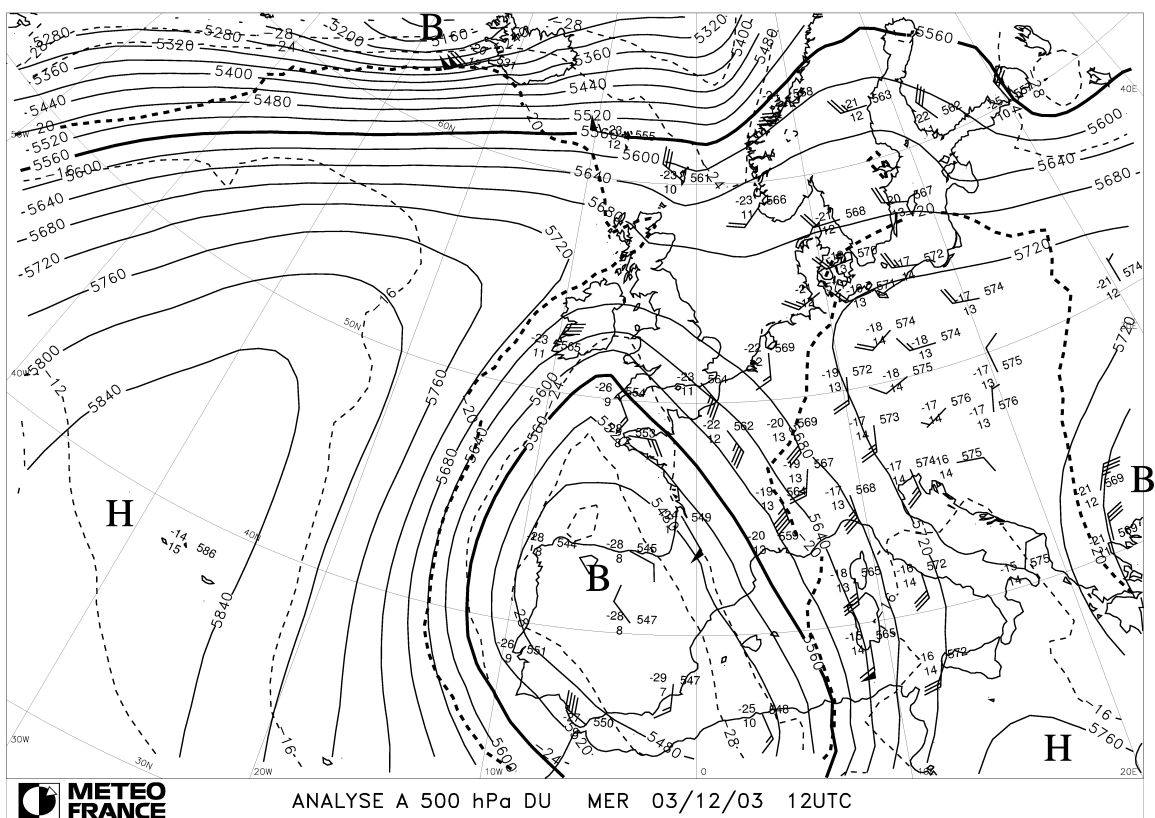
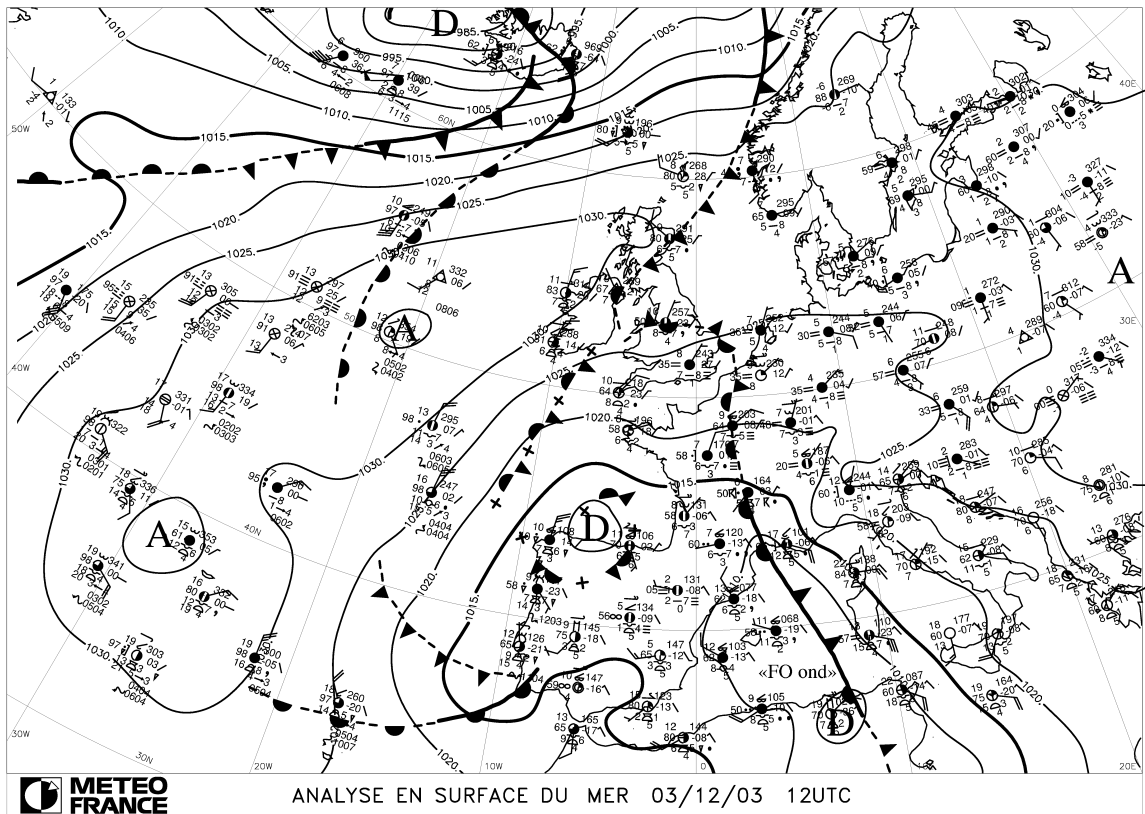


FIG. 3.11 : Idem Fig. 3.1 mais le 3 décembre 2003 à 12UTC. Source : Météo-France.

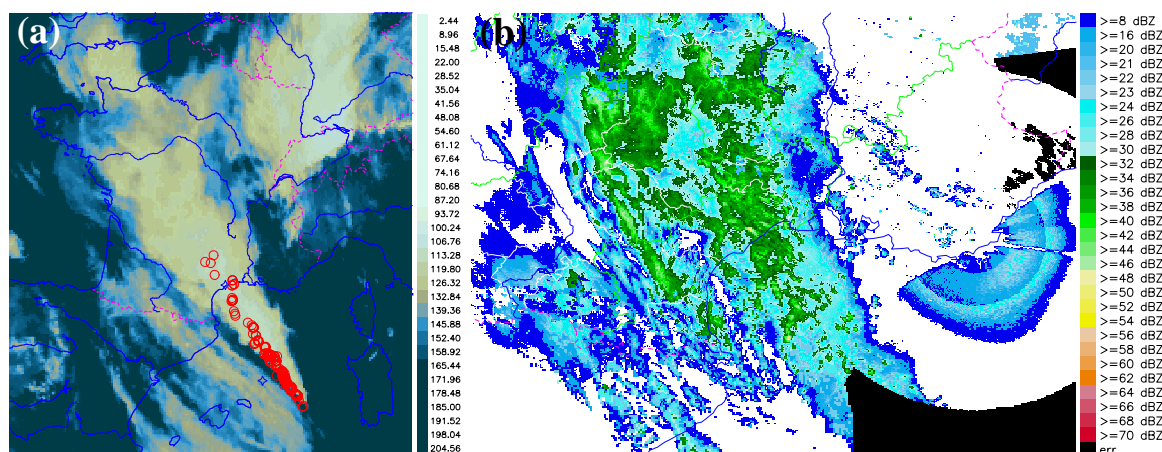


FIG. 3.12 : Observations télédétectées : (a) image infrarouge du satellite METEOSAT le 3 décembre 2003 à 14UTC et impact de foudre entre 1358UTC et 1402UTC et (b) image radar composite le 3 décembre 2003 à 14UTC.

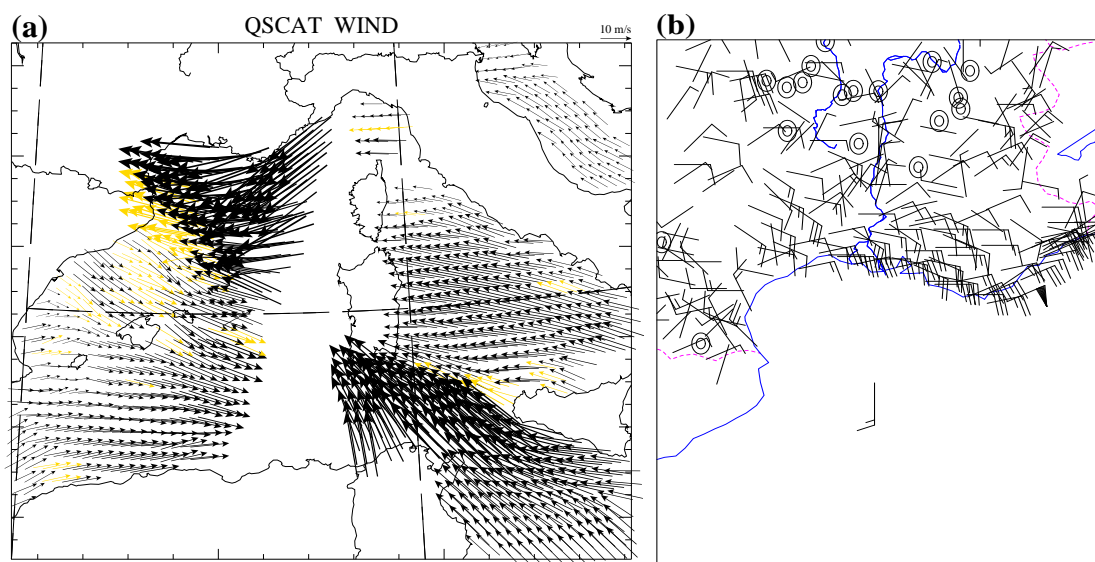


FIG. 3.13 : Vents à 10 mètres observés : (a) données Quickscat le 3 décembre 2003 à 1706UTC et (b) données in-situ sur terre, bouées et bateaux le 3 décembre 2003 à 17UTC.

(a)



(b)

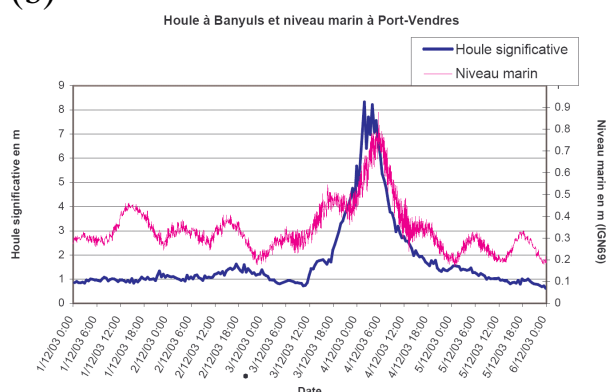


FIG. 3.14 : (a) Photographie du ressaut hydraulique à l'entrée de l'Hérault le 4 décembre 2003 à 12h d'après Hontarrède et al. (2004). (b) Évolution entre le 1^{er} et le 6 décembre 2003 de la houle à Banyuls et du niveau marin à Port-Vendres dans le département des Pyrénées-Orientales (Source : Météo-France).

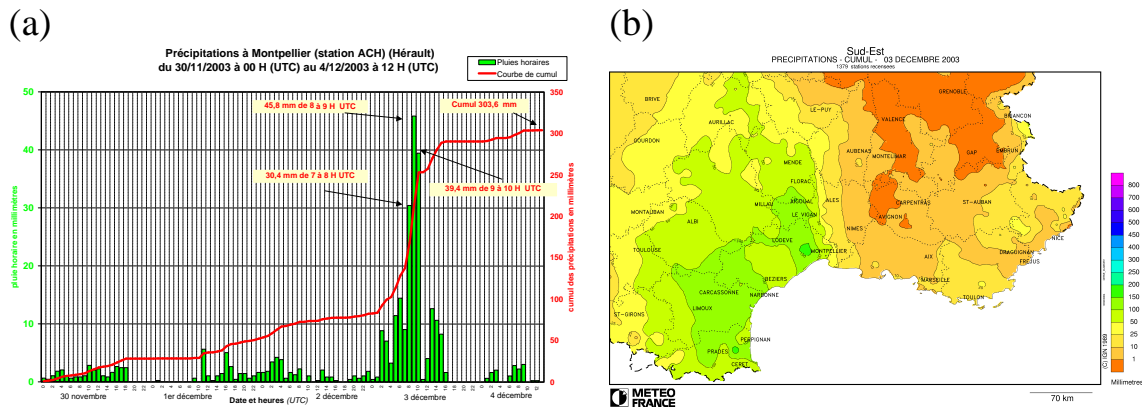


FIG. 3.15 : Précipitations observées : (a) précipitations horaires à Montpellier dans l'Hérault relevées entre le 30 novembre et le 4 décembre 2003 et (b) cumuls de précipitations sur 24h entre le 3 décembre 2003 00UTC et le 4 décembre 2003 à 00UTC. Source : Météo-France

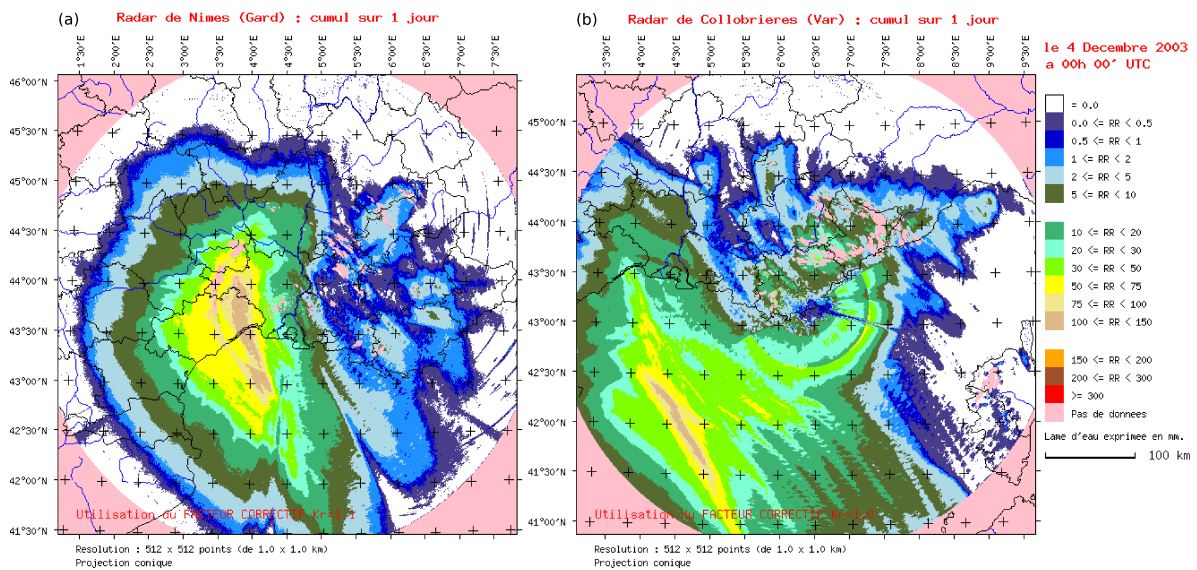


FIG. 3.16 : Lame d'eau radar (mm) entre le 3 décembre 2003 00UTC et le 4 décembre 2003 00UTC pour les radars (a) de Nîmes (Gard) et (b) de Collobrières (Var).

cumuls sans doute supérieurs ont été atteints sur mer dans le golfe du Lion comme semble l'indiquer les lames d'eau radar de Nîmes et Collobrières (Fig. 3.16) mais ne peuvent être confirmées par des observations pluviométriques in-situ.

Le caractère exceptionnel de cet événement tient par son étendue spatiale liée à la quasi-stationnarité du front et à son déplacement sous forme d'“aller-retour” (d'Est en Ouest puis inversement) le long des côtes du Sud-Est de la France. Une large zone de 25 000 km² a reçu plus de 150 mm de précipitation entre le 1^{er} et le 4 décembre 2003. De plus, en arrivant sur un sol déjà gorgé d'eau par les pluies précédentes du début de l'automne, ces larges quantités d'eau tombées en quelques jours n'ont pu s'infiltrer dans les sols. Une inondation majeure du Rhône s'en suivit. Le débit du Rhône a atteint la valeur historique de 13 000 m³ s⁻¹ à Beaucaire. La tempête observée en mer a généré une forte houle qui a contribué à accentuer

les inondations et également à aggraver les dégâts sur le littoral méditerranéen (Fig. 3.14). La ville d'Arles en Camargue fut inondée pendant plusieurs jours. Cet événement fit 7 victimes.

Chapitre 4

Le modèle atmosphérique MESO-NH

Toutes les simulations atmosphériques de cette étude ont été réalisées avec le modèle MESO-NH (Lafore *et al.*, 1998). MESO-NH est un modèle de recherche non-hydrostatique de méso-échelle développé conjointement entre le Laboratoire d'Aérodynamique et le Centre National de Recherches Météorologiques. Le caractère non-hydrostatique du modèle associé à une résolution explicite de la convection à haute résolution et à une paramétrisation microphysique suffisamment élaborée font de MESO-NH un modèle tout à fait adapté à l'étude des systèmes fortement précipitants en région méditerranéenne. La configuration utilisée a déjà montré sa pertinence pour la simulation de systèmes précipitants réalistes (voir Ducrocq *et al.* (2002) par exemple).

4.1 Caractéristiques des simulations

Les variables pronostiques du modèle MESO-NH sont les suivantes :

- les trois composantes du vent (u , v , w),
- la température potentielle (θ),
- les rapports de mélange des six espèces d'eau (vapeur r_v , eau nuageuse r_c , eau liquide précipitante r_r , glace primaire r_i , graupel r_g et neige r_s),
- et l'énergie cinétique turbulente (E_{CT}).

Le caractère non-hydrostatique du modèle MESO-NH permet de prendre en compte les variations d'accélération verticale non-négligeables au sein des cellules convectives de quelques kilomètres de diamètre composant les systèmes convectifs de méso-échelle.

Le champ de pression est diagnostiqué à partir de la résolution par une méthode itérative (solveur de pression) d'une équation elliptique 3D construite à l'aide des équations du mouvement et de continuité.

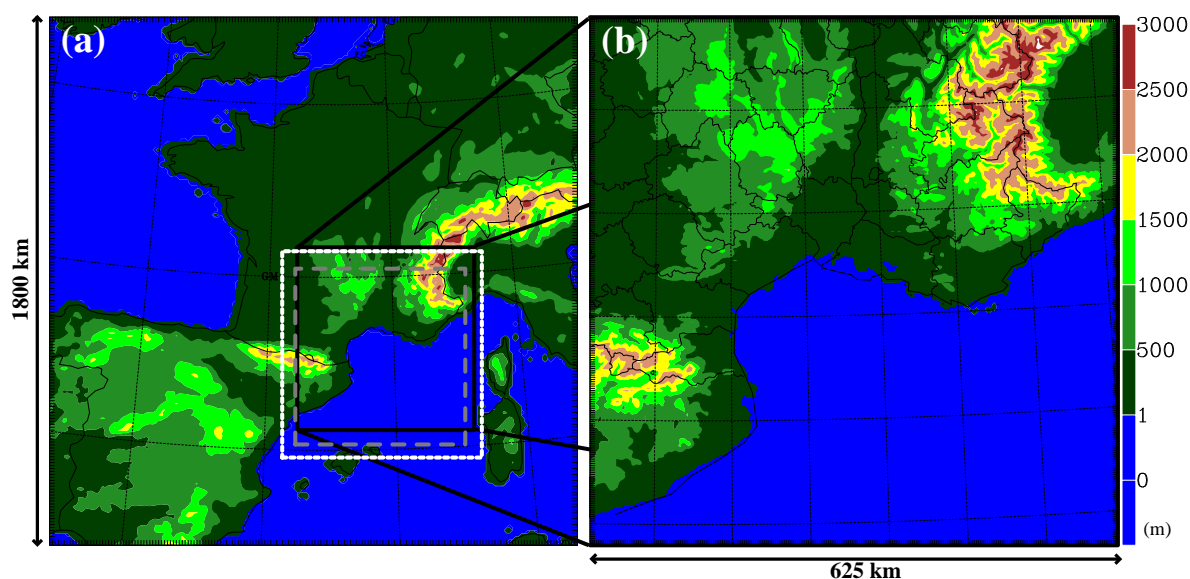


FIG. 4.1 : Domaines Meso-NH (a) à 9.5 km de résolution et (b) à 2.4 km de résolution pour les simulations du cas d'étude du Gard (8-9 septembre 2002). La localisation des domaines à 2.4 km de résolution est indiquée pour le cas de l'Aude (12-13 novembre 1999) en gris, pour le cas du Gard (8-9 septembre 2002) en noir et pour le cas de l'Hérault (3 décembre 2003) en blanc sur l'image de gauche.

Nous avons utilisé Meso-NH dans une configuration de deux modèles emboîtés de résolutions différentes. Ceci nous permet de choisir une échelle plus fine sur un domaine d'intérêt (modèle fils) tout en conservant une description des conditions environnementales sur un domaine plus large et de plus grande échelle (modèle père). Les deux modèles interagissent entre eux : le modèle père donne les conditions aux limites au modèle fils et les variables du modèle père sont rappelées vers les variables du modèle fils sur le domaine de recouvrement par une relaxation algébrique. Les variables pronostiques du modèle sont ainsi couplées à chaque pas de temps afin de mettre en interaction toutes les échelles résolues entre elles (Stein *et al.*, 2000).

Pour notre étude, nous avons choisi les domaines de caractéristiques suivantes (Fig. 4.1) :

- Un modèle père de résolution 9.5 km, centré sur la France. Ceci nous permet de simuler au mieux les conditions de grande échelle et le flux de basses couches sur la mer Méditerranée alimentant la convection (Ducrocq *et al.*, 2003b).
- Un modèle fils de résolution 2.4 km, centré sur le golfe du Lion. Le domaine fils est un peu décentré vers le Sud par rapport à la localisation des précipitations pour permettre une bonne description du flux de basses couches au dessus de la mer Méditerranée.

La figure 4.1 montre la localisation du domaine père pour le cas du Gard (8-9 septembre 2002) et la localisation des domaines fils choisis pour les trois cas d'étude. A noter que pour les simulations du cas de 2003 considérant une perturbation frontale stationnaire sur le golfe du Lion (cas de l'Hérault) le domaine fils est un peu plus étendu sur la mer Méditerranée (Fig.

4.1) pour permettre de représenter dans toute sa longueur le front de surface mais également pour obtenir une meilleure couverture des flux de surface sur mer et de leurs gradients.

La grille verticale est décrite par la coordonnée généralisée de Gal-Chen et Somerville (1975) et comporte 40 niveaux espacés entre 75 m dans les basses couches et 900 m pour les niveaux les plus élevés.

Le modèle MESO-NH possède un ensemble complet de paramétrisations des différents processus physiques. Pour les simulations présentées dans ce mémoire, nous avons utilisé :

- La paramétrisation microphysique de Pinty et Jabouille (1998) mettant en jeu six espèces pour l’eau sous forme de vapeur, solide et liquide (vapeur d’eau, eau liquide nuageuse, eau liquide précipitante, grésil, neige et glace primaire). Plus de trente processus microphysiques (comme la nucléation, l’accrétion, la fusion...) sont représentés dans ce schéma microphysique.
- Le schéma de turbulence (en énergie cinétique turbulente fermé à l’ordre 1.5) est celui décrit par Cuxart *et al.* (2000). Pour le modèle à 10 km, la formulation des longueurs de mélange est celle de Bougeault et Lacarrère (1989) et seuls les échanges sur la verticale sont considérés. Pour le modèle à 2.5 km, la longueur de mélange est fonction de la maille et on considère des flux turbulents tridimensionnels.
- Le schéma de rayonnement est le schéma RRTM (Mlawer *et al.*, 1997) utilisé dans le modèle opérationnel du Centre Européen (CEPMMT).

Pour le modèle père, la convection sous-maille est paramétrée par le schéma de Kain et Fritsch (1990) adapté par Bechtold *et al.* (2001) pour simuler la convection profonde et peu profonde. Pour le modèle fils, dont la maille fait seulement quelques kilomètres de large, aucun schéma de convection n’est utilisé : la résolution des mouvements convectifs est explicite.

4.2 La surface externalisée SURFEX

Depuis 2006, les processus de surface sont traités dans un module externalisé au modèle MESO-NH, appelé SURFEX. SURFEX est ainsi un modèle de surface indépendant du modèle atmosphérique qui peut être utilisé seul en mode “off-line” à partir de forçages atmosphériques prescrits (T_{2m} , Q_{2m} , \vec{v}_{10m} , précipitations, rayonnement...) ou couplé à un modèle atmosphérique de recherche tel que MESO-NH ou à un modèle opérationnel de Météo-France comme ALADIN ou le futur modèle opérationnel à haute-résolution AROME. Son adaptation possible à plusieurs modèles atmosphériques permet facilement de faire bénéficier des avancées sur la représentation des processus couplés atmosphère-surfaces continentales ou atmosphère-océan à un ensemble de modèles atmosphériques de gamme d’échelles variées.

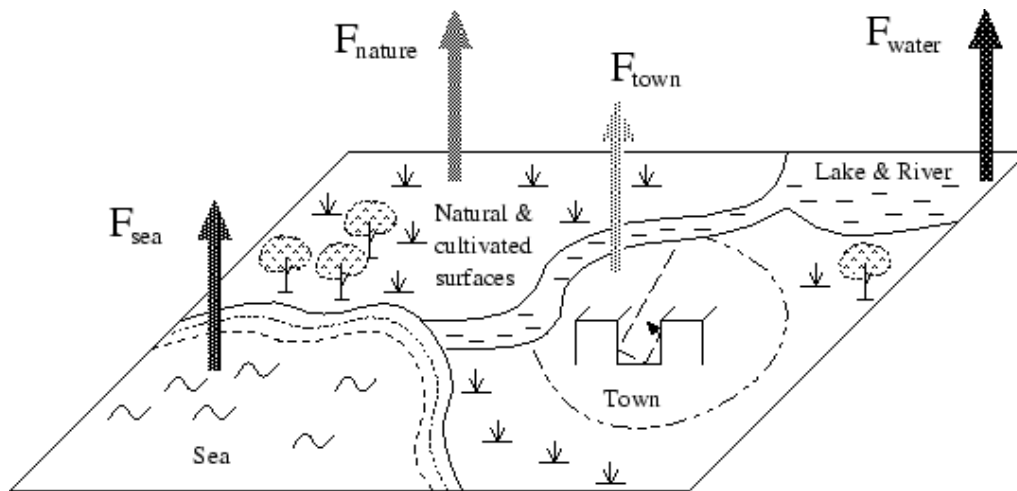


FIG. 4.2 : Découpage de la maille du schéma de surface SURFEX en quatre types de surface : sols naturels et cultivés (NATURE), ville (TOWN), lac (WATER) et mer (SEA). Pour chaque maille les fractions des différents types de surface sont défini dans les fichiers physiographiques (r_{nature} , r_{town} , r_{water} et r_{sea} ; avec $r_{nature} + r_{town} + r_{water} + r_{sea} = 1$). Le flux total est défini par l'équation 4.1.

C'est dans la surface externalisée qu'a été réalisé l'ensemble des développements sur la représentation des processus couplés océan-atmosphère au cours de la thèse.

La surface externalisée considère un découpage des surfaces en quatre grands types de surface (ou patch) :

- Le sol et la végétation (*nature*)
- La ville et les zones urbaines (*town*)
- Les lacs et rivières (*water*)
- Les mers et océans (*sea*)

Chaque maille du domaine comporte un ou plusieurs types de surface (Fig. 4.2), dans les proportions r_{nature} , r_{town} , r_{water} et r_{sea} avec $r_{nature} + r_{town} + r_{water} + r_{sea} = 1$. La fraction de chaque type est définie lors de la création du domaine physiographique, à partir de la base de données ECOCLIMAP (Masson *et al.*, 2003).

Le flux total est alors calculé selon la formule :

$$F_{tot} = r_{nature} \times F_{nature} + r_{town} \times F_{town} + r_{water} \times F_{water} + r_{sea} \times F_{sea} \quad (4.1)$$

Cette formule s'applique aux flux turbulents (flux de quantité de mouvement τ_{tot} , flux de chaleur sensible H_{tot} et flux de chaleur latente LE_{tot}), la part du flux solaire réfléchi par la surface S_{tot}^{\uparrow} et le flux infra-rouge montant L_{tot}^{\uparrow} .

Pour chacun des quatre types de surface, plusieurs paramétrisations sont disponibles. Pour nos simulations, nous avons utilisé :

- la paramétrisation ISBA (Noilhan et Planton, 1989; Noilhan et Mahfouf, 1996) pour les surfaces de type sol et végétation,
- la paramétrisation “TEB” [Town Energy Balance d’après Masson (2000)] pour la prise en compte de l’influence des bâtiments et des routes sur les flux en zones urbanisées.
- Pour les lacs et l’océan : les schémas sont pratiquement identiques. Ils permettent d’obtenir les flux turbulents à partir de formulations bulk. Le plus souvent, le schéma utilisé sur mer (et pour les lacs) est un schéma simple basé sur les fonctions de Louis (1979). Une description complète de ce schéma appelé aussi “DIRECT” ou paramétrisation originale de SURFEX des flux sur mer est fournie au chapitre 6. Les expériences présentées au chapitre 5 ont été réalisées en utilisant cette paramétrisation.

En plus de plusieurs options pour les flux, l’albédo qui est utilisé dans le calcul des flux radiatifs peut lui aussi être calculé selon plusieurs formules selon le type de surface considéré. Pour la mer, l’albédo peut être soit uniforme à 0.135 ou soit dépendant de l’angle zénithal selon la formule de Taylor *et al.* (1996) :

$$\alpha_{dir} = \frac{0.37}{1.1 \times \cos^{1.4}\theta + 0.15}$$

Nous avons retenue pour nos simulations la formulation uniforme de l’albédo.

Au cours de la thèse, deux nouvelles paramétrisations bulk des flux sur océan ont été introduites dans SURFEX et seront décrites au chapitre 6. De même, le couplage avec un modèle océanique a aussi été développé dans le module SURFEX (voir chapitre 8).

4.3 Conditions initiales

Pour la simulation de cas réels, MESO-NH est associé à un module d’interpolation des analyses issues des systèmes opérationnels de prévision numérique du temps (ARPEGE, ALADIN pour Météo-France et IFS pour le CEPMMT). Dans toutes les simulations réalisées pour cette étude, les conditions initiales atmosphériques utilisées sont fournies par les analyses du système de prévision numérique global ARPEGE.

Par défaut dans le modèle MESO-NH, la température de surface de la mer n’évolue pas au cours du temps. La SST provient le plus souvent de l’analyse utilisée en conditions initiales pour les variables atmosphériques. Au cours de la thèse, nous avons testé d’autres possibilités d’initialisation de la SST ainsi que la possibilité de faire évoluer la SST au cours du temps. Le chapitre suivant décrit ces expériences.

4.4 Les outils diagnostiques

Le modèle MESO-NH offre un large panel de diagnostics. En particulier, le modèle MESO-NH permet d'évaluer au cours de son intégration des bilans de ses variables pronostiques ou de variables diagnostiques. Ces bilans sont moyennés temporellement à intervalles réguliers supérieurs au pas de temps afin d'éliminer les variations brusques de certains paramètres. Ces bilans peuvent aussi être intégrés sur la verticale pour évaluer le comportement d'une colonne d'air atmosphérique pour une couche donnée. Enfin, des moyennes horizontales sont effectuées sur ces bilans : cette moyenne peut être calculée sur un sous-domaine donné ou sur une zone plus complexe définie par un masque par exemple. Pour chacun des cas d'étude, le domaine horizontal d'intégration choisi sur le domaine à 2.4 km de résolution est centré sur le golfe du Lion et englobe la totalité du rayon d'action du système convectif étudié. Les évolutions temporelles des flux de chaleur et de rayonnement net au dessus de la mer seront particulièrement évaluées. Les évolutions des profils verticaux en température et en humidité moyennés nous permettront d'examiner l'impact de la surface maritime sur la couche limite atmosphérique .

Nos simulations atmosphériques seront également comparées grâce à des champs 2D diagnostiques de vent (au premier niveau et à 10m), de température (à 2m), de flux et des champs caractérisant plus particulièrement la convection [cumuls de précipitations, réflectivités radar, instabilité convective potentielle (CAPE), quantités d'eau précipitable].

La comparaison de nos simulations se basera finalement sur une évaluation quantitative des quantités de précipitations prévues en présentant des scores de biais, de rms (écart quadratique moyen) et de corrélation calculés dans le cadre de nos expériences en moyennant les valeurs observées et prévues de précipitations sur des pavés de 20 km x 20 km pour s'affranchir des possibles hétérogénéités de densité spatiale des données in-situ. Une valeur positive (ou négative) de biais indique la tendance du modèle à surestimer (sous-estimer) les quantités de précipitations. Les valeurs de rms permettent d'évaluer la dispersion. D'autres critères basés sur des seuils de précipitations (ou seuils d'alerte) seront présentés tels que la probabilité de détection (POD), le taux de fausse alarme (FAR) et le "Equitable Threat Score" ETS de Gandin et Murphy (1992). Plus de détails sur l'expression de ces scores et leur application aux prévisions à haute-résolution et à courte échéance dans le cadre d'évènements fortement précipitants peuvent être trouvés dans Ricard (2002) et Ducrocq *et al.* (2002).

Chapitre 5

Influence de la température de surface de la mer Méditerranée sur les évènements fortement précipitants

Dans ce chapitre, nous examinons la sensibilité des prévisions à haute-résolution et à courte échéance d'évènements de pluies intenses à la température de surface de la mer sur le bassin méditerranéen. Le but est aussi d'apporter des éléments sur la qualité et la résolution requise du champ de SST pour les futurs modèles opérationnels à résolution kilométrique, comme le futur modèle opérationnel AROME de Météo-France. Les cas d'étude et les outils de modélisation présentés aux chapitres précédents sont ici utilisés pour répondre à ces questions. Nous présentons d'abord les différents produits de SST qui peuvent être utilisés en modélisation atmosphérique à méso-échelle, avant de décrire plus spécifiquement les champs de SST utilisés sur les trois cas d'étude. Les résultats de l'étude sont ensuite décrits dans l'article Lebeaupin *et al.* (2006).

5.1 La température de surface de la mer dans les modèles atmosphériques

En général, dans les modèles atmosphériques, le champ de SST fourni en conditions de surface est issu de l'analyse atmosphérique et de surface qui sert à l'initialisation de la partie atmosphérique. Pour MESO-NH, il s'agit le plus souvent de celle issue du modèle ARPEGE, obtenue par interpolation optimale des données collectées in-situ par les bouées ou les bateaux. L'ébauche à l'analyse est l'analyse de SST précédente (soit 6h en amont). A défaut, l'ébauche utilisée est la climatologie globale de Reynolds à une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ ou la SST analysée du Centre Européen (CEPMMT). La résolution de l'analyse ARPEGE est

de l'ordre de 25 km sur le bassin Méditerranéen occidental. L'erreur de l'analyse ARPEGE de SST est estimée à 1°C en moyenne mais peut atteindre localement 2°C.

Aujourd'hui, d'autres produits de SST à plus haute-résolution et de qualité sont disponibles. Les données satellitaires de SST constituent désormais une base de données riche, de haute-qualité et de très bonne résolution. En particulier, le radiomètre AVHRR¹ embarqué sur les satellites à orbite polaire NOAA-16/17 fournit depuis 1985 des données de SST dérivées des températures de brillance mesurées par les canaux 3B, 4 et 5 dans les fenêtres infra-rouges à 3.5 μm , 11 μm et 12 μm (McClain *et al.*, 1985). L'amélioration des calibrations des satellites et entre satellites, des contrôles de qualité et de la détection des nuages ont entraîné progressivement une augmentation de la résolution des produits de SST. Cependant la présence de couverture nuageuse au dessus de la mer empêche la mesure de SST par les capteurs infra-rouge, entraînant des données manquantes sur de plus ou moins grandes zones. Différentes méthodes sont utilisées pour combler l'absence de données de SST. La première consiste à faire une fusion des données sur une fenêtre de temps. Ainsi, par exemple, le *Centre de Météo Spatiale* (CMS) de Lannion produit de façon opérationnelle des champs hebdomadaires de SST ; les champs de SST utilisés dans notre étude et fournis par le CMS sont interpolés sur une grille régulière de 0.1° à partir des données AVHRR.

Depuis 2003, il existe aussi des analyses quotidiennes de SST réalisées par le modèle océanique opérationnel MERCATOR (Bahurel *et al.*, 2004) sur une grille régulière de 0.1° sur la zone 100°W-45°E et 60°S-60°N. Le système d'analyse par interpolation optimale assimile toutes les données de SST in-situ et satellitaires disponibles sur la zone et utilise l'analyse précédente comme ébauche. L'écart type de l'erreur d'analyse de SST est estimé entre 0.3°C et 0.5°C sur le bassin méditerranéen. Pour plus de détails sur ces analyses, le lecteur peut se référer à AVELMOR (2002).

Un des objectifs de ce chapitre est d'évaluer l'impact de ces différents champs de SST à plus haute-résolution sur la simulation des systèmes fortement précipitants méditerranéens.

5.2 Description des simulations

5.2.1 Simulations avec SST prescrite

Pour tester l'influence du champ de SST sur la prévision à haute résolution, nous avons systématiquement utilisé pour nos trois cas d'étude le produit de SST disponible à la meilleure résolution au moment de l'évènement et l'avons comparé à la SST issue de l'analyse ARPEGE. Dans le cas de l'Aude en 1999, le champ à haute résolution est la SST hebdomadaire produite par le CMS valide pour le 12 novembre 1999. Pour le cas du Gard en 2002, étant

¹Advanced Very High Resolution Radiometer

donné la quasi-absence de nuages sur mer pour ce cas, la SST a été directement produite à partir des données AVHRR en utilisant i) une collocation temporelle des données de SST précédentes datant au plus de 1 jour à partir de la date courante et ii) une interpolation spatiale (Ramos Buarque et Caniaux, 2003). Les champs de SST quotidiens sont finalement filtrés du bruit induit par les différents post-processings et sont disponibles avec une résolution au plus de 2.5 km. Pour le cas de l'Hérault, la SST à haute résolution est fournie par l'analyse MERCATOR. Pour évaluer l'impact d'un changement significatif de la valeur moyenne de la SST, nous avons aussi augmenté ou diminué la SST de plusieurs degrés par rapport à l'analyse de SST ARPEGE pour chacun des trois cas d'étude. La description et le nom de chacune des expériences réalisées sont présentés dans le tableau 5.1.

conditions initiales :	Aude 12UTC 12 nov. 1999	Gard 12UTC 8 sept. 2002	Hérault 00UTC 3 déc. 2003
durée :	18h	24h	24h
arphh SST issue de l'analyse ARPEGE	arp12	arp12	arp00
noahh SST haute résolution avec données satellites AVHRR	noa12	noa12	noa00
stapX SST ARPEGE augmentée de $X^{\circ}\text{C}$ avec $X = 3$ ou 1.5	stap3 stap1.5	stap3 —	stap3 —
stamX SST ARPEGE diminuée de $X^{\circ}\text{C}$ avec $X = 3$ ou 1.5	stam1.5 stam3	— stam3	— stam3

TAB. 5.1 : Caractéristiques des simulations numériques avec SST prescrite.

Les champs de SST ARPEGE et satellitaires interpolés sur les grilles des deux domaines du modèle MESO-NH sont présentés dans Figure 5.1 pour le cas de l'Aude, Figure 5.2 pour le cas du Gard et Figure 5.3 pour le cas de l'Hérault. Pour chacun de ces champs de SST, la valeur moyenne sur le domaine mer de MESO-NH est indiquée dans le tableau 5.2. Les données in-situ de SST mesurées par les bouées et bateaux sont également représentées. Obtenues à partir de différents capteurs [CTD, XBT, bouées ancrées] et à des profondeurs plus ou moins éloignées de la surface, leur validité reste limitée mais permet d'évaluer la proximité des champs de SST utilisés aux valeurs observées.

Pour les trois cas d'étude, les champs de SST à haute résolution présentent bien des structures d'échelle plus fine et des gradients spatiaux plus forts que ceux de l'analyse ARPEGE. Par exemple, pour le cas de l'Aude, le champ de SST à haute résolution présente une goutte

	Gard sept. 2002		Aude nov. 1999		Hérault dec. 2003	
	D1	D2	D1	D2	D1	D2
SST ARPEGE	23.6	22.1	19.0	17.8	17.0	16.5
SST NOAA/AVHRR	24.5	23.2	18.8	17.4	16.8	16.2

TAB. 5.2 : Valeur moyenne de la SST ($^{\circ}\text{C}$) sur le domaine à 9.5 km de résolution (D1) et le domaine à 2.4 km de résolution (D2)

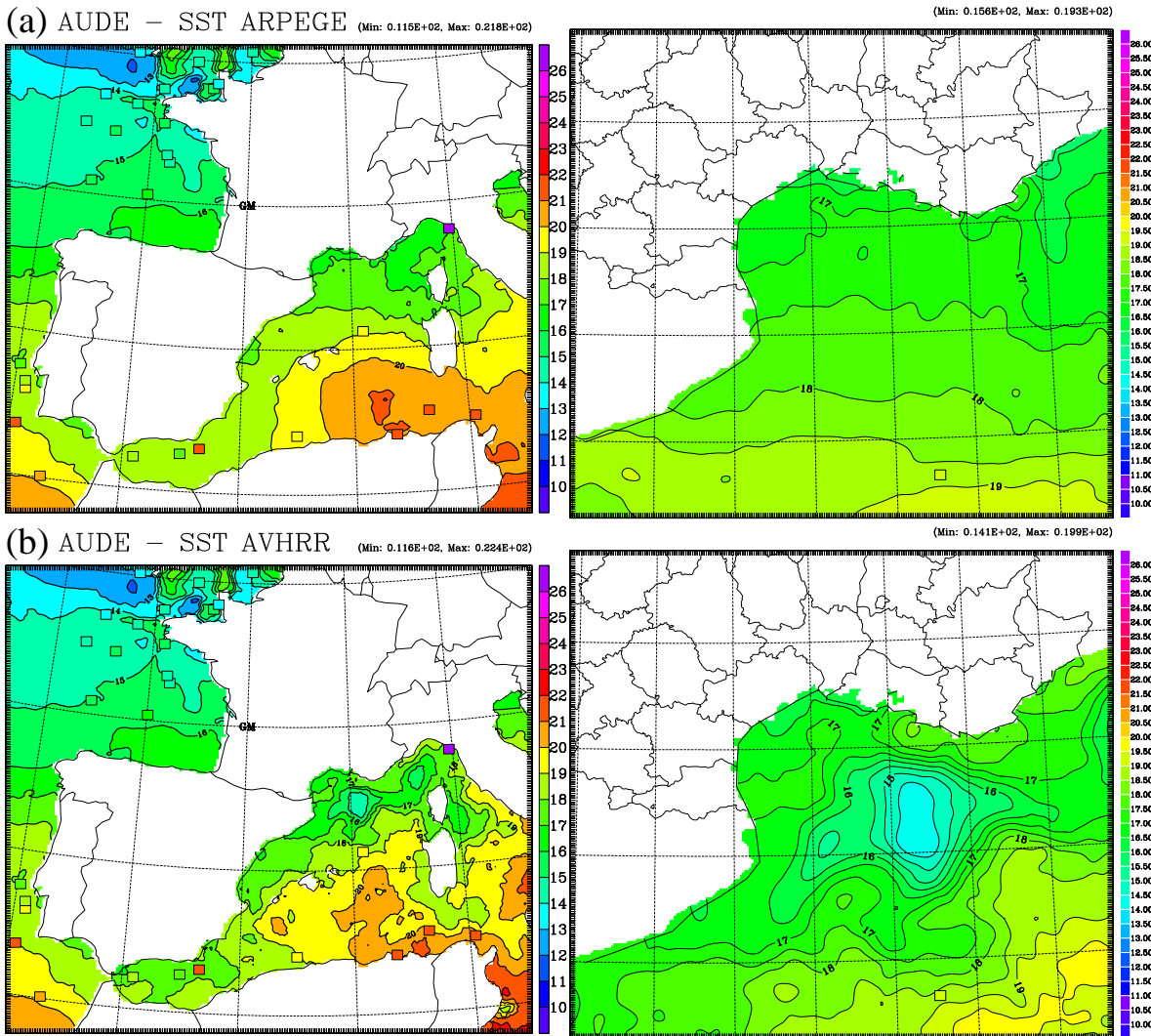


FIG. 5.1 : Cas de l'Aude, 12-13 novembre 1999 : champs de SST ($^{\circ}\text{C}$) sur les domaines à 9.5 et 2.4 km (a) SST ARPEGE et (b) SST à haute résolution. Les observations de SST enregistrées par les bouées et bateaux le 12 novembre 1999 à 12UTC sont pointées sous forme de carrés de couleur.

froide d'environ 100 km de rayon au sein du golfe du Lion, avec une valeur de SST au centre d'environ 14°C (Fig. 5.1b), alors que dans l'analyse de SST d'ARPEGE, cette structure n'est pas représentée et la valeur de SST dans cette zone est autour de 17°C (Fig. 5.1a). Les valeurs moyennes de SST sur le domaine fils pour ces deux champs sont cependant peu différentes (Tab. 5.2). Pour le cas du Gard, deux champs obtenus à partir des données AVHRR ont été

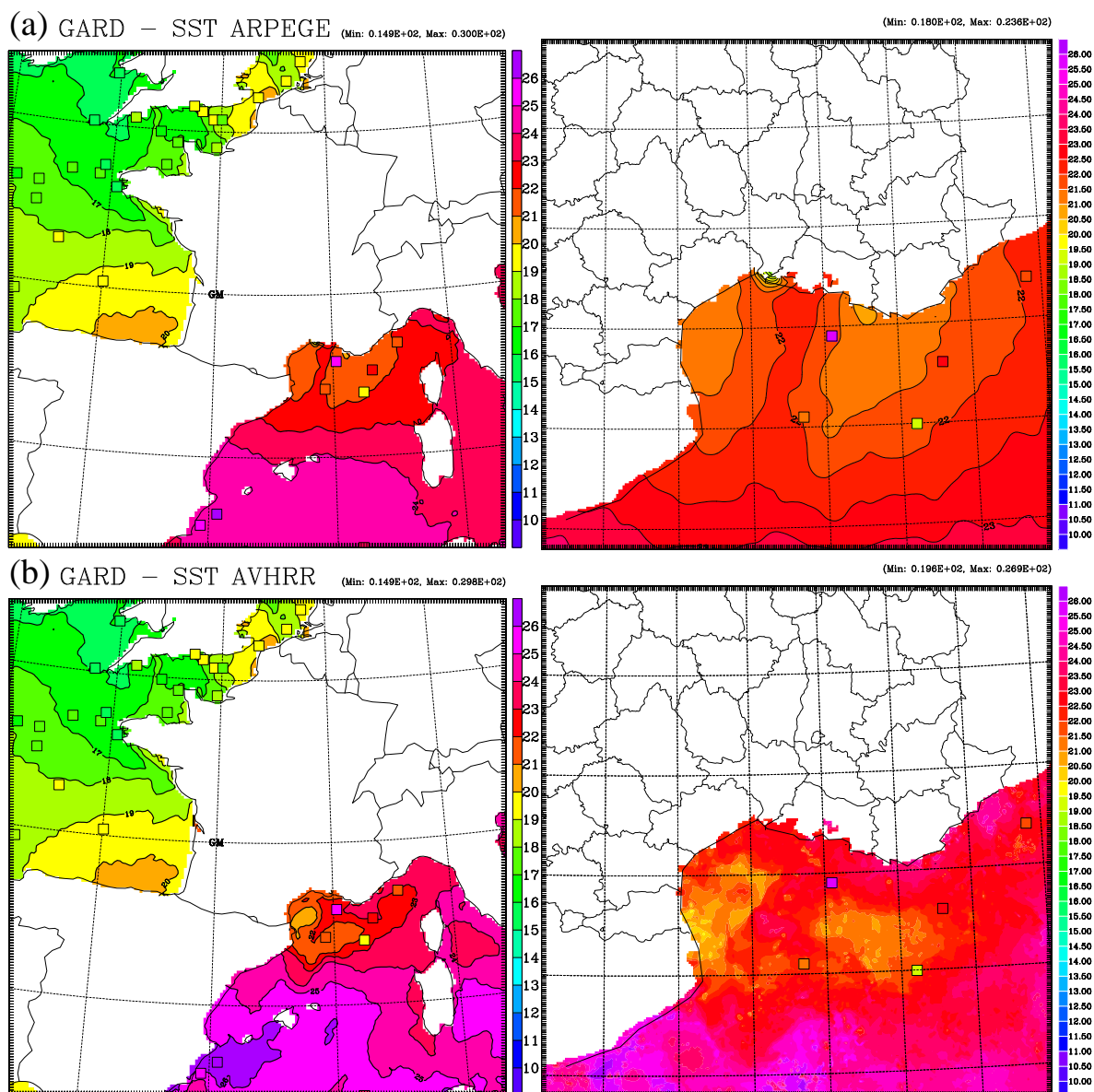


FIG. 5.2 : Idem Figure 5.1 mais pour le cas du Gard, 8-9 septembre 2002. Les observations de SST enregistrées par les bouées et bateaux sont celles du 8 septembre 2002 à 12UTC.

utilisés pour chacun des domaines (Fig. 5.2b) : La résolution du champ pour le grand domaine est de 10 km, celle du champ pour le domaine fils est de 2.5 km. Cette très haute résolution sur le domaine fils permet d'avoir un champ avec des structures de très fine échelle. La SST à haute-résolution est en moyenne plus chaude de 1°C sur les deux domaines par rapport à l'analyse ARPEGE (Tab. 5.2). Pour le cas de l'Hérault, les champs de SST à haute-résolution sont peu différents de ceux de l'analyse ARPEGE en valeur moyenne (Tab. 5.2) ainsi qu'en terme de gradients moyens Nord-Sud ; seules les structures à fine échelle distinguent les deux champs sur ce cas (Fig. 5.3a et b).

Les valeurs moyennes de SST d'un cas à l'autre ne peuvent être simplement comparées, mettant avant tout en évidence le cycle saisonnier de la SST en Méditerranée avec des tempé-

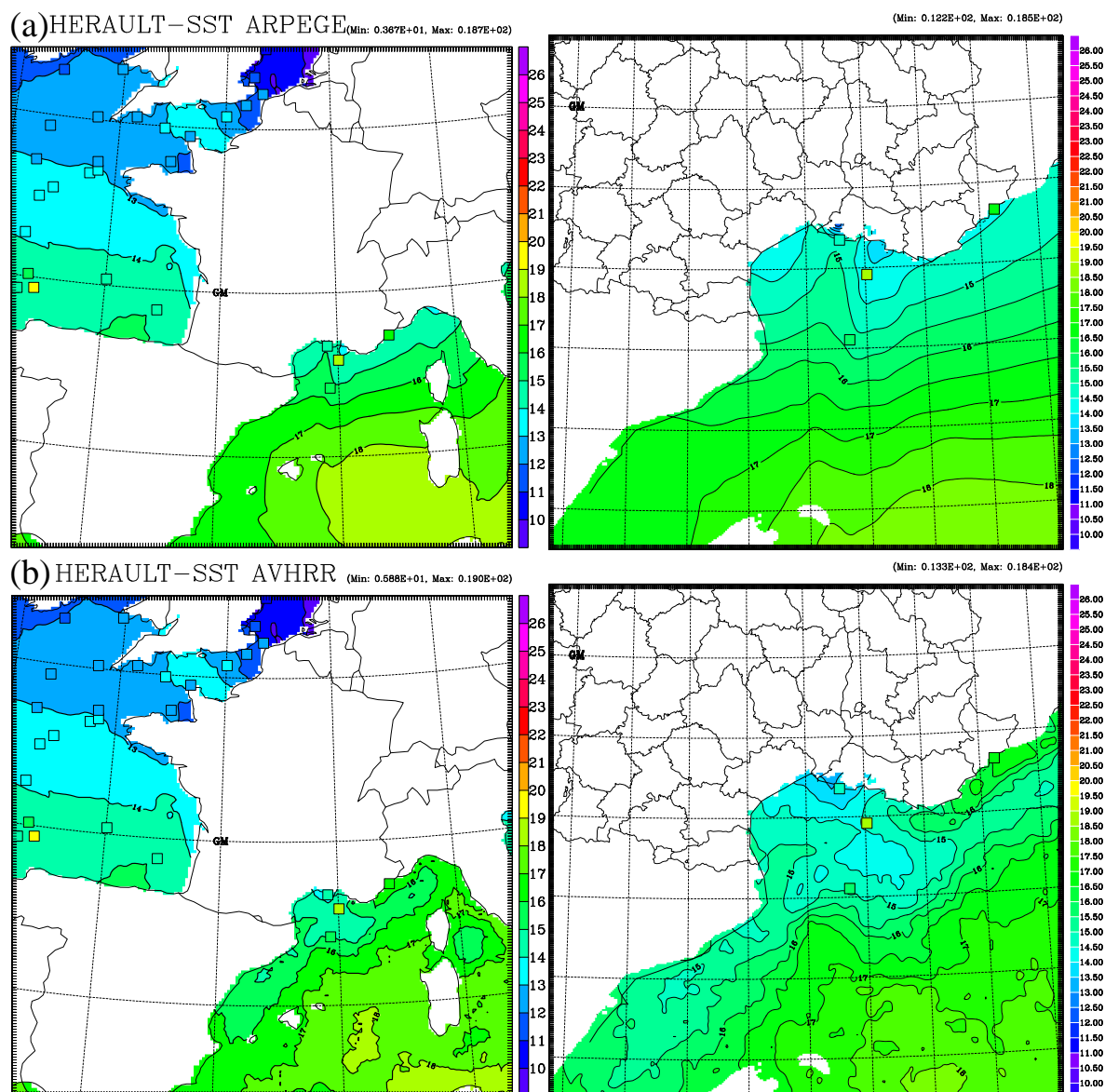


FIG. 5.3 : Idem Figure 5.1 mais pour le cas de l'Hérault, 3 décembre 2003. Les observations de SST enregistrées par les bouées et bateaux sont celles du 3 décembre 2003 à 12UTC.

ratures plus chaudes en septembre et plus froides en décembre. Pour apprécier le fait que ces températures sont anormalement chaudes ou non pour la période de l'année, nous les avons comparées à des climatologies de SST en Méditerranée. Les climatologies de SST représentées Figure 5.4, malgré leurs faibles résolutions spatiales, permettent d'évaluer les champs de SST utilisés en comparant les gradients Nord-Ouest/Sud-Est en Méditerranée occidentale, soit entre l'embouchure du Rhône et le Cap Bon en Tunisie. La climatologie mensuelle de Levitus (1982) ne dispose pas de données près des côtes du Sud-Est de la France, à l'endroit où sont généralement observées les valeurs de SST les plus froides. La climatologie mensuelle de COADS² (Smith et Reynolds, 2003) comble le manque de données de la climatologie de

²the Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set. <http://icoads.noaa.gov/>

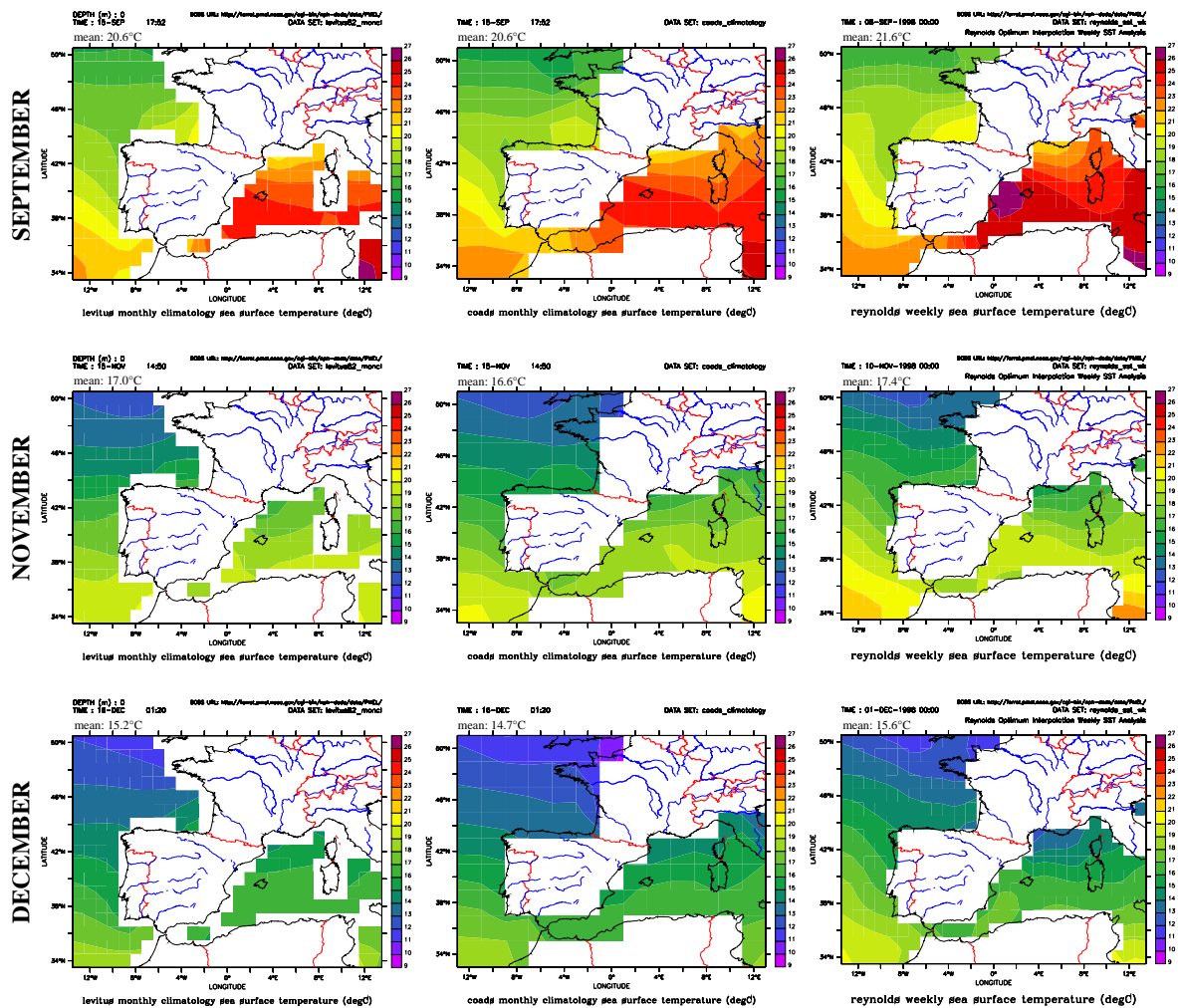


FIG. 5.4 : Climatologies de SST mensuelles de Levitus (1982) (à gauche) et de COADS (au centre) et analyse hebdomadaire de Reynolds (à droite) sur un grand domaine centré sur la France métropolitaine entre -14E et 14W et 33N et 51N. L'analyse hebdomadaire de Reynolds est représentée pour les semaines autour du 8 septembre, du 12 novembre et du 3 décembre 1998.

Levitus. La figure 5.4 présente également l'analyse hebdomadaire de Reynolds pour l'année 1998, permettant de comparer les SST à des champs moyennés sur de plus courtes périodes centrées sur les événements étudiés.

Pour le cas de l'Aude, les champs de SST pour la période du 12-13 novembre 1999 montrent des valeurs plus chaudes au Sud par rapport aux climatologies, et un gradient Nord-Sud donc plus fort. La goutte froide présente dans le champ de SST à haute résolution ne se retrouve pas dans les climatologies. Pour le cas du Gard, le gradient de SST du champ ARPEGE est très similaire à celui des climatologies mensuelles de Levitus ou COADS. Le champ haute-résolution avec une valeur moyenne plus importante sur le domaine père (+0.9°C) est plus proche de l'analyse de Reynolds en terme de gradient. A noter aussi que la zone d'eau plus chaude au Sud-Ouest des îles Baléares se retrouve à la fois dans la SST à haute-résolution et dans l'analyse de Reynolds. Pour le cas de l'Hérault, les champs de SST

pour la période du 3 décembre 2003 montrent une valeur moyenne plus chaude de 1°C par rapport aux climatologies, pour un gradient Nord-Sud globalement de même intensité. Cet écart de la SST à la climatologie en décembre 2003 peut être relié à la période de canicule ayant touché le continent européen en Août 2003. Cela a conduit à une anomalie de la température de surface en Méditerranée en été (Olita *et al.*, 2006) qui ne s’est dissipée qu’au milieu de l’hiver suivant (Charon *et al.*, 2004).

5.2.2 Simulations avec SST pronostique

Dans les modèles de prévision météorologiques, la SST est généralement fournie par une analyse. Son évolution se fait par à coup au rythme du changement d’analyse (généralement 6h), avec de faibles variations puisque peu de données sont disponibles et assimilées entre les deux échéances. De plus, en l’absence de données satellitaires, il s’agit d’observations in-situ très localisées.

Or, la température de surface de la mer varie sous l’action du bilan d’énergie reçu à la surface. Ces modifications peuvent notamment être très rapides en régime perturbé (fort vent et/ou importantes précipitations). En première approche, nous considérons ici la SST comme une variable pronostique évoluant selon le bilan de chaleur net en surface au cours de l’intégration du modèle MESO-NH. Ces simulations doivent nous permettre d’avoir une première évaluation de l’impact des variations de SST au cours de l’intégration sur la prévision à haute-résolution d’évènements fortement précipitants.

On représente donc ici l’océan superficiel par une couche d’eau non salée, d’épaisseur prescrite, dans laquelle la température est homogène et égale à la SST. Cette représentation de la couche de mélange océanique (CMO) est dite intégrale [“slab model” en anglais, (Gaspar, 1988)] car elle ne considère que les grandeurs moyennes sur l’épaisseur de la CMO. Dans cette section, le modèle intégral proposé est très simple : la seule variable pronostique est la SST qui évolue uniquement sous l’effet du bilan de chaleur net en surface $G = R_N - H - LE$. La profondeur de la CMO n’évolue pas, aucun flux de chaleur ne traverse la thermocline. Dans ces conditions, le modèle intégral s’écrit sous la forme d’une unique équation :

$$\frac{\partial SST}{\partial t} = \frac{R_N - H - LE}{\rho c_p h} \quad (5.1)$$

où R_N est le rayonnement net en surface fourni par la paramétrisation du rayonnement de MESO-NH (Mlawer *et al.*, 1997). H est le flux de chaleur sensible et LE est le flux de chaleur latente. ρ est la masse volumique de l’eau de mer ; c_p est la capacité calorifique de l’eau. h est la profondeur de la couche de mélange océanique choisie selon la date du cas d’étude à partir de la climatologie mensuelle de Levitus (1982). Les valeurs de h utilisées sont présentées dans le tableau 5.3.

Les simulations evohh utilisant cette représentation de la CMO débutent avec le champ de SST issu de l’analyse ARPEGE comme les simulations de référence arphh (Tab. 5.1).

	Aude début : 12UTC 12 nov. 1999 échéance : 18 h	Gard début : 12UTC 8 sept. 2002 échéance : 24 h	Hérault début : 00UTC 3 déc. 2003 échéance : 24 h
evohh	$h = 27$ m	$h = 10$ m	$h = 35$ m

TAB. 5.3 : Profondeur de couche de mélange océanique prescrite selon la climatologie de Levitus (1982) pour les simulations avec SST pronostique selon Eq. 5.1.

5.3 Article : “Sensitivity of torrential rainfall events to the Sea Surface Temperature based on high-resolution numerical forecast ”

5.3.1 Résumé de l’article

Les expériences de référence (arphh) pour les trois cas d’étude contiennent les ingrédients météorologiques propices à la formation de systèmes précipitants engendrant de forts cumuls de précipitations (Ducrocq *et al.*, 2007; Nuissier *et al.*, 2007) avec notamment un flux de basses couches rapide, humide et instable alimentant les systèmes précipitants comme l’illustrent les figures 5.5a, 5.6a et 5.7a. Le modèle MESO-NH reproduit bien des systèmes fortement précipitants quasi-stationnaires avec des cumuls de précipitations atteignant 200 à 300 mm sur la durée des simulations (Fig. 5.5b, 5.6b et 5.7b). Pour le cas du Gard, la simulation de référence place le maximum de cumul de précipitations sur le relief des Cévennes, soit environ 80 km plus au Nord par rapport aux observations (Fig. 5.6). Les simulations débutant plus tôt (à partir des analyses ARPEGE de 00UTC ou 06UTC) ont montré le même défaut. Une meilleure localisation du maximum de précipitation peut être obtenue lorsqu’une analyse des données à méso-échelle est utilisée comme condition initiale (Ducrocq *et al.* 2000 et 2004 ; Ricard (2002)). Cependant, afin de pouvoir comparer les expériences entre elles sur l’ensemble des trois cas d’étude, nous avons choisi de retenir la simulation du cas du Gard qui démarre de l’analyse ARPEGE à 12UTC.

Pour les trois cas d’étude, les résultats des tests de sensibilité à la SST ont montré que la valeur moyenne de SST intégrée sous le jet de basses couches influence fortement le système précipitant aussi bien en terme d’intensité qu’en terme de localisation. Une SST plus élevée donne des flux de chaleur à l’interface plus importants, ce qui humidifie et déstabilise les basses couches de l’atmosphère jusqu’à 2000-3000m d’altitude et augmente par conséquent

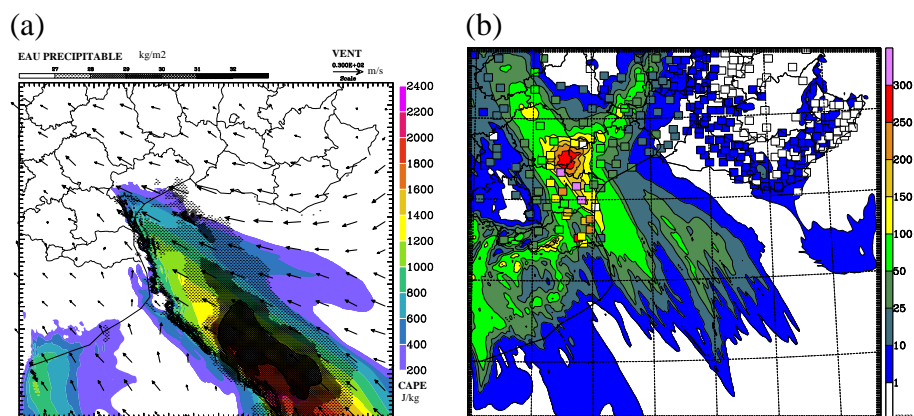


FIG. 5.5 : Simulation de référence (arp12) pour le cas de l'Aude : (a) Environnement à méso-échelle simulé le 13 novembre 1999 à 00UTC : CAPE (J kg^{-1} , en couleurs), vent à environ 36 m au dessus du sol (m s^{-1} , flèches) et eau précipitable (kg m^{-2} , en grisés ; les isolignes délimitent les zones où l'eau précipitable est supérieure à 29 kg m^{-2}). (b) Cumuls de précipitation simulés sur 18h (mm, plages de couleurs) comparés aux cumuls pluviométriques observés sur la même période (carrés de couleur).

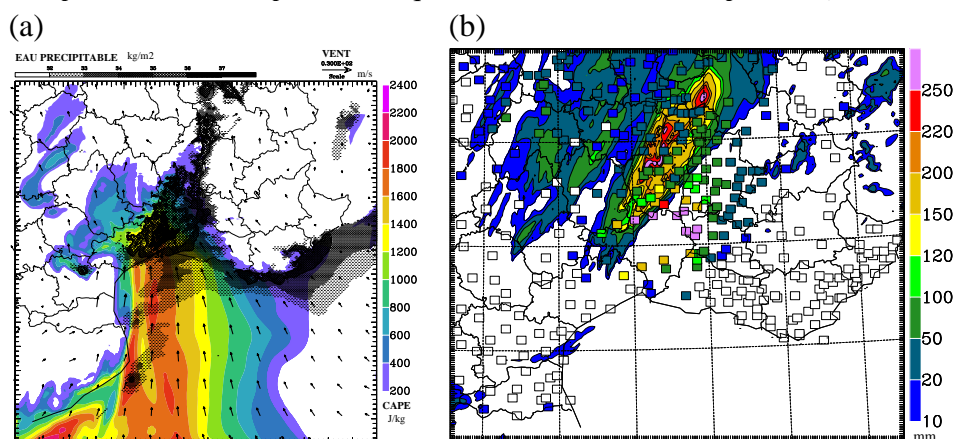


FIG. 5.6 : Idem figure 5.5 mais pour le cas du Gard : a) Environnement à méso-échelle le 9 septembre 2002 à 00UTC (les isolignes délimitent les zones où l'eau précipitable dépasse 34 kg m^{-2}) et b) cumuls de précipitations sur 24h simulés et observés.

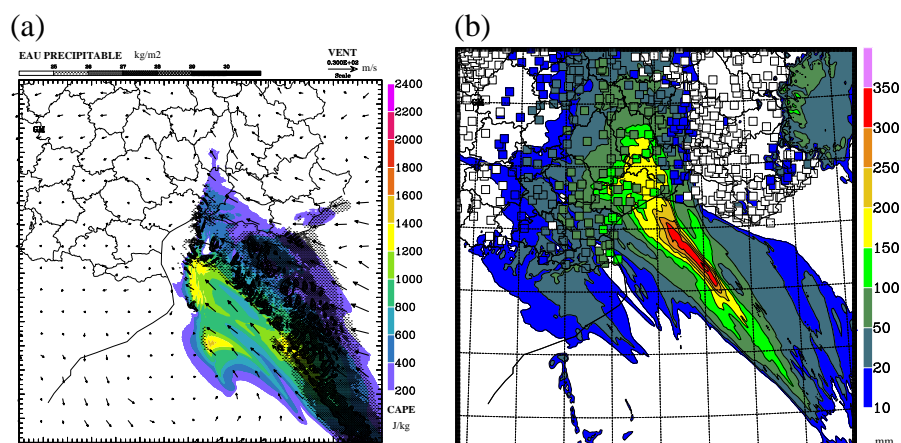


FIG. 5.7 : Idem figure 5.5 mais pour le cas de l'Hérault : a) Environnement à méso-échelle le 3 décembre 2003 à 12UTC (les isolignes délimitent les zones où l'eau précipitable dépasse 27 kg m^{-2}) et b) cumuls de précipitations sur 24h simulés et observés.

5.3. "SENSITIVITY OF TORRENTIAL RAINFALL EVENTS TO THE SEA SURFACE TEMPERATURE BASED ON HIGH-RESOLUTION NUMERICAL FORECAST "

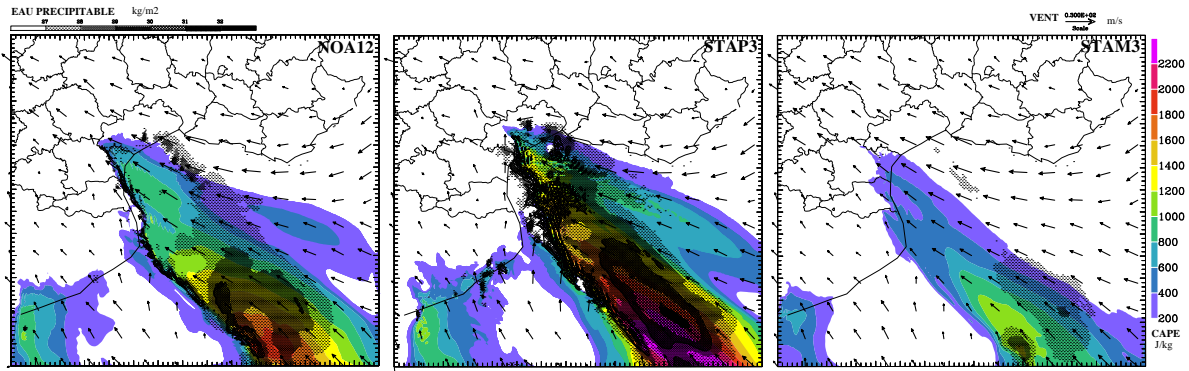


FIG. 5.8 : *Idem figure 5.5a, pour les simulations noa12, stap3 et stam3.*

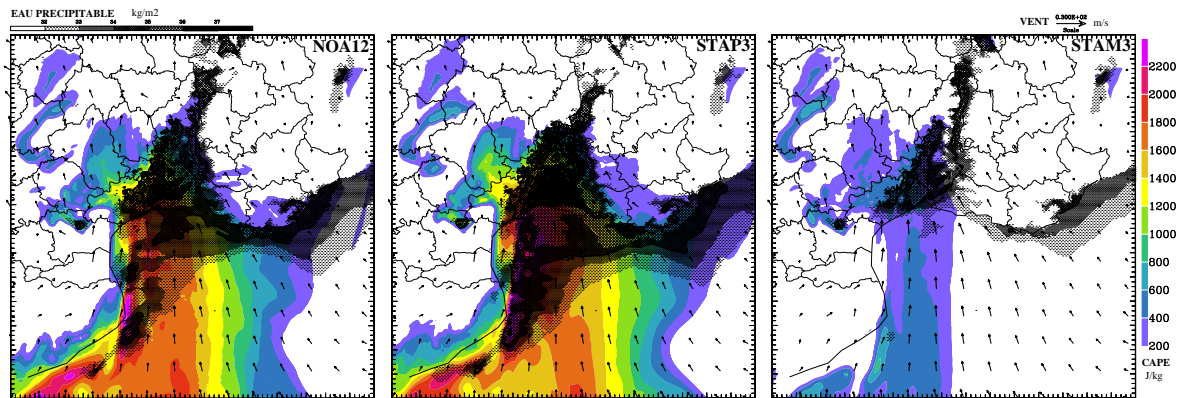


FIG. 5.9 : *Idem figure 5.6a pour les simulations noa12, stap3 et stam3.*

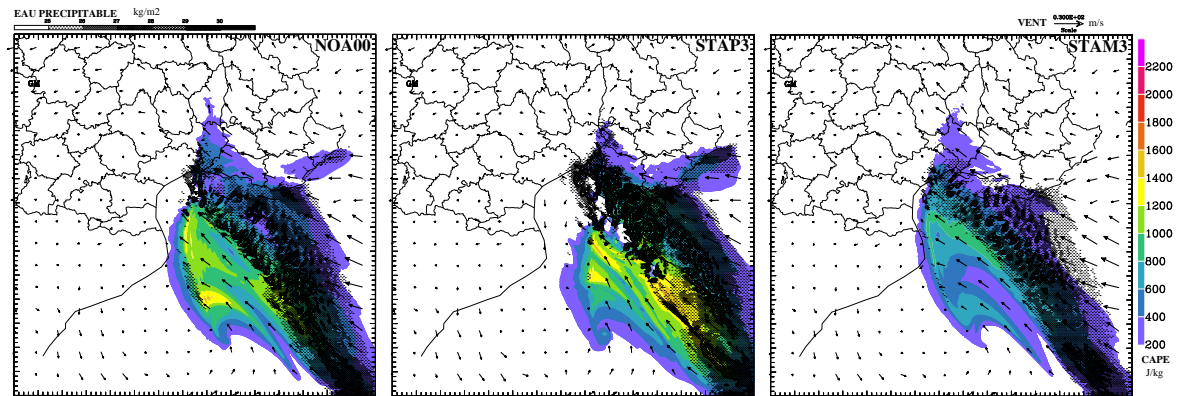


FIG. 5.10 : *Idem figure 5.7a pour les simulations noa00, stap3 et stam3.*

l'instabilité convective disponible (Fig. 5.8, 5.9 et 5.10). Il en résulte une intensification de la convection profonde et une augmentation significative des cumuls de précipitations, et inversement dans les expériences où la SST est plus froide. Pour des diminutions de SST de 3°C correspondant à une réduction considérable de l'énergie potentielle convective disponible (CAPE), la convection profonde est moins intense voire disparaît après quelques heures de simulation pour laisser place à des précipitations de type stratiformes ou orographiques engendrant des précipitations moins intenses.

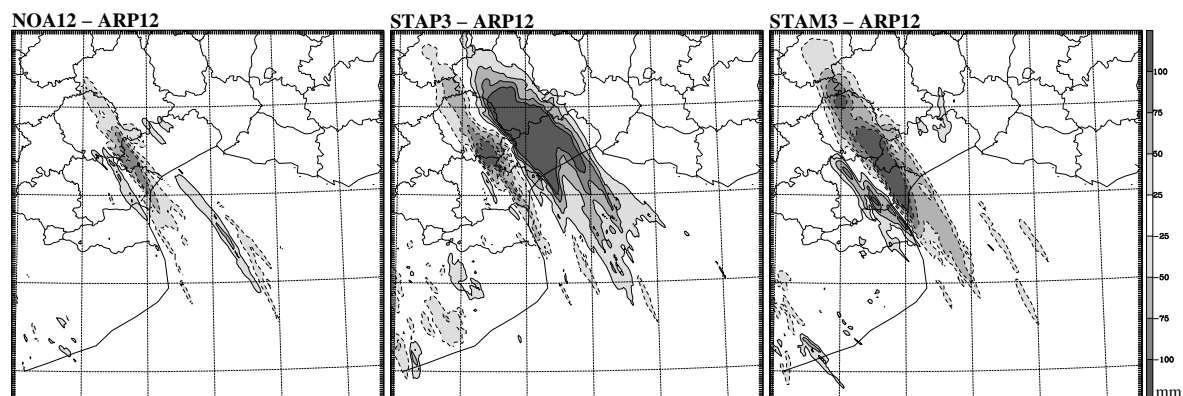


FIG. 5.11 : Cas de l'Aude : Différences de cumuls simulés (mm) après 18h de simulation par noa12, stap3 et stam3 comparées à la simulation de référence arp12.

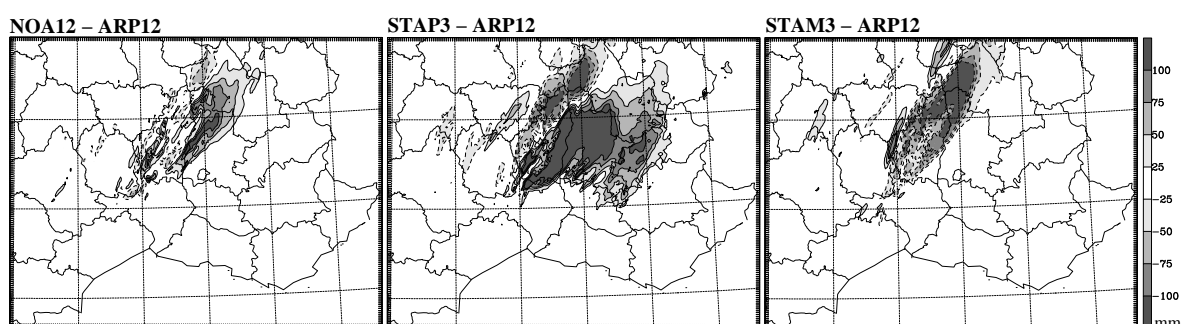


FIG. 5.12 : Idem figure 5.11 mais pour le cas du Gard après 24h de simulation ; noa12, stap3 et stam3 sont comparées à la simulation de référence arp12.

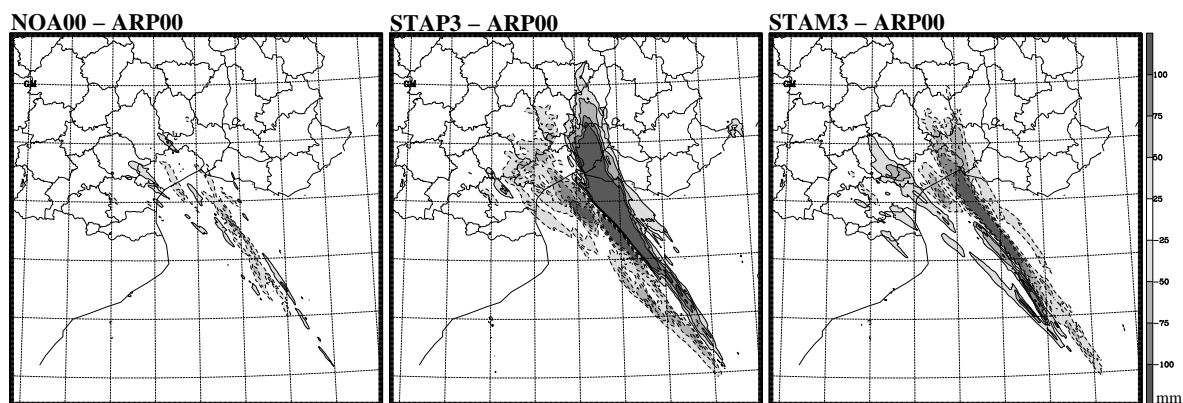


FIG. 5.13 : Idem figure 5.11 mais pour le cas de l'Hérault après 24h de simulation ; noa00, stap3 et stam3 sont comparées à la simulation de référence arp00.

Selon les situations d'étude, différentes réponses sur la dynamique des systèmes à une même perturbation de SST ont aussi été mises en évidence selon le type de situation météorologique étudiée. Pour les deux cas de MCS quasi-stationnaires (Aude et Gard), les jets de basses couches sont intensifiés [affaiblis] et le système convectif se déplace plus [moins] rapidement pour une augmentation [diminution] de la SST (Fig. 5.11 et 5.12). Dans les situations météorologiques où la dynamique frontale domine, comme dans le cas de l'Hérault, la réponse à un changement de SST est plus complexe car elle inclut des interactions entre la

convection profonde et la dynamique frontale. Les cellules convectives peuvent notamment faire effet d'obstacles au déplacement du front. En effet, la convection simulée est plus intense dans l'expérience avec la SST plus chaude, ce qui freine la progression vers l'Ouest du front. L'effet combiné dans ce cas d'une augmentation du taux de précipitation et de la stationnarité du système entraîne des cumuls de précipitations simulés très largement augmentés localement dans le cas où la SST est plus chaude (Fig. 5.13).

Utiliser un champ de SST à plus haute-résolution comme dans les expériences noahh donne des structures de fine échelle aux champs de flux de surface correspondantes à celles de la SST. Cependant, pour une valeur moyenne de SST comparable, on trouve peu d'impacts dus à une plus haute résolution de la SST sur la prévision à haute résolution de la convection ou encore du jet de basses couches. Les anomalies locales de SST sont lissées par intégration spatiale sous la zone d'influence du jet de basses couches.

Les simulations qui ont une SST qui évolue au cours des 18 ou 24 heures d'intégration selon une représentation de la couche de mélange sous forme intégrale sont très proches des simulations de référence où la SST n'évolue pas. Ceci s'explique par les faibles différences (au plus quelques dixièmes de degrés en moyenne) sur le domaine entre la SST simulée à la fin de l'intégration du modèle et la SST initiale correspondant à l'analyse ARPEGE. Le manque d'observations de SST à haute densité spatio-temporelle ne permet pas de valider les évolutions de SST simulées à échelle fine. Cependant, les résultats obtenus montrent des tendances de SST importantes d'un point de vue océanique.

5.3.2 Sensitivity of torrential rainfall events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecast

C. Lebeaupin, V. Ducrocq, and H. Giordani

publié dans le *Journal of Geophysical Research*, **111**, D12110, doi :10.1026/2005JD006541

5.4 Conclusions

En utilisant différents champs de SST (issus d'une analyse des données in-situ ou de produits satellitaires), ainsi qu'en augmentant et en diminuant uniformément la SST analysée, l'impact de la SST sur la prévision à haute-résolution et à courte échéance d'événements fortement précipitants a été examiné. Les résultats obtenus montrent que la valeur moyenne de la SST sur le bassin méditerranéen nord-occidental module non seulement l'intensité de la convection profonde, mais aussi la nature des précipitations et le caractère plus ou moins stationnaire des systèmes précipitants, mais que la prévision est relativement peu sensible à une description à très fine échelle du champ de SST (Lebeaupin *et al.*, 2006).

Les tests réalisés ici permettent déjà d'estimer l'importance d'une bonne description de la SST dans les futurs modèles opérationnels à haute-résolution. Les tests avec SST augmentée ou diminuée globalement de 1.5°C montrent en effet que si des erreurs d'analyse de l'ordre de 1 à 2°C interviennent sur une assez grande échelle, elles peuvent entraîner des erreurs de prévision non-négligeables en terme de localisation ou d'intensité de la convection et des précipitations. Si ces erreurs d'analyse sont limitées spatialement, alors les résultats des tests noahh nous montrent qu'elles auront un impact plus négligeable. Pour la prévision des quantités de pluie, une bonne évaluation de la SST avec de faibles biais moyens sur le bassin méditerranéen occidental (de l'ordre de 0.5°C au maximum) semble donc à privilégier plutôt qu'une forte résolution spatiale du champ de SST. Des tests complémentaires sont nécessaires pour préciser à partir de quelle échelle une anomalie de SST peut influencer la prévision à haute-résolution d'un système précipitant. Ceci pourrait être réalisé dans un cadre idéalisé en faisant varier la taille, la localisation et l'intensité de l'anomalie de SST.

Du point de vue du changement climatique, les modèles climatiques régionaux prévoient une augmentation de la SST pour la Méditerranée entre 2.5 et 3.5°C d'ici la fin du siècle selon les scénarios climatiques (Somot *et al.*, 2006). Les perturbations de SST de 3°C de notre étude peuvent donc donner une première indication du possible effet du réchauffement global sur les événements fortement précipitants en région méditerranéenne, sous l'hypothèse que la dynamique atmosphérique reste la même.

Cependant, la valeur moyenne de SST n'est pas un facteur discriminant pour le développement des systèmes convectifs de méso-échelle. En effet, pour une même valeur moyenne de SST, l'expérience *stam3* du Gard conduit à un affaiblissement de la convection alors que l'expérience *arp12* de l'Aude simule un système convectif bien développé. En fait, dans le cas du Gard, l'instabilité conditionnelle convective, et par conséquent le forçage thermique et la différence de température entre l'air et la mer, est un ingrédient important pour le développement du système convectif, alors que dans le cas de l'Aude, le forçage dynamique, c'est à dire l'intense jet en basses couches semble compenser une plus faible instabilité convective.

Les résultats obtenus ici dépendent bien évidemment de la formulation des flux turbulents à l'interface air-mer. Par exemple, les réponses du système atmosphérique à des perturbations de $\pm 3^{\circ}\text{C}$ ne sont pas symétriques par rapport à la référence du fait de la formulation des flux de surface : en particulier la forme exponentielle de la formule de Clausius-Clapeyron utilisée dans le calcul de l'humidité spécifique à saturation et la dépendance du coefficient de transfert de chaleur à la stabilité thermique induisent cet asymétrie dans la réponse pour de mêmes différences de SST en valeur absolue. Les processus diabatiques associés à la convection peuvent eux-aussi accentuer cet effet non-linéaire de la réponse au forçage de SST. Dans la seconde partie de la thèse, nous nous sommes donc intéressés plus particulièrement à l'influence de la paramétrisation des flux de surface sur mer sur la convection et sur la circulation en basses couches dans le cas de ces événements fortement précipitants.

La mise en place d'une SST pronostique à partir d'une représentation intégrale simplifiée de la CMO a permis de montrer des tendances fortes de SST dans les situations fortement précipitantes en région méditerranéenne sans modifier significativement la prévision de la convection et du jet de basses couches. Ces expériences constituent un premier pas vers un couplage plus complexe entre le modèle atmosphérique MESO-NH, son schéma de surface SURFEX et un modèle océanique uni-dimensionnel en équation d'énergie cinétique turbulente (Gaspar *et al.*, 1990). Dans la troisième partie de cette étude, ce modèle couplé sera décrit et appliqué aux mêmes situations fortement précipitantes en région méditerranéenne. Il permettra d'évaluer l'impact d'une couche de mélange océanique dynamique et interactive sur la prévision de ces événements, mais aussi l'impact des événements fortement précipitants sur la couche de mélange océanique ce qui ne peut être évalué avec la représentation intégrale de l'océan superficiel introduite ici.

Deuxième partie

Sensibilité des évènements de pluie intense à la paramétrisation des flux turbulents sur mer

Chapitre 6

Paramétrisations des flux turbulents sur mer

Dans ce chapitre, nous présentons les paramétrisations utilisées pour les tests de sensibilité à la formulation des flux de surface au dessus de la mer. A côté de la paramétrisation originale de MESO-NH utilisée dans la partie I, deux nouvelles paramétrisations des flux de surface ont été implémentées dans la surface externalisée de MESO-NH : la paramétrisation COARE3.0 et la paramétrisation ECUME. Toutes trois sont des paramétrisations dites “bulk” et nous commençons par présenter le principe général des méthodes “bulk” avant de décrire les spécificités de chacune des paramétrisations.

6.1 La méthode bulk ou aérodynamique globale

Les paramétrisations dites aérodynamiques globales ou “bulk” sont basées sur la théorie de Monin-Obukhov pour estimer les flux de surface en fonction des gradients de paramètres météorologiques moyens dans la couche limite de surface. Cette méthode repose sur la détermination des constantes appelées coefficients d’échange (ou coefficients aérodynamiques) permettant d’établir une relation explicite entre les flux de surface et les gradients météorologiques entre la surface et une hauteur “de mesure” (Liu *et al.*, 1979). Ce type de paramétrisation permet d’estimer facilement les flux au dessus de la mer pour la modélisation, les gradients atmosphériques mis en jeu étant le plus souvent des paramètres disponibles dans les modèles atmosphériques.

Les flux turbulents de surface, *i.e.* le stress ou flux de quantité de mouvement τ , le flux de

chaleur sensible H et le flux de chaleur latente LE , sont ainsi formulés :

$$\begin{cases} |\vec{\tau}| = \rho_a \overline{w'u'} = -\rho_a u_*^2 \\ H = \rho_a c_{p_a} \overline{w'\theta'} = -\rho_a c_{p_a} u_* \theta_* \\ LE = \rho_a \mathcal{L}_v \overline{w'q'} = -\rho_a \mathcal{L}_v u_* q_* \end{cases} \quad (6.1)$$

u' , θ' et q' représentent les fluctuations verticales de vent, température potentielle et humidité spécifique, u_* , θ_* et q_* sont les paramètres d'échelle caractéristiques de Monin-Obukhov.

La formulation bulk des flux turbulents introduit donc des coefficients d'échange pour exprimer les flux en fonction des gradients verticaux des variables vent, température et humidité :

$$\begin{cases} |\vec{\tau}| = -\rho_a C_D U^2 \\ H = \rho_a c_{p_a} C_H U (\theta_s - \theta_a) \\ LE = \rho_a \mathcal{L}_v C_E U (q_s - q_a) \end{cases} \quad (6.2)$$

Les indices s désignent les paramètres à la surface de la mer et les indices a les paramètres atmosphériques au premier niveau du modèle ou à 10 mètres. U est la moyenne de la vitesse du vent relatif. On choisit la convention atmosphérique, c'est à dire que les flux sont définis positifs dans le cas d'un gain d'énergie par l'atmosphère.

D'après les équations (6.1) et (6.2), on peut écrire :

$$\begin{cases} C_D = \left(\frac{u_*}{U}\right)^2 \\ C_H = \frac{u_* \theta_*}{U(\theta_a - \theta_s)} \\ C_E = \frac{u_* q_*}{U(q_a - q_s)} \end{cases} \quad (6.3)$$

On voit donc que le coefficient d'échanges pour la variable x peut s'écrire de façon générale :

$$C_X = \frac{\overline{w'x'}}{U \Delta X} \quad (6.4)$$

avec X qui vaut D pour le frottement ("drag"), H pour la chaleur ("heat") et E pour l'évaporation et ΔX la différence de x entre l'océan et l'atmosphère. Chaque coefficient est divisé en deux composantes :

$$C_X = c_x^{\frac{1}{2}} c_d^{\frac{1}{2}} \quad (6.5)$$

qui s'expriment de façon générale à partir de la théorie de similitude de Monin-Obukhov en fonction de l'altitude du premier niveau atmosphérique z , de la stratification de l'atmosphère par l'intermédiaire du paramètre noté ζ , des longueurs de rugosité (z_0 , z_{0t} et z_{0q}) et de la constante de von Karman κ :

$$c_x^{\frac{1}{2}}(\zeta) = C_{x10n}^{\frac{1}{2}} F_x(\zeta, \kappa, C_{x10n}^{\frac{1}{2}}) \quad (6.6)$$

$$C_{x10n}^{\frac{1}{2}} = \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z}{z_{0x}}\right)} \quad (6.7)$$

Les longueurs de rugosité prennent souvent l'expression générale suivante :

$$z_0 = \frac{\alpha u_*^2}{g} + \frac{\beta \nu}{u_*} \quad (6.8)$$

avec α et β deux constantes (α est également appelée constante de Charnock) et ν la viscosité dynamique.

Chacune des paramétrisations exposées et utilisées par la suite utilise une hypothèse de fermeture propre en déterminant par une méthode théorique ou issue de l'expérimentation, les coefficients d'échanges à partir des coefficients d'échanges neutres à 10m C_{D10n} , C_{H10n} et C_{E10n} (*i.e.* pour $\zeta = 0$) et d'une fonction de stabilité F_x et les longueurs de rugosité.

La méthode "bulk" est largement répandue dans le calcul des flux dans les modèles du fait de son application rapide à partir des champs météorologiques (Bourras, 2000). Cependant la sensibilité du calcul de flux aux hypothèses de base reste un problème dans l'amélioration des paramétrisations des coefficients d'échange. En outre, il est souvent difficile de déterminer le comportement de ces paramétrisations pour les vents faibles ($< 4 \text{ m s}^{-1}$) ou les vents très forts ($> 20 \text{ m s}^{-1}$). De nombreuses campagnes de mesure ont fourni des paramétrisations du C_{D10n} , sans là encore converger. Les études sur les coefficients d'échanges C_{H10n} et C_{E10n} sont beaucoup moins nombreuses, la mesure du flux de chaleur latente étant encore très difficile à réaliser en mer et les valeur de flux de chaleur sensible étant généralement faibles. De plus, de fortes incertitudes affectent la dépendance des coefficients de transfert au vent et à la stabilité statique des basses couches atmosphériques.

6.2 Les méthodes directes

Les méthodes de calcul des flux permettant d'obtenir les coefficients d'échanges à partir de formulations dépendant directement de paramètres atmosphériques sont appelées "méthodes directes". Parmi les paramétrisations des flux utilisant cette méthode, on peut citer Large et Pond (1981, 1982) et Louis (1979). Nous décrirons ici en détail la paramétrisation directe de Louis (1979) sur laquelle est basée la paramétrisation originale de MESO-NH.

La relation de fermeture permet de déterminer les coefficients d'échange à l'interface air-mer à partir des coefficients d'échange neutres à 10m et des fonctions de Louis (1979) dépendant de la stabilité qui est ici évaluée à partir du nombre de Richardson Ri . Avec le formalisme introduit Eq. 6.6, les coefficients d'échange C_D et C_H s'expriment ainsi :

$$\begin{cases} C_D = C_{d10n} \times \mathcal{F}_D^2(Ri, z, z_0) \\ C_H = C_{d10n}^{\frac{1}{2}} C_{h10n}^{\frac{1}{2}} \times \mathcal{F}_D(Ri, z, z_0) \mathcal{F}_H(Ri, z_t, z_{0t}) = C_{d10n}^{\frac{1}{2}} C_{h10n}^{\frac{1}{2}} \times (\mathcal{F}_H'(Ri, z, z_t, z_0, z_{0t}))^2 \end{cases} \quad (6.9)$$

Le coefficient d'échange C_E pour le flux de chaleur latente est pris égal à C_H . Les fonctions de Louis \mathcal{F}_D et \mathcal{F}_H' sont données par :

$$\mathcal{F}_X(Ri, z, z_t, z_0, z_{0t}) = \begin{cases} \left(\mathcal{A} - \frac{b_X Ri}{1 + c_X \sqrt{-Ri}} \right)^{\frac{1}{2}} & \text{for } Ri \leq 0 \\ \left(\frac{\mathcal{A}}{1 + b'_X \frac{Ri}{\sqrt{1 + c'_X Ri}}} \right)^{\frac{1}{2}} & \text{for } Ri > 0 \end{cases} \quad (6.10)$$

Les expressions des coefficients $\mathcal{A}, b_X, b'_X, c_X, c'_X$ en fonction de z, z_t, z_0 et z_{0t} sont données en Annexe C.

Les coefficients de transfert neutres à 10m (C_{D10n} et C_{H10n}) sont donnés par l'équation 6.7, où les longueurs de rugosité z_0 et z_{0t} sont estimées en distinguant la surface liquide et la glace de mer selon sa température de surface par un seuil à -2°C (Tab. 6.1). Dans le cas de la glace de mer, les longueurs de rugosité au dessus de l'océan sont alors identiques aux longueurs de rugosité de la neige. Au dessus d'une surface liquide, la longueur de rugosité se réduit à l'expression de Charnock (1955) (*i.e.* $\alpha = 0.015$ et $\beta = 0$ dans l'Eq (6.8)).

	$z_0 =$	$z_{0t} = z_{0q} =$
$T \leq -2C$	$z_{0_{seaice}} = z_{0_{snow}} = 1.10^{-3}$	$z_{0_{T_{seaice}}} = z_{0_{T_{snow}}} = 1 \times 10^{-4}$
$T > -2C$	$0.015 \frac{u_*^2}{g}$	$0.015 \frac{u_*^2}{g}$

TAB. 6.1 : Longueurs de rugosité pour la paramétrisation originale MESO-NH.

Le nombre de Richardson Ri s'exprime pour une parcelle de fluide de taille caractéristique Δz comme le rapport entre son énergie potentielle gravitationnelle et son énergie cinétique :

$$Ri = \frac{g\beta\Delta T\Delta z}{U^2} = \frac{g\beta(T_s - T_a)z_t}{U^2} \quad (6.12)$$

avec g est l'accélération de la pesanteur.

6.3 Les méthodes itératives

Les équations bulk peuvent être résolues à l'aide d'une méthode itérative sur le paramètre de stabilité et les paramètres d'échelle caractéristiques de Monin-Obukhov. Les critères de convergence varient selon les paramétrisations. Ils diffèrent également dans la représenta-

tion ou non de divers processus tels que les effets sur les échanges air-mer des vagues, des embruns, de la salinité de l'eau de mer, les rafales de vent, et surtout dans leur calcul des longueurs de rugosité ou des coefficients d'échanges (Brunke *et al.*, 2003). Parmi ces algorithmes on peut citer Liu *et al.* (1979) ou Smith (1988). L'algorithme COARE (Fairall *et al.*, 1996b) est l'algorithme itératif le plus utilisé pour le calcul des flux air-mer et a aussi servi de base pour le développement de nouvelles paramétrisations [par exemple, Mondon et Redelsperger (1998) ou la paramétrisation ECUME (Belamari, 2005)].

Nous décrirons ici en détail l'algorithme itératif COARE dans sa version 3.0, puis nous montrerons comment la paramétrisation ECUME modifie l'algorithme COARE afin d'intégrer une calibration multi-campagne des coefficients d'échanges.

6.3.1 La paramétrisation COARE

6.3.1.i La campagne TOGA-COARE

L'expérience internationale COARE pour "Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment" associée au programme TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) s'est déroulée dans le Pacifique Ouest au coeur de la "warm pool" entre novembre 1992 et février 1993 (Webster et Lukas, 1992).

La campagne COARE a permis de réunir dans cette région des moyens d'observations à la fois de l'atmosphère, de l'océan et des échanges entre les deux compartiments. Les instruments de mesure ont été déployés à l'intérieur d'un réseau de trois domaines imbriqués d'échelles spatio-temporelles décroissantes (Fig. 6.1). Au sein de la zone d'étude la plus petite de 500 km de côté (IFA, Fig. 6.1), un grand nombre de moyens de mesure de flux de surface ont été réunis : Ces mesures de flux reposant sur toutes les techniques disponibles (méthodes de corrélation, de dissipation, ...) étaient effectuées de manière complémentaire par des bateaux et par avions. En parallèle avec l'échantillonnage de l'atmosphère, les 500 premiers mètres de l'océan ont aussi été l'objet de mesures intensives grâce aux moyens océanographiques (bateaux, réseau de mouillages renforcé et bouées dérivantes) mesurant essentiellement les courants, la salinité et la température, devaient permettre de réaliser des bilans sur la région.

6.3.1.ii L'algorithme COARE

Description : Le développement d'un algorithme "bulk" de calcul des flux air-mer a démarré dès le début de la période d'observations et plusieurs versions de la paramétrisation ont été produites depuis (Weller *et al.*, 2004). Cette paramétrisation est basée sur le modèle de Liu *et al.* (1979, LKB). La version 1.0 inclut des modifications du code de référence pour la longueur de rugosité sur le vent (Smith, 1988), pour les fonctions profils (ψ_m , ψ_h et ψ_q)

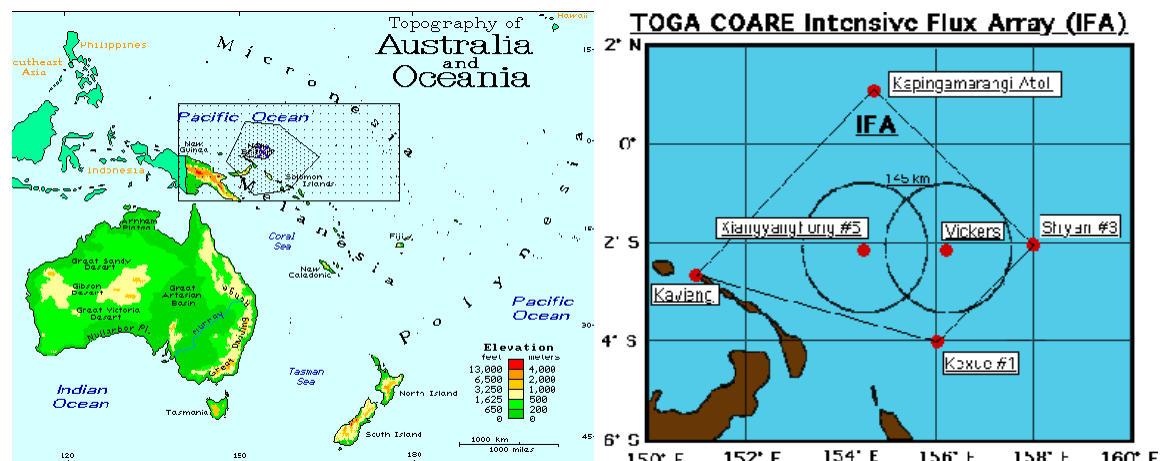


FIG. 6.1 : Domaines imbriqués de l'expérience TOGA COARE : Le plus petit domaine (IFA, à droite) a été le lieu de mesures intensives des flux de surface.

en situation fortement convective, et pour les rafales en régime de vent faible (Godfrey et Beljaars, 1991). La version 2.0 ajoute à la paramétrisation une représentation de la physique du phénomène d'effet de peau (Saunders, 1967) et aussi de l'effet du réchauffement diurne de la proche surface de l'océan d'après une version simplifiée du modèle de couche de mélange océanique de Price *et al.* (1986). Ces nouvelles options ont ainsi permis de corriger les flux obtenus en utilisant la "vraie" température de peau. Des corrections sur les flux de quantité de mouvement (Caldwell et Elliott, 1971) et de chaleur sensible (Gosnell *et al.*, 1995) dues aux précipitations ont été aussi incorporées à la paramétrisation, ainsi que la correction de Webb sur le flux de chaleur latente résultant de la condition que le flux de masse sec net doit être nul (Webb *et al.*, 1980).

La version 2.5b décrite par Fairall *et al.* (1996b,a) et Gosnell *et al.* (1995) a été mise au point en utilisant uniquement des données issues des mesures de la campagne COARE (soit 800h de mesures de flux turbulents sur le *R/V Moana Wave* durant la période d'observations intensives), ce qui a limité la validation de la paramétrisation à la gamme de vitesse de vent entre 0 et 12 m s^{-1} et aux zones équatoriales. Néanmoins, l'algorithme a souvent été appliqué au delà de ses limites, et ceci, même par les auteurs. Cette version a été en particulier utilisée avec succès durant plusieurs campagnes de mesure par des membres du groupe "Flux" (Bradley et Weller, 1997) à plusieurs endroits et sur un grand nombre de plateformes.

Les équations de l'algorithme COARE2.5b ne seront pas exposées ici mais peuvent être retrouvées dans Fairall *et al.* (1996b,a) et Gosnell *et al.* (1995).

La version COARE 3.0 : Entre 1997 et 1999, la base de données des interactions air-mer de NOAA/ETL a permis d'élargir le domaine de validité de la paramétrisation COARE (Bradley *et al.*, 2000; Fairall *et al.*, 2001) en fournissant des mesures directes de flux à de plus hautes-latitudes et avec des vents plus forts (jusqu'à 20 m s^{-1}). La validation de l'algorithme a ainsi

été étendue en combinant ces nouvelles données à celles de la campagne COARE (Fairall *et al.*, 2003), ainsi qu'à celles issues d'une réanalyse des données HEXMAX (DeCosmo *et al.*, 1996).

Les principales caractéristiques de la paramétrisation COARE 3.0 sont :

1. Les fonctions notées F_X dans l'équation 6.6 s'expriment :

$$F_X(\zeta) = \frac{1}{\left(1 - \frac{c_{x10n}^{\frac{1}{2}}}{k} \psi_x(\zeta)\right)} \quad (6.13)$$

$$\zeta = z/L$$

Les formulations des fonctions de stabilité utilisées dans la paramétrisation COARE3.0 sont données dans l'Annexe C.

2. Les coefficients de transfert sont estimés à partir des paramètres d'échelle caractéristiques de Monin-Obukhov (u_* , θ_* et q_*) et des gradients des variables atmosphériques selon les équations 6.3. Les paramètres d'échelle et les longueurs de rugosité sont estimés itérativement. Le nombre d'itérations est limité à seulement 3 dû à une meilleure ébauche du paramètre de stabilité à l'aide du nombre de Richardson bulk Ri_b (Grachev et Fairall, 1997) estimé à partir des variables météorologiques (*c.f.* Eq. 6.12).
3. Dans l'expression de z_0 (eq.6.8), β vaut 0.11 et la valeur du paramètre de Charnock n'est plus une constante, mais dépend de la vitesse du vent (Hare *et al.*, 1999) :

$$\begin{aligned} \alpha &= 0.011 & si \ U \leq 10 \text{ m.s}^{-1} \\ \alpha &= 0.011 + (0.018 - 0.011)(U - 10) & si \ U \leq 18 \text{ m.s}^{-1} \\ \alpha &= 0.018 & si \ U > 18 \text{ m.s}^{-1} \end{aligned} \quad (6.14)$$

4. Contrairement à la version 2.5 dans laquelle les paramètres scalaires de rugosité z_{0q} et z_{0t} étaient obtenus initialement à partir des relations du modèle LKB, ils sont désormais calculés directement de manière à mieux correspondre aux données des campagnes de l'ETL et celle de HEXMAX (voir Fairall *et al.* (2003), Fig. 4) :

$$z_{0q} = z_{0t} = MIN \left(1.15 \cdot 10^{-4}, 5.5 \cdot 10^{-5} \left(\frac{v}{z_0 u_*} \right)^{0.6} \right)$$

5. La réduction de 2% de l'humidité spécifique à saturation liée à la réduction de pression de vapeur saturante due à la salinité de l'eau de mer estimée en moyenne à 34 ppt (Kraus, 1972) est prise en compte avec la formulation suivante :

$$q_s = 0.98 \times q_{sat}(\theta_s) \quad (6.15)$$

où q_{sat} est l'humidité spécifique à saturation.

6. Le vent relatif est augmenté d'une correction liée aux rafales w_g tel que :

$$U = \sqrt{|\vec{v}|^2 + w_g^2} \quad (6.16)$$

et

$$w_g = \beta_{gust} (bf \cdot z_{bl})^{\frac{1}{3}} \quad (6.17)$$

$$bf = MAX \left(0, \frac{-gu_* T_{v*}}{T} \right)$$

$$T_{v*} = T_* \left\{ 1 + q \left(\frac{R_v}{R_a} - 1 \right) \right\} + \left(\frac{R_v}{R_a} - 1 \right) T q_*$$

z_{bl} est la hauteur de la couche limite atmosphérique (fixée à 600 m). β_{gust} est une constante et vaut 1.2 (Jabouille *et al.*, 1996). R_v et R_a sont les constantes des gaz parfaits pour la vapeur d'eau et pour l'air respectivement.

7. Deux corrections liées aux précipitations sont ajoutées aux flux turbulents. En effet, les précipitations accentuent le refroidissement de l'océan et entraîne une tension supplémentaire en surface. Par conséquent, on ajoute au flux de quantité de mouvement la correction τ_p selon (Fairall *et al.*, 1996b) et au flux de chaleur sensible la correction H_p selon (Gosnell *et al.*, 1995) :

$$\tau_p = \frac{\mathcal{R}U}{3600} \quad (6.18)$$

$$H_p = \tilde{\mathcal{R}} c_{pr} \varepsilon (T_s - T_a) \left(1 + \frac{1}{B} \right) \quad (6.19)$$

\mathcal{R} le taux de précipitations en mm h⁻¹, et $\tilde{\mathcal{R}}$ en kg s⁻¹; c_{pr} est la chaleur spécifique de l'eau (4186 J kg⁻¹ K⁻¹); $B = \frac{c_p \Delta T}{\mathcal{L} \Delta q}$ est le rapport de Bowen et Le facteur du point de rosée ε s'exprime :

$$\varepsilon = 1 / \left(1 + \frac{R_a}{R_v} \frac{\mathcal{L} d_v}{d_h c_p} \frac{dq_s}{dT} \right)$$

avec \mathcal{L} la chaleur latente de vaporisation de l'eau, c_p la chaleur spécifique de l'air, d_v et d_h les diffusivités de vapeur d'eau et de chaleur.

8. Une option a été ajoutée pour la prise en compte des effets des ondes de gravité en surface sur la longueur de rugosité pour le vent. Ces effets peuvent être importants notamment en zones d'eau peu profonde ou côtières. On peut utiliser pour le calcul de z_0 à la place de Smith (1988), soit la paramétrisation des ondes de Oost *et al.* (2002), soit le modèle de Taylor et Yelland (2001) qui paramétrise la rugosité de surface en terme d'amplitude significative de l'onde et de pic de longueur d'onde (crête) [voir

Annexe C]. Cette option n'a pas été activée dans les tests réalisés ici.

6.3.2 La paramétrisation ECUME

La paramétrisation unifiée ou ECUME est une paramétrisation itérative “bulk” développée dans le but d'obtenir une paramétrisation optimisée qui couvre la plus large échelle possible de conditions atmosphériques et océaniques (Weill *et al.*, 2003).

6.3.2.i La calibration multi-campagne des coefficients d'échange neutres

Basée initialement sur l'algorithme COARE2.5b, ECUME inclut une estimation des coefficients de transfert neutres à 10 m à partir d'une calibration multi-campagne dérivée de la base de données ALBATROS qui rassemble les données de cinq campagnes de mesures consacrées à la mesure de flux à l'interface air-mer en Atlantique et en Méditerranée depuis 1992 :

- POMME “Programme Océanique Multidisciplinaire à Moyenne Echelle”,
- FETCH “Flux, Etat de la mer et Télédétection en Condition de Fetch”,
- SEMAPHORE “Structure des Echanges Mer-Atmosphère, Propriétés des Hétérogénéités Océaniques : Recherche Expérimentale”,
- CATCH “Couplage avec l'ATmosphère en Conditions Hivernales”,
- EQUALANT99.

Campagne	Lieu	Période	Navire Principal	Remarques
SEMAPHORE	Atlantique NE Bassin des Canaries	7 oct-15 nov 1993	<i>Le Suroît</i>	Deux avions, bouées et réseau hydrologique (trois bateaux : <i>Le Suroît</i> , <i>D'Entrecasteaux</i> and <i>Pr. Stockman</i>)
CATCH	Atlantique NO	8 jan-1 mar 1997	<i>Le Suroît</i>	Deux bateaux : <i>Le Suroît</i> et <i>Knorr</i> ; bouées dérivantes et réseau hydrologique
FETCH	Méditerranée Golfe du Lion	13 mar-15 avr 1998	<i>L'Atalante</i>	Deux avions, bouées et réseau hydrologique
EQUALANT99	Atlantique équatorial	15 jui-20 août 1999	<i>La Thalassa</i>	réseau hydrologique
POMME	Atlantique NE Bassin Ibérique	2 fév-11 mai 2001	<i>L'Atalante</i>	Bouées fixes et dérivantes, réseau hydrologique et deux bateaux : <i>L'Atalante</i> et <i>D'Entrecasteaux</i>

TAB. 6.2 : Principales caractéristiques des cinq campagnes de mesure composant la base de données ALBATROS. Source : Weill *et al.* (2003).

Les domaines d'expériences des cinq campagnes sont donnés Fig. 6.2. Une description plus détaillée de ces campagnes de mesure est proposée tableau 6.2 et peut être également retrouvée dans Weill *et al.* (2003) et Belamari (2005).

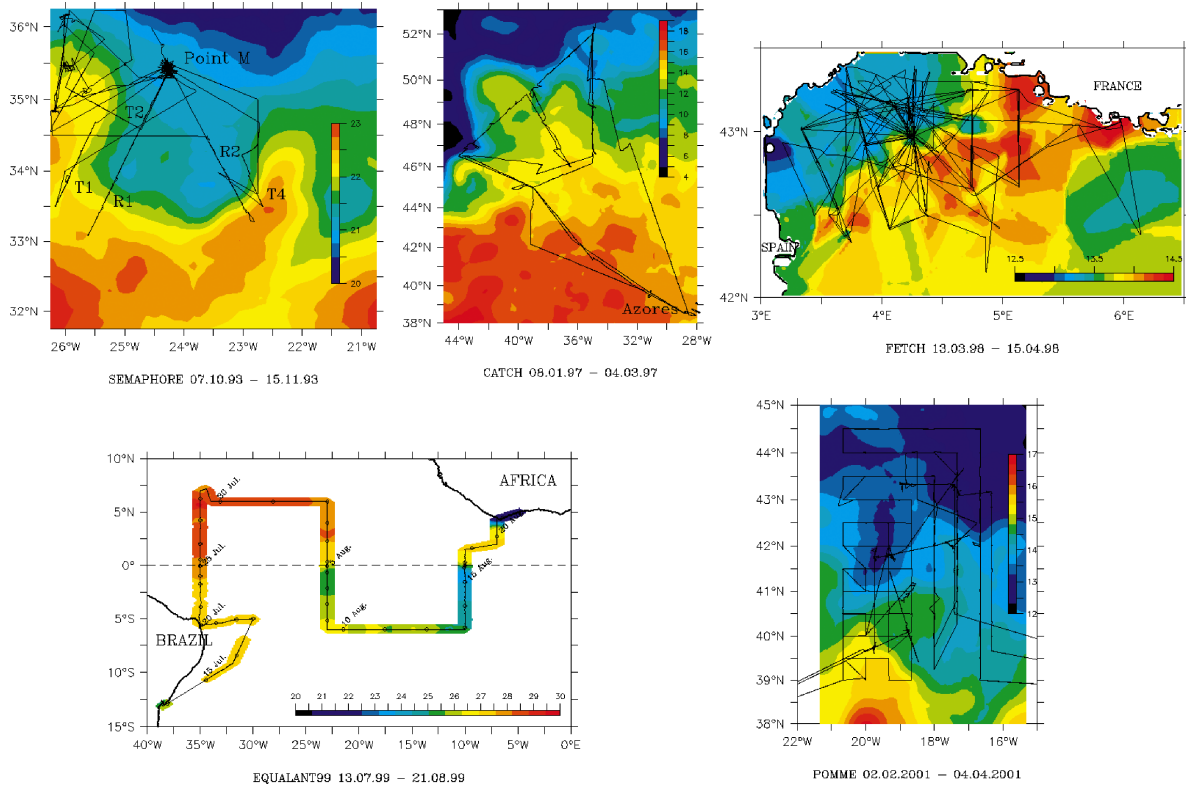


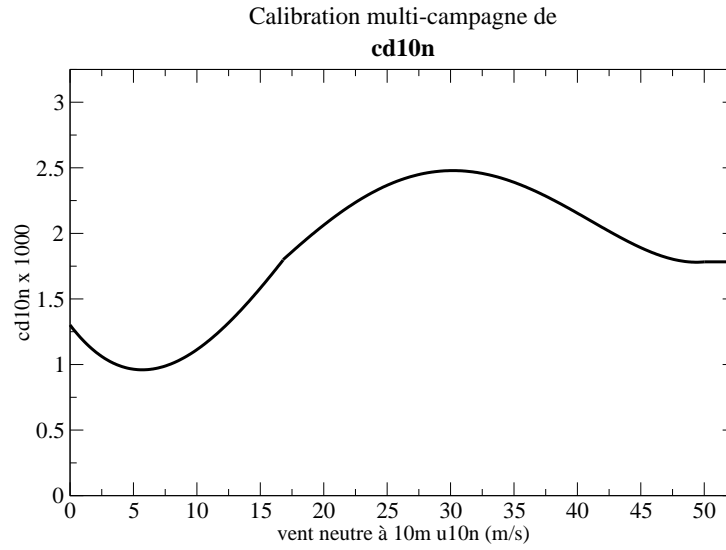
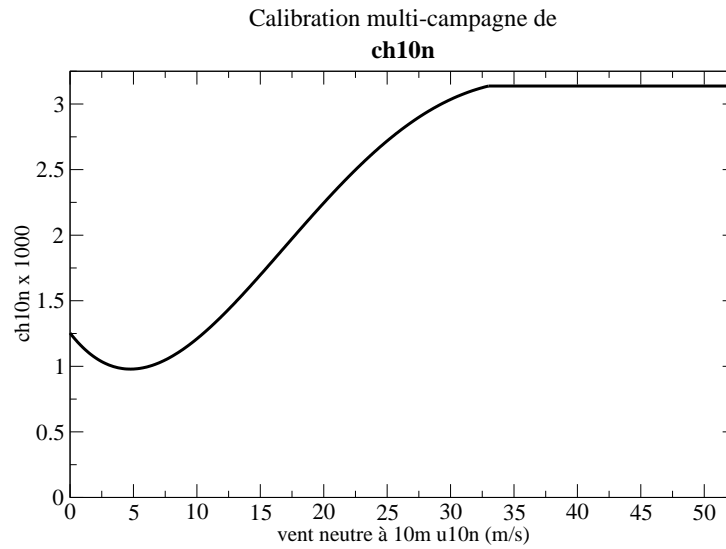
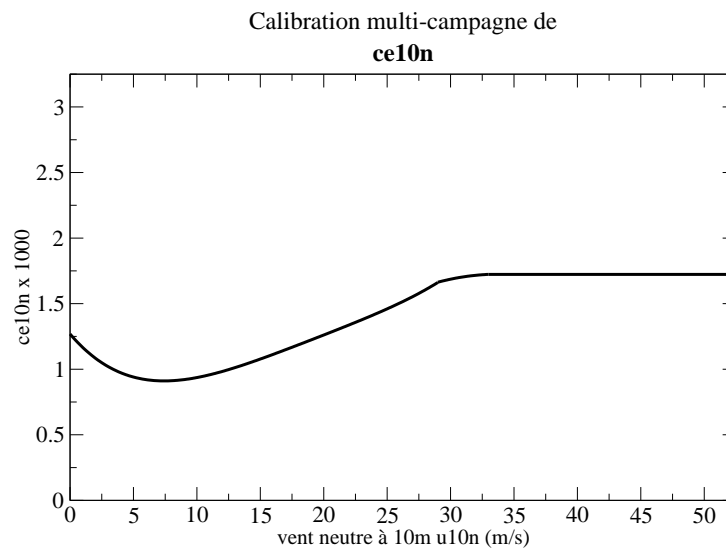
FIG. 6.2 : Domaines expérimentaux des cinq campagnes de mesure composant la base de données ALBATROS (SST et trajectoires bateaux). Source : Weill et al. (2003).

La base de données ALBATROS qui représente dix années de recherche sur les flux comprend 260 jours de mesures (soit 5600 h de mesure de turbulence réalisées à différentes périodes de l'année) sur une large gamme de conditions de stratification de la couche limite atmosphérique (de instables à extrêmement stables) et pour une gamme de vent de très faibles (0.3 m s^{-1}) à très intenses (29 m s^{-1}).

Calibrer les coefficients d'échange sur la base de données ALBATROS permet d'obtenir une paramétrisation optimisée qui couvre la plus large échelle possible de conditions atmosphériques et océaniques et adaptée aux conditions de moyennes latitudes contrairement à l'algorithme COARE2.5 principalement basé et dédié aux régions tropicales.

L'intérêt supplémentaire de la base de données ALBATROS est la remarquable homogénéité des méthodes de mesure de flux turbulents utilisées durant ces cinq campagnes. Un post traitement similaire a été appliqué aux données des cinq campagnes pour dériver les coefficients d'échange pour le stress $C_{D_{10n}}$, la chaleur $C_{H_{10n}}$ et l'humidité $C_{E_{10n}}$ comme des fonctions du vent à 10m et en conditions de stratification neutres. Ces fonctions sont présentées Figures 6.3, 6.4 et 6.5.

La fonction obtenue pour le coefficient $C_{D_{10n}}$ montre un minimum pour $u_{10n} = 5 \text{ m s}^{-1}$, puis une augmentation modérée pour $5 < u_{10n} < 30 \text{ m s}^{-1}$. En régime de vent cyclonique (pour $u_{10n} > 30 \text{ m s}^{-1}$), la fonction indique une saturation du coefficient vers $1.78 \cdot 10^{-3}$. Cette

FIG. 6.3 : Calibration multi-campagne du coefficient de transfert neutre à 10m pour le stress $C_{D_{10n}}$.FIG. 6.4 : Calibration multi-campagne du coefficient de transfert neutre à 10m pour la chaleur $C_{H_{10n}}$.FIG. 6.5 : Calibration multi-campagne du coefficient de transfert neutre à 10m pour l'évaporation $C_{E_{10n}}$.

affaiblissement de $C_{D_{10n}}$ en conditions cycloniques est comparable aux résultats de (Powell *et al.*, 2003; Makin, 2004).

Le coefficient d'échange pour la chaleur $C_{H_{10n}}$ a d'abord été calibré pour des stratifications instables plus fiables et a ensuite été généralisé aux conditions stables. La fonction montre un minimum autour de 5 m s^{-1} , une augmentation forte pour $5 < u_{10n} < 33 \text{ m s}^{-1}$ puis une saturation vers $3.14 \cdot 10^{-3}$.

La fonction pour le coefficient d'échange pour l'humidité $C_{E_{10n}}$ montre un minimum autour de 5 m s^{-1} , une faible augmentation pour $5 < u_{10n} < 29 \text{ m s}^{-1}$ puis une saturation vers $1.72 \cdot 10^{-3}$.

6.3.2.ii Autres caractéristiques de la paramétrisation ECUME

Les principales caractéristiques de la paramétrisation ECUME sont :

1. L'algorithme COARE2.5 sur lequel se base la paramétrisation ECUME a été modifié de manière à assurer la convergence en 20 itérations maximum pour tout type de conditions rencontrées (Belamari, 2005). La séquence itérative est interrompue lorsque la différence entre les paramètres d'échelle entre deux itérations successives est inférieure à des seuils prescrits qui sont de $2 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ pour u_{*th} , de $2 \cdot 10^{-4} \text{ K}$ pour θ_* et de $2 \cdot 10^{-7} \text{ kg/kg}$ pour q_* .

La relation de fermeture est finalement la calibration multi-campagne des coefficients d'échange en conditions neutres à 10m ($C_{D_{10n}}$ pour le stress, $C_{H_{10n}}$ pour la chaleur et $C_{E_{10n}}$ pour l'évaporation) à partir du vent neutre à 10 m. La calibration multi-campagne constitue l'atout majeur de cette paramétrisation la rendant par nature la plus réaliste possible.

2. Les fonctions de stabilité sont exprimés selon le même principe que COARE3.0, mais avec des coefficients différents (voir Annexe C)
3. La longueur de rugosité est donné par l'expression 6.8 avec $\alpha = 0.011$ et $\beta = 0.11$.
4. La réduction de 2% de l'humidité spécifique à saturation liée à la réduction de pression de vapeur saturante due à la salinité de l'eau de mer est aussi appliquée (eq. 6.15, Kraus (1972)).
5. La correction liée aux rafales (gustiness) est également appliquée (Eq. 6.17).
6. Les corrections liées aux précipitations τ_p et H_p d'après Fairall *et al.* (1996b) et Gosnell *et al.* (1995) sont également calculées dans la paramétrisation ECUME (Eq. 6.18 et 6.19).
7. La correction de Webb (LE_{webb}) est une correction appliquée au flux de chaleur latente. Elle est liée aux variations de densité de l'air en cas de variations d'humidité par action

de l'évaporation. L'expression de cette correction disponible dans ECUME est détaillée dans l'Annexe C.

8. Aucune prise en compte des vagues n'est incluse dans la paramétrisation ECUME.

La paramétrisation ECUME a été récemment validée en particulier sur la formation de glace de mer avec le modèle ORCA2-LIM (Belamari et Pirani, 2007).

Cette paramétrisation a également été comparée à la paramétrisation COARE (et à une méthode "neuronal") dans l'étude de Bourras *et al.* (2007). Des cas de non-convergence avec ECUME ont été trouvés dans cette étude (pour 1.8 % des cas) surtout dans des situations stables.

6.4 Implémentation des paramétrisations des flux sur mer dans SURFEX

Les paramétrisations ECUME (Belamari, 2005) et COARE dans la version 3.0 (Fairall *et al.*, 2003) décrites ci-dessus ont été introduites dans la surface externalisée. La formulation des flux air-mer de Louis (1979) est celle utilisée par défaut par les utilisateurs du schéma de surface SURFEX. Elle sera aussi nommée ici : paramétrisation originale (ORI).

Version de l'algorithme COARE introduite dans SURFEX

L'algorithme COARE pour le calcul des flux à l'interface air-mer a été recodé en fortran 90 et introduit dans la Surface Externalisée de MESO-NH (et AROME) (cf Annexe D) avec plusieurs modifications :

- Les corrections dues aux effets "warm layer /cool skin" ont été enlevées par rapport à la paramétrisation COARE3.0 originale : on suppose une SST "vraie" du modèle (équivalente à la température de peau).
- Les calculs de l'humidité spécifique à saturation et de la gravité ont été mis en cohérence avec ceux de SURFEX.
- Une sécurité a été ajoutée à cette paramétrisation par anticipation de problèmes de convergence au bout des trois itérations. Elle permet de limiter $C_{D_{10n}}$ à une valeur maximale (très grande) de 0.1.

Version de la paramétrisation ECUME introduite dans SURFEX

La paramétrisation ECUME a aussi été recodé en fortran 90 et introduit dans le schéma de surface SURFEX (voir Annexe D). Les modifications suivantes ont été apportées à la version originale de l'algorithme ECUME :

- Le nombre maximum d'itérations a été augmenté à 100.

- Un type de non-convergence fréquent a été découvert, lié aux fonctions de la calibration multi-campagne. Leur discontinuité pour certaines valeurs de vent neutre à 10m peut entraîner des oscillations infinies autour d'une solution pour les coefficients de transfert neutres à 10m sans jamais l'atteindre. Le choix a été fait de ne pas mettre les flux à des valeurs indéfinies dans ces cas, mais de prendre la dernière valeur (équivalente à la centième itérations). Ainsi, une valeur de flux "acceptable" est toujours fournie pour l'intégration du modèle.

Chapitre 7

Sensibilité des simulations numériques des évènements fortement précipitants en région méditerranéenne à la paramétrisation des flux turbulents sur mer

Dans ce chapitre, nous évaluons la sensibilité des simulations atmosphériques à haute-résolution à la paramétrisation des flux sur mer dans le cadre d'évènements fortement précipitants méditerranéens.

Plusieurs simulations atmosphériques sont réalisées à l'aide du modèle MESO-NH sur les trois cas d'étude. Ces simulations diffèrent par la paramétrisation des flux de surface sur mer choisie. La simulation de référence utilisant la paramétrisation des flux originale (appelée ici ORI) de MESO-NH (SURFEX) de Louis (1979) sera comparée à deux expériences utilisant les paramétrisations ECUME (Belamari, 2005) et COARE 3.0 (Fairall *et al.*, 2003). Le but est d'évaluer les effets d'un changement de paramétrisation sur la prévision de la convection et du jet de basses couches. Les résultats présentés dans ce chapitre font aussi l'objet d'un projet d'article soumis à *Meteorology and Atmospheric Physics* (c.f. Annexe B).

7.1 Validations des paramétrisations des flux turbulents sur mer dans SURFEX off-line

Les paramétrisations ECUME et COARE3.0 ont été recodées et adaptées pour être introduites dans le module de surface externalisée comme deux nouvelles options de paramétri-

sations des flux sur mer (voir section 6.4). A des fins de validation de ces développements et pour comparer les performances des trois paramétrisations par rapport à un jeu de mesures observées de flux, nous avons appliqué ces trois paramétrisations sur le jeu de données de la campagne TOGA-COARE, issu du *R/V Moana Wave*, et fournissant la température et l'humidité de l'air, le vent à 10m et la SST. Ces données sont représentatives de situations généralement instables dans la zone équatoriale et s'échelonnent sur une gamme de vents entre 0 et 10 m s^{-1} . Ce jeu de données comprend également des données de flux turbulents estimées par "Eddy Correlation Method" (Fairall *et al.*, 1997) auxquelles nous comparons les flux calculés par les paramétrisations (Fig. 7.1).

Les résultats obtenus montrent que sur ce jeu de données, les deux paramétrisations itératives ECUME et COARE3.0 donnent des valeurs de flux turbulents de quantité de mouvement et de chaleur très proches, en raison d'une même base algorithmique. Ils montrent également pour ces deux paramétrisations, une bonne correspondance avec les données de flux estimées sur le *R/V Moana Wave*. La paramétrisation ORI sur ce même jeu de données surestime le stress et les flux de chaleur sensible et latente, notamment pour les valeurs de vent relatif les plus élevées ($>5 \text{ m s}^{-1}$).

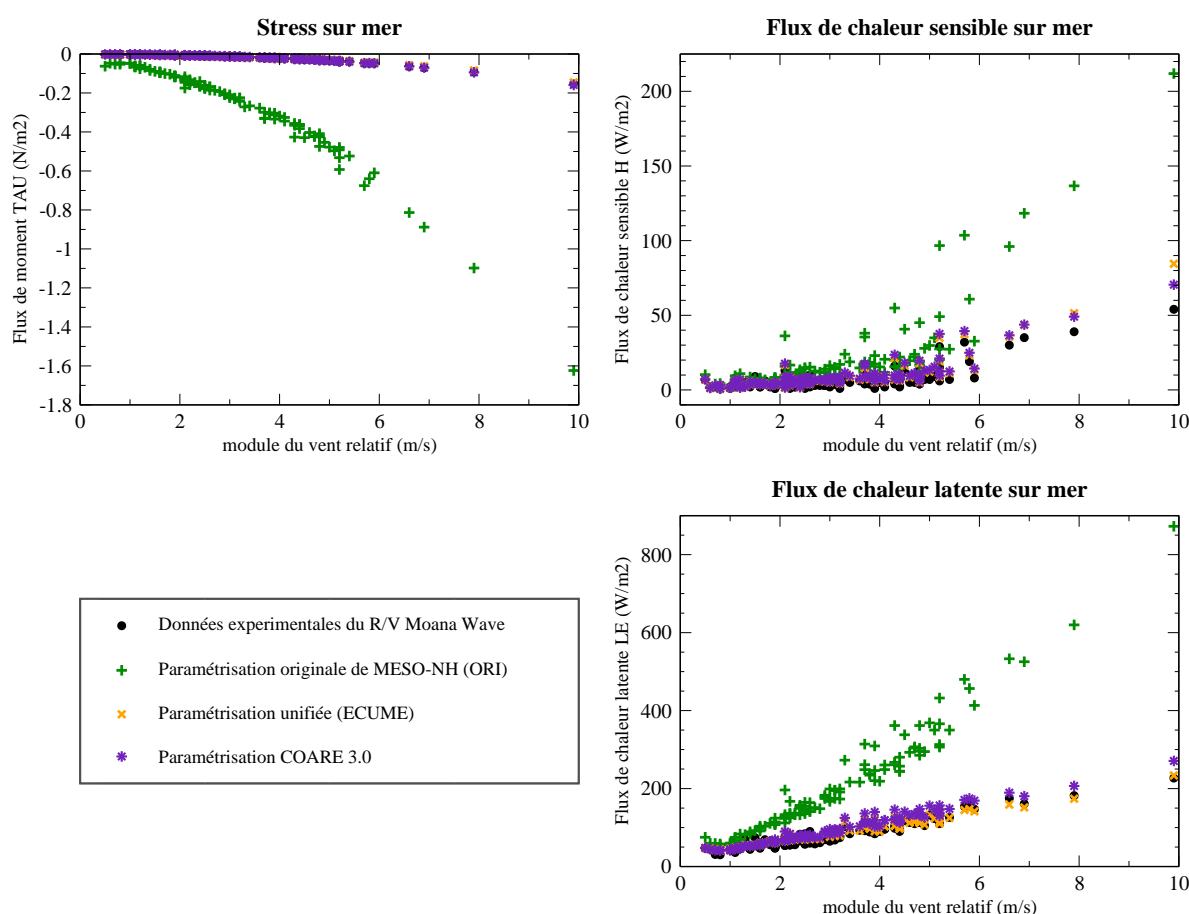


FIG. 7.1 : Validation off-line des paramétrisations des flux turbulents sur mer ORI, ECUME et COARE 3.0 sur le jeu de données issu du *R/V Moana Wave* de la campagne TOGA-COARE.

7.2 Effet de la paramétrisation sur la simulation atmosphérique à haute-résolution

7.2.1 Description des simulations

Pour chacun des trois cas d'étude - Aude (12-13 nov. 1999), Gard (8-9 sept. 2002) et Hérault (3 déc. 2003) - les trois paramétrisations de flux sur mer ont été comparées dans des simulations atmosphériques du modèle MESO-NH couplé à son schéma de surface SURFEX (Tab. 7.1) : la paramétrisation originale de MESO-NH (SURFEX) de Louis (1979) dans les expériences ORI, la paramétrisation unifiée des flux turbulents (Belamari, 2005) avec calibration multi-campagne des coefficients d'échange dans les expériences ECUME, et la paramétrisation de Fairall *et al.* (2003) dans les expériences COARE3.0.

Les contributions des corrections liées aux précipitations et de la correction de Webb ont été évaluées sur le cas de l'Aude en réalisant deux simulations supplémentaires utilisant la paramétrisation ECUME (Tab. 7.1) : l'une appelée ECUPR inclue les corrections dues aux précipitations $\tau_{tot} = \tau + \tau_p$ et $H_{tot} = H + H_p$; l'autre appelée ECUWEBB inclue la correction de Webb $LE_{tot} = LE + LE_{webb}$.

	Aude début : 12UTC 12 nov. 1999 échéance : 18h	Gard début : 12UTC 8 sept. 2002 échéance : 24h	Hérault début : 00UTC 3 déc. 2003 échéance : 24h
avec la paramétrisation originale de Louis (1979)	ORI	ORI	ORI
avec la paramétrisation unifiée (Belamari, 2005) <i>et avec corrections</i> - τ_p, H_p - LE_{webb}	ECUME ECUPR ECUWEBB	ECUME	ECUME
avec la paramétrisation COARE 3.0 (Fairall <i>et al.</i> , 2003)	COARE3.0	COARE3.0	COARE3.0

TAB. 7.1 : Caractéristiques des expériences de sensibilité à la paramétrisation des flux turbulents sur mer.

La configuration du modèle MESO-NH est la même que celle utilisée dans la partie I sur chacun des cas d'étude. Le champ de SST est celui fourni par l'analyse ARPEGE et reste constant sur toute la durée de la simulation.

Nous devons noter ici que pour les deux paramétrisations ECUME et COARE3.0 utilisant un algorithme itératif aucun problème de convergence n'a été rencontré. Les situations

météorologiques étudiées ici sont globalement instables et sont généralement moins problématiques pour l'algorithme itératif que des situations stables avec vent faible.

7.2.2 Impact sur les flux de surface

Les résultats obtenus avec les paramétrisations itératives ECUME et COARE3.0 sont généralement assez proches. Les évolutions temporelles des flux de chaleur sensible H et latente LE moyennés au dessus du domaine mer à 2.4 km de résolution sont présentées Fig. 7.2. Les différences les plus importantes sont trouvées sur le cas de l'Aude. Tout le long de la simulation le flux moyen de chaleur sensible est augmenté pour les deux simulations ECUME et COARE3.0 par rapport à la référence de 2 à 4 $W m^{-2}$. Le flux de chaleur latente moyen est lui très fortement diminué de 47 $W m^{-2}$ pour COARE3.0 et de 62 $W m^{-2}$ pour ECUME par rapport à ORI sur toute la durée de simulation. Localement sous le jet de basses couches ($\geq 25 m s^{-1}$) dans le golfe du Lion, les différences sont très importantes. La simulation COARE3.0 donne des flux de chaleur latente dans cette région de 350 $W m^{-2}$ et la simulation ECUME 370 $W m^{-2}$ alors que les flux de chaleur latente atteignent 550 $W m^{-2}$ pour la simulation de référence ORI (Fig. 7.3). A noter que le long des côtes espagnoles les paramétrisations COARE3.0 et ECUME donnent des flux de chaleur latente légèrement plus importants. Les différences en terme de flux de chaleur sensible sont faibles en moyenne mais peuvent être fortes localement notamment sous les cellules convectives (Fig. 7.3).

Pour les deux autres cas, les différences de flux sont plus faibles entre les différentes simulations. Ceci est dû à des vents de basses couches au dessus de la mer plus faibles en moyenne (Fig. 7.4). Pour le cas du Gard, le régime de vent est le plus faible sur mer avec des vents moyens entre 6-8 $m s^{-1}$. Les valeurs de flux simulées sont en moyenne peu différentes (Fig. 7.2). On note des valeurs légèrement supérieures pour H et des valeurs de LE plus faibles avec la paramétrisation ECUME par rapport aux flux moyens simulés avec les deux autres paramétrisations.

Pour le cas de l'Hérault, les 12 premières heures sont caractérisées par un vent moyen autour de 9 $m s^{-1}$, qui se renforce lors des 12 dernières heures en dépassant les 11 $m s^{-1}$ en moyenne sur mer (Fig. 7.4). Les flux de chaleur sont par conséquent plus intenses après 14UTC pour toutes les simulations (Fig. 7.2). C'est au cours de cette dernière phase de l'évènement également que les simulations avec les paramétrisations itératives divergent le plus de la référence en terme de flux de chaleur latente moyens. Le 4 décembre 2003 à 00UTC, LE est plus faible d'environ 20 $W m^{-2}$ avec COARE3.0 et de 30 $W m^{-2}$ avec ECUME par rapport à la référence (ORI). Pour le flux moyen de chaleur sensible, ECUME donne des valeurs supérieures à ORI sur toute la durée de la simulation alors que COARE3.0 donne des valeurs supérieures à ORI seulement durant la première phase de l'évènement et des valeurs inférieures après 18 UTC lorsque le vent de basses couches se renforce. Les différences les

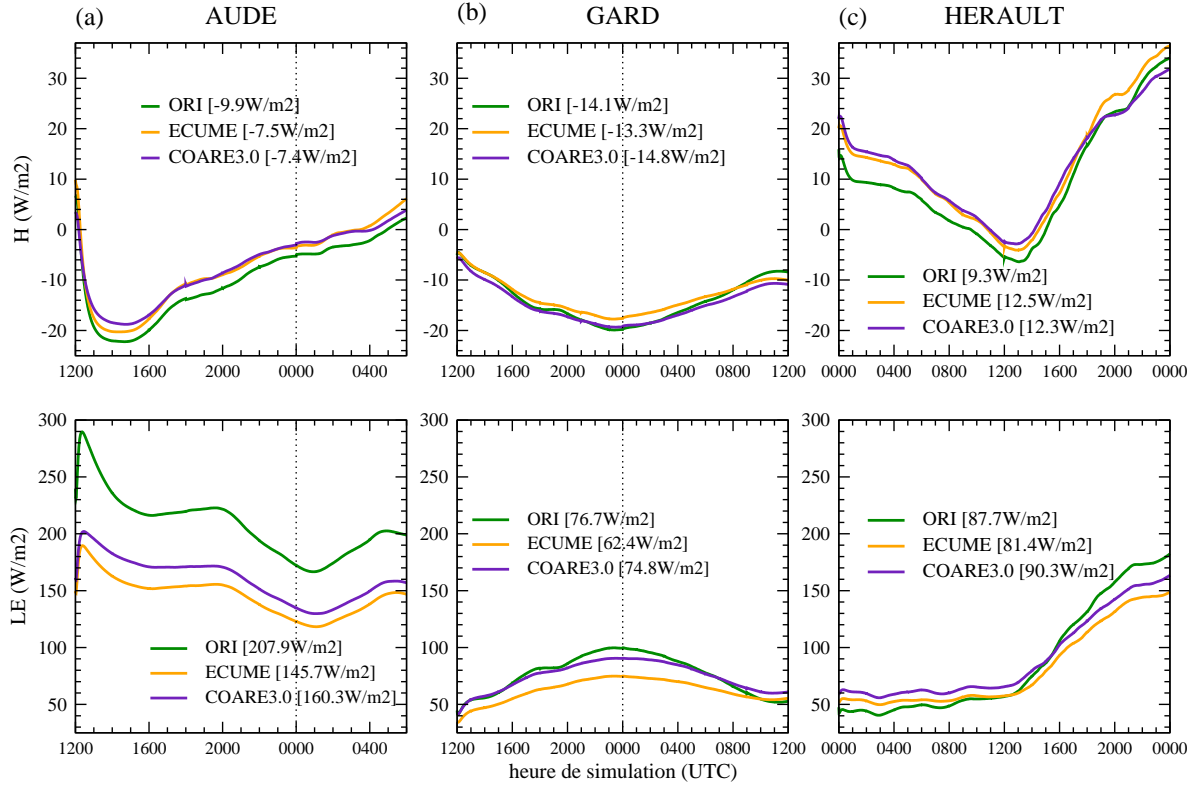


FIG. 7.2 : Évolution moyennée sur mer des flux de chaleur sensible H et latente LE ($W m^{-2}$) pour les simulations ORI (en vert), ECUME (en orange), et COARE30 (en violet) pour (a) le cas de l'Aude, (b) le cas du Gard et (c) le cas de l'Hérault. La moyenne globale sur la durée de l'intégration est indiquée entre parenthèses pour chacune des expériences.

plus importantes sont localisées sous le fort vent de basses couches, correspondant à la zone à l'Est du front pour le cas de l'Hérault (Fig. 7.5). Les paramétrisations itératives donnent sur cette zone un flux sensible supérieur par rapport à la référence et un flux de chaleur latente largement inférieur. A l'Ouest du front, l'atmosphère est plus stable en basses couches avec des vents plus faibles. Sur cette zone plus stable les flux sont aussi largement modifiés, avec cette fois des flux de chaleur latente plus fort pour les paramétrisations itératives. A noter aussi quelques différences liées aux cellules convectives au sein du front sur ce cas (Fig. 7.5).

Les mêmes conclusions peuvent être déduites de la figure 7.6 sur laquelle sont tracés les valeurs de flux de quantité de mouvement (TAU), de flux de chaleur sensible (H) et de flux de chaleur latente (LE) pour les points de mer du domaine à 2.4 km de résolution pour les trois simulations et pour chacun des cas en fonction du vent à 10m. Pour le cas du Gard, les différences en terme de flux sont faibles pour un régime de vent relativement faible (Fig. 7.6b). Pour les cas de l'Aude et de l'Hérault présentant une gamme de vent plus large sur mer, les paramétrisations itératives donnent des valeurs de flux de chaleur plus faibles. Si en régime de vent fort, les différences de flux sont importantes, elles peuvent également être significatives pour des vents plus faibles dans le cas de forts gradients de température (et donc

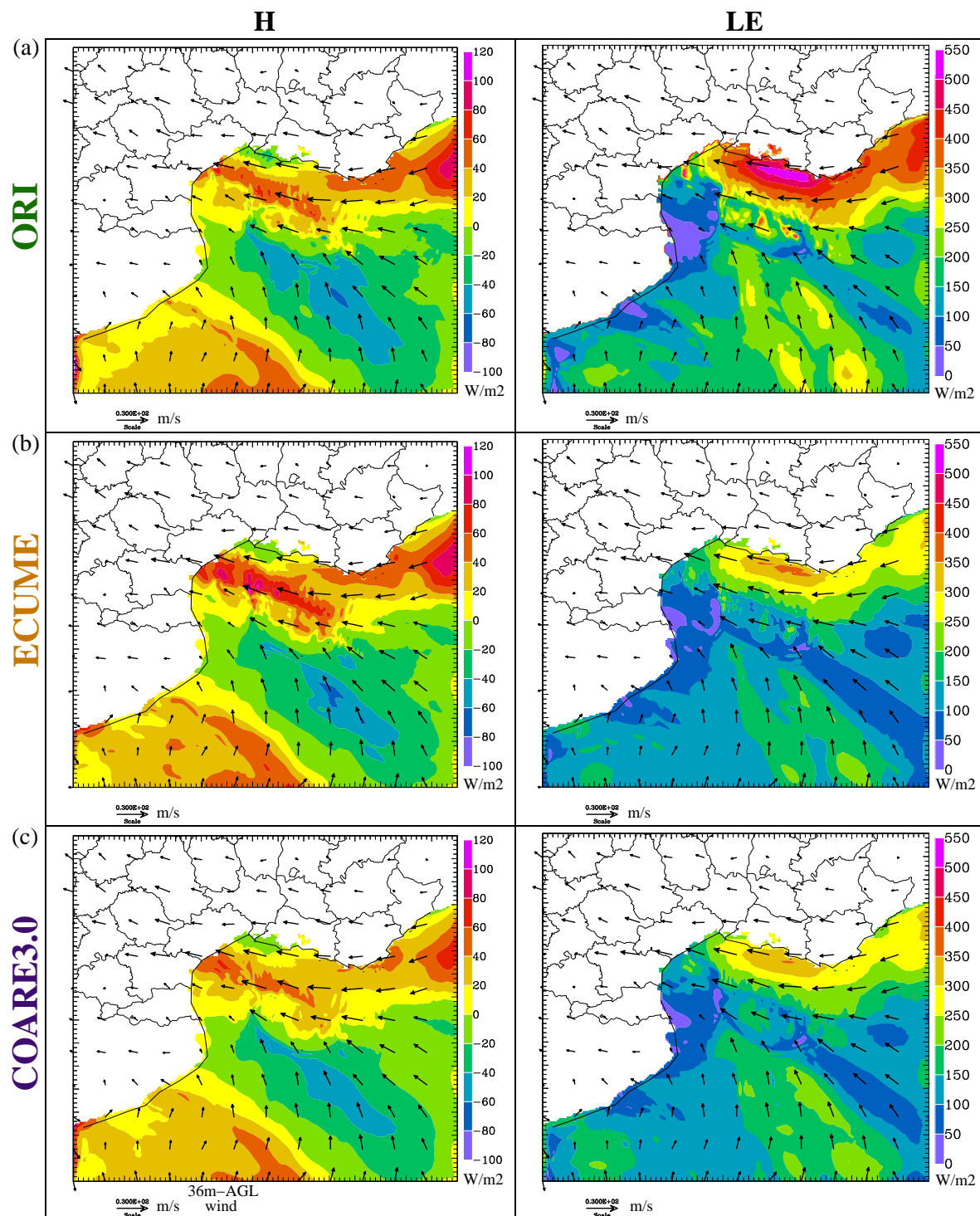


FIG. 7.3 : Cas de l'Aude, 13 nov. 1999, 06UTC : Vent à 36 mètres au dessus du niveau de la mer et flux de chaleur sensible H (à gauche) et flux de chaleur latente LE (à droite) simulés par (a) ORI, (b) ECUME et (c) COARE3.0.

d'humidité) entre la surface et le premier niveau atmosphérique (Fig. 7.6a et c). Sur le cas de l'Hérault, les deux cotés du front présentant des conditions de basses couches différentes sont particulièrement visibles avec deux lobes distincts dans le pointage. En effet, à l'Est du front,

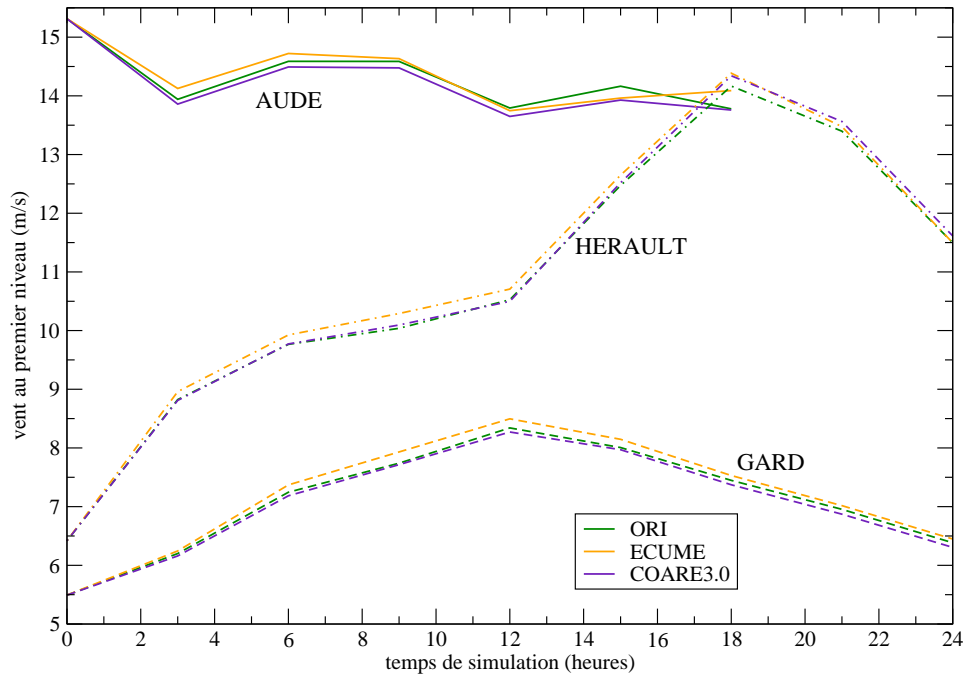


FIG. 7.4 : Évolutions du vent à 36 mètres au-dessus du niveau de la mer (m s^{-1}) moyenné pour les points du domaine mer pour les trois simulations ORI, ECUME et COARE3.0 et pour chacun des cas d'étude.

le gradient de température ($T_a - T_s$) est positif et le vent atteint plus de 30 m s^{-1} , alors qu'à l'Ouest du front le gradient de température est négatif et la gamme de vent de basses couches est réduite (entre 1 et 14 m s^{-1}).

Le flux de quantité de mouvement est également différent pour chacun des cas selon les paramétrisations. L'utilisation des paramétrisations itératives entraînent une diminution du stress. Par exemple sur le cas de l'Hérault (Fig. 7.6c), pour les valeurs de vent les plus fortes, la paramétrisation originale surestime les valeurs de stress avec 5 N m^{-2} pour un vent relatif de $S = 30 \text{ m s}^{-1}$, alors qu'il n'est que de 1.6 et 1.4 N m^{-2} respectivement pour ECUME et COARE3.0 (Fig. 7.6). Des valeurs de τ supérieures à $3\text{-}4 \text{ N m}^{-2}$ comme simulées par ORI semblent être beaucoup trop surestimées. Des valeurs aussi élevées sont rarement rencontrées excepté pour des cas de cyclones tropicaux.

7.2.3 Influence sur la couche limite atmosphérique

La figure 7.7 montre l'évolution au premier niveau du modèle (36 mètres au-dessus de la mer) pour le rapport de mélange en vapeur d'eau et pour la température moyennés sur les points de mer pour le cas de l'Aude. Les plus faibles flux de chaleur latente en surface produits par les simulations ECUME et COARE3.0 entraînent une quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air en basses couches plus faible (différences de 0.3 et 0.2 g/kg en moyenne pour ECUME et COARE3.0 respectivement par rapport à la référence). La température est

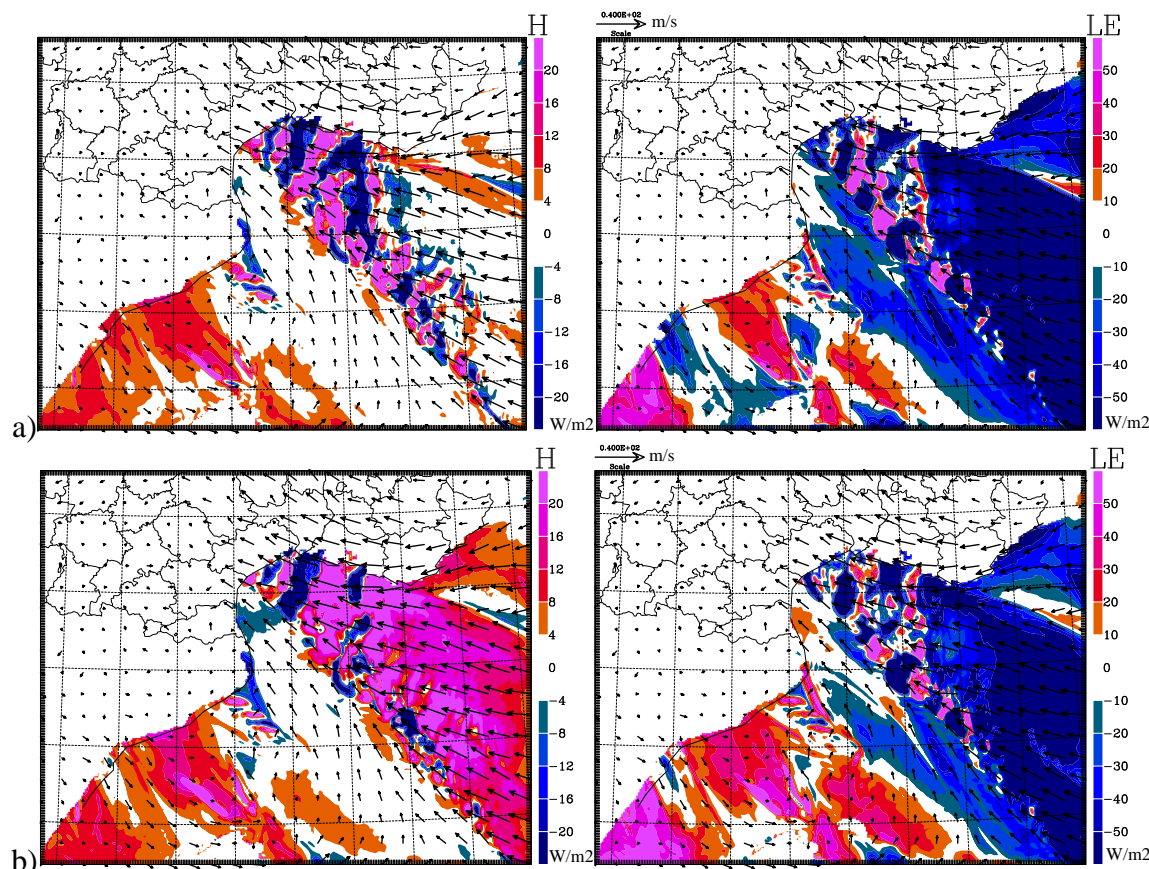


FIG. 7.5 : Cas de l'Hérault, 3 déc. 2003 15UTC : Différences de flux instantannés ($W m^{-2}$) de chaleur sensible H et de chaleur latente LE (a) entre l'expérience ECUME et la référence (ORI) et (b) entre l'expérience COARE3.0 et la référence (ORI). Les flèches représentent le vent à 36 mètres au dessus du niveau de la mer simulés par ORI.

également plus faible dans les simulations ECUME et COARE3.0 par rapport à la simulation de référence. L'écart entre la référence et les simulations COARE3.0 et ECUME atteint de l'ordre de $0.1^{\circ}C$ après 18h de simulation (Fig. 7.7). Des températures et des rapports de mélange plus faibles en basses couches dans les simulations ECUME et COARE3.0 entraînent une instabilité en basses couches plus faible.

Pour le cas du Gard, l'instabilité disponible pour la convection est équivalente entre les trois simulations. Pour le cas de l'Hérault, des flux de chaleur plus importants dans ECUME et COARE3.0 durant les 12 premières heures de simulation entraine dans ce cas une légère augmentation de l'instabilité dans les basses couches.

L'utilisation des paramétrisations itératives modifie légèrement l'intensité du jet de basses couches simulé par rapport à la référence. Dans le cas d'ECUME, une très légère augmentation du vent moyen sur mer est observé (Fig. 7.4). Au contraire avec COARE3.0, le vent de basses couches a une intensité légèrement moindre. Localement, les différences les plus importantes du modèle sont liées aux cellules convectives qui ne se forment pas exactement au

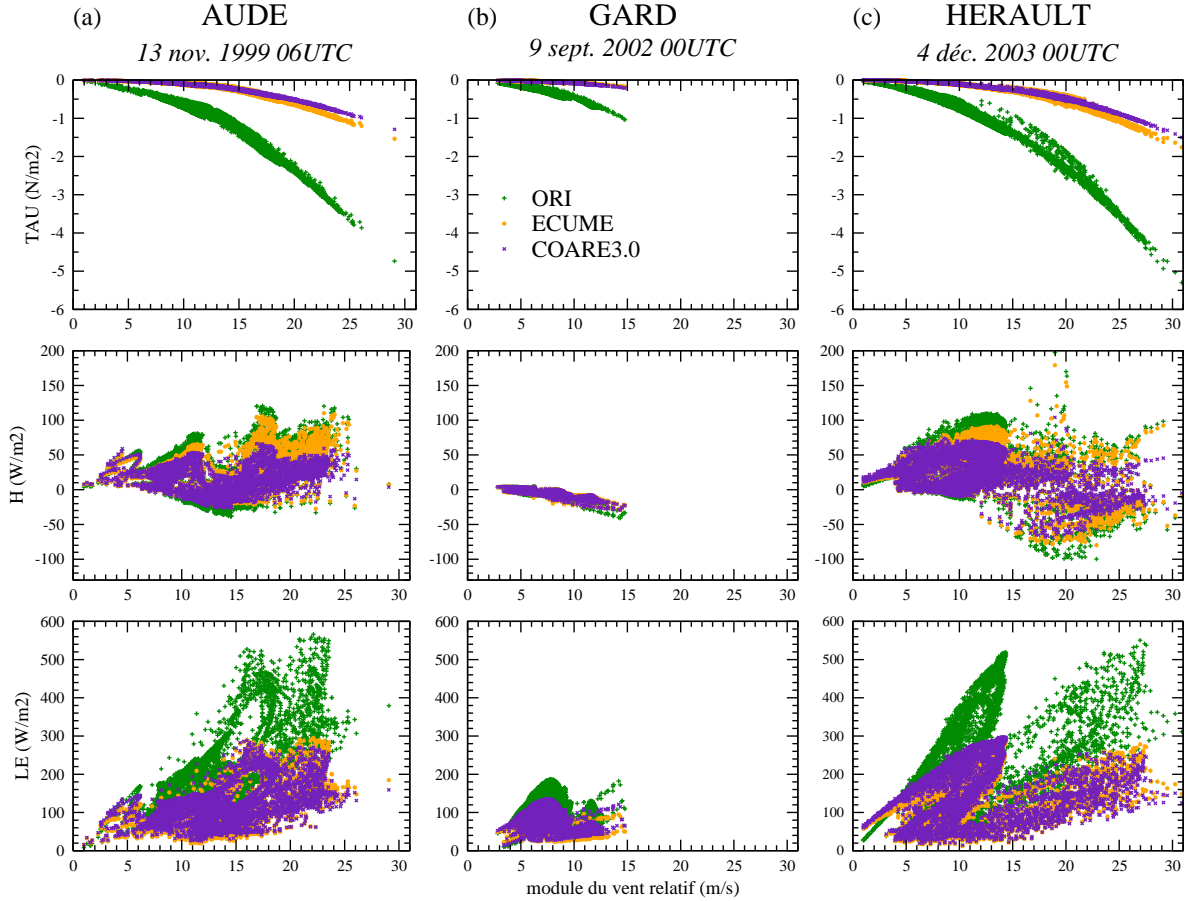


FIG. 7.6 : Flux instantannés de quantité de mouvement (τ en $N m^{-2}$) et de flux de chaleur sensible et latente (H et LE en $W m^{-2}$) pour les expériences ORI, COARE3.0 et ECUME (a) pour le cas de l'Aude le 13 nov. 1999 06UTC, (b) pour le cas du Gard le 9 sept. 2002 00UTC et (c) pour le cas de l'Hérault le 4 déc. 2003 00UTC.

même endroit (Fig. 7.8). Si les modifications du flux de basses couches en moyenne peuvent être liées au changement de paramétrisation, les anomalies locales, elles, résultent de l'action de la convection profonde et ne peuvent donc être reliées au changement de paramétrisation que indirectement.

7.2.4 Impacts sur les systèmes convectifs et sur les quantités de précipitation

Toutes les simulations reproduisent bien un système fortement précipitant quelque soit la paramétrisation des flux sur mer utilisée. Les scores objectifs comparant les performances des simulations MESO-NH à reproduire les quantités de précipitations observées par les pluviomètres sont présentés dans le tableau 7.2. Sur le cas de l'Hérault, les scores aux observations sont systématiquement légèrement meilleures (ou identiques) pour les simulations ECUME et COARE3.0, alors qu'on ne peut tirer de conclusions sur la supériorité d'une simulation par rapport à une autre pour les deux autres cas.

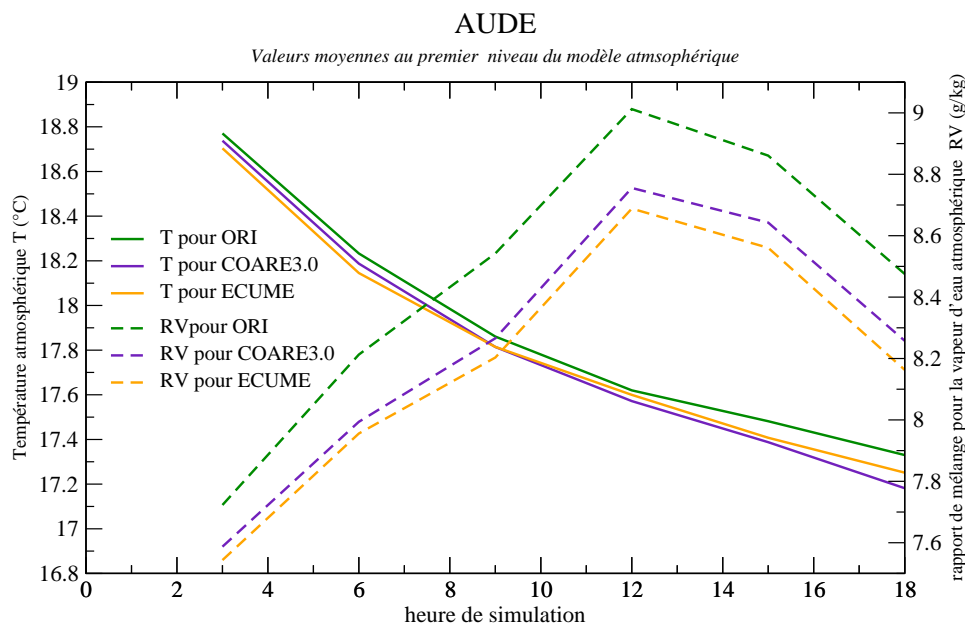


FIG. 7.7 : Cas de l'Aude : Évolution de la température atmosphérique et du rapport de mélange en vapeur d'eau à 36 mètres au dessus du niveau du sol et moyennées sur les points de grille du domaine mer à 2.4 km de résolution pour les expériences ORI, COARE3.0 et ECUME.

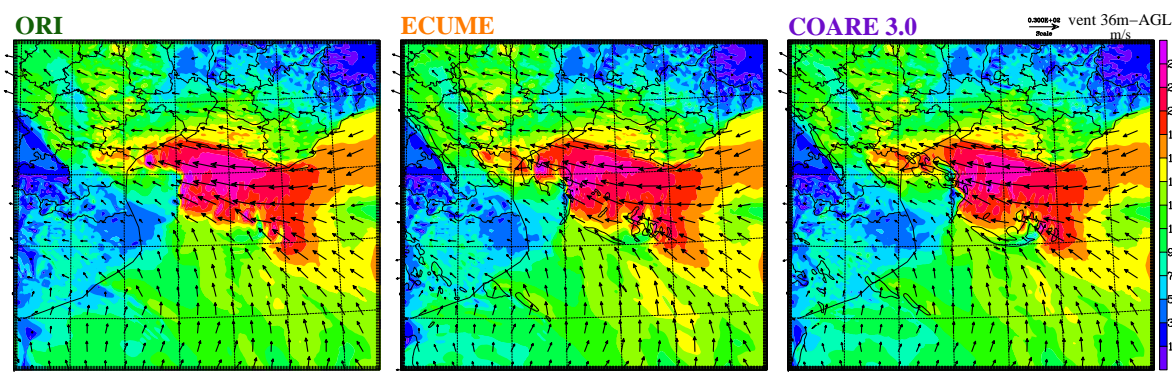


FIG. 7.8 : Vent au premier niveau du modèle (m s^{-1}) pour les simulations sur le cas de l'Aude le 13 novembre 1999 à 06UTC. En isolignes, les zones où les différences de vent au premier niveau pour ECUME et COARE 3.0 par rapport à la simulation de référence sont supérieures à 5 m s^{-1} en valeur absolue.

Les paramétrisations itératives fournissant en moyenne des flux de chaleur latente plus faibles, on constate une diminution du maximum de précipitation sur les trois cas d'étude avec ces paramétrisations par rapport à la référence : L'utilisation des paramétrisations itératives conduit généralement à une diminution des maxima de cumuls de précipitations simulées d'environ 5 à 15%. La figure 7.11 présente les différences de précipitations cumulées sur la totalité de la simulation entre la référence et les deux autres simulations. On constate que la paramétrisation ECUME diminue un peu plus fortement les cumuls de précipitations que la paramétrisation COARE3.0. Les dipôles de valeurs positives/négatives mettent en évidence des modifications en terme de localisation du système frontal sur le cas de l'Hérault et de

		Cumul max. (mm)	Scores			
			ETS	correlation	biais	rms
Aude	ORI	296	0.65	0.55	-3.5	33.8
	ECUME	272	0.65	0.58	-6.1	31.7
	COARE3.0	265	0.63	0.57	-5.2	32.5
Gard	ORI	396	0.22	0.25	-7.1	53.3
	ECUME	327	0.20	0.23	-7.5	53.6
	COARE3.0	368	0.22	0.23	-6.8	55.3
Hérault	ORI	306	0.61	0.81	1.8	22.9
	ECUME	269	0.61	0.81	1.4	21.7
	COARE3.0	288	0.64	0.82	1.6	21.2

TAB. 7.2 : Scores aux cumuls de précipitations observées pour les simulations ORI, ECUME et COARE3.0 en fin d'échéance soit 18h sur le cas de l'Aude et 24h pour les cas du Gard et de l'Hérault.

moindre mesure sur le cas de l'Aude. Pour le cas du Gard, il s'agit plus de déclenchement de cellules convectives qui ne se font pas exactement à la même localisation dans les différentes simulations.

Si on compare ces expériences à celles réalisées dans la partie I sur la sensibilité à la SST, on retrouve sur les cas de l'Aude et de l'Hérault des comportements très similaires entre les expériences COARE3.0 et ECUME et les expériences où la SST est diminuée. Les différences correspondent à peu près à celles constatées avec une diminution de la température de 1.5°C sur le cas de l'Aude (expérience *stam1.5* ; Tab. 5.1).

Ainsi, changer la paramétrisation originale par les paramétrisations itératives ECUME et COARE3.0 revient à modifier la prévision du système fortement précipitant de manière équivalente à une modification de SST de quelques degrés. La diminution de l'évaporation obtenue avec ECUME et COARE3.0 par régime de vents forts prive le système convectif d'une énergie importante, équivalente à une diminution de 1 à 2°C de la température de surface sur le domaine mer.

7.2.5 Contributions des corrections liées aux précipitations et de la correction de Webb

La contributions des corrections liées aux précipitations (τ_p, H_p) et de la correction de Webb (LE_{webb}) ont été évaluées sur le cas de l'Aude qui présente la plus large sensibilité aux flux en particulier sous le jet de basses couches.

Les deux simulations réalisées en ajoutant ces corrections ECUPR et ECUWEBB sont ici comparées à la simulation ECUME (Tab. 7.1).

Dans la simulation ECUPR, le flux de chaleur sensible est modifié très localement sous les cellules convectives. Les différences peuvent en effet dépasser les 200 W m⁻² sous le système

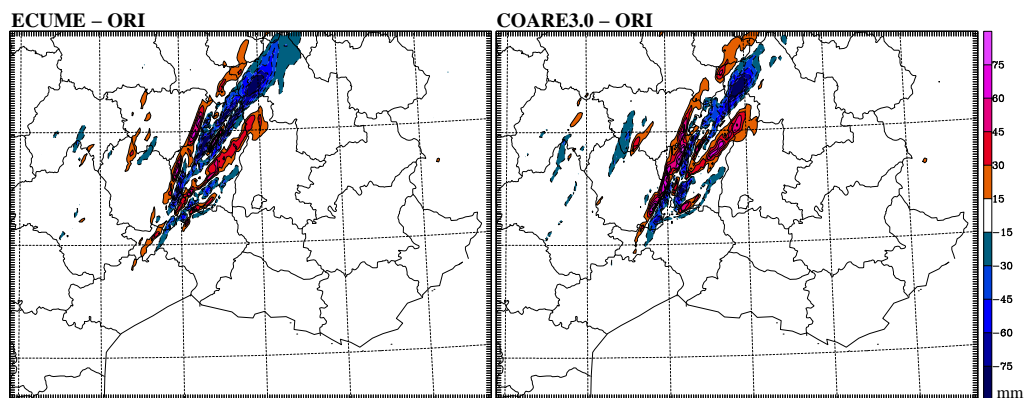


FIG. 7.9 : Cas du Gard : Différences de cumuls simulés (mm) après 18h par ECUME et COARE3.0 comparés à la simulation de référence ORI.

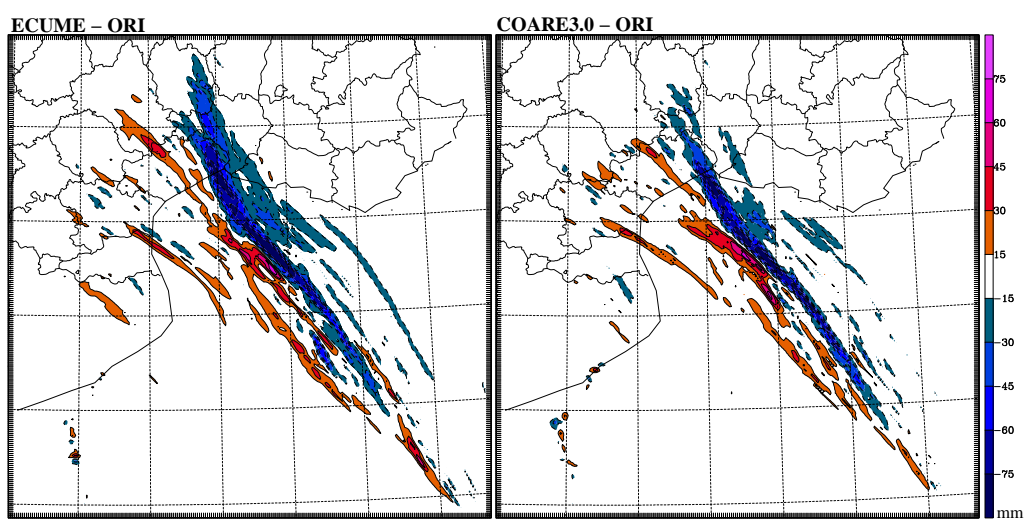


FIG. 7.10 : Comme figure 7.9 mais pour le cas de l'Hérault après 24h.

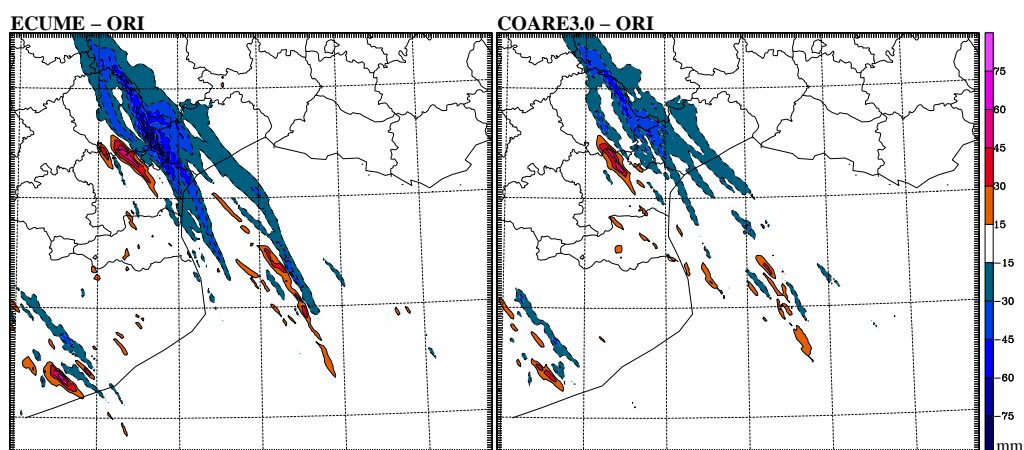


FIG. 7.11 : Comme figure 7.9 mais pour le cas de l'Aude après 18h.

fortement précipitant (Fig. 7.12a). En moyenne sur le domaine mer, l'apport de la correction H_p est seulement de $1W\ m^{-2}$. La convection atmosphérique simulée est très légèrement plus intense et la localisation est très faiblement modifiée. La correction sur le stress τ_p apporte

peu sur la simulation de la convection atmosphérique. Cependant son impact sur la couche de mélange océanique dans des simulations océaniques devra également être évalué.

Dans la simulation ECUWEBB, le flux de chaleur latente est augmentée en moyenne de près de 1 W m^{-2} . Les différences les plus importantes sont liées à la modification de la localisation des cellules convectives (Fig. 7.12b). L'apport supplémentaire d'énergie par la correction LE_{webb} entraîne une convection simulée très légèrement plus intense et la localisation des précipitations est très peu modifiée.

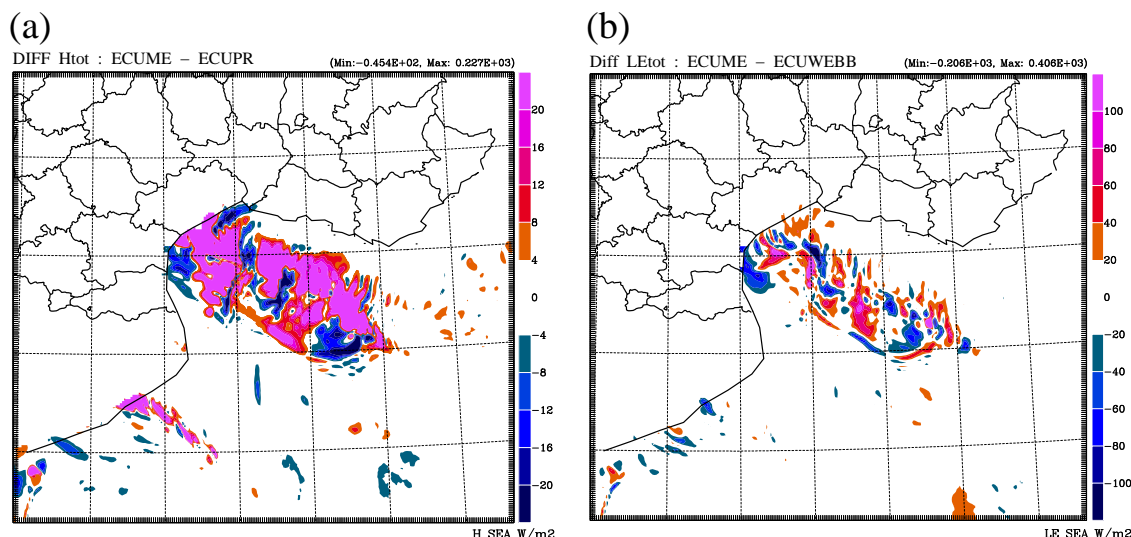


FIG. 7.12 : Différences de flux instantannés sur le cas de l'Aude, 13 nov. 1999, 06UTC : (a) différences de flux de chaleur sensible H_{tot} entre les simulations ECUME et ECUPR et (b) différences de flux de chaleur latente LE_{tot} entre les simulations ECUME et ECUWEBB.

Globalement les corrections sur les flux de chaleur H_p et LE_{webb} sont très faibles en moyenne et sont pratiquement négligeables en terme d'impact sur la simulation des systèmes précipitants. Ces corrections sont d'un ordre inférieur aux modifications engendrées par les changements de paramétrisation examinés précédemment.

7.3 Conclusion

Les deux paramétrisations itératives ECUME (Belamari, 2005) et COARE 3.0 (Fairall *et al.*, 2003) comparées à la paramétrisation ORI de MESO-NH (SURFEX) d'après Louis (1979) donnent des flux de quantité de mouvement et de chaleur latente plus faibles notamment en régime de vent fort, correspondant mieux aux valeurs de flux observées pendant l'expérience TOGA-COARE. Changer de paramétrisation dans des simulations atmosphériques à haute-résolution a un impact important sur les conditions thermodynamiques de basses couches : le flux de chaleur latente étant largement diminué avec les paramétrisations COARE et ECUME en particulier sous le vent de basses couches, cela résulte en une

diminution de la chaleur et de l'humidité disponibles pour le système convectif. Les masses d'air en basses couches au dessus de la mer Méditerranée étant moins instables, la convection est alimentée par moins d'énergie. La convection est légèrement moins intense et les cumuls de précipitations simulés sont moindres avec les paramétrisations COARE3.0 et ECUME.

Les résultats obtenus sur les précipitations montrent que le changement de paramétrisation peut être équivalent à une diminution de SST de plusieurs degrés (autour de 1 à 2°C de diminution moyenne) sur le domaine. Il est donc aussi important pour la prévision des systèmes fortement précipitants d'avoir une paramétrisation pertinente des flux turbulents que d'avoir une analyse de SST correcte en valeur moyenne sur le bassin nord-occidental.

Les deux paramétrisations itératives ECUME (Belamari, 2005) et COARE 3.0 (Fairall *et al.*, 2003) donnent des valeurs de flux simulés très proches. ECUME produit cependant des flux de chaleur latente un peu plus faibles que ceux de COARE3.0. L'intérêt d'ECUME réside dans sa calibration multi-campagne des coefficients d'échanges. Cependant elle doit encore être évaluée dans de multiples situations atmosphériques et océaniques (Bourras *et al.*, 2007; Belamari et Pirani, 2007). L'utilisation de cette paramétrisation dans le modèle océanique opérationnel MERCATOR a cependant donné jusqu'à aujourd'hui de bons résultats.

Les différences importantes constatées en terme de flux de quantité de mouvement et d'évaporation sont significatives en terme de forçage de la couche de mélange océanique. Le mélange au sein de la couche de mélange océanique est fortement influencé par le stress. L'énergie correspondante est parfois piégée, formant localement des anomalies qui peuvent induire de très (trop) importantes vitesses verticales par rapport au pompage d'Ekman (Gior-dani *et al.*, 2006). Les valeurs de stress proposées par la paramétrisation ORI en régime de vent fort (-5 N m^{-2} pour 30 m s^{-1}) ne sont pas réalistes et risquent de produire un mélange vertical exagéré dans la modélisation océanique. Les paramétrisations itératives ECUME et COARE3.0 doivent permettre d'obtenir un mélange vertical plus réaliste à ces courtes échelles. Ceci sera plus particulièrement vérifié dans la prochaine partie.

Désormais de nombreuses études s'orientent vers la prise en compte des effets des embruns (sea spray) et de l'écume (whitecaps) sur les échanges entre l'océan et l'atmosphère. En plus d'une perturbation des échanges radiatifs qu'ils entraînent, les spray constituent une perturbation des flux turbulents en particulier de chaleur. Plusieurs propositions de paramétrisations sont à l'étude. Ainsi, selon Andreas *et al.* (2007), les effets des spray pourraient être paramétrés de la façon suivante :

$$H_{tot} = H + \beta \overline{Q_s} - (\alpha - \gamma) \overline{Q_l}$$

$$LE_{tot} = LE + \alpha \overline{Q_l}$$

$\overline{Q_s}$ et $\overline{Q_l}$ sont les flux de chaleur sensible et de chaleur latente transportés vers les basses

couches de l'atmosphère par les gouttelettes d'eau de mer. Ces corrections dépendent principalement de la taille des gouttelettes. Les expressions exactes de $\overline{Q_s}$ et de $\overline{Q_l}$ peuvent être retrouvées dans Andreas *et al.* (2007). Une évaluation du meilleur jeu des constantes α , β et γ est actuellement encore en cours. Une autre paramétrisation des effets des spray est parallèlement développée par Fairall *et al.* (2007). Ces corrections en apportant aux basses couches de l'atmosphère plus de chaleur et d'humidité, notamment dans des situations en régime de vents forts, pourraient contribuer à augmenter l'énergie disponible pour la convection.

Troisième partie

Modélisation couplée océan-atmosphère

Chapitre 8

Développement du couplage entre un modèle océanique uni-dimensionnel et MESO-NH

La modélisation de l'océan s'effectue à l'aide du modèle uni-dimensionnel décrit par Gaspar *et al.* (1990). Il modélise le mélange océanique vertical selon la paramétrisation de la turbulence de Bougeault et Lacarrère (1989) développée pour l'atmosphère et adaptée à l'océan. Ce modèle permet de représenter simplement le mélange océanique vertical à toute profondeur, de la couche de mélange océanique aux abysses. Le mélange vertical permet l'échange de chaleur, d'eau et de quantités de mouvement des couches supérieures de l'océan, en interaction constante avec l'atmosphère et soumises aux effets radiatifs, vers les couches plus profondes. Pour nous permettre d'étudier l'impact des fortes précipitations et du fort vent marin observés dans ces situations sur la couche de mélange océanique, ainsi que la rétroaction de son évolution au cours du temps sur les phénomènes atmosphériques, nous avons développé une modélisation totalement couplée entre l'océan et l'atmosphère, basée sur ce modèle océanique et le modèle atmosphérique MESO-NH par l'intermédiaire de son schéma de surface SURFEX.

8.1 Le modèle océanique uni-dimensionnel

Le modèle 1D de Gaspar *et al.* (1990) résout les équations pour la salinité, la température et le courant grâce à une fermeture à l'ordre 1.5 de l'équation de l'énergie cinétique turbulente (Turbulent Kinetic Energy, TKE).

8.1.1 Équations d'évolution pour T, S, u et v

Les variables du modèle sont la température T , la salinité S , le courant $\vec{u} = (u, v, w)$ et l'énergie cinétique e . Chacune de ces variables, que nous appelons de façon générique α , est décomposée en une valeur moyenne $\bar{\alpha}$ et une perturbation α' par rapport à cette variable moyenne ($\alpha = \bar{\alpha} + \alpha'$). Pour chaque colonne, T , S , u et v évoluent sous l'effet du mélange turbulent. Ce mélange local dépend en partie des flux à l'interface.

Les équations de conservation sont :

$$\begin{cases} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{F_{sol}}{\rho_0 c_p} \frac{\partial I(z)}{\partial z} - \frac{\partial \overline{T'w'}}{\partial z} \\ \frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{S'w'}}{\partial z} \\ \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = -f\vec{k} \times \vec{u} - \frac{\partial \overline{\vec{u}'w'}}{\partial z} \end{cases} \quad (8.1)$$

où w est la vitesse verticale, ρ_0 est la densité de référence de l'eau de mer, c_p est la chaleur spécifique, f est le paramètre de Coriolis. \vec{k} est le vecteur unité selon la verticale, F_{sol} est le rayonnement solaire reçu par la surface, et $I(z)$ est la fraction de rayonnement solaire F_{sol} atteignant la profondeur z (la fonction $I(z)$ décroît exponentiellement avec la profondeur).

Les conditions à la limite supérieure de l'océan ($z=0$) pour les flux turbulents sont :

$$\begin{cases} -\overline{T'w'}(0) = \frac{F_{nsol}}{\rho_0 c_p} = \frac{H+LE+F_{ir}}{\rho_0 c_p} \\ -\overline{S'w'}(0) = \frac{E-P}{\rho_0 c_p} \\ -\overline{\vec{u}'w'}(0) = \frac{\tau}{\rho_0 c_p} \end{cases} \quad (8.2)$$

F_{nsol} correspondant à la somme du flux de chaleur sensible H , du flux de chaleur latente LE et du flux infra-rouge net F_{ir} , est parfois appelé flux non solaire ; E et P sont les taux d'évaporation et de précipitation respectivement et τ est le stress du vent.

Les flux sont ici comptés positifs vers le bas.

Les relations de fermeture sont données par :

$$\begin{cases} -\overline{T'w'} = K_h \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \\ -\overline{S'w'} = K_s \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \\ -\overline{\vec{u}'w'} = K_m \frac{\partial \bar{\vec{u}}}{\partial z} \end{cases} \quad (8.3)$$

Les K_* sont les coefficients de diffusivité. Ils sont reliés à l'énergie cinétique turbulente par :

$$K = c_k l_k \bar{e}^{\frac{1}{2}} = K_h = K_s = \frac{K_m}{Pr_t} \simeq K_m \quad (8.4)$$

où e est l'énergie cinétique turbulente ; c_k est une constante à déterminer ; l_k est une longueur de mélange et Pr_t est le nombre de Prandlt.

8.1.2 Équation d'évolution de l'énergie cinétique turbulente

L'équation pour l'énergie cinétique turbulente $e = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2 + w'^2)$ est donnée par :

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{e'w'} + \frac{\overline{p'w'}}{\rho_0} \right) - \overline{u'w'} \times \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \overline{b'w'} - \epsilon \quad (8.5)$$

où p est la pression ; $\epsilon = c_\epsilon l_\epsilon \bar{e}^{\frac{3}{2}}$ est la dissipation ; $b = g \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0}$ est la flottabilité, avec la densité ρ donnée par

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)]$$

où T_0 et S_0 sont la température et la salinité de référence, α et β sont respectivement l'expansion thermique et la contraction saline de l'eau de mer.

Le flux vertical de TKE est lui aussi paramétré par :

$$-\left(\overline{e'w'} + \frac{\overline{p'w'}}{\rho_0} \right) = K_e \frac{\partial \bar{e}}{\partial z} \quad (8.6)$$

avec

$$K_e = c_\epsilon l_\epsilon \bar{e}^{\frac{1}{2}} \quad (8.7)$$

Les longueurs de mélange suivent Bougeault et Lacarrère (1989) :

$$l_\epsilon = (l_u l_d)^{\frac{1}{2}} \quad (8.8)$$

$$l_k = \min(l_u, l_d) \text{ pour } k = h, s \text{ et } m \quad (8.9)$$

l_u et l_d (pour “up” et “down”) sont estimés comme les distances vers le haut et le bas pour lesquelles l'énergie cinétique est transformée en énergie potentielle :

$$\bar{e}(z) = \frac{g}{\rho_0} \int_z^{z+l_u} [\bar{\rho}(z) - \rho(z')] dz' \quad (8.10)$$

$$\bar{e}(z) = \frac{g}{\rho_0} \int_z^{z-l_d} [\bar{\rho}(z) - \rho(z')] dz' \quad (8.11)$$

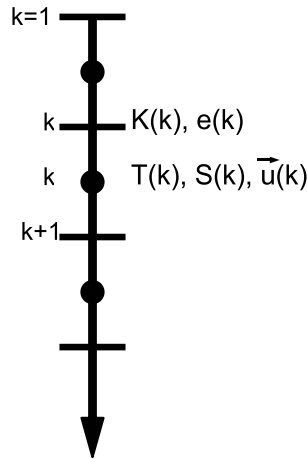


FIG. 8.1 : Description de la grille verticale du modèle océanique 1D de Gaspar et al. (1990).

8.1.3 Discrétisation

Le schéma d'intégration temporelle est un schéma semi-implicite pour T et S . Pour le courant horizontal $\vec{u} = (u, v)$, le schéma d'intégration est implicite/semi-implicite.

La grille verticale est une grille imbriquée telle que décrite Fig. 8.1.

Les variables de forçage à fournir au modèle océanique sont :

- le rayonnement solaire F_{sol}
- le rayonnement infra-rouge F_{ir}
- le taux d'évaporation E proportionnel au flux de chaleur latente $E = \frac{LE}{\mathcal{L}}$
- le flux de chaleur sensible H
- les composantes zonale et méridiennes du stress $\vec{\tau} = (\tau_u, \tau_v)$
- le taux de précipitation P

8.1.4 Adaptation du modèle 1D avant le couplage

Pour être couplé, le modèle 1D a dû être adapté : le code numérique original en fortran 77 a tout d'abord été réécrit en fortran 90 et modularisé pour être compatible avec les outils de compilation de MESO-NH/SURFEX et pour tirer partie de tous les avantages d'un langage plus récent. Une définition plus flexible de la grille verticale a aussi été introduite. Dans les expériences décrites par la suite, nous avons fait le choix d'une grille verticale pour le modèle 1D de 40 niveaux, de 0 m à 4000 m de profondeur. La grille est étirée avec des niveaux espacés de 5 m près de la surface et de 1000 m pour les niveaux profonds.

Dans le cadre du couplage, le modèle 1D de Gaspar *et al.* (1990) sera utilisé pour chaque point du domaine mer, même pour les points proches des côtes. Il a donc été nécessaire d'introduire dans le modèle 1D océanique les effets de la bathymétrie sur le mélange vertical. Pour chaque colonne d'eau et chaque niveau vertical, on a introduit à l'image du masque terre-mer, un indice de bathymétrie qui vaut 0 en cas de mer libre et 1 en cas de niveaux sous

le fond de la mer. Pour les niveaux verticaux qui ont un indice de bathymétrie égal à 1, on impose la valeur des paramètres du dernier niveau en mer libre. Le modèle 1D n'effectue ainsi aucun transfert d'énergie vers ou en provenance du fond. Seule l'énergie contenue dans les niveaux libres supérieurs est prise en compte.

Enfin, le dernier développement important réalisé a consisté à introduire la possibilité d'initialiser le modèle 1D avec les analyses MERCATOR (Bahurel *et al.*, 2004).

Nous avons aussi introduit un diagnostic de profondeur de couche de mélange h dans le modèle 1D. La base de la couche de mélange est diagnostiquée à partir d'un critère arbitraire basé sur le profil en densité : la thermocline est supposée correspondre au niveau vertical pour lequel la densité de l'eau de mer est supérieure à une variation de 0.02 kg m^{-3} par rapport à la densité de référence prise à 5m de profondeur. Un critère similaire avait déjà été introduit par Paci *et al.* (2005, 2007) pour estimer la profondeur de la couche de mélange dans des simulations océaniques 3D sur le domaine de l'expérience POMME.

8.2 Validation off-line du modèle océanique 1D

Ce modèle océanique a tout d'abord été évalué sur le cas de l'Hérault pour lequel nous disposons des analyses MERCATOR pour valider le comportement du modèle en terme de température, de salinité et d'épaisseur de la couche limite de mélange. La zone d'étude choisie (Fig. 8.2) est une zone dans le golfe du Lion dans laquelle 272 colonnes d'eau de mer sont distribuées uniformément. Nous avons choisi cette zone car elle comporte une goutte froide dans le champ de SST avec un gradient important de vitesses du vent en basses couches (Fig. 8.2a). Les colonnes du modèle 1D sont initialisées à partir des données de l'analyse MERCATOR du 3 décembre 2003 à 00UTC (Fig. 8.2b).

On force le modèle pendant 24 heures avec des flux constants calculés avec le modèle SURFEX off-line en utilisant les données atmosphériques issues de la simulation MESO-NH de référence (arp00, voir Tab. 5.1) pour le 3 décembre à 12 UTC. Seul un cycle diurne est appliqué au rayonnement net. Pour le calcul des flux turbulents, nous considérons les trois paramétrisations [Louis (1979), ECUME, COARE3.0] utilisées dans la Partie II.

Les profils océaniques obtenus sur la zone après 24h de simulation montrent l'influence du choix de la paramétrisation des flux turbulents pour la modélisation océanique. La paramétrisation originale de SURFEX donne des valeurs de stress et de flux d'évaporation importantes par vent fort, ce qui approfondit et refroidit fortement la couche de mélange, avec par endroit une SST diminuée jusqu'à -0.3°C (Fig. 8.3). Les paramétrisations itératives (ECUME et COARE3.0) fournissent des profils en température et en salinité plus réalistes et plus proches de ceux de l'analyse MERCATOR datée du 4 décembre 2003. Avec des flux turbulents plus faibles qui ne compensent plus les flux radiatifs, la couche limite océanique

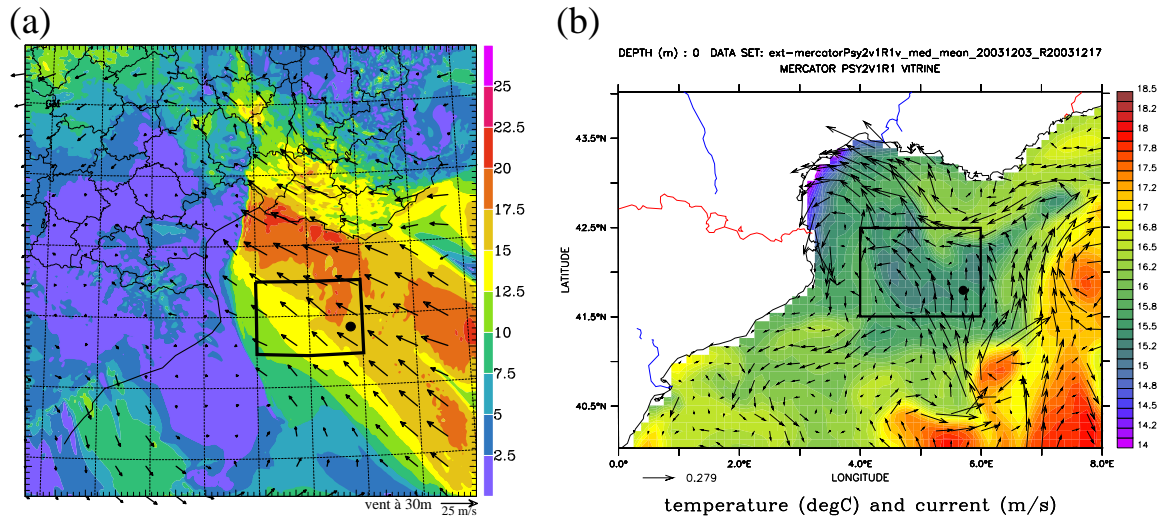


FIG. 8.2 : Conditions initiales et de forçage du modèle 1D océanique pour le cas de l'Hérault : (a) Vent à 36 m au dessus de la mer simulé par MESO-NH le 3 décembre 2003 12UTC. La zone d'intérêt pour le forçage off-line du modèle 1D est délimitée par le rectangle noir. (b) Température et courant à la surface de l'analyse MERCATOR du 3 décembre 2003 00UTC.

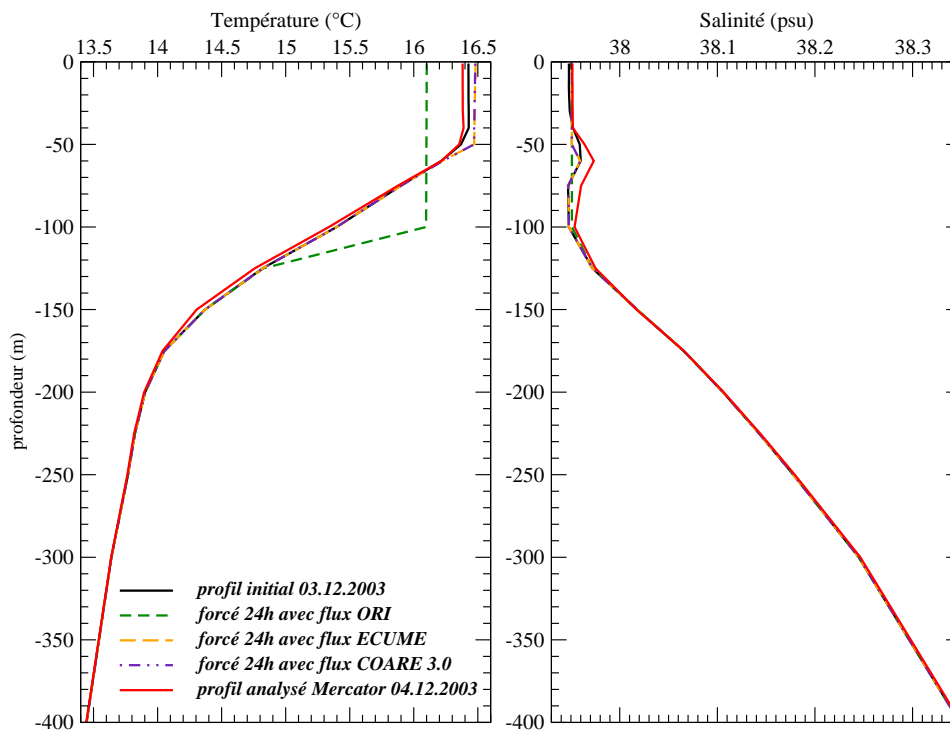


FIG. 8.3 : Profils de température et de salinité dans l'océan au point indiqué Figure 8.2 pour les analyses MERCATOR du 3 décembre 2003 (état initial, en noir) et du 4 décembre (en rouge) et simulés par le modèle 1D après 24 heures d'intégration en utilisant les trois paramétrisations des flux de surface (ORI, COARE3.0 et ECUME).

est peu mélangée et la SST est même parfois légèrement augmentée (Fig. 8.3).

Les profils obtenus en température et en salinité montrent la sensibilité de la couche de mélange océanique à la paramétrisation des flux turbulents sur mer même pour de très courtes échéances. Ces résultats ont motivé le protocole des simulations réalisées avec le système

couplé et présentées au chapitre 9, avec notamment un examen systématique sur les trois cas d'étude de la sensibilité aux paramétrisations des flux de surface avec les paramétrisations de Louis (1979) et COARE3.0.

8.3 Développement du couplage entre MESO-NH et le modèle océanique 1D

Le principe du couplage développé est de modéliser en chaque point de mer du domaine MESO-NH une colonne d'eau de mer (Fig. 8.4). Le système peut être utilisé en mode forcé ("one-way"), c'est à dire pour forcer uniquement le modèle océanique 1D avec les flux de MESO-NH/SURFEX, ou en mode couplé interactif ("two-way") c'est à dire qu'en plus l'évolution dans le temps de la SST dans MESO-NH est régie par le modèle 1D océanique.

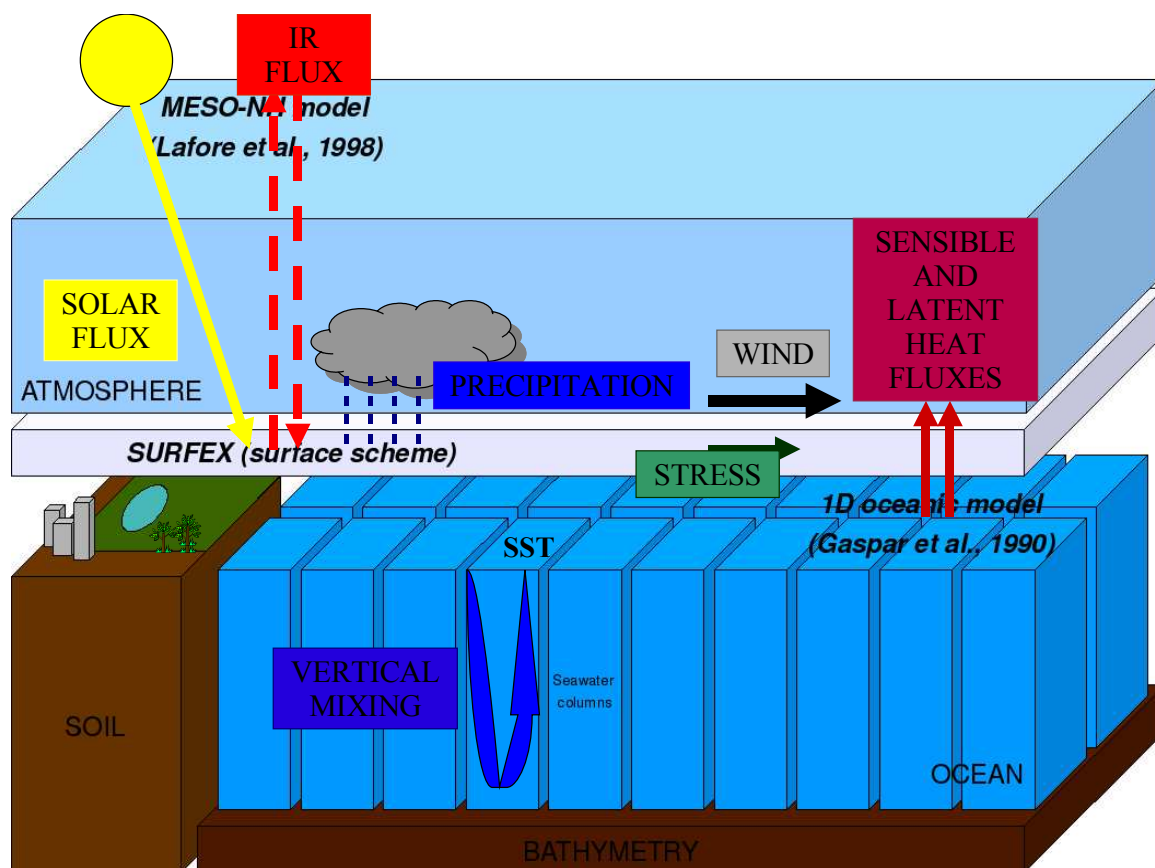


FIG. 8.4 : Schéma du système couplé océan-atmosphère à méso-échelle mis en place entre MESO-NH (SURFEX) et le modèle océanique 1D.

Dans ce couplage, la surface externalisée de MESO-NH fournit au modèle océanique les flux radiatifs (solaire et non-solaire), les flux turbulents de chaleur (sensible et latente), le stress induit par le vent de basses couches, et les précipitations qui interviennent en terme de

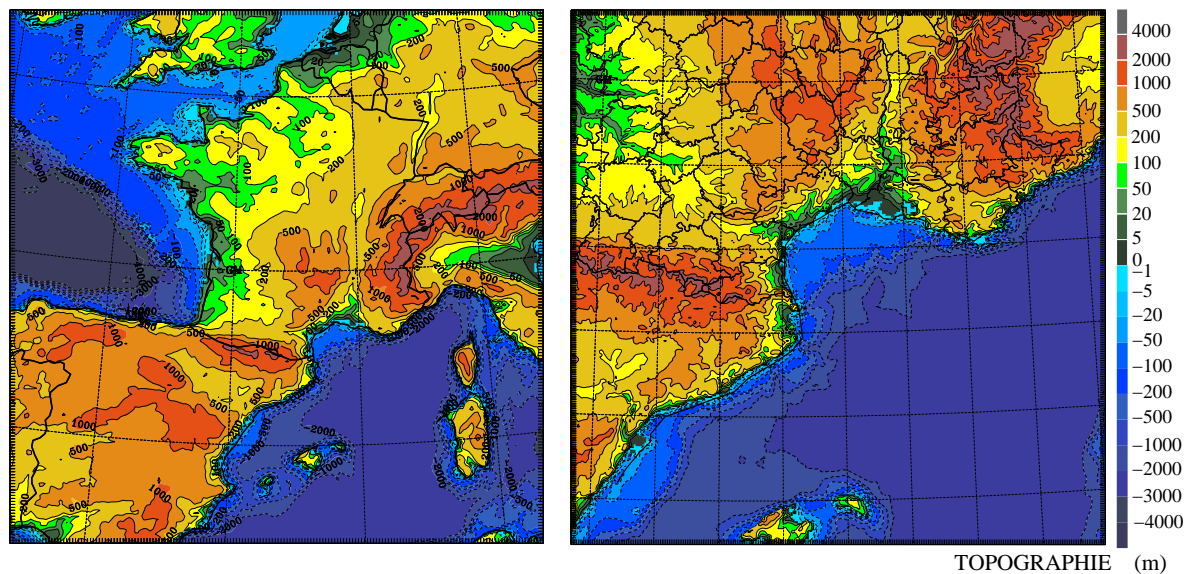


FIG. 8.5 : Cas de l'Hérault : Topographie (orographie et bathymétrie en mètres) des domaines à 9.5 km et 2.4 km de résolution.

flux d'eau douce (Fig. 8.4). Le mélange vertical océanique est calculé en fonction du forçage atmosphérique à chaque pas de temps du modèle océanique. En mode "two-way", la SST pour MESO-NH est celle simulée par le modèle océanique. La fréquence de changement de la SST est paramétrée et peut être réalisée à tous les pas de temps du modèle océanique ou moins fréquemment.

La mise en place du couplage entre le modèle atmosphérique MESO-NH et le modèle océanique 1D a été réalisée au niveau du schéma de surface SURFEX, aussi bien au niveau du module d'initialisation que dans la boucle temporelle.

En ce qui concerne l'initialisation, il a été nécessaire d'introduire un nouveau champ dans le fichier physiographique de SURFEX : la bathymétrie. Celle-ci est interpolée à la résolution de MESO-NH/SURFEX à partir de la base de données de topographie de Smith et Sandwell (1997) couvrant tout le globe à la résolution de 2 km et obtenue en combinant les données altimétriques et bateaux des fonds marins à la résolution de 2 km. Le choix d'une base de données globale à haute résolution pourra permettre d'effectuer des simulations couplées à méso-échelle avec le système MESO-NH (SURFEX)/modèle 1D sur n'importe quelle région du globe. La figure 8.5 montre la nouvelle topographie (orographie et bathymétrie) pour les domaines physiographiques à 9.5 et 2.4 km de résolution obtenue pour les simulations du cas de l'Hérault.

D'autre part, les variables océaniques peuvent être initialisées à partir de fichiers d'analyse océanique fournie sur une grille régulière en latitude-longitude (climatologie) ou pseudo-régulière (analyses MERCATOR - produits vitrines). La lecture des données océaniques et leur interpolation sur la projection conforme de SURFEX/MESO-NH ont donc été introduites dans le schéma de surface. Dans le cas de simulations non couplées (i.e. "one-way"), la pos-

sibilité d'initialiser la SST (alors seule variable océanique) à partir de ces mêmes fichiers d'analyses océaniques plutôt qu'à partir d'analyses atmosphériques a aussi été développée.

Chapitre 9

Simulations couplées océan-atmosphère d'épisodes de pluie intense

Dans ce chapitre, le système couplé océan-atmosphère de méso-échelle développé entre MESO-NH (SURFEX) et le modèle 1D de Gaspar *et al.* (1990) décrit au chapitre précédent est appliqué aux trois cas d'étude d'événements fortement précipitants en région méditerranéenne. Le but est d'évaluer l'impact du forçage atmosphérique extrême que constituent les événements fortement précipitants accompagnés de forts vents de basses couches sur la couche de mélange océanique. Le système couplé est utilisé dans un premier temps en mode forcé ("one-way", Fig. 9.1a), c'est à dire que le modèle océanique est forcé par les flux issus de MESO-NH sans que l'évolution des variables océaniques ne soit vue ni par la surface externalisée ni par le modèle atmosphérique. Nous examinerons plus particulièrement dans ce cadre : i) la réponse de l'océan superficiel aux conditions météorologiques de basses couches accompagnants ces événements de pluie intense, avec une attention toute particulière apportée à l'effet des précipitations sur le mélange turbulent océanique, ii) la sensibilité de cette réponse à la paramétrisation des flux de surface.

Les rétroactions de la réponse océanique sur la simulation atmosphérique seront aussi évaluées à l'aide de simulations en mode couplé ("two-way", Fig. 9.1b) sur chacun des cas d'étude. Dans ces expériences, les évolutions des champs océaniques sont vues par le modèle MESO-NH et réciproquement. Nous nous poserons également la question des échelles temporelles de couplage entre la mer et l'atmosphère dans le cadre de ces phénomènes intenses méditerranéens.

9.1 Description des simulations couplées

Les simulations couplées sont réalisées avec la même configuration MESO-NH de deux domaines imbriqués que celles utilisées dans les parties I et II sur les trois cas d'étude. Les

conditions initiales pour le domaine atmosphérique sont aussi identiques. Le couplage avec le modèle océanique est réalisé uniquement pour le domaine à 2.4 km de résolution. En chaque point de grille comportant une part non nulle de mer, une colonne d'eau est modélisée par le modèle de Gaspar *et al.* (1990). Pour les cas du Gard et de l'Hérault, la température et la salinité sont initialisées à partir des analyses du modèle opérationnel MERCATOR disponibles sur le domaine Méditerranée au 1/15 de degré de résolution. Les analyses océaniques utilisées sont datées du 8 septembre 2002 et du 3 décembre 2003 respectivement. En particulier, la SST initiale est celle de l'analyse MERCATOR interpolée sur la grille horizontale de MESO-NH (SURFEX). Pour le cas de l'Aude en novembre 1999, en l'absence d'analyse MERCATOR, nous avons initialisé les variables océaniques à partir de la climatologie mensuelle de novembre de Levitus (1982). Dans tous les cas, l'océan est initialement supposé au repos, c'est à dire que les courants initiaux sont nuls.

L'ensemble des tests réalisés avec le système couplé sont résumés dans le tableau 9.1. Ce protocole de simulations a été réalisé afin de permettre d'examiner :

- l'apport du couplage interactif par rapport à un simple forçage du modèle océanique par les paramètres atmosphériques simulés. Nous examinerons plus particulièrement les effets de la convection atmosphérique (précipitations intenses et fort vent de basses couches) sur le mélange océanique ;
- l'apport du couplage interactif sur la simulation atmosphérique. Nous étudierons plus particulièrement les effets d'une couche de mélange océanique interactive sur le système convectif aussi bien en terme d'intensité que de localisation, et aussi sur le vent de basses couches.
- la sensibilité de la simulation de la couche de mélange océanique à la paramétrisation des flux turbulents de surface ;
- l'impact des précipitations intenses sur la couche de mélange océanique.

Pour chacun des cas d'étude la simulation de référence est la simulation en mode forcé (Fig. 9.1a : atmosphère \rightarrow océan) nommée CFCOA. Cette simulation utilise la paramétrisation des flux COARE (Fairall *et al.*, 2003) incluant les corrections dues aux rafales et aux précipitations.

Chacune des trois autres simulations réalisées sera comparée à la référence :

- La simulation CFORI est la simulation en mode forcé utilisant la paramétrisation originale du schéma de surface de MESO-NH (Louis, 1979).
- La simulation CFCsp est la simulation en mode forcé pour laquelle on néglige le forçage appliqué au modèle océanique dû aux précipitations. C'est à dire que la paramétrisation COARE est utilisée sans les corrections dues aux précipitations et que le flux d'eau douce appliqué au modèle océanique pour la salinité se résume à l'évaporation (*c.f.* Eq. 8.2).

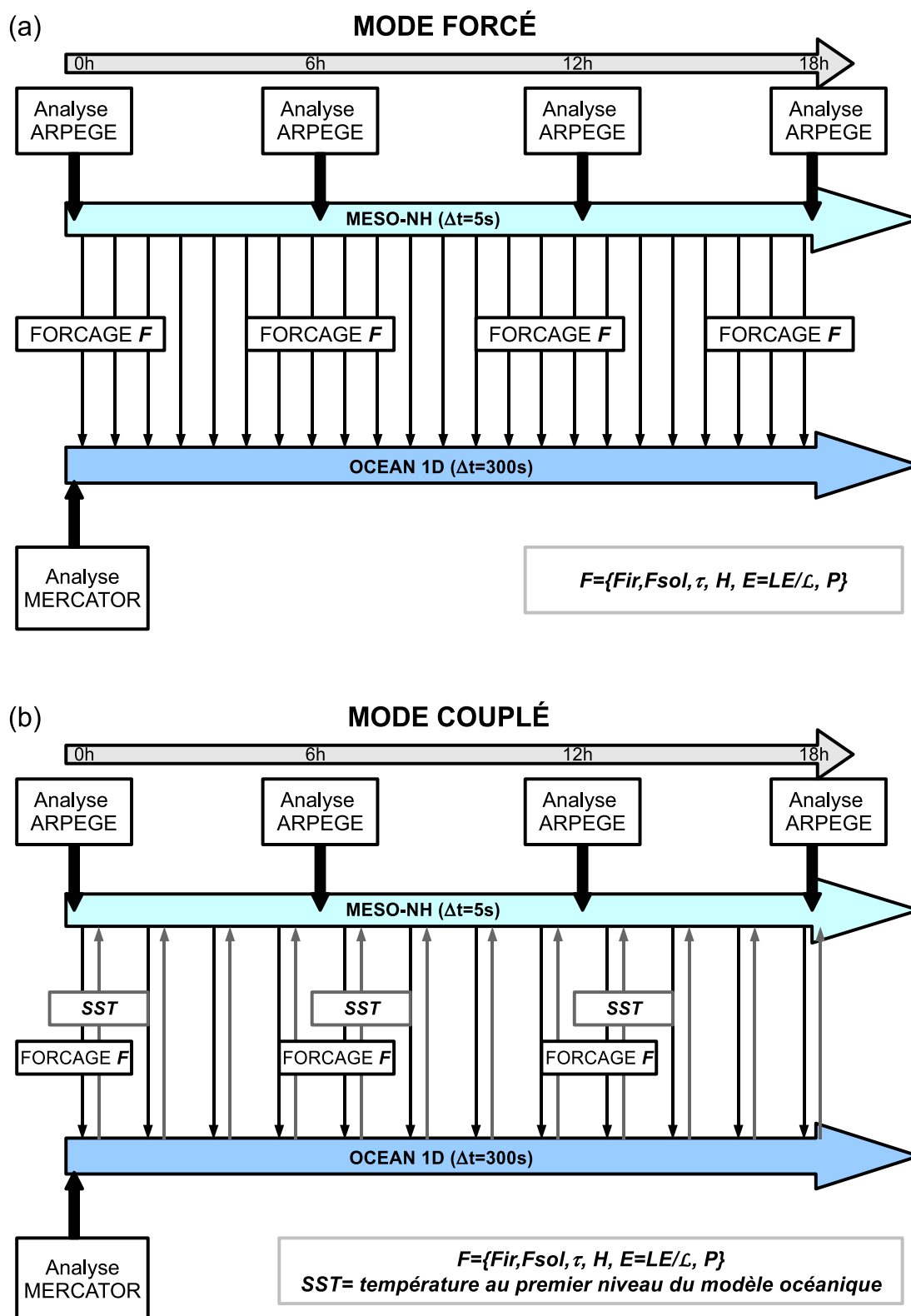


FIG. 9.1 : Stratégie de couplage entre MESO-NH et le modèle océanique 1D : (a) en mode forcé et (b) en mode couplé. Les forçages atmosphériques et le cas échéant la SST sont échangés au pas de temps du modèle océanique, toutes les 5 minutes.

- La simulation CPLCO est la simulation en mode couplé interactif (Fig. 9.1b : atmosphère \longleftrightarrow océan) utilisant la paramétrisation COARE (Fairall *et al.*, 2003) incluant les corrections dues aux rafales et aux précipitations.

	MESO-NH / SURFEX		modèle 1D océanique
	<i>SST</i>	<i>Paramétrisation des flux</i>	<i>Forçage atmosphérique</i>
CFCOA référence	mode forcé	COARE 3.0 +rafales +précipitations	complet
CFORI	mode forcé	ORI	complet
CFCsp	mode forcé	COARE 3.0 +rafales -	sans les précipitations
CPLCO	couplage interactif (toutes les 300s)	COARE 3.0 +rafales +précipitations	complet

TAB. 9.1 : Caractéristiques des simulations numériques réalisées avec le système couplé. Dans le mode forcé, le modèle MESO-NH a un champ de SST constant au cours de la simulation. Les composantes du forçage atmosphérique complet appliqué au modèle océanique 1D (F_{sol} , F_{ir} , $E = \frac{LE}{L}$, H , $\vec{\tau} = (\tau_u, \tau_v)$ et P) sont décrites dans le chapitre 8.

9.2 Cas de l'Aude

9.2.1 Description des conditions initiales océaniques

Les simulations débutent le 12 novembre 1999 à 12UTC. La figure 9.2 montre l'état océanique initial obtenu à partir de la climatologie mensuelle de Levitus pour le mois de novembre. Les champs de température obtenus sont lisses en surface et sur la profondeur. La SST montre un faible gradient Nord-Sud, les valeurs plus faibles de SST étant le long des côtes françaises, les valeurs les plus élevées étant au Sud du domaine. La température de surface de la mer initiale moyennée sur le domaine mer à 2.4 km de résolution vaut 17.33 °C, valeur très proche de la valeur moyenne du champ à haute résolution satellitaire utilisé pour les tests de sensibilité à la SST (voir section 5.2).

La salinité est très homogène : la SSS¹ montre un léger gradient sur le golfe du Lion, les valeurs les plus fortes en salinité étant près des côtes avec une valeur moyenne sur le domaine de 37.90 psu. A noter que la climatologie est incapable de reproduire les signatures à faible salinité à l'embouchure des fleuves. La couche de mélange à une profondeur moyenne sur ce domaine d'environ 37 mètres.

¹Sea Surface Salinity : salinité de surface

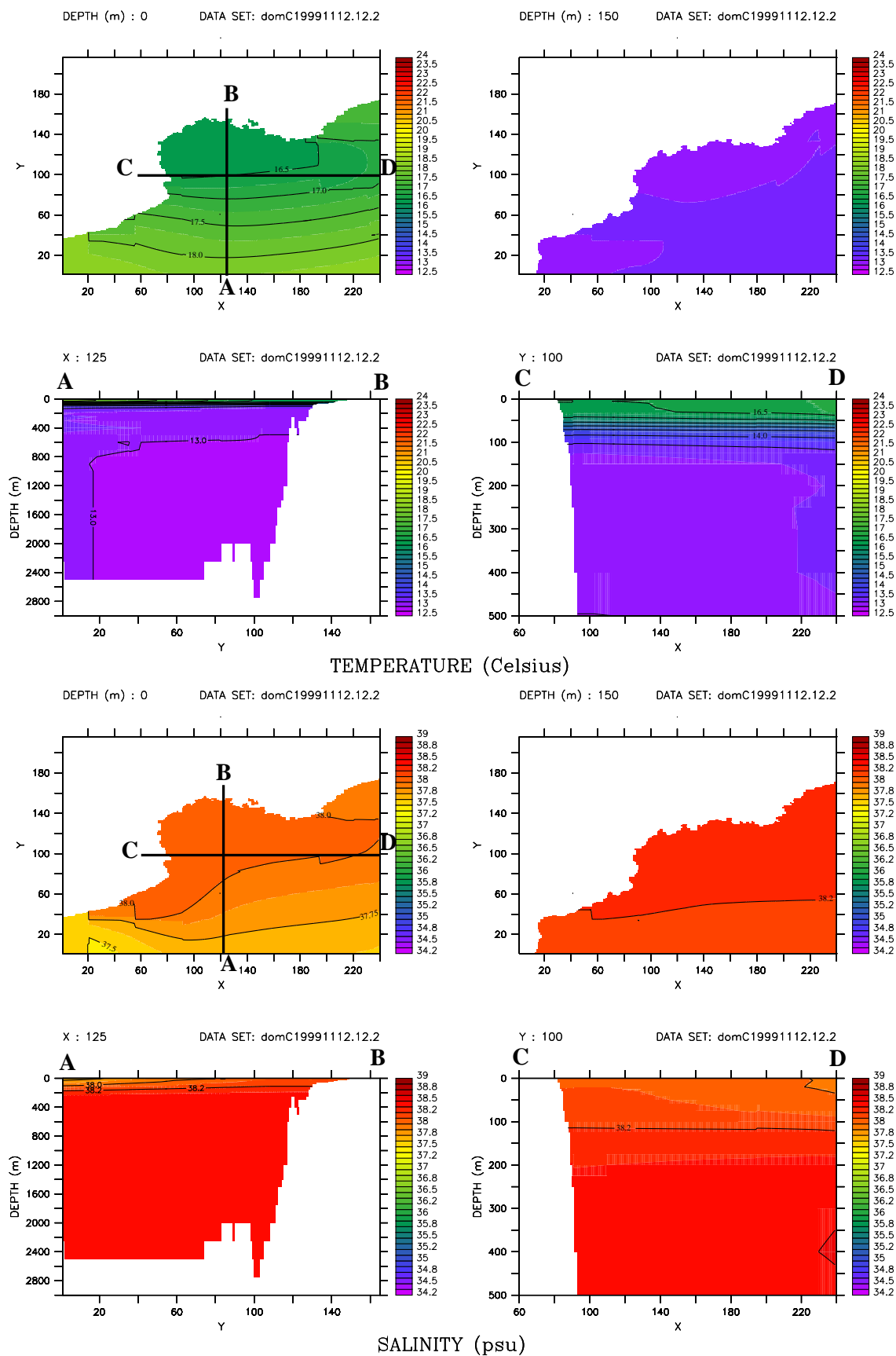


FIG. 9.2 : Cas de l'Aude : état océanique initial (12 novembre 1999, 12UTC) en température (°C) et salinité (psu). Pour chaque paramètre sont présentées des coupes horizontales en surface ($z=0$) et à 150m de profondeur et des coupes verticales selon les axes AB et CD jusqu'à 3000 et 500 mètres de profondeur respectivement.

9.2.2 Évolution à l'interface air-mer

La figure 9.3a montre l'évolution des flux de chaleur moyennés sur mer pour le cas de l'Aude. On retrouve tout d'abord le fait que les flux de chaleur sont différents selon la paramétrisation des flux sur mer choisi : les différences obtenues sur les flux entre les simulations CFCOA et CFORI correspondent aux résultats obtenus sur la sensibilité à la paramétrisation sur mer (partie II). Dans le cas d'un fort vent en basses couches comme dans le cas de l'Aude, les valeurs moyennes de flux de chaleur latente simulées lorsque la paramétrisation originale de MESO-NH est utilisée sont plus élevées jusqu'à $+60 \text{ W m}^{-2}$ et les valeurs moyennes de flux de chaleur sensibles sont légèrement plus faibles d'environ 5 W m^{-2} .

Pour CFCsp, le flux de chaleur sensible est différent de celui de la simulation de référence par l'absence de corrections due aux précipitations (notée H_p dans la section 6.3.1). Le flux de chaleur latente n'est pas modifié. La différence sur le flux de chaleur sensible est plus importante à partir de 00 UTC le 13 novembre 1999, au moment où le système précipitant glisse progressivement vers l'Est et sur mer.

D'autre part, les modifications au cours du temps de la SST dans la simulation en mode couplé se traduisent par des flux de chaleur différents de ceux de la référence. Les deux expériences ayant la même paramétrisation, les différences de flux de chaleur entre les simulations CFCOA et CPLCO sont donc uniquement à relier aux modifications de SST. La SST diminuant en moyenne d'environ 0.3°C après 18 heures de simulation (Fig. 9.3), les flux de chaleur H et LE sont plus faibles dans CPLCO que dans la référence ; les différences deviennent significatives après 6 heures de simulation et valent respectivement environ -2 W m^{-2} pour le flux moyen de chaleur sensible et -5 W m^{-2} pour le flux moyen de chaleur latente.

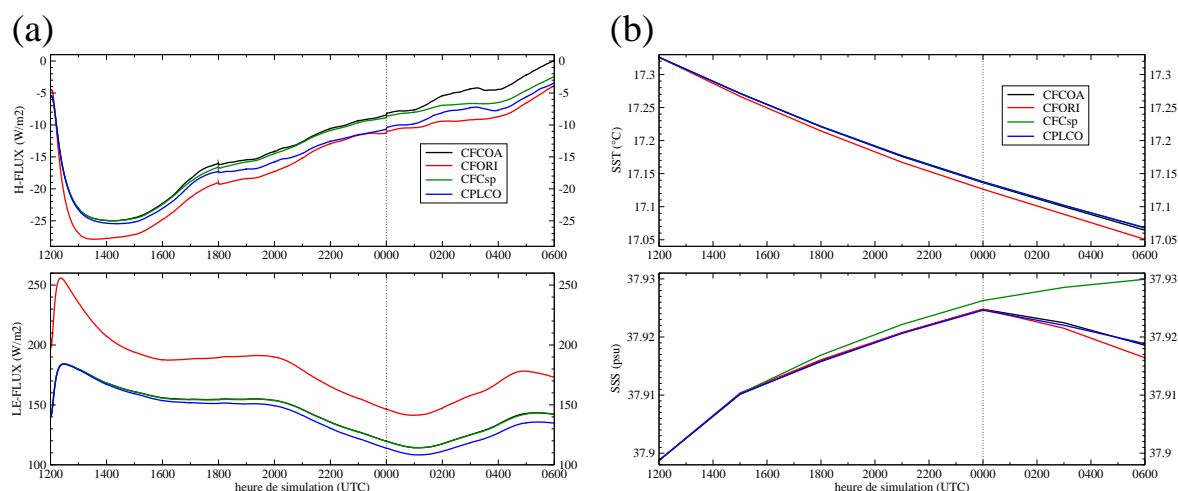


FIG. 9.3 : Cas de l'Aude : (a) évolution des flux de chaleur (H et LE) moyennés au dessus de la mer et (b) évolution des champs océaniques de surface moyens (SST et SSS).

9.2.3 Impact du forçage atmosphérique sur la couche de mélange océanique

Pour évaluer l'impact du forçage atmosphérique sur la couche de mélange océanique, nous avons calculé des valeurs moyennes des paramètres du modèle océanique (profondeur moyenne de la couche de mélange, température et salinité moyennes dans la CMO) et du forçage atmosphérique (précipitations moyennes cumulées et vent moyen à 36 m au dessus de la mer) toutes les 3 heures pour le domaine mer global puis pour deux sous-domaines aux caractéristiques de forçage atmosphérique différentes. Ils sont définis comme suit (Fig. 9.4) :

- Zone Nord : points de mer ayant une latitude au Nord du parallèle 42N.
- Zone Sud : points de mer ayant une latitude au Sud du parallèle 42N.

La zone Nord est notamment caractérisée par un très fort vent de basses couches (Fig. 9.4) et par de plus forts flux de chaleur latente et sensible sur toute la durée de la simulation. Les figures 9.5, 9.6 et 9.7 présentent les évolutions temporelles des paramètres océaniques et forçages atmosphériques moyens pour chacune des simulations.

Les courbes d'évolution temporelle des paramètres atmosphériques moyens (cumuls tri-horaires moyens de précipitation et vent moyen à 36 m au dessus de la mer) (Fig. 9.5) permettent de caractériser deux périodes dans l'évènement météorologique. Durant la première période de 12UTC à 00UTC, peu de précipitations affectent le domaine mer. Le forçage atmosphérique est dominé par le fort vent de basses couches. Après 00UTC le 13 novembre, la convection se déplace sur mer et les précipitations deviennent de plus en plus intenses. Le vent de basses couches reste fort et constant durant cette deuxième phase.

La simulation de référence montre les conséquences de ce forçage atmosphérique intense sur la couche de mélange océanique. Durant la première phase, on a une diminution forte de la température et une augmentation de la salinité (jusqu'à -0.23°C et jusqu'à $+0.012$ psu en 12h sur la zone Nord). Durant la deuxième phase, les précipitations plus intenses sur la zone Nord, font rediminuer la salinité, créant localement une couche peu profonde d'eau douce. La couche de mélange diagnostiquée est ainsi réduite en profondeur en moyenne. Sa température moyenne décroît moins rapidement que sur la phase précédente.

La simulation CFORI (Fig. 9.5) donnent des vents légèrement plus forts par rapport à la référence tout le long de la simulation. Comme les flux de chaleur latente obtenus avec la paramétrisation ORI sont plus forts (Fig. 9.3), les quantités de précipitations sont aussi légèrement plus importantes. Les effets sur la couche de mélange sont : *i*) en l'absence de précipitation (première phase pour la zone Nord et la totalité de la simulation pour la zone Sud) une intensification du refroidissement et de la salinisation de la couche de mélange, donc un approfondissement plus fort de la CMO dans la simulation CFORI ; *ii*) dans la deuxième phase, la température moyenne de la CMO continue de diminuer sous l'action des forts flux de chaleur. Durant cette même période, la zone Nord recevant plus de précipitations dans la

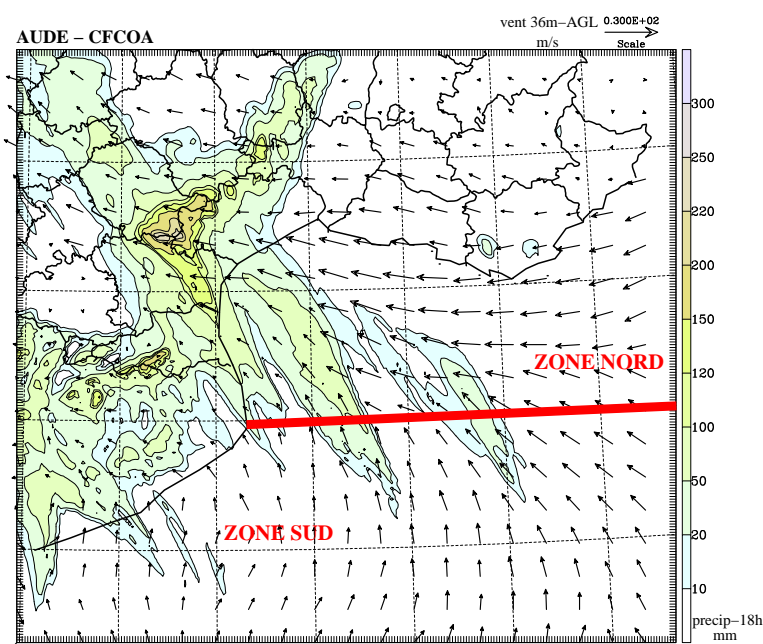


FIG. 9.4 : Conditions atmosphériques sur les zones d'étude d'après la simulation de référence CF-COA (cumuls de précipitation sur 24h et vent à 36m au dessus de la mer le 13 nov. 1999 06UTC).

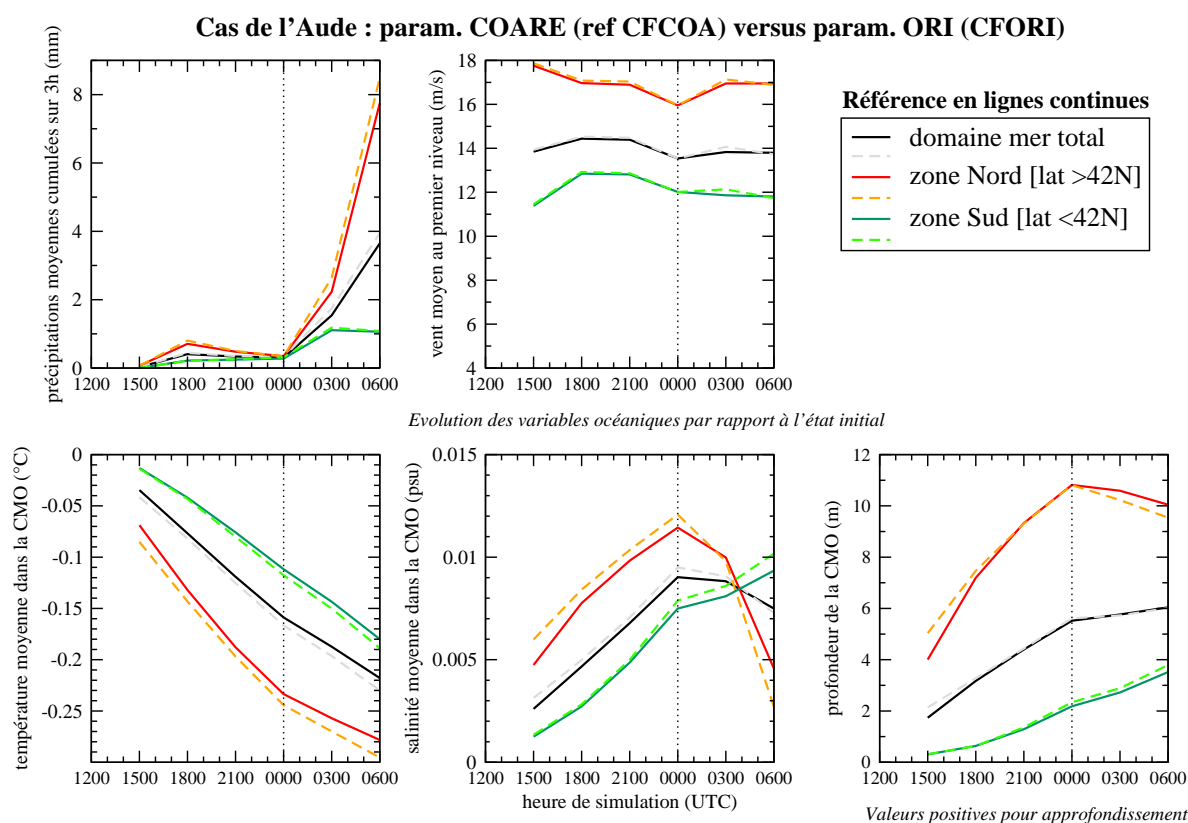


FIG. 9.5 : Cas de l'Aude : Évolution temporelle des paramètres moyens océaniques et du forçage atmosphérique pour différentes zones pour les simulations CF-COA (trait plein) et CFORI (pointillé) : Différence par rapport à l'état initial pour la température moyenne dans la CMO, la salinité moyenne dans la CMO et la profondeur de la CMO (graphes du bas) et cumuls tri-horaires de précipitations et vent à 36 mètres au dessus de la mer (en haut).

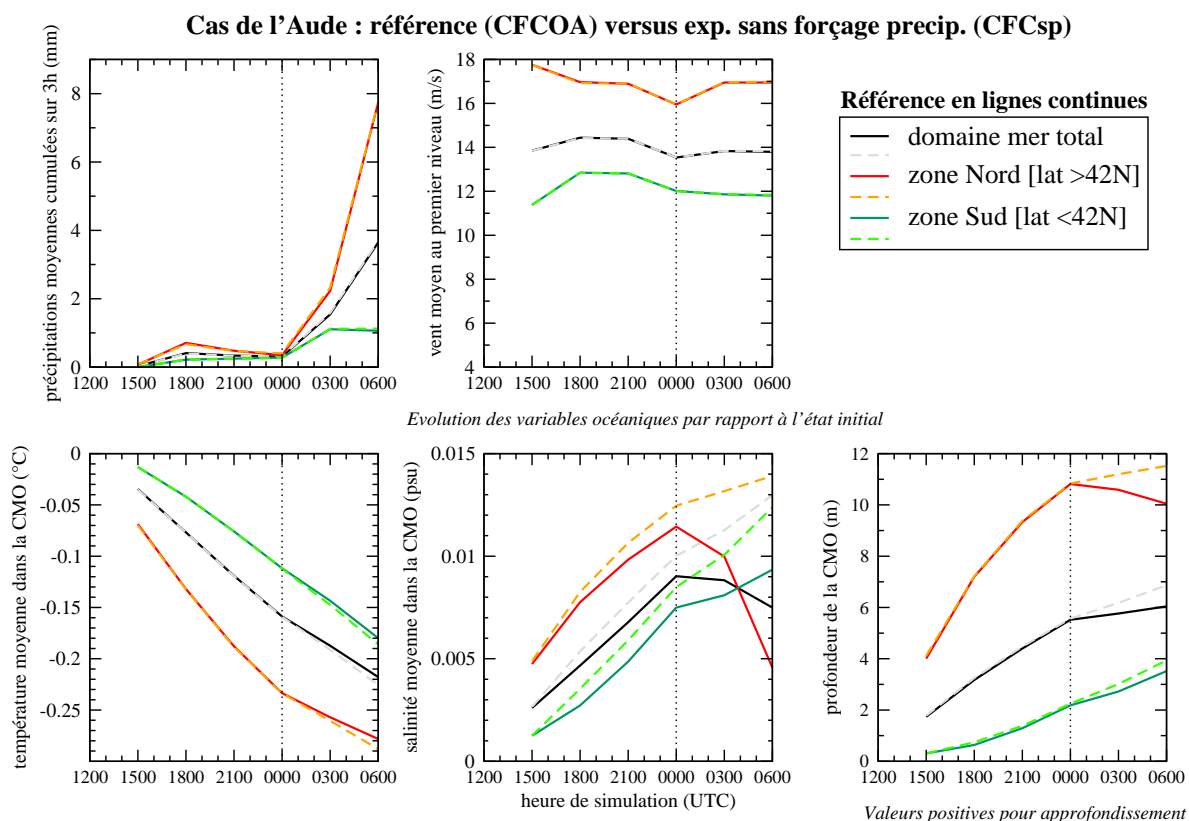


FIG. 9.6 : Idem Figure 9.5, mais pour les simulations CFCsp (pointillé) et CFCOA (trait plein).

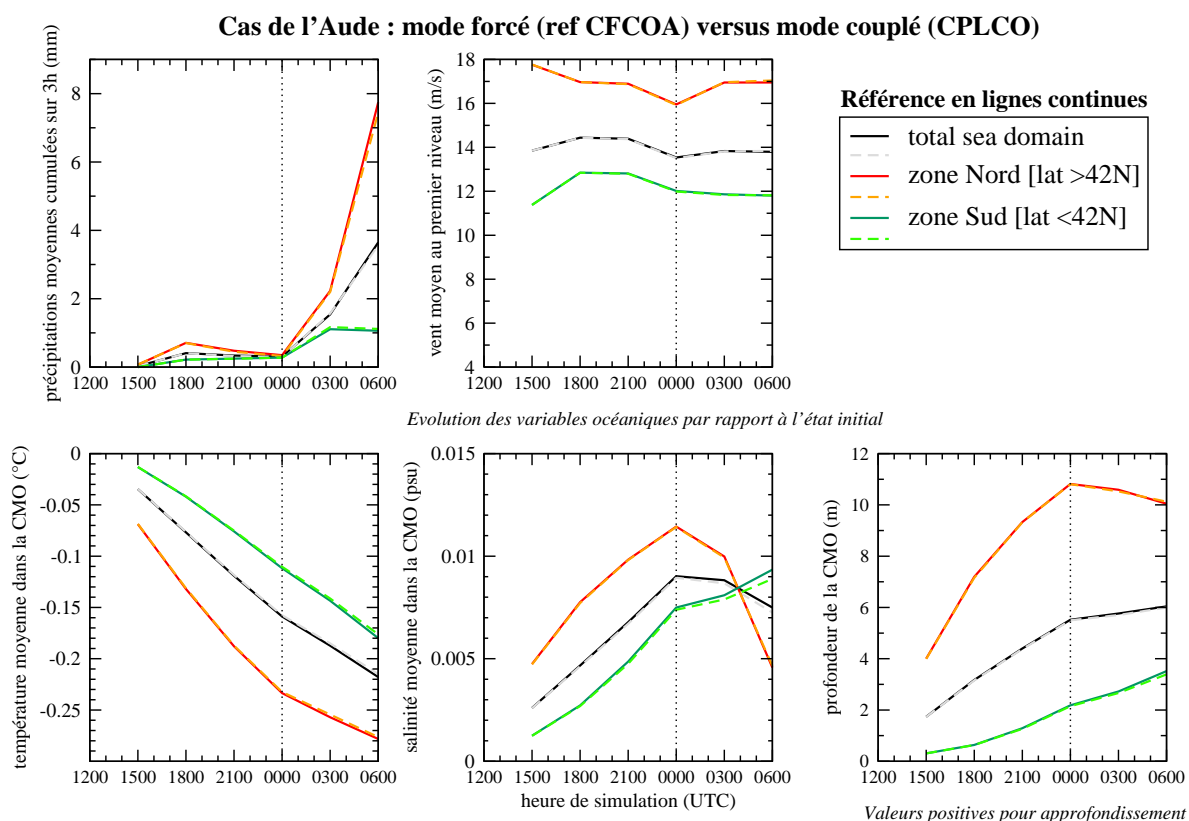


FIG. 9.7 : Idem Figure 9.5, mais pour les simulations CPLCO (pointillé) et CFCOA (trait plein).

simulation CFORI que dans la référence, la diminution de salinité est d'autant plus forte. Les colonnes d'eau affectées sont aussi plus nombreuses (non montré). En créant des couches minces d'eau relativement plus douce près de l'interface ou des couches de mélange internes, les précipitations font également rediminuer la profondeur de couche de mélange moyenne diagnostiquée.

La simulation CFCsp simule le même forçage atmosphérique que la référence (Fig. 9.6). La réponse océanique du fait de l'absence du forçage lié aux précipitations montre des différences notamment lors de la deuxième phase de l'événement, lorsque les précipitations sont plus intenses. Dans CFCsp, l'augmentation de salinité n'est plus freinée par les précipitations. Plus aucune couche d'eau douce près de l'interface n'est créée. L'approfondissement moyen de la CMO est donc maximal dans cette simulation (jusqu'à +11.7m en moyenne sur la zone Nord). La diminution de température est également plus importante dans la simulation CFCsp que dans la référence durant la deuxième phase de l'événement induit par un entrainement à la base de la CMO plus important.

En ce qui concerne l'expérience CPLCO, le forçage atmosphérique moyen sur mer apparaît non significativement différent que celui de l'expérience de référence (Fig. 9.7). La perte de chaleur de l'océan est légèrement plus faible (Fig. 9.3) ; la zone Sud est également affectée par légèrement plus de précipitations après 00UTC ce qui conduit à une diminution légèrement plus importante de la salinité moyenne dans la CMO sur cette zone (Fig. 9.7). On ne met pas en évidence de différences significatives sur la zone Nord. L'état océanique après 18h de simulation en mode couplé (CPLCO) est présenté figure 9.8. La diminution de température limitée à la couche de mélange est visible par comparaison à l'état initial (Fig. 9.2) et est plus marquée dans la zone Nord (domaine de latitude supérieure à 42N) correspondant à la localisation du jet de basses couches qui entraîne de forts échanges de chaleur. Le champ de salinité après 24h montre peu de différences avec l'état initial excepté pour une bande fine d'environ 25 km de large où les précipitations sont alors localisées (Fig. 9.8).

La figure 9.9 montre un exemple de l'évolution après 18 h des profils verticaux au point de mer localisé à 42.45N-5.80E (en zone de vent fort en basses couches). On voit que pour les quatre simulations, les profils de température et de salinité obtenus sont très proches, avec un mélange important réalisé après 18h et un approfondissement visible de la couche de mélange. Les profils en salinité obtenus après 18h sont directement à relier au "bilan" E-P (eq. 8.2). Pour la simulation CFCsp, seule l'évaporation joue sur la salinité ($P=0$), c'est pourquoi CFCsp montre le profil avec la plus forte salinité dans la couche de mélange. Pour CFORI, le profil en salinité dans la couche de mélange après 18h montre des valeurs plus faibles, signe de plus fortes précipitations en ce point (E-P négatif).

Enfin, il est important de noter que les simulations avec le système couplé sur le cas de l'Aude montre des courants induits par le stress orientés de manière à pouvoir perturber l'écoulement des principaux fleuves du Languedoc (voir Fig. 9.10 pour l'expérience de

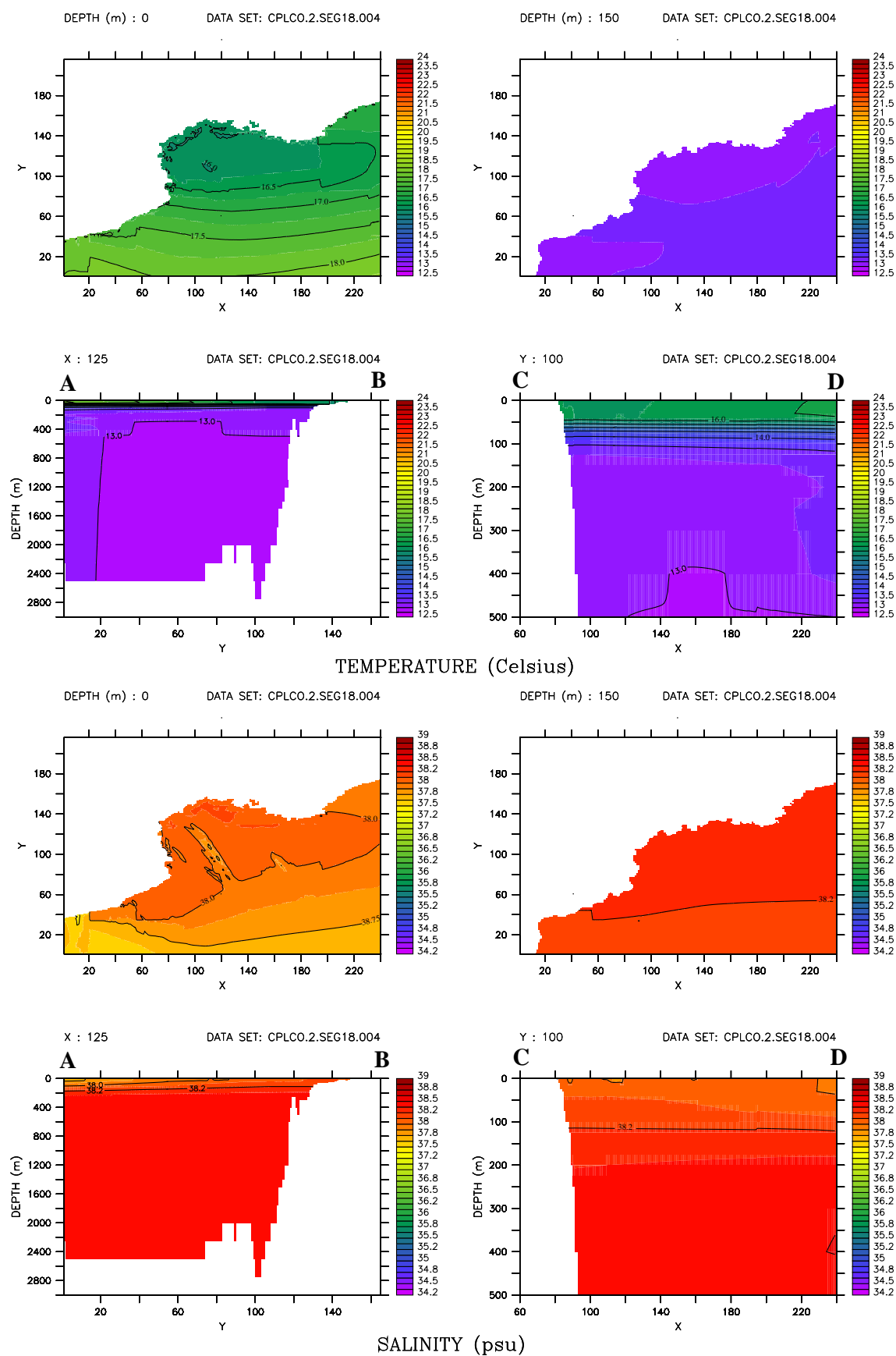


FIG. 9.8 : Idem Figure 9.2 mais après 18h de simulation CPLCO (13 novembre 1999 06UTC).

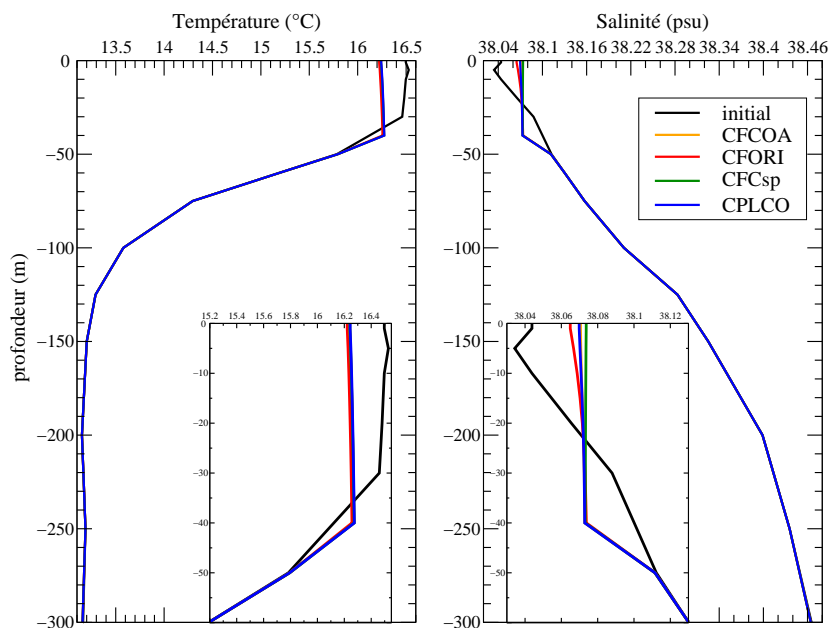


FIG. 9.9 : Cas de l'Aude : Profils verticaux initiaux et après 18h de simulation en température et salinité au point de mer localisé à 42.45N-5.80E. Un zoom sur la couche de mélange océanique est présenté dans la partie inférieure des vignettes.

référence).

En conclusion, la simulation CFORI donnent les réponses océaniques et atmosphériques les plus distinctes de la référence sur ce cas. Ceci est principalement lié à l'utilisation de la paramétrisation originale de MESO-NH (Louis, 1979) en régime de vent fort ce qui induit des échanges d'énergie importants entre l'atmosphère et l'océan. Les variations de la salinité y sont les plus extrêmes avec une forte salinisation sous le jet de basses couches mais aussi une forte diminution de la salinité sous les fortes précipitations dans une deuxième phase de l'évènement. Le forçage atmosphérique est aussi le plus significatif puisque l'apport d'énergie sous forme de chaleur latente est le plus important dans CFORI et par conséquent les cumuls de précipitations moyens simulés après 18h sont les plus élevés ainsi que le maximum de précipitations (Tab. 9.2).

9.2.4 Impact et rétroactions du couplage sur la simulation atmosphérique

Le couplage interactif mis en jeu dans la simulation CPLCO a donné de faibles différences sur la couche de mélange océanique par rapport à l'expérience CFCOA et entraîne donc peu de rétroactions sur la simulation atmosphérique au dessus de la mer. La diminution de SST vue par le modèle atmosphérique sous la forme de flux de chaleur plus faibles dans la simulation CPLCO conduisent à un système convectif de méso-échelle simulé très légèrement moins intense que dans l'expérience de référence, sans pour autant modifier sensiblement la

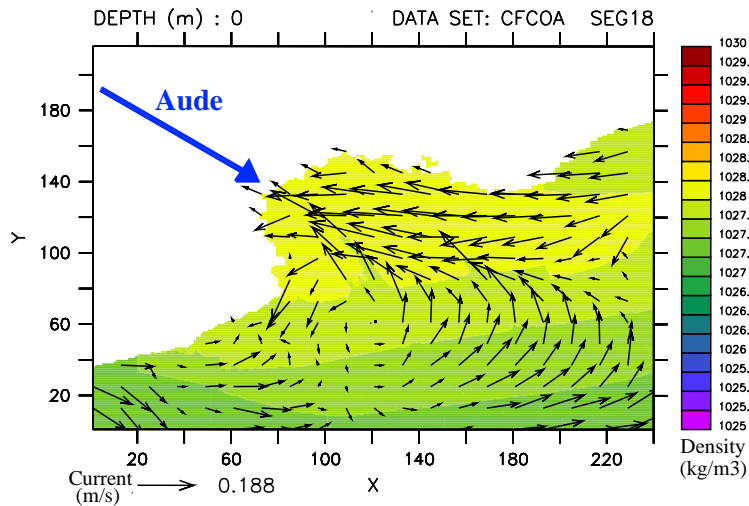


FIG. 9.10 : Densité de l’eau de mer et courant induit en surface (premier niveau océanique) dans le golf du Lion pour l’expérience CF COA, le 13 Nov. 1999, 06UTC.

	CF COA	CF ORI	CF Csp	CPL CO
Maximum après 18h	239	269	248	234
BIAIS	-5.9	-4.9	-6.0	-6.1
RMS	30.0	30.6	30.8	30.1
ETS (seuil >20mm)	0.585	0.628	0.585	0.585

TAB. 9.2 : Scores sur les précipitations cumulées après 18h pour le cas de l’Aude.

localisation (Fig. 9.11) ni les scores objectifs de précipitations (Tab. 9.2).

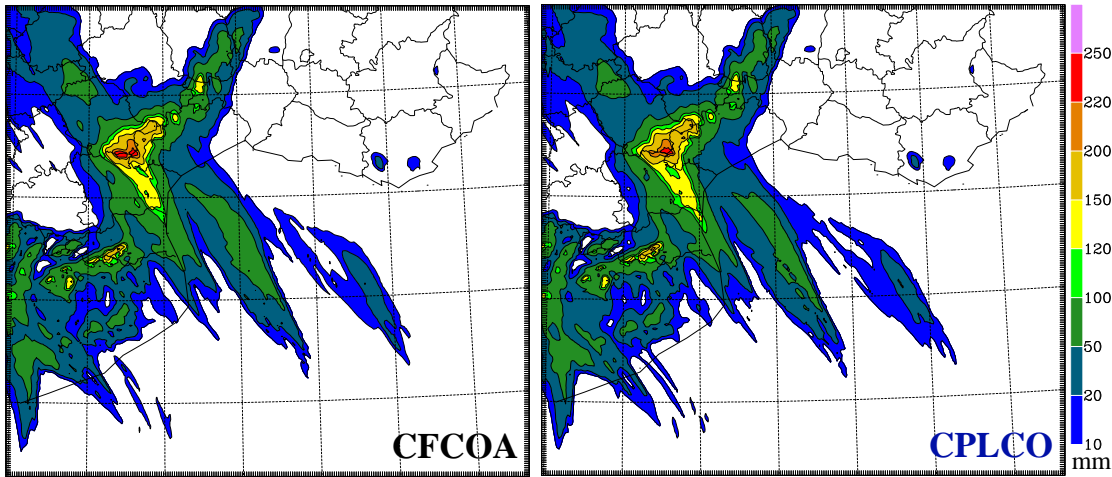


FIG. 9.11 : Précipitations cumulées sur 18h pour le cas de l’Aude pour les simulations CF COA et CPL CO (voir le tableau 9.1).

9.3 Cas du Gard

9.3.1 Conditions initiales océaniques

Les simulations débutent le 8 septembre 2002 à 12UTC. L'initialisation des variables océaniques est réalisée à partir de l'analyse MERCATOR du 8 septembre 2002. La température de surface de la mer initiale interpolée sur le domaine fils vaut en moyenne 22.35 °C et la salinité de surface moyenne sur le même domaine vaut 37.93 psu. La valeur moyenne de SST ainsi obtenue est proche de la valeur moyenne du champ de SST ARPEGE sur ce cas (voir section 5.2, Tab. 5.2).

La figure 9.12 montre l'état océanique initial issu de l'interpolation de l'analyse MERCATOR sur le domaine MESO-NH. Le champ de température sur le domaine montre une stratification estivale de l'océan avec sur la verticale un gradient important dans la thermocline (en moyenne $\Delta T_{thermocline} = 6^{\circ}\text{C}$). En surface, la SST montre des structures de fine échelle avec une zone d'eau plus froide le long des côtes du Languedoc-Roussillon et se prolongeant vers la partie Sud du domaine. La SSS montre elle aussi des structures de fine échelle avec une zone de plus forte salinité au Nord-Est du domaine mer (correspondant au golfe de Gènes) et des zones de plus faibles salinité au Sud-Est du domaine et aussi particulièrement marquée à l'embouchure du Rhône. La couche de mélange est peu profonde du fait de la stratification estivale avec une valeur moyenne diagnostiquée sur le domaine de 22 mètres.

9.3.2 Impact du forçage atmosphérique sur la couche de mélange océanique

Pour les évolutions temporelles des paramètres océaniques et de forçage atmosphérique moyens, tracées Figures 9.14, 9.15 et 9.16, nous avons considéré les zones d'étude suivantes (Fig. 9.13) :

- Zone Ouest : points de mer ayant une longitude à l'Ouest du méridien 5.5E.
- Zone Est : points de mer ayant une longitude à l'Est du méridien 5.5E.

La zone Ouest est caractérisée par plus d'instabilité en basses couches et par un vent un peu plus fort en basses couches tout le long de la simulation du cas du Gard (Fig. 5.6a et 9.14). Le développement d'une cellule convective précipitante au dessus de la mer à 18UTC a également lieu dans cette zone. La zone Est est caractérisée par un vent plus faible en basses couches et des précipitations nulles (Fig. 9.13 et 9.14).

Les évolutions temporelles des paramètres océaniques pour la simulation de référence (Fig. 9.14) montrent un cycle diurne de la température (avec une diminution jusqu'au lever du jour le 9 sept. 2002 à 06 UTC) et une augmentation de la salinité par effet de l'évaporation. La zone Ouest associée à des vents plus forts, est soumise à des flux de chaleur latente plus

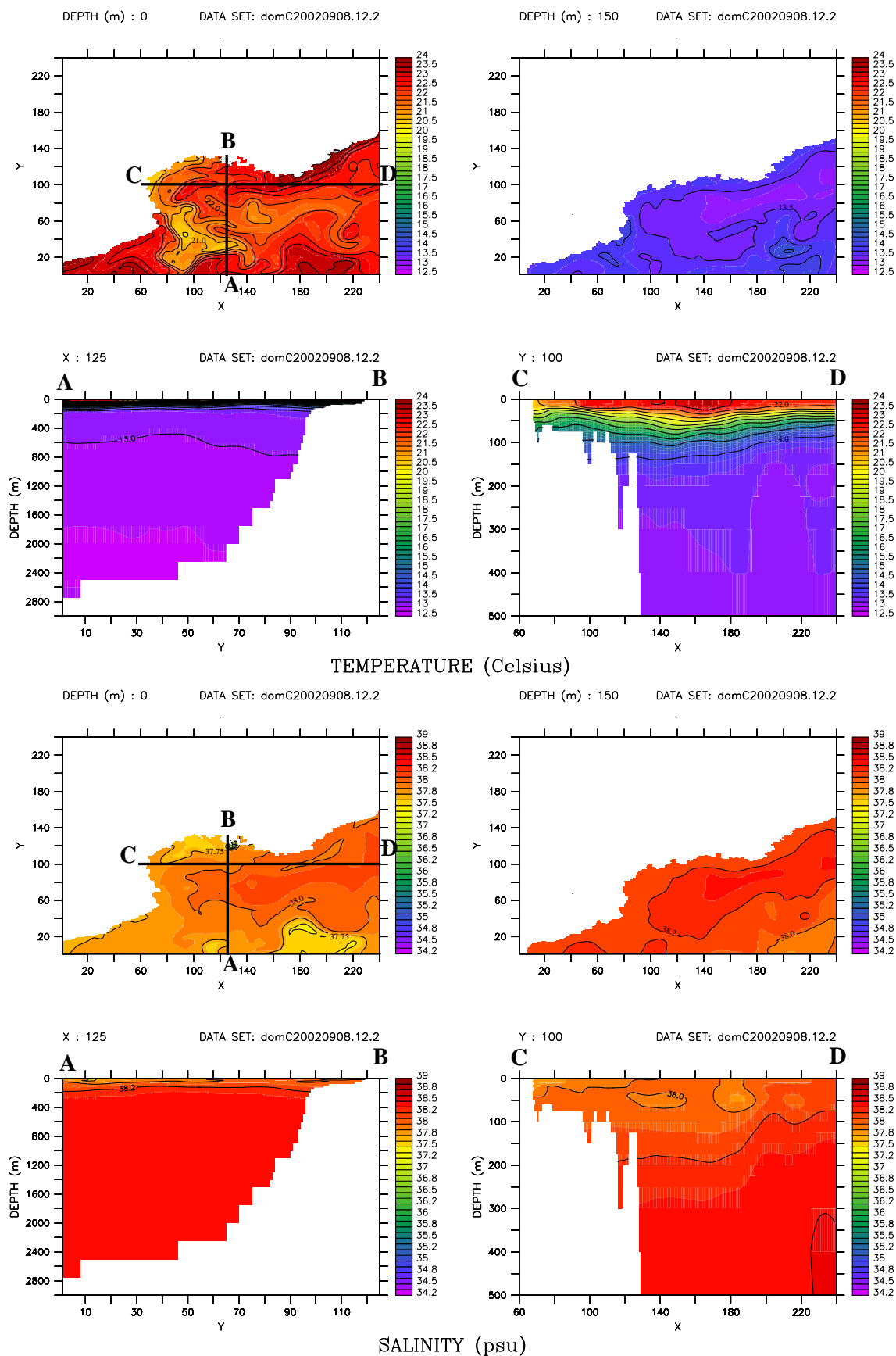


FIG. 9.12 : Cas du Gard : état océanique initial (8 septembre 2002 12UTC) en température et salinité.

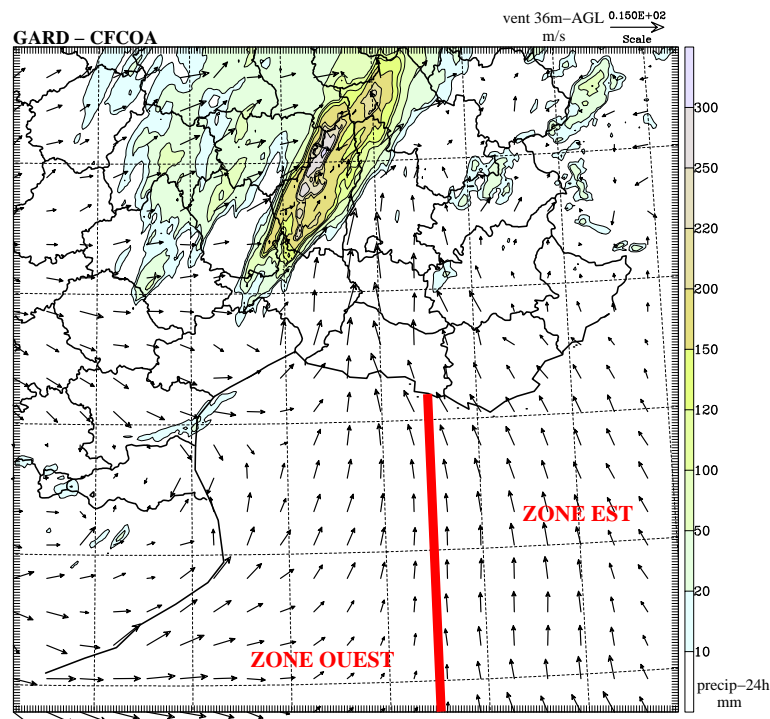


FIG. 9.13 : Conditions atmosphériques sur les zones d'étude pour les bilans océaniques d'après la simulation de référence CFCOA (cumuls de précipitation sur 24h et vent à 36m au dessus de la mer)

Cas du Gard : param. COARE (ref CFCOA) versus param. ORI (CFORI)

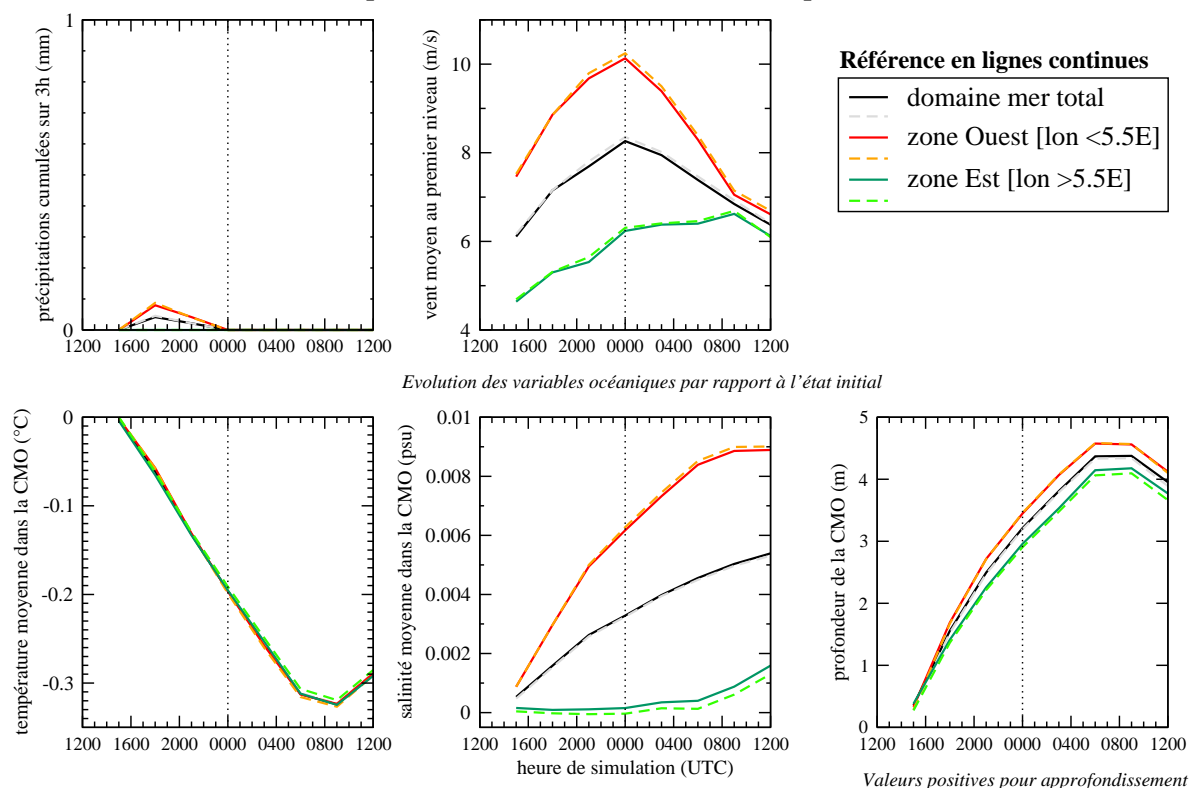


FIG. 9.14 : Cas du Gard : Évolution temporelle des paramètres moyens océaniques et du forçage atmosphérique pour différentes zones pour les simulations CFCOA (trait plein) et CFORI (pointillé) : Différence par rapport à l'état initial pour la température moyenne dans la CMO, la salinité moyenne dans la CMO et la profondeur de la CMO (graphes du bas) et cumuls tri-horaires de précipitations et vent à 36 mètres au dessus de la mer (en haut).

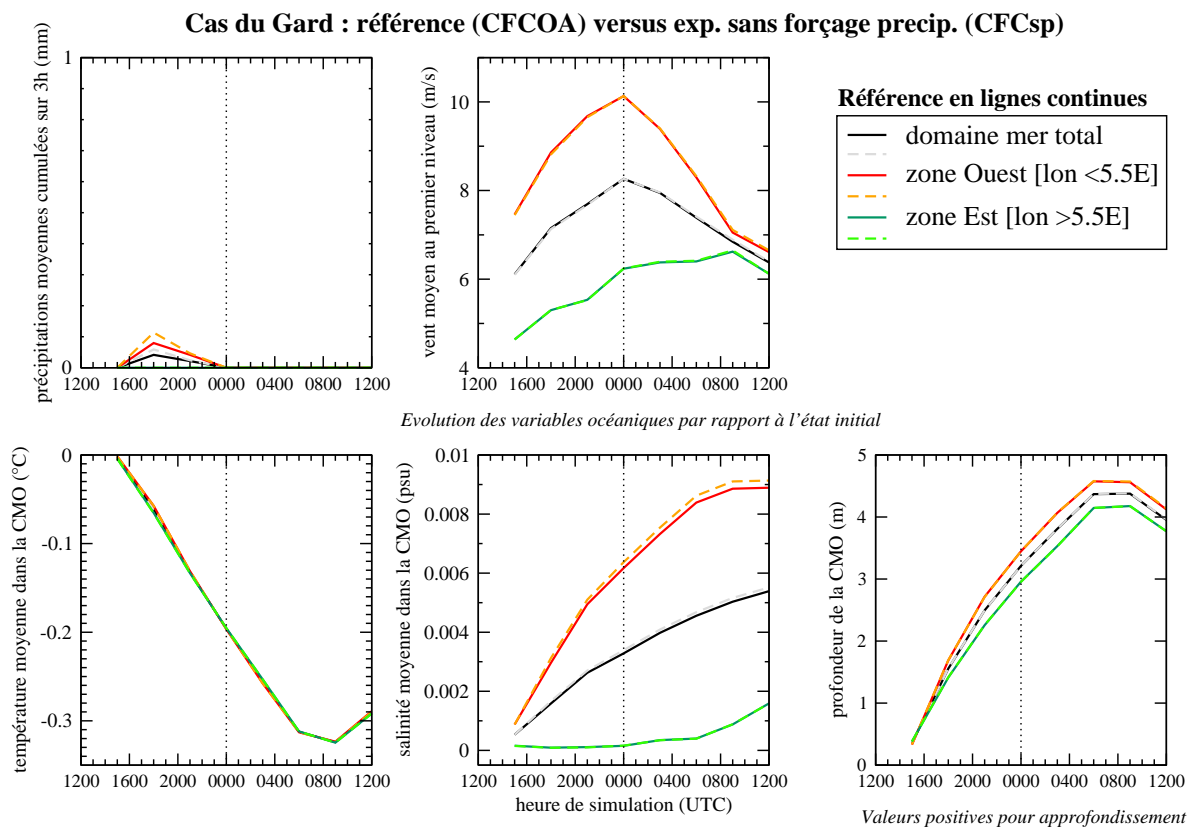


FIG. 9.15 : Idem Figure 9.14, mais pour les simulations CFCsp (pointillé) et CFCOA (trait plein).

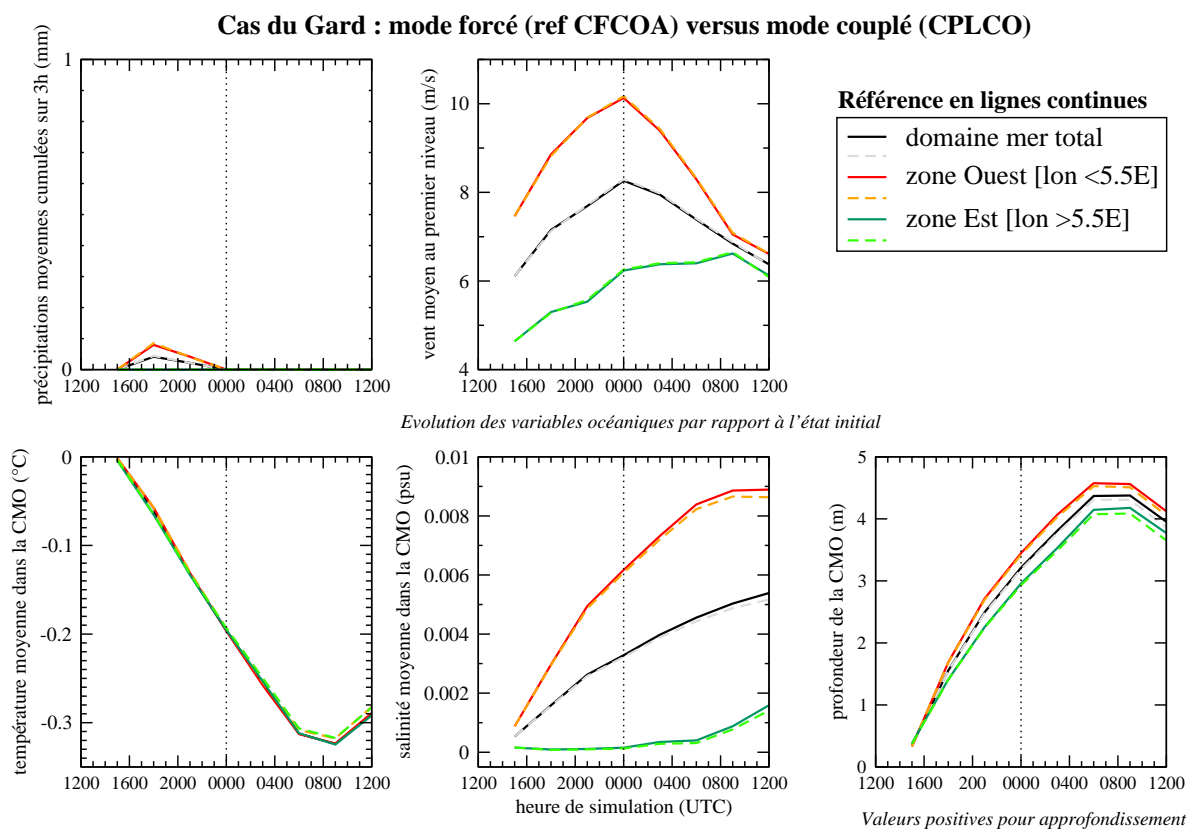


FIG. 9.16 : Idem Figure 9.14, mais pour les simulations CPLCO (pointillé) et CFCOA (trait plein).

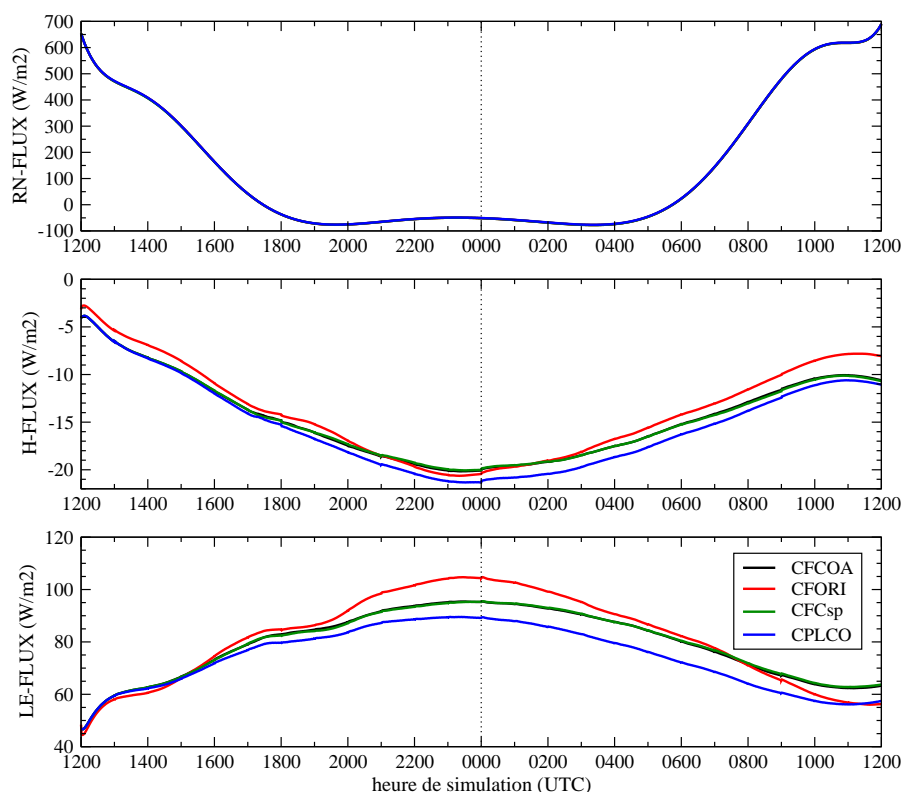


FIG. 9.17 : Cas du Gard : Évolution du flux de rayonnement net R_N et des flux turbulents de chaleur H et LE moyennés au dessus de la mer pour les simulations CFCOA, CFORI, CFCsp et CPLCO.

forts, ce qui donne une augmentation avec le temps plus importante de la salinité dans cette zone. A noter que les différences sur l'évolution de la température de la CMO sont extrêmement faibles entre les deux zones d'étude. Ceci est dû au fait que les flux radiatifs sont les principaux termes responsables de l'évolution de température sur ce cas (Fig. 9.17) et sont globalement homogènes sur le domaine mer.

Le refroidissement et la salinisation des eaux à la surface forment des eaux plus denses près de l'interface au cours du temps. La couche de mélange s'approfondit jusqu'au lever du soleil par action du mélange vertical turbulent.

La simulation CFORI donne des vents légèrement plus forts par rapport à la référence. Les effets sur la couche de mélange sont différents selon la zone étudiée (Fig. 9.14). Dans la zone Ouest avec des vents relativement plus forts, les flux d'évaporation simulés avec la paramétrisation de Louis sont plus forts que la référence : le refroidissement et la salinisation de la CMO sont donc légèrement plus importants que pour CFCOA. A l'inverse, dans la zone Est de vent plus faible, la paramétrisation originale donne des flux d'évaporation équivalents voire plus faibles. Le refroidissement et la salinisation de la CMO dans cette zone sont plus faibles que pour la référence. Cependant, les différences obtenues entre CFCOA et CFORI, quelque soit la zone étudiée, sont globalement très faibles.

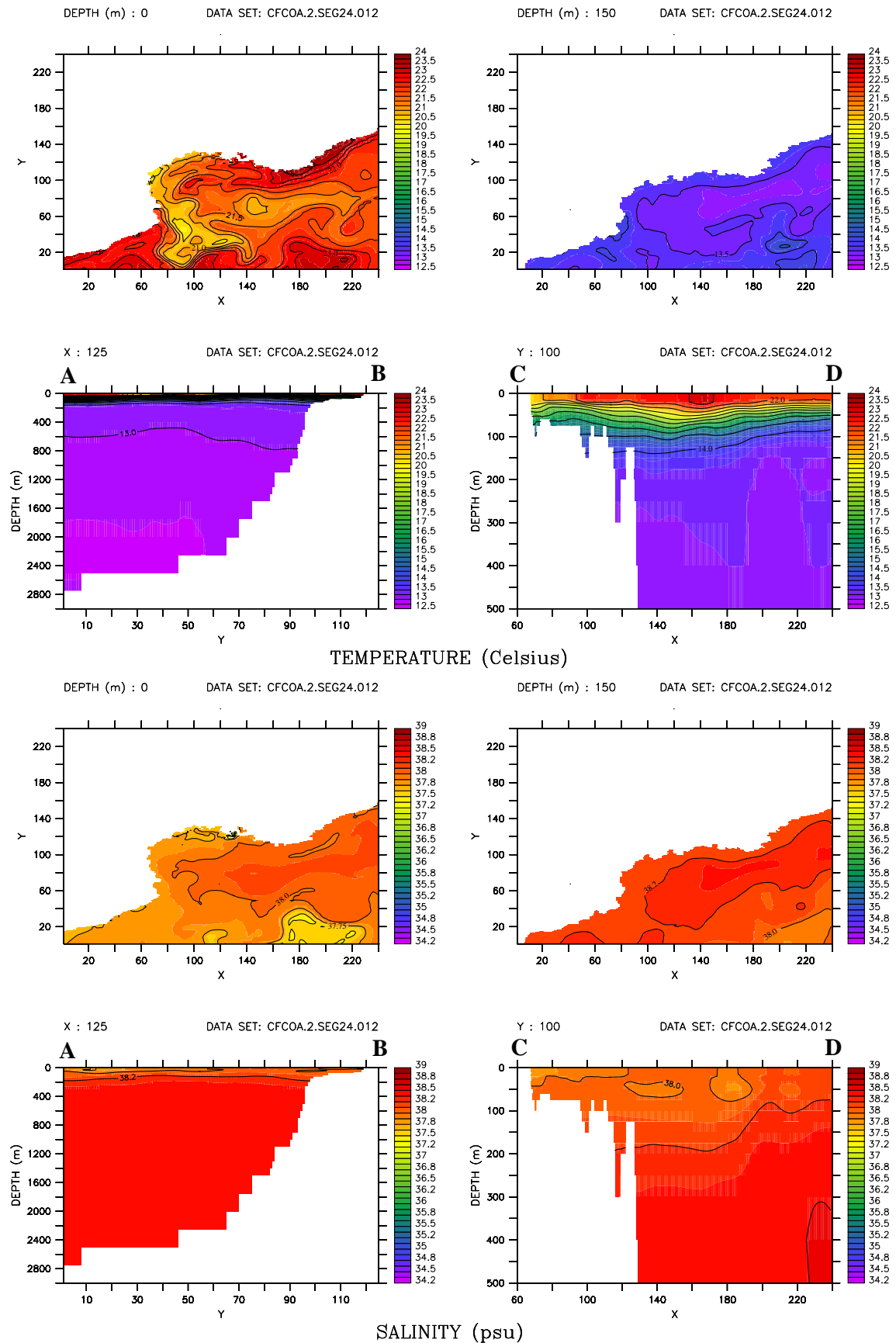


FIG. 9.18 : Cas du Gard : état océanique après 24h de simulation CFCOA en température et salinité (9 septembre 2002 12UTC).

D'un point de vue atmosphérique, la simulation CFSsp donnent des précipitations légèrement plus élevées mais qui restent globalement négligeables sur mer et très limitées spatialement (Fig. 9.15). Les effets des précipitations n'étant pas vus par la couche de mélange océanique dans CFCsp, les différences par rapport à la référence ne concernent que cette petite partie du domaine pour laquelle la salinité n'est pas diminuée localement sous les précipitations. Sur le reste du domaine, les simulations CFCsp et CFCSOA sont pratiquement identiques d'un point de vue océanique (Fig. 9.15).

La simulation CPLCO est également pratiquement équivalente à la référence. La diminution de SST durant la nuit vu par le système atmosphérique donne au fur et à mesure des flux de chaleur plus faibles que ceux de la référence, freinant ainsi la perte de chaleur océanique et donc limite faiblement le refroidissement et la salinisation progressive de la CMO (Fig. 9.16).

Sur le cas du Gard, les réponses océaniques obtenues sont donc pratiquement identiques entre les quatre simulations traduisant avant tout une évolution diurne de la couche de mélange océanique, la situation météorologique étant relativement peu perturbée sur mer. L'état océanique après 24h de simulation confirme un refroidissement global de la SST de quelques dixièmes de degrés (Fig. 9.18).

9.3.3 Impact et rétroactions du couplage sur la simulation atmosphérique

Les conséquences sur la simulation atmosphérique sont faibles (Fig. 9.19) et concernent principalement la localisation des cellules convectives au sein du système convectif. Les différences en terme de valeur maximale simulée de précipitations cumulées après 24h (Tab. 9.3) ne peuvent être simplement expliqués par les différences en énergie totale fournie par la mer Méditerranée (Fig. 9.17). Notamment, des petites différences en localisation du déclenchement des cellules convectives peuvent modifier le scénario des déclenchements futurs des cellules convectives et expliquer les différences locales en terme de cumuls sur 24 heures (Fig. 9.19).

	CFCSOA	CFORI	CFCsp	CPLCO
Maximum après 24h	332	313	331	308
BIAIS	-6.8	-7.2	-7.0	-7.5
RMS	52.2	50.7	52.8	51.3
ETS (seuil >20mm)	0.273	0.240	0.228	0.242

TAB. 9.3 : Comme tableau 9.2 mais pour le cas du Gard après 24h de simulation

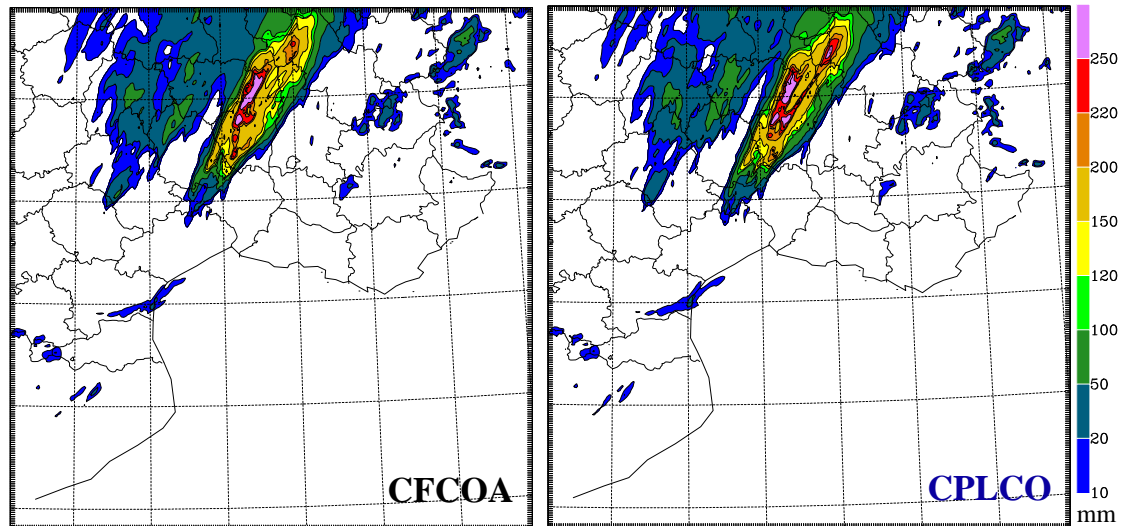


FIG. 9.19 : Idem Figure 9.11 mais sur les 24h de simulations pour le cas du Gard.

9.4 Cas de l'Hérault

9.4.1 État océanique initial

Les simulations débutent le 3 décembre 2003 à 00UTC. L'initialisation des variables océaniques est réalisée à partir de l'analyse MERCATOR du 3 décembre 2003. Obtenues à partir de cette analyse, la température de surface de la mer initiale interpolée sur le domaine fils vaut en moyenne 16.45 °C et la salinité de surface moyenne sur le même domaine vaut 37.80 psu. Comme indiqué à la section 5.2, la valeur moyenne de SST de l'analyse MERCATOR est du même ordre de grandeur que la valeur moyenne de SST de l'analyse ARPEGE.

La figure 9.20 montre l'état océanique initial issu de l'interpolation de l'analyse MERCATOR. Les champs en température montrent en moyenne une couche limite océanique très mélangée du fait de l'approfondissement hivernal avec une profondeur moyenne diagnostiquée sur le domaine à 91 mètres. En surface sont visibles les structures de fine échelle de l'analyse MERCATOR, en particulier les zones d'eaux plus froides le long des côtes du Languedoc Roussillon et dans le golfe du Lion, et des zones à plus faible salinité en surface près des embouchures du Rhône et de l'Ebre.

9.4.2 Impact du forçage atmosphérique sur la couche de mélange océanique

Les évolutions temporelles des paramètres océaniques moyens et du forçage atmosphérique sont tracés Figures 9.22, 9.23 et 9.24 pour les sous-domaines suivants (Fig. 9.21) :

- Zone 1 : points de mer ayant une latitude au Nord de 42N et une longitude à l'Ouest du méridien 5E.

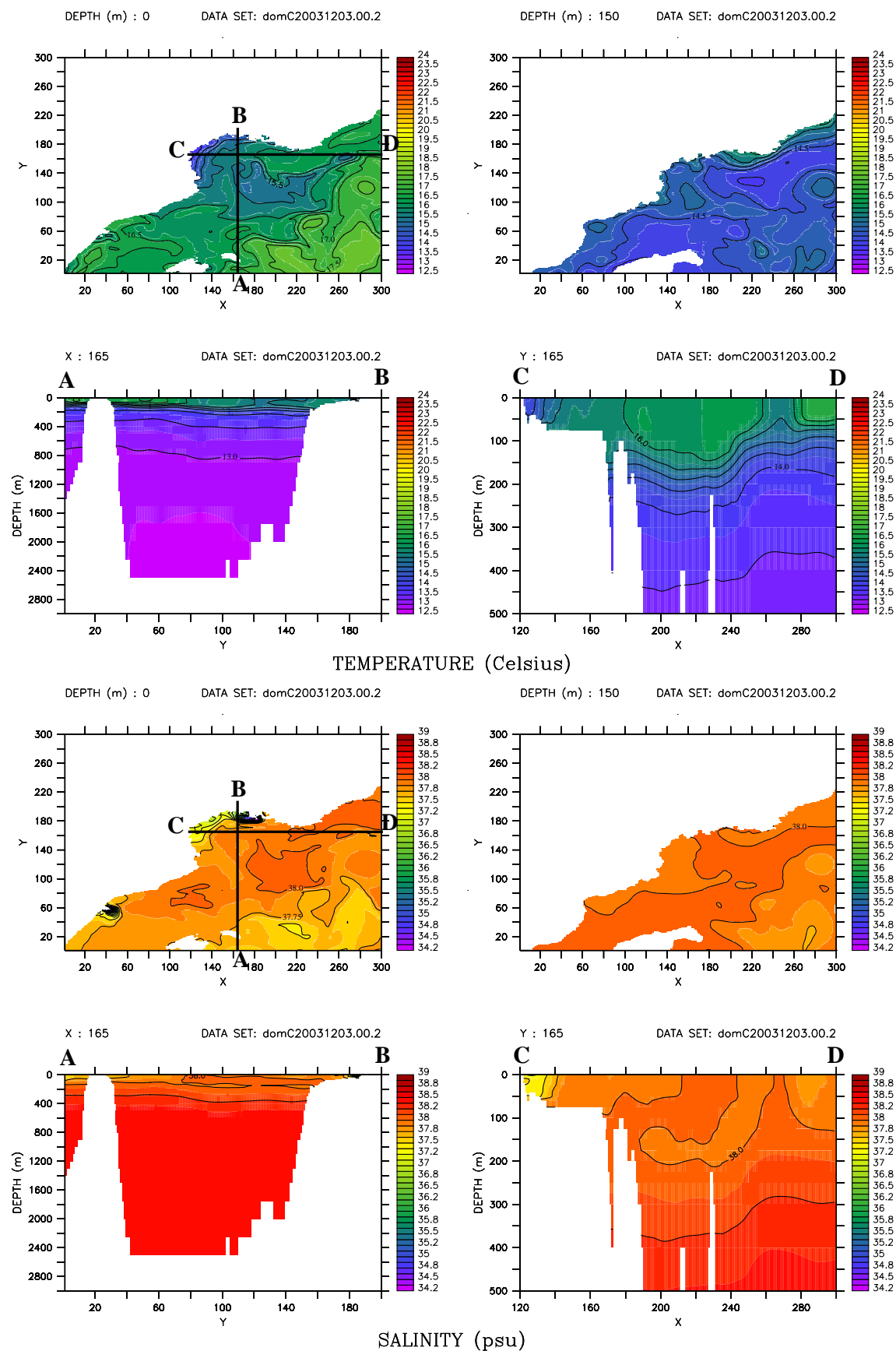


FIG. 9.20 : Cas de l'Hérault : état océanique initial (3 décembre 2003 00UTC) en température et salinité.

- Zone 2 : points de mer ayant une latitude au Nord de 42N et une longitude à l'Est du méridien 5E.
- Zone 3 : points de mer ayant une latitude au Sud de 42N et une longitude à l'Ouest du méridien 5E.
- Zone 4 : points de mer ayant une latitude au Sud de 42N et une longitude à l'Est du méridien 5E.

La zone 1 (Fig. 9.22) est la zone océanique la plus affectée par les précipitations, avec deux phases fortement précipitantes entre 03 et 09UTC, et après 17UTC. La zone 1 est aussi la zone sur laquelle l'intensification du vent est la plus forte. Les évolutions temporelles des paramètres moyens de la couche de mélange océanique sur cette zone montrent qu'elle est soumise à de fortes variations de profondeur de couche de mélange. Les fortes précipitations dans cette zone créent ponctuellement de mince couche d'eau plus douce perturbant le mélange océanique turbulent.

La zone 3 (zone Sud-Ouest du domaine) est soumise à un vent relativement faible et à peu de précipitations. Ceci conduit au refroidissement et à la salinisation constante de la couche de mélange océanique tout le long de la simulation. Entre 9 et 24UTC le taux d'approfondissement est de 30 cm/h en moyenne sur cette zone (Fig. 9.22).

Les zones 4 et surtout 2 (à l'Est du front) ont un vent moyen fort tout le long de la simulation avec une intensification après 12UTC. Après 15UTC de fortes précipitations affectent également ces deux zones. L'approfondissement constant durant la première phase de l'évènement laisse place après 15UTC à la création de couches de mélange internes relativement minces avec de l'eau plus douce près de l'interface sous les fortes précipitations (avec des taux de précipitation sur mer atteignant entre 45 et 55 mm/h au maximum entre 18 et 22 UTC le 3 décembre). La localisation de ces couches de mélange internes formées sous les fortes précipitations est présentée sur la figure 9.25 pour la simulation CFCOA le 4 décembre 2003 à 00UTC.

La simulation de référence montre après 24h de simulation une bonne correspondance avec l'analyse MERCATOR du 4 décembre 2003 sur le golfe du Lion (Fig. 9.26). Le modèle océanique 1D reproduit correctement l'évolution de la couche de mélange. Ce résultat montre que les effets de l'advection pendant cette période sont négligeables. Le système couplé à haute-résolution permet d'apporter en plus au modèle océanique des informations de fine échelle dans le forçage atmosphérique. En l'absence de données à assimiler liée à la forte densité nuageuse, l'analyse MERCATOR ne peut évaluer l'évolution des paramètres océaniques sous le système frontal entre le 3 et le 4 décembre. Le système couplé permet d'évaluer l'effet local des fortes précipitations sur la salinité dans la couche de mélange, avec la formation d'une couche limite interne d'eau moins salée de 40 km de large et de 200 km de long, dont la signature est visible jusqu'à 50 m de profondeur sur la coupe C-D simulée par CFCOA (Fig. 9.26) mais absente dans l'analyse MERCATOR (à 4°E). Le refroidissement

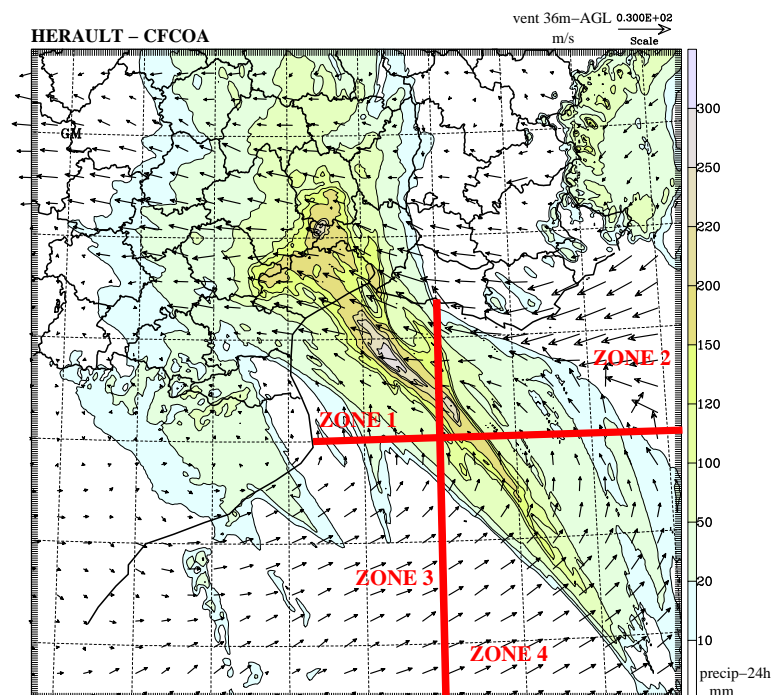


FIG. 9.21 : Conditions atmosphériques sur les zones d'étude d'après la simulation de référence

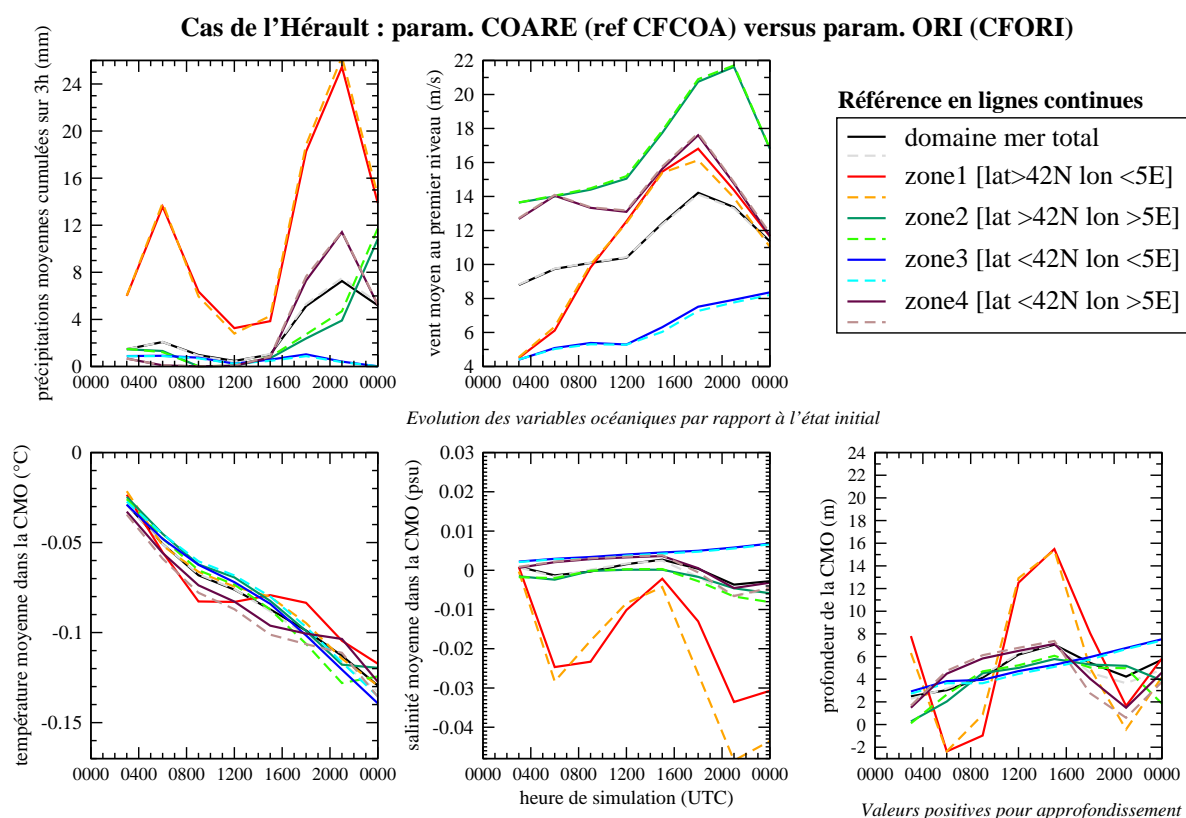


FIG. 9.22 : Cas de l'Hérault : Évolution temporelle des paramètres moyens océaniques et du forçage atmosphérique pour différentes zones pour les simulations CFCOA (trait plein) et CFORI (pointillé) : Différence par rapport à l'état initial pour la température moyenne dans la CMO, la salinité moyenne dans la CMO et la profondeur de la CMO (graphes du bas) et cumuls tri-horaires de précipitations et vent à 36 mètres au dessus de la mer (en haut).

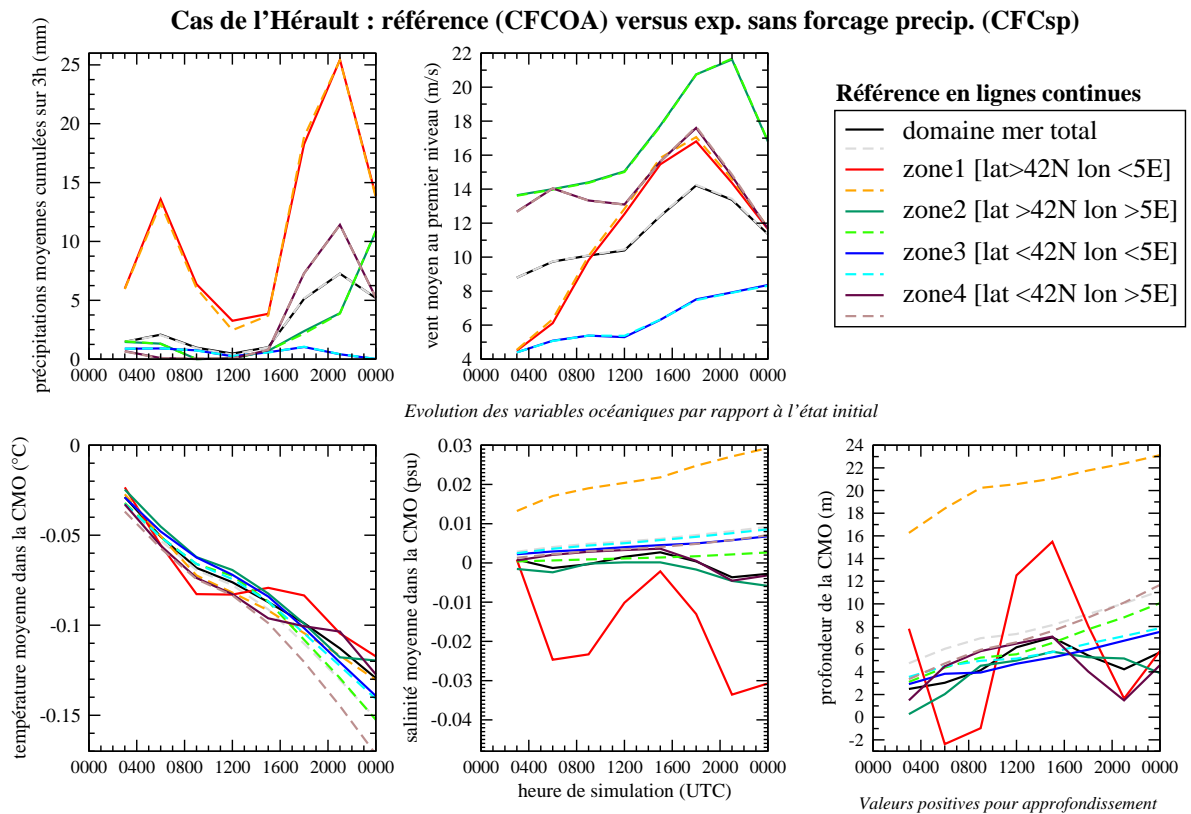


FIG. 9.23 : Idem Figure 9.22, mais pour les simulations CFCsp (pointillé) et CFCOA (trait plein).

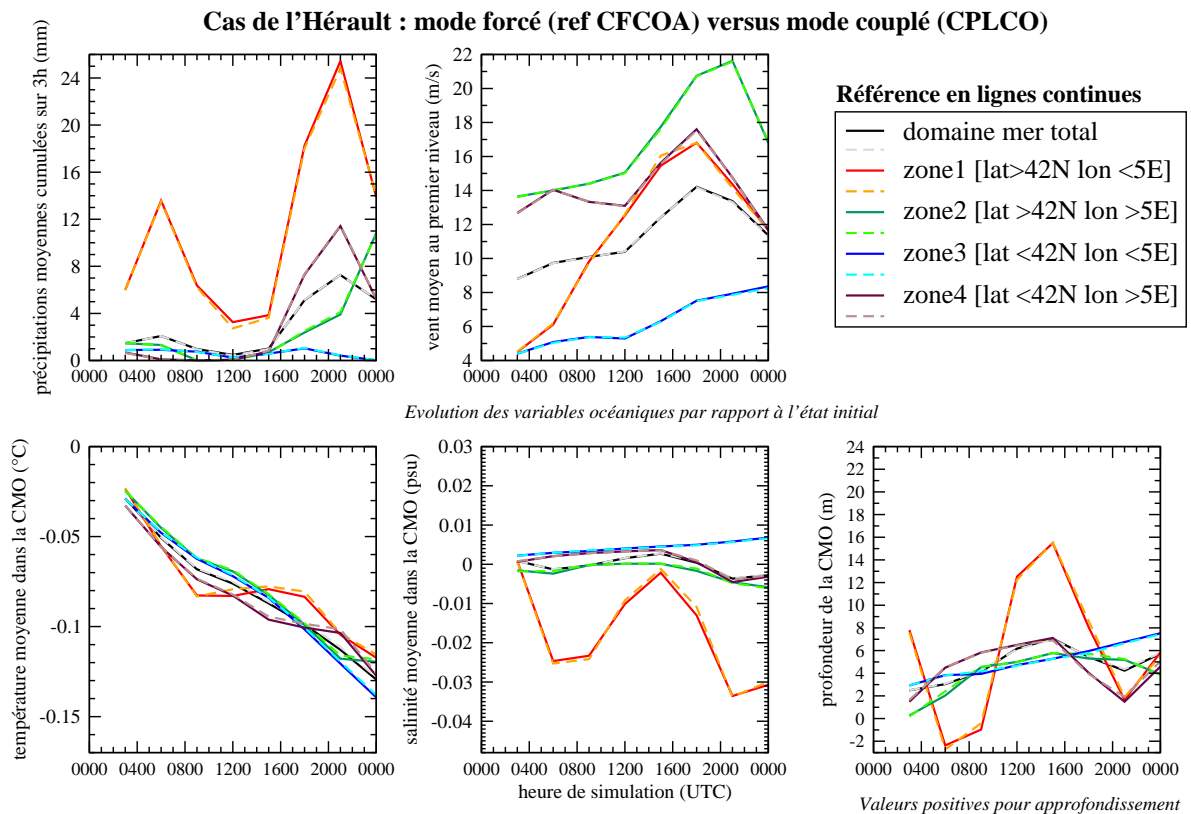


FIG. 9.24 : Idem Figure 9.22, mais pour les simulations CPLCO (pointillé) et CFCOA (trait plein).

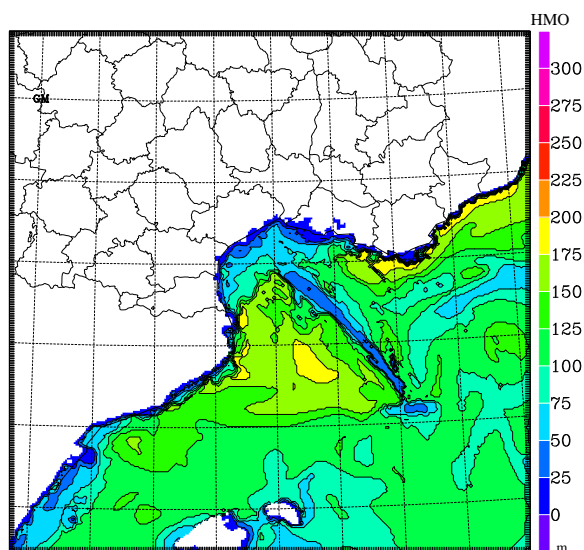


FIG. 9.25 : Cas de l'Hérault : Profondeur de la couche de mélange (en mètres) après 24h de simulation pour la référence (CFCOA).

simulé de la CMO par le système couplé est également plus intense par rapport à l'analyse MERCATOR.

La simulation CFORI simule des flux à l'interface de quantité de mouvement et d'évaporation plus importants pour les zones soumises à un régime de vents forts en basses couches. C'est la cas pour les zones 2 et 4 à l'Est du front soumises à un vent fort tout le long de la simulation (Fig. 9.22). Pour ces deux zones en l'absence de précipitations c'est à dire durant la première phase de l'évènement, le refroidissement et l'approfondissement de la couche de mélange sont un peu plus importants dans la simulation CFORI. Pour la zone 1, l'intensification du vent après 14UTC, conduit notamment à augmenter le flux de chaleur latente donc à accentuer le refroidissement. A l'inverse, pour la zone 3 soumise à un vent faible, les flux simulés par la paramétrisation originale sont très légèrement plus faibles qu'avec la paramétrisation COARE. Par conséquent, la simulation CFORI simule un refroidissement un peu moindre sur cette zone par rapport à la référence. La simulation CFORI donne également un peu plus de précipitations notamment pour les zones 1, 2 et 4 après 17UTC ce qui perturbe le mélange vertical océanique avec des variations fortes de la profondeur de couche de mélange en moyenne, là encore par création de couches minces d'eau plus douce et également plus froide près de la surface. Pour la zone 3 soumise à de faibles précipitations, les tendances en salinité et profondeur de couche de mélange sont proches entre la simulation CFORI et la référence.

La simulation CFCsp (Fig. 9.23) montre bien l'influence des précipitations sur le mélange vertical océanique. En effet, lorsque le forçage dû aux précipitations est coupé, on voit en particulier pour la zone 1 que l'approfondissement de la couche de mélange est important. Par effet de la seule évaporation, la salinité moyenne au sein de la couche de mélange aug-

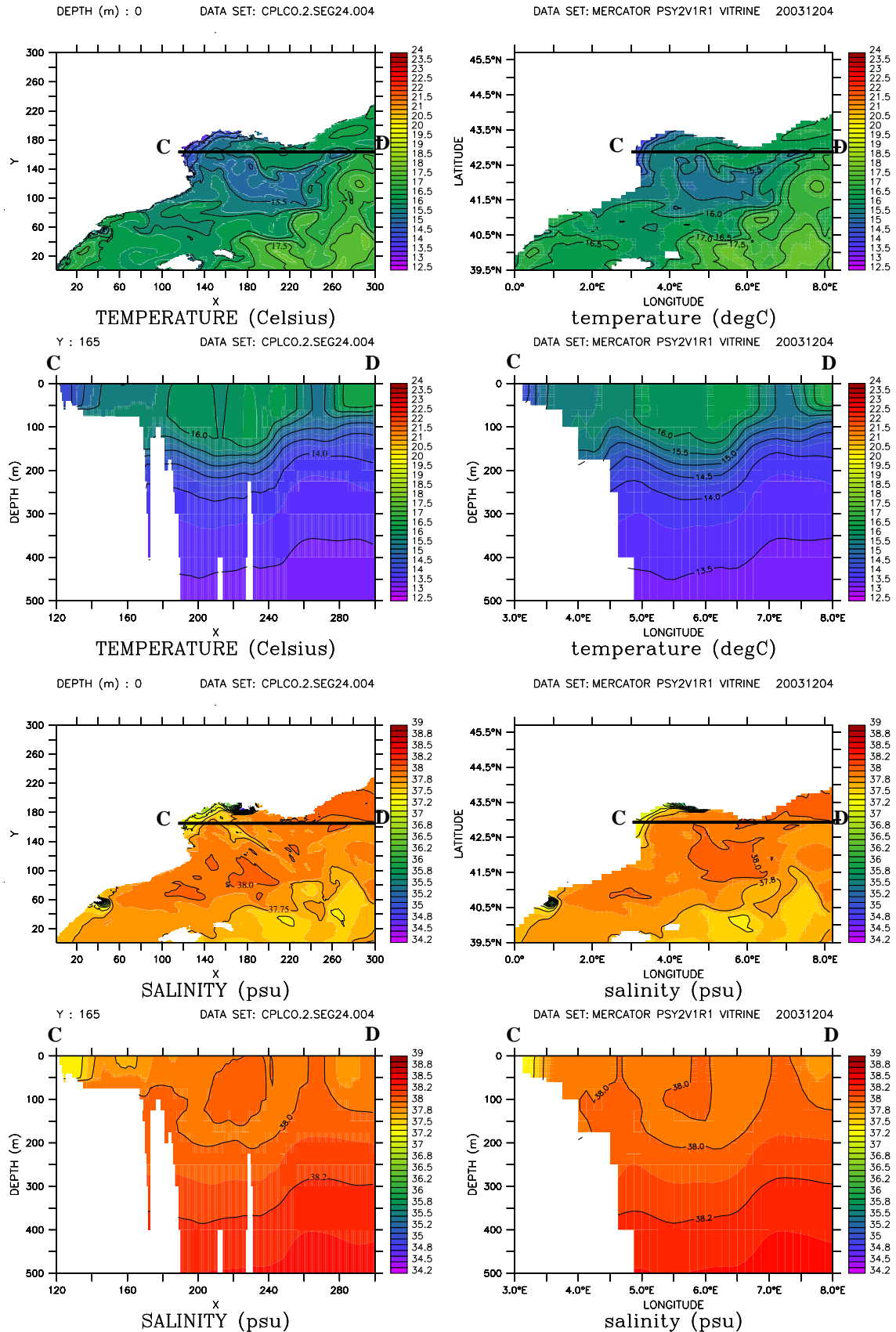


FIG. 9.26 : Cas de l'Hérault : comparaison des champs océaniques [température (°C) et salinité (psu)] de la référence CFCOA après 24h de la simulation (4 décembre 2003 00UTC, colonne de gauche) à l'analyse MERCATOR du 4 décembre 2003 (colonne de droite).

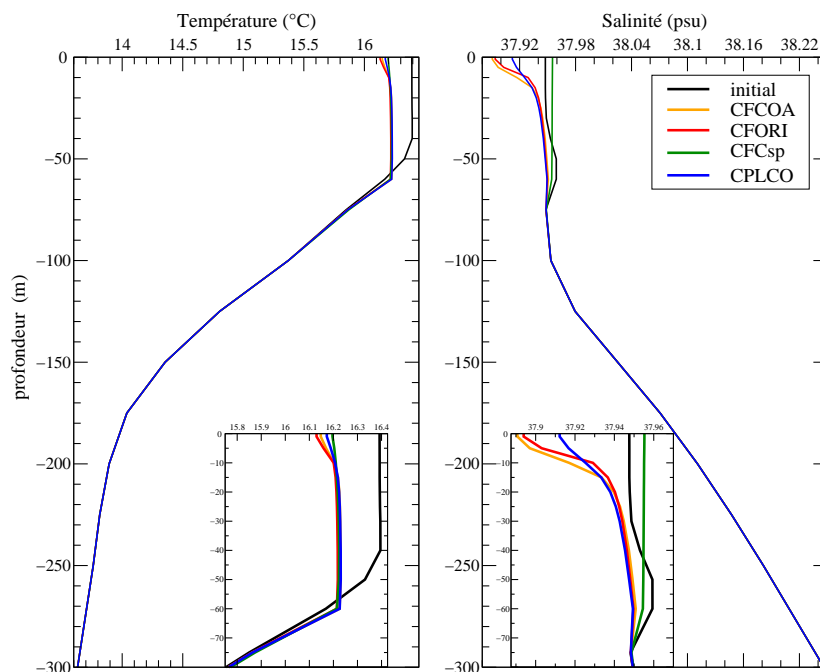


FIG. 9.27 : Cas de l'Hérault : Profils océaniques verticaux en température and salinité pour le point de mer localisé à 42.45N-5.80E et zoom dans la couche de mélange océanique : les profils initiaux en noir et en couleur après 24h de simulation.

mente. La température moyenne diminue plus dans CFCsp également. De l'eau plus dense est créée près de la surface et est ensuite mélangée. Ces conclusions peuvent être étendues aux autres zones du domaine (Fig. 9.23). Les profils océaniques obtenus illustrent également cet important mélange vertical turbulent dans la couche de mélange océanique avec la simulation CFCsp (Fig. 9.27). Le profil en sel obtenu avec la simulation CFCsp montre que localement les précipitations peuvent affecter le contenu halin de la couche limite océanique jusqu'à la thermocline (jusqu'à -70m dans l'exemple figure 9.27). Les 5 à 10 premiers mètres de profondeur sont les plus affectés et peuvent voir la salinité diminuer de près de 0.1 psu en 24h sous les fortes précipitations dans la simulation de référence (Fig. 9.27) contre une augmentation de la salinité par rapport à l'état initial dans la simulation CFCsp.

La comparaison des paramètres océaniques moyens obtenus entre la simulation de référence et la simulation en mode couplé CPLCO montre très peu de différences aussi bien d'un point de vue atmosphérique qu'océanique (Fig. 9.24). La zone 1 montre les différences les plus grandes entre les deux simulations. Puisque la SST et les flux de chaleur vus par le système convectif sont légèrement diminués au cours de la simulation, la convection est légèrement moins intense avec des précipitations légèrement plus faibles dans l'expérience CPLCO. Le front se décale plus rapidement vers l'Ouest, d'où une intensification du vent de basses couches plus tôt dans la simulation CPLCO sur la zone 1. Les réponses océaniques moyennes obtenues sont très proches. Cependant, les différences peuvent être localement importantes en particulier près de la surface (Fig. 9.27). Si moins de précipitations sont si-

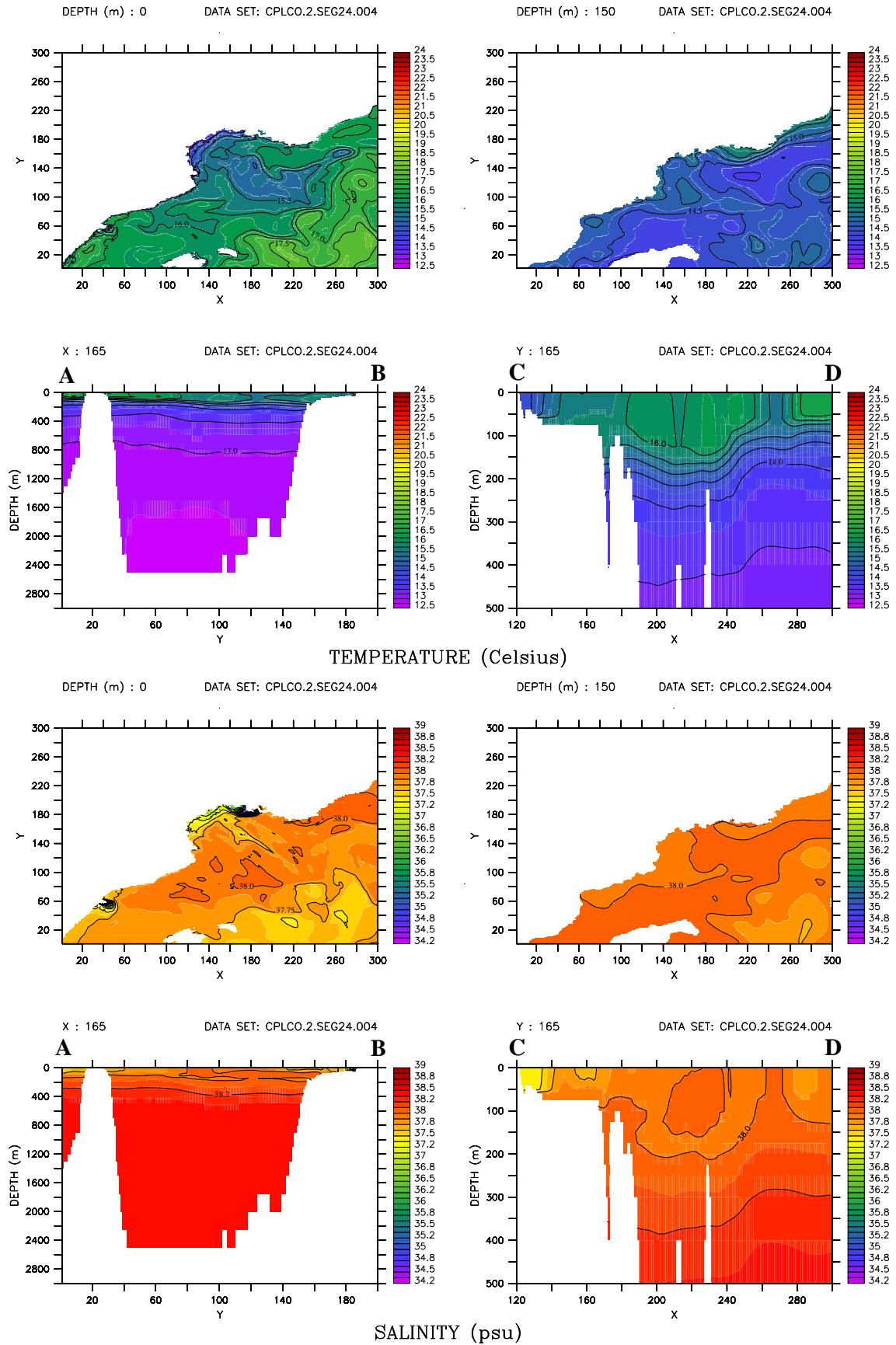


FIG. 9.28 : Cas de l'Hérault : état océanique après 24h de simulation couplée CPLCO en température et salinité (4 décembre 2003 00UTC).

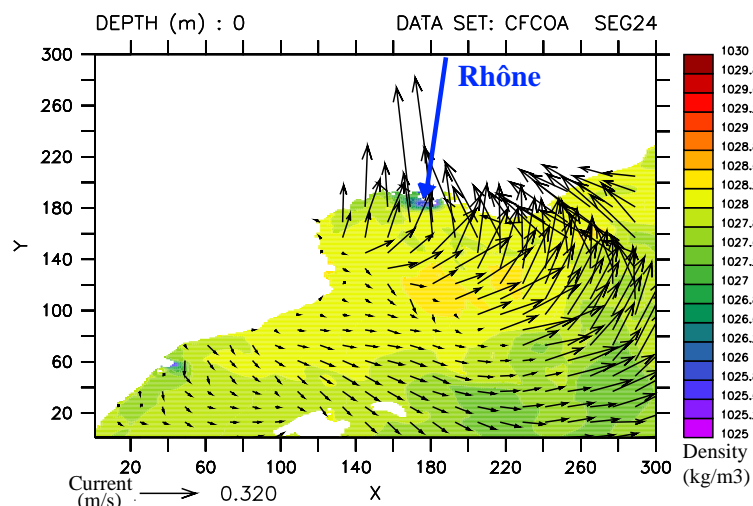


FIG. 9.29 : Densité de l'eau de mer en surface et courant océanique induit dans le golfe du Lion pour la simulation de référence CFEOA, le 4 déc. 2003, 00UTC.

mulées localement par la simulation CPLCO, la création de couche d'eau de mer plus douce plus froide est plus limitée.

A noter que les simulations avec le système couplé sur le cas de l'Hérault montrent également des courants (induits par le stress) forts et orientés de manière à pouvoir perturber l'écoulement du Rhône (Fig. 9.29). Or l'évènement a été remarquable notamment d'un point de vue de l'augmentation du niveau de la mer et de la forte houle observée (voir la section 3.3, Fig. 3.14), qui a perturbé l'écoulement du Rhône. La réponse ainsi obtenue des courants induits après 24h de simulation constitue un résultat important à prendre en compte dans la prévision hydrométéorologique des évènements fortement précipitants dans la région.

Le cas de l'Hérault est caractérisé par un forçage atmosphérique extrême appliqué au modèle océanique. Si le fort vent de basses couches tend à approfondir la couche de mélange océanique, les fortes précipitations sur mer tendent à diminuer le mélange vertical turbulent au sein de cette même couche. L'importance du forçage induit par des précipitations intenses en mer a été mis en évidence par la formation localement de couches de mélange internes dans la CMO.

9.4.3 Impact et rétroactions du couplage sur la simulation atmosphérique

La réponse atmosphérique au couplage interactif est examinée en comparant la simulation de référence CFEOA à la simulation en mode couplé CPLCO (Tab. 9.1), en terme d'intensité et de localisation des précipitations et aussi sur le vent de basses couches. Les simulations atmosphériques sont pratiquement similaires entre CFEOA et CPLCO. La simulation en mode couplé interactif donne légèrement moins de précipitations que la référence en raison de la

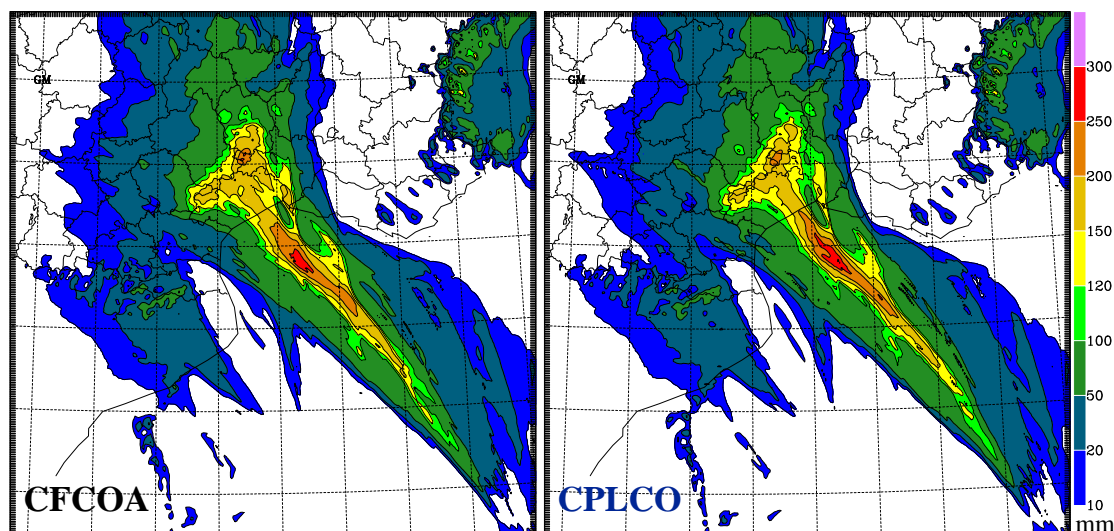


FIG. 9.30 : Idem Figure 9.11 mais sur les 24h de simulations pour le cas de l'Hérault.

diminution de la SST vue par le système atmosphérique. Puisque moins d'énergie est disponible pour la convection, celle-ci est légèrement moins intense. Les conséquences sur la progression du front correspondent aux conclusions obtenues sur la sensibilité à la SST, c'est à dire que la progression vers l'Ouest du front est ralentie dans CFCOA par la convection plus intense liée à une SST plus élevée. Des scores légèrement meilleurs sur les cumuls de précipitations par rapport aux observations sont obtenus avec la simulation en mode couplé interactif (Tab. 9.4) par effet combiné d'une légère diminution de l'intensité de la convection et d'une meilleure localisation du front. La simulation du vent de basses couches est pratiquement identique entre les deux expériences excepté sous les cellules convectives au sein du front dont la localisation est également légèrement modifiée.

	CFCOA	CFORI	CFCsp	CPLCO
Maximum après 24h	283	327	277	290
BIAIS	2.1	2.2	1.8	1.6
RMS	23.2	24.1	22.5	22.9
ETS (seuil >20mm)	0.622	0.601	0.628	0.638

TAB. 9.4 : Comme tableau 9.2 mais pour le cas de l'Hérault après 24h de simulation

9.5 Bilans de chaleur dans la couche de mélange

Le cas de l'Hérault est le cas d'étude pour lequel la part du domaine maritime sur le domaine fils est la plus grande et constitue aussi l'évènement qui impose les conditions atmosphériques les plus diverses au dessus de la mer (avec un vent presque nul à très fort ; et des précipitations cumulées après 24h allant jusqu'à près de 300 mm). Pour ce cas, nous avons cherché à identifier les processus qui pilotent le bilan de chaleur de la couche de mélange

océanique. Le calcul des termes du bilan total de chaleur de la couche de mélange repose sur l'intégration verticale des différents termes de l'équation thermodynamique (Giordani *et al.*, 2005).

Dans une configuration tri-dimensionnelle et dans le système de coordonnées verticale "z", le bilan s'écrit :

$$\underbrace{\rho C_p h \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t}}_{\text{bilan de chaleur}} = \left\{ \begin{array}{l} \underbrace{-\rho C_p \left\{ h \langle \vec{U}_h \rangle \cdot \vec{\nabla} \langle T \rangle + \vec{\nabla} \cdot \int_{-h}^0 \vec{U}_h \tilde{T} dz \right\}}_{\text{advection horizontale}} \\ \underbrace{-\rho C_p \{ \langle T \rangle - T(-h) \} \cdot w_e(-h)}_{\text{transport vertical}} \\ \underbrace{+ F_{sol} \{ I(0) - I(-h) \} + F_{nsol}}_{\text{flux net de chaleur en surface}} \\ \underbrace{+ \rho C_p \overline{w' T'}(-h)}_{\text{entraînement turbulent}} \end{array} \right. \quad (9.1)$$

où

$$\langle X \rangle = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 X dz$$

$$X' = \tilde{X} - \langle X \rangle$$

h est la profondeur de la couche de mélange et la vitesse d'entraînement est donné par :

$$w_e(-h) = w(-h) + \frac{\partial h}{\partial t} + \vec{U}(-h) \cdot \vec{\nabla} h$$

Dans le cadre uni-dimensionnel, les termes d'advection disparaissent et le bilan se réduit aux termes de redistribution sur la verticale de la chaleur.

$$\underbrace{\rho C_p h \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t}}_{\text{bilan de chaleur}} = \left\{ \begin{array}{l} \underbrace{-\rho C_p \{ \langle T \rangle - T(-h) \} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}}_{\text{transport vertical (BILVERT)}} \\ \underbrace{+ F_{sol} \{ I(0) - I(-h) \} + F_{nsol}}_{\text{flux net de chaleur en surface (BILSURF)}} \\ \underbrace{- \rho C_p K_{mel}(-h) \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial z}}_{\text{entraînement turbulent (BILENT)}} \end{array} \right. \quad (9.2)$$

où la vitesse d'entraînement est réduite à la tendance de la profondeur de la CMO :

$$w_e(-h) = \frac{\partial h}{\partial t}$$

et $K_{mel}(-h)$ est le coefficient de mélange à la base de la CMO.

Les trois termes participant au bilan de chaleur dans la CMO sont donc le flux de chaleur net en surface, le transport vertical réduit au travail de la couche de mélange et l'entraînement/détrainement turbulent à la base de la couche de mélange.

Le bilan de chaleur dans la couche de mélange océanique a été estimé pour la simulation de référence sur le cas de l'Hérault (CFCOA). L'évolution temporelle des bilans moyennés spatialement sur le domaine mer de MESO-NH est représentée figure 9.31 et montre la part de chacun des trois termes participant au bilan de chaleur total dans la couche de mélange océanique au cours de la simulation. Le bilan de chaleur total constitué par la somme de ces trois termes montre une perte importante d'énergie de la couche de mélange en moyenne sur le domaine. Le taux de perte de chaleur dans la couche de mélange océanique est fort excepté entre 08UTC et 18UTC où le flux radiatif solaire (F_{sol}) apporte de la chaleur à la couche de mélange et compense la perte liée au flux non solaire ($F_{ir} + H + LE$). Le bilan de chaleur total est principalement piloté par le bilan de chaleur en surface en moyenne sur le domaine (Fig. 9.31). Le transport vertical décroît faiblement sur la période. Pendant la période où le bilan de surface est le plus faible (i.e. 12UTC et 16UTC), le transport vertical devient prépondérant et représente jusqu'à 60% du bilan total. En fin de simulation, le transport vertical représente $\simeq 20\%$ et le bilan de chaleur en surface $\simeq 70\%$ (Fig. 9.31). La perte de chaleur par entraînement turbulent à la base de la CMO représente finalement une part relativement faible du bilan total ($\simeq 10\%$).

Si le bilan de chaleur dans la CMO est en moyenne sur le domaine piloté par les flux de surface, la figure 9.32 montre que cela n'est pas le cas pour ce qui est de sa distribution spatiale. L'apport de chaleur en surface (BILSURF) montre un gain de chaleur pour la couche de mélange océanique pour une petite zone au centre du golfe du Lion alors que la couche de mélange océanique perd de la chaleur partout ailleurs (Fig. 9.32). La perte peut atteindre jusqu'à 300 W m^{-2} dans la partie Sud-Ouest du domaine. A noter que le bilan de chaleur en surface est le terme principal du bilan de chaleur total excepté dans la zone affectée par les plus fortes précipitations.

Le transport vertical de chaleur (BILVERT) est lié aux variations de profondeur de couche de mélange et au saut thermique à la base de la CMO. Il faut noter que le diagnostic introduit dans le modèle 1D de profondeur de couche de mélange est fortement lié à la discrétisation de la grille verticale du modèle 1D, et que le calcul du transport vertical reste délicat à réaliser. La structure spatiale du transport vertical obtenu est intimement liée aux variations de la profondeur de la couche de mélange (Fig. 9.32). Ainsi les précipitations influencent fortement le transport vertical car elles ont la capacité de créer des couches limites internes sur de courtes échelles de temps.

Le transport de chaleur par entraînement turbulent à la base de la couche de mélange (BILENT) montre des valeurs négatives sur tout le domaine (Fig. 9.32). Ce processus carac-

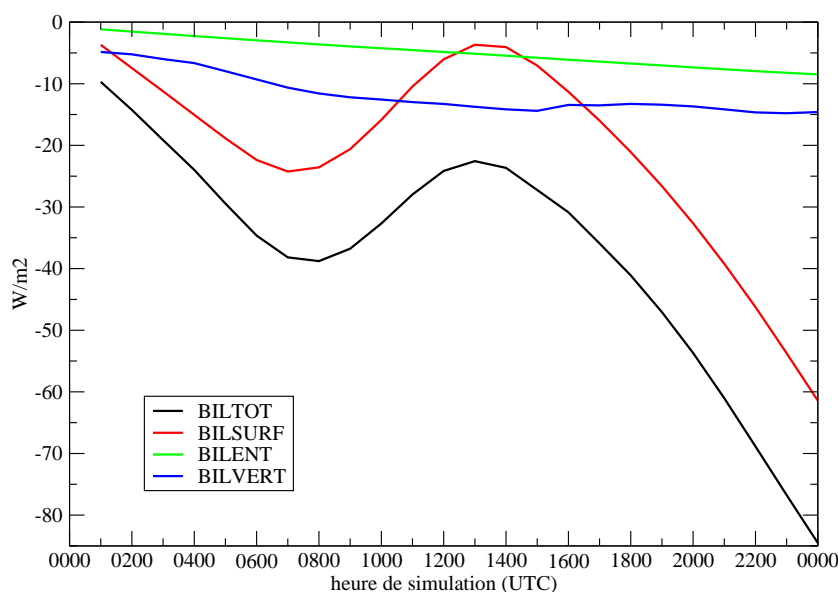


FIG. 9.31 : Termes du bilan de chaleur moyennés spatialement sur le domaine mer de MESO-NH : BILVERT bilan de chaleur lié au transport vertical à la base de la CMO, BILSURF bilan de flux net de chaleur en surface, BILENT bilan de chaleur lié à l'entrainement turbulent à la base de la CMO et BILTOT somme des trois termes BILVERT, BILSURF et BILENT.

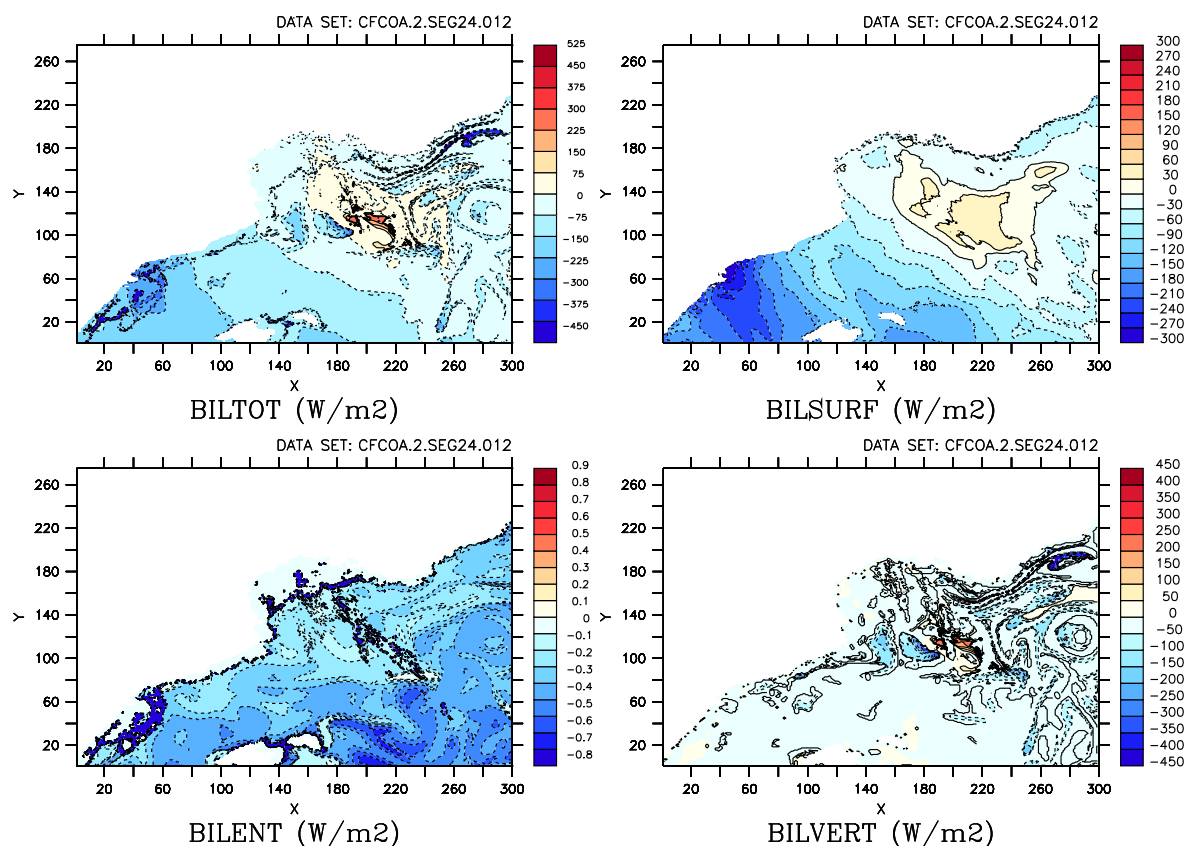


FIG. 9.32 : Termes du bilan de chaleur après 24h de simulation : c.f. Fig. 9.31 pour la signification des termes. Note : La palette de couleurs utilisée pour représenter l'entrainement est choisie pour montrer au maximum la distribution de BILENT sur le domaine mais ne permet pas de représenter les valeurs extrêmes.

térise l'incorporation d'eau froide de la thermocline dans la CMO et est donc associé à un flux de chaleur négatif. A noter que sous les précipitations les plus intenses, l'entraînement est fortement diminué.

9.6 Effet de la résolution temporelle du forçage pour la simulation océanique

Dans le but de préciser la fréquence temporelle du forçage atmosphérique nécessaire pour représenter correctement les effets induits par ces forçages sur la couche de mélange océanique, nous avons réalisé différents tests sur le cas de l'Hérault. La référence (CFC_05m ; Tab. 9.5) utilise le forçage à haute résolution temporelle avec une fréquence de 5 minutes fourni par la simulation CFCOA (Tab. 9.1). Le forçage est ensuite moyenné sur 1 heure et sur 6 heures et force le modèle océanique 1D pendant 24h dans les expériences CFC_01h et CFC_06h respectivement (Tab. 9.5).

NOM	MESO-NH	SURFEX	Modèle océanique 1D		durée (h)
	SST	Paramétrisation des flux	Forçage	Résolution temporelle	
CFC_05m	SST initiale	COARE (+rafales +precip)	COMPLET	5mn	24h
CFC_01h	SST initiale	COARE (+rafales +precip)	COMPLET	60mn	24h
CFC_06h	SST initiale	COARE (+rafales +precip)	COMPLET	6*60mn	24h

TAB. 9.5 : Caractéristiques des simulations océaniques sur le cas de l'Hérault faisant varier la résolution temporelle du forçage atmosphérique appliqué au modèle 1D off-line.

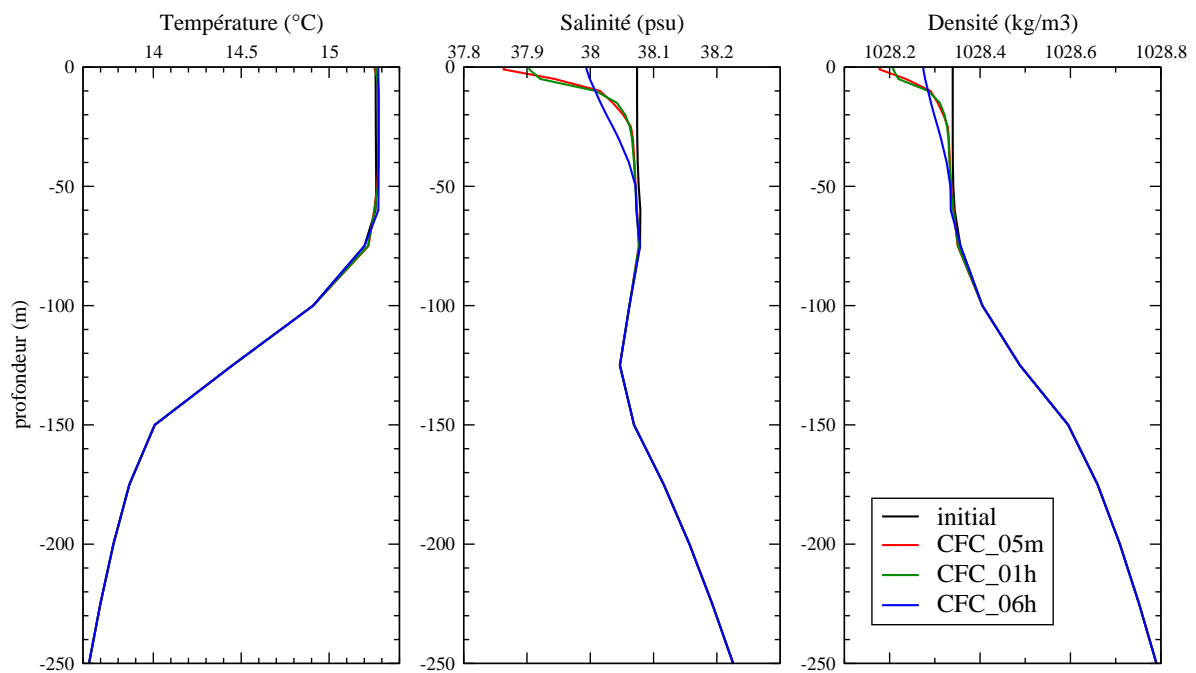


FIG. 9.33 : Profils océaniques en température, salinité et densité obtenus avec les différentes expériences offline CFC_05m, CFC_01h et CFC_06h pour une point de mer situé à 42.0N/5.8E. .

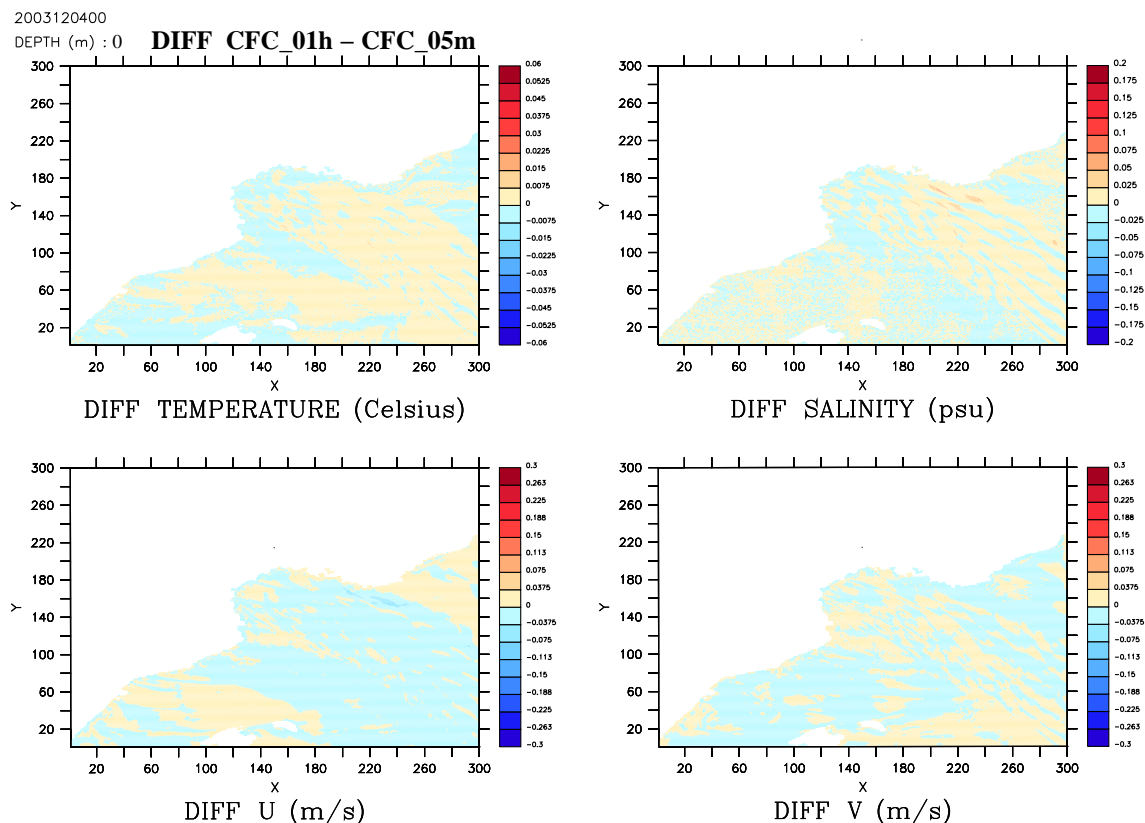


FIG. 9.34 : Différences pour la température, la salinité et les composantes zonales et méridiennes du courant (u,v) au premier niveau du modèle océanique après 24h entre la référence (CFC_05mn) et la simulation océanique soumise à un forçage moyenné sur 1h (CFC_01h).

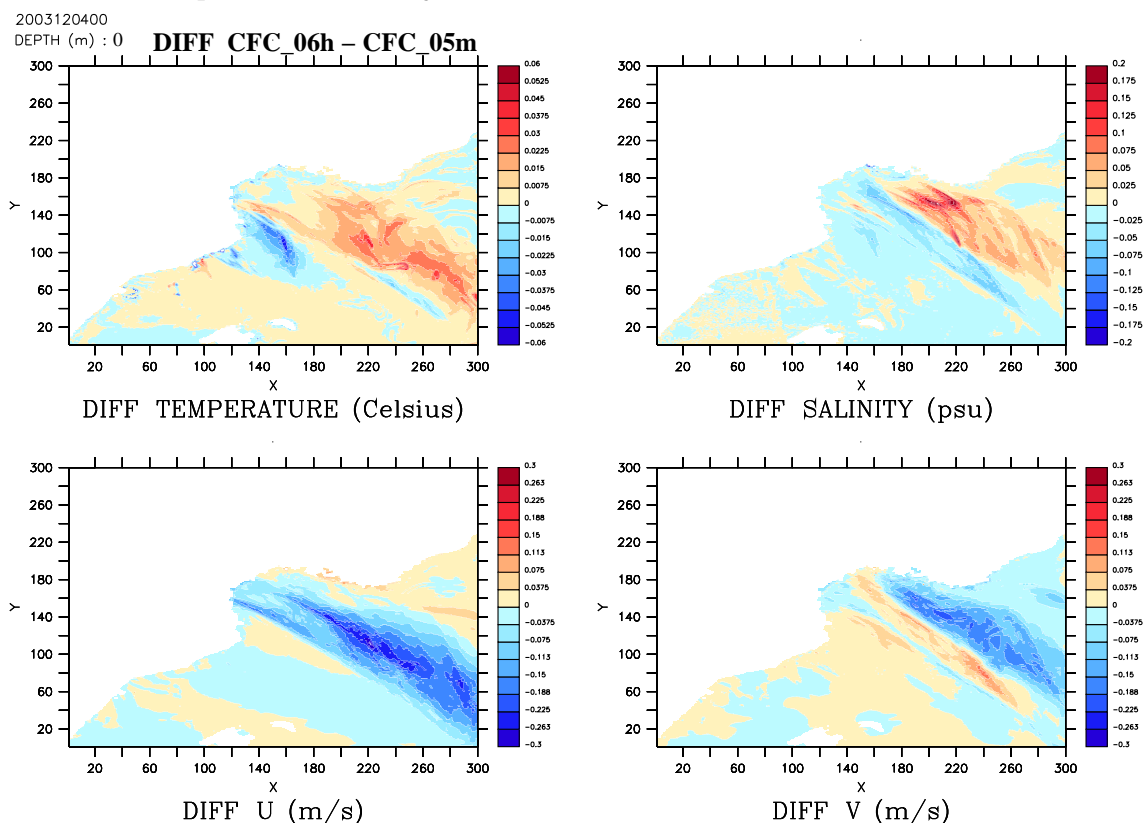


FIG. 9.35 : Idem Figure 9.34 mais entre la référence (CFC_05mn) et la simulation océanique soumise à un forçage moyenné sur 6h (CFC_06h).

Les différentes simulations donnent des réponses pratiquement identiques du point de vue de la température. En revanche les différences en terme de salinité (et donc de densité) sont visibles par exemple sur les profils de la figure 9.33. Si les différences sont relativement faibles lorsqu'on force le modèle océanique avec des flux moyennés sur 1h par rapport à la référence (ayant une fréquence de forçage maximale de 5mn) (Fig. 9.34), en revanche, forcer le même modèle océanique avec des flux moyennés sur 6h ne donne pas les mêmes réponses océaniques (Fig. 9.35). Les écarts les plus importants sont observés près de l'interface (Fig. 9.33) mais les différents forçages influencent la réponse de la CMO jusqu'à sa base ($\simeq 80-100\text{m}$).

Les différences concernent particulièrement la salinité et les courants océaniques et modifient la réponse à fine échelle des champs océaniques. Les champs sont très modifiés à l'Est du front où les vents de basses couches sont les plus forts ainsi qu'au niveau de la zone précipitante (Fig. 9.35). Moyenné sur 6h, le stress modifie la réponse des courants océaniques en terme d'intensité notamment mais aussi en direction. De même, lorsqu'on moyenne le forçage atmosphérique, les taux de précipitations intenses sont lissés. Les quantités d'eau douce apportées aux couches superficielles de l'océan sont moindres et peuvent vite être mélangées dans la couche limite océanique. La salinité (et donc la densité) en surface apparaît alors plus importante (Fig. 9.33) et légèrement moindre en bas de la couche de mélange. Avec un forçage à haute résolution, les précipitations extrêmes apportent brutalement de l'eau plus douce près de la surface, stoppant le mélange vertical turbulent par stratification. Ces couches internes peuvent persister sur plusieurs pas de temps du modèle océanique, sur quelques dizaines de mètres de profondeur et sur une large zone.

9.7 Conclusions

Le système couplé océan-atmosphère développé entre le modèle atmosphérique MESO-NH et le modèle océanique 1D de Gaspar *et al.* (1990) a été appliqué à trois cas d'épisodes fortement précipitants en région méditerranéenne. Au cours de ces simulations, le système couplé a montré sa robustesse, en particulier en zones côtières où de fortes perturbations atmosphériques appliquées sur de faibles épaisseurs d'eau de mer auraient pu s'avérer numériquement instables.

Les simulations ont tout d'abord permis d'évaluer l'impact du forçage atmosphérique extrême constitué de forts vents de basses couches et de précipitations intenses sur la couche de mélange océanique. Pour chacun des cas d'étude, la simulation de référence a permis de montrer la bonne représentation de la réponse océanique au forçage atmosphérique fourni par MESO-NH (SURFEX) à haute résolution spatiale et temporelle. En particulier, pour le cas du Gard qui présente le forçage atmosphérique le plus faible au dessus de la mer, le

modèle océanique a réussi à très bien reproduire une évolution diurne du contenu thermique de la couche de mélange avec une amplitude de la SST moyenne de 0.3°C en 24h et une salinisation progressive de la CMO.

La structure du courant d'Ekman simulé constitue également un résultat important sur les cas de l'Aude et de l'Hérault puisqu'il est en mesure de perturber l'écoulement des rivières et des fleuves.

En utilisant la paramétrisation ORI plutôt que COARE, les simulations océaniques ont montré une perte importante d'énergie de la couche de mélange avec un refroidissement plus important notamment pour la situation de l'Aude, qui montre le régime de vent le plus fort. En terme de bilan, l'évolution du contenu thermique de la CMO est principalement pilotée par le flux net de chaleur en surface.

En coupant l'effet des précipitations, nous avons mis en évidence les perturbations qu'elles entraînent sur le mélange vertical turbulent au sein de la couche de mélange. Dans le cas de l'Hérault notamment, pour lequel les précipitations sur mer sont les plus importantes (jusqu'à 327 mm en 24h), la formation localement de fines couches d'eau douce sur une épaisseur d'environ 5 à 10m près de l'interface (couches internes) a été mise en évidence. La diminution forte et brutale de la salinité (donc de la densité) inhibe le mélange turbulent parfois pendant plusieurs heures après la chute des précipitations.

L'effet de la résolution temporelle du forçage atmosphérique appliqué au modèle océanique a également été évalué sur cette situation. Les résultats obtenus montrent l'intérêt d'un forçage à haute-résolution temporelle pour obtenir une bonne représentation de la réponse océanique en terme de salinité et de courants principalement, dans les cas de coups de vent forts et de précipitations intenses. Au vu des tests effectués, il semble qu'une fréquence de forçage d'une heure soit suffisante pour obtenir une réponse océanique de fine-échelle. Ce résultat est tout à fait central non seulement pour la dynamique de la CMO mais également pour les couches plus profondes qui souffrent d'un déficit chronique d'énergie et de mélange dans les simulations climatiques (Klein *et al.*, 2007).

L'utilisation du système couplé en mode interactif ("full two-way") sur les situations d'étude a permis d'évaluer les rétroactions de l'évolution océanique sur le système convectif. Dans ces situations caractérisées par des précipitations et vents marins forts, on assiste à une diminution de SST au cours de l'intégration qui va avoir tendance à diminuer l'instabilité convective et l'intensité de la convection et des fortes précipitations qu'elle engendre. La localisation du système convectif est en général peu modifiée par rapport à la référence. Le jet de basses couches est légèrement modifié mais cette modification est négligeable comparée à la modification du jet de basses couches que peut engendrer un changement de paramétrisation des flux sur mer. En conclusion, le couplage interactif tend à amortir les réponses des milieux océanique et atmosphérique par rapport au mode forcé. Ce résultat est confirmé par Josse *et al.* (1999) sur un cas de tempête durant la campagne SEMAPHORE et par Loglisci

et al. (2004) et Pullen *et al.* (2006) sur des cas de Bora en Adriatique.

Conclusions et perspectives

Les épisodes fortement précipitants en région méditerranéenne constituent des événements extrêmes d'un point de vue météorologique mais aussi d'un point de vue océanique. Les fortes précipitations générées par les systèmes convectifs et le fort vent de basses couches qui souvent accompagne ces événements peuvent engendrer des inondations parfois rapides ou crues-éclair et des dégâts matériels et humains importants. En réponse à ces forçages atmosphériques extrêmes, la couche de mélange de la mer Méditerranée est le plus souvent fortement mélangée et approfondie. Les courants et la houle générés peuvent également contribuer à amplifier les conséquences dévastatrices de ces événements.

La modélisation atmosphérique à haute résolution permet une bonne représentation de ces phénomènes et d'étudier leur sensibilité à la description de l'état de la mer. La méthodologie mise en oeuvre a consisté à introduire progressivement une description de plus en plus détaillée de la mer Méditerranée vue par le modèle atmosphérique. D'abord en évaluant la sensibilité de la convection à la SST et aux quantités d'énergie fournies, puis en introduisant une couche de mélange intégrale et enfin en développant un système couplé avec un modèle océanique 1D, nous avons ainsi pu examiner les processus couplés océan-atmosphère intervenant durant ces épisodes fortement précipitants mais aussi évaluer les interactions induites entre chacune des couches limites et l'impact sur la prévision des systèmes précipitants.

Sensibilité des événements de pluie intense aux conditions sur mer

Les tests de sensibilité à la SST et à la paramétrisation des flux de surface ont montré que l'intensité du système fortement précipitant est sensible au contenu thermique de la CMO et à l'humidité disponible dans les basses couches de l'atmosphère en amont du flux sur mer. Les quantités de précipitations prévues sont généralement augmentées lorsque la SST ou les flux de chaleur sont augmentés en moyenne sur le bassin.

En utilisant différents champs de SST de résolution spatiale et de valeur moyenne différentes pour l'état initial, des réponses différentes ont été trouvées selon le type et la localisation des systèmes précipitants. Si les systèmes convectifs de méso-échelle montrent un déplacement plus rapide en réponse à une SST plus élevée, le cas du système frontal (cas de l'Hérault) a montré des interactions entre la convection atmosphérique et la dynamique

frontale. En réponse à une SST plus élevée, une intensification de la convection et une plus grande stationarité du front dont la progression est bloquée par la convection, conduisent à une importante surestimation des cumuls de précipitations, et inversement dans le cas d'une SST diminuée. L'utilisation de champs de SST à plus haute résolution n'a pas montré de réponses significatives de fines échelles sur les champs atmosphériques de basses couches. Le jet tend à intégrer spatialement ces fines structures de SST se retrouvant également dans les champs de flux. Ceci tend à convertir la SST vue par le jet de basses couches en énergie intégrée disponible pour la convection.

L'utilisation de formulations bulk itératives COARE 3.0 et ECUME ont conduit à des résultats très proches en terme d'intensité et de localisation de la convection. La paramétrisation originale de MESO-NH (SURFEX) d'après Louis (1979) conduit à des valeurs de stress et d'évaporation sur mer surestimées en régime de vents forts. COARE 3.0 et ECUME conduisent à des systèmes convectifs simulés moins intenses que ceux obtenus avec la paramétrisation de Louis (1979) en raison du différentiel d'évaporation entre les paramétrisations. Les différences constatées entre Louis (1979) et ECUME ou COARE sur la prévision des systèmes précipitants à courte échéance sont de mêmes amplitudes que celles obtenues avec des différences de SST de -1 à -2°C en moyenne. La paramétrisation ECUME introduite dans la surface externalisée sera testée dans d'autres situations dans le cadre de la mise en place de la future prévision opérationnelle à haute-résolution avec le modèle atmosphérique opérationnel AROME.

Réponse océanique sous l'important forçage associé aux évènements extrêmes

Une première évaluation de la réponse océanique à des évènements fortement précipitants a été réalisée à l'aide d'un modèle océanique intégral. La mise en oeuvre du modèle 1D en TKE de Gaspar *et al.* (1990) a permis de confirmer les fortes tendances de refroidissement obtenues sous le jet de basses couches, en particulier lorsque les flux turbulents issus de Louis (1979) sont utilisés comme forçage. L'utilisation de formulations bulk itératives des flux turbulents à l'interface air-mer pour forcer le modèle 1D en TKE a montré son intérêt pour obtenir un mélange turbulent plus réaliste de la couche de mélange océanique. La meilleure détermination du stress notamment en régime de vents forts a permis de mieux simuler l'approfondissement de la couche de mélange à ces échelles de temps.

Les évènements de l'Aude et de l'Hérault ont montré un refroidissement et un approfondissement marqués de la couche de mélange océanique aux régimes de forts vents. A l'échelle saisonnière ou même annuelle, la fréquence temporelle de tels évènements météorologiques intenses tels que ceux étudiés dans cette thèse, ont la capacité de preconditionner la convection océanique dans le golfe du Lion (Nardelli et Salusti, 2000; Somot, 2005) car

les caractéristiques de la CMO à un instant donné dépendent fortement de l'énergie et de l'eau échangées à l'interface air-mer au cours des mois précédents. Lorsque les précipitations intenses affectent le domaine maritime celles ci entraînent un apport conséquent d'eau douce, diminuent le mélange vertical océanique et intensifie la stratification de la couche de mélange avec des variations locales brusques de la position de la thermocline. Le contenu halin est localement diminué sur toute la profondeur de la couche de mélange et plus particulièrement dans les 5 à 10 premiers mètres près de la surface, formant une couche limite interne de faible épaisseur aussi appelée barrière de sel.

Simulations couplées océan-atmosphère appliqués aux évènements fortement précipitants en région méditerranéenne

Le système couplé développé entre les modèle MESO-NH (SURFEX) et le modèle océanique 1D a montré sa robustesse numérique même soumis à un forçage atmosphérique extrême, même pour les régions côtières caractérisées par de faibles épaisseurs de couche de mélange océanique. Le système couplé a également montré sa capacité à reproduire une part importante des processus dynamiques océaniques (cycle diurne, modification de la position de la thermocline, courant d'Ekman).

Les résultats obtenus ont montré que l'utilisation du couplage complet interactif donne peu de rétroactions sur les systèmes convectifs fortement précipitants étudiés ici. Cette conclusion doit toutefois être modulée par les courtes durées des simulations (18 ou 24h).

Utilisé en off-line, le modèle océanique 1D a mis en évidence l'importance de la fréquence du forçage atmosphérique utilisé pour la modélisation océanique à haute-résolution. L'utilisation de forçage moyenné sur plusieurs heures (6h) ne permet pas de représenter les effets de coups de vent intenses et de précipitations extrêmes sur la couche mélange qui peuvent parfois intervenir localement sur des périodes très courtes. Il semble que 1h soit une fréquence de forçage suffisante pour bien représenter la dynamique océanique au moins en 1D et dans les situations étudiées. Les réponses océaniques de fine-échelle obtenues avec ce forçage atmosphérique à haute-résolution ne sont pas simulées en général dans les modèles océaniques même à haute-résolution car ils utilisent le plus souvent un forçage fortement moyenné spatio-temporellement.

Perspectives

Le système couplé MESO-NH/modèle océanique 1D doit encore être évalué dans d'autres situations météorologiques telles que les phénomènes de brise, de brouillards marins, des situations de forts vents locaux ou pour les cyclones tropicaux.

Le couplage d'un module océanique même simple avec un modèle de prévision numé-

rique du temps peut présenter un intérêt notamment en périodes perturbées. En effet, pendant les périodes perturbées, il n'est pas possible d'assimiler les données satellitaires pour réaliser les analyses de SST en raison de la couverture nuageuse. En conséquence, les champs de SST qui forcent généralement les modèles atmosphériques n'évoluent pas pendant ces périodes et peuvent donc induire des erreurs importantes au niveau des échanges à l'interface océan-atmosphère et donc de la prévision météorologique. Par exemple, l'étude menée par Giordani (1997) sur la région des Açores pendant la campagne SEMAPHORE (1993) a montré qu'un évènement perturbé de 24h avait induit un refroidissement de plus de 1°C sur un domaine de 800km² environ. Ce refroidissement a pu être restitué par les analyses de SST uniquement au terme de 4 jours d'assimilation à raison de 4 réseaux quotidiens (Giordani *et al.*, 1998). Cet exemple illustre bien la nécessité et l'intérêt de coupler un module océanique à un modèle atmosphérique afin de prendre en compte en temps réel les évolutions rapides de SST telles qu'elles peuvent avoir lieu en régime perturbé et non en temps différé et de fournir une ébauche de meilleure qualité à l'analyse de SST. Ces questions mériteraient d'être instruites dans le contexte du futur modèle opérationnel à haute-résolution AROME.

L'utilisation des nouvelles paramétrisations itératives bulk (COARE et ECUME) a montré un impact positif sur la simulation du mélange vertical dans la couche océanique en régime de vents forts en améliorant notamment les valeurs de stress simulées, tout en engendrant un affaiblissement de l'activité convective simulée par diminution de l'évaporation. La prise en compte de perturbations générées par les embruns, l'écume et les vagues sur les échanges de quantités de mouvement et de chaleur doit également être envisagée. Leurs impacts pourraient être non-négligeables pour la simulation d'évènements fortement perturbés comme ceux étudiés ici.

Les développements réalisés au cours de cette thèse ont été introduits dans la surface externalisée SURFEX (voir annexe D) permettant de faire bénéficier de ces développements à la fois aux utilisateurs du modèle MESO-NH et des modèles opérationnels AROME et ALADIN. Les avantages du système couplé développé sont la transportabilité du modèle océanique sous n'importe quel domaine MESO-NH et à n'importe quelle résolution. Le modèle océanique 1D par nature n'est pas attaché à une grille horizontale. Seule la bathymétrie est limitante pour le modèle 1D. Or celle-ci est disponible sur tout le globe à une résolution d'au moins 2 km. Un autre avantage est l'économie faite d'un coupleur dans le développement du système couplé et également le coût numérique qui n'est augmenté par le couplage qu'à hauteur de 10% environ par rapport à une simulation MESO-NH non-couplé de même résolution et de même durée.

D'autres applications de ce système couplé sont déjà prévues sur les cyclones tropicaux et pour l'étude du couplage océan-atmosphère dans la campagne AMMA-EGEE.

Références

- Alpert, P. and B. Ziv, 1989 : The Sharav cyclone-Observations and some theoretical considerations. *J. Geophys. Res.*, **94**, 18495–18514.
- Andreas, E. L., P. O. G. Persson, and J. E. Hare, 2007 : A bulk turbulent air-sea flux algorithm for high-wind, spray conditions. *15th Conf. on Air-Sea Interaction*, Amer. Meteor. Soc., Portland, OR, 1–15.
- Aullo, G., P. Santurette, V. Ducrocq, V. Jacq, F. Guillemet, D. Senequier, N. Bourdette, and P. Bessemoulin, 2002 : L'épisode de pluies diluviennes du 12 au 13 novembre 1999, sur le sud de la France. *Météo-France, Phénomènes remarquables*, **8**.
- AVELMOR, 2002 : Développement d'une analyse de température de surface de la mer à échelle fine au Centre de Météo Spatial de Météo-France. Technical report, Centre de Météo Spatial, Lanion, France.
- Bahurel, P., E. Dombrowsky, J.-M. Lellouche, and the Mercator project team, 2004 : Mercator ocean monitoring and forecasting system, near-realtime assimilation of satellite and in-situ data in different operational ocean models. *Proc. 36th International Liège Colloquium on Ocean dynamics*, Liège.
- Barnier, B., L. Brodeau, and T. Penduff, 2006 : News : Ocean surface forcing and surface fields. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, 4–7.
- Bechtold, P. and E. Bazile, 2001 : The 12-13 november 1999 flash flood in southern france. *Atmos. Res.*, **56**, 171–189.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard, 2001 : A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 869–886.
- Belamari, S., 2005 : Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes. *MERSEA IP Deliverable*, **D.4.1.2**, 29.
- Belamari, S. and A. Pirani, 2007 : Validation of the optimal heat and momentum fluxes using the ORCA2-LIM global ocean-ice model. *MERSEA IP Deliverable*, **D.4.1.3**, 88.
- Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991 : Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327–341.
- Bender, M. A., I. Ginis, and Y. Kurihara, 1993 : Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high-resolution coupled model. *J. Geophys. Res.*, **98**, 23245–23263.
- Bougeault, P. and P. Lacarrère, 1989 : Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1872–1890.

- Bourras, D., 2000 : Calcul des flux turbulents au dessus des océans par méthode bulk. Technical report, Note technique du RI-CETP.
- Bourras, D., G. Reverdin, G. Caniaux, and S. Belamari, 2007 : A nonlinear statistical model of turbulent air-sea fluxes. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1077–1089, doi :10.1175/MWR3335.1.
- Bradley, E. F. and R. A. Weller, 1997 : Fourth workshop of the toga-coare air-sea interaction (flux) working group. Technical report, University Corporation for Atmospheric research Report, UCAR, Boulder, CO.
- Bradley, E. F., C. W. Fairall, J. E. Hare, and A. A. Grachev, 2000 : An old and improved bulk algorithm for air-sea fluxes : COARE 2.6A. *14th Symp. on Boundary layer and turbulence*, Amer. Meteor. Soc., Aspen, CO, 294–296.
- Brunke, M. A., C. W. Fairall, X. Zeng, L. Eymard, and J. A. Curry, 2003 : Which bulk aerodynamic algorithms are least problematic in computing ocean surface turbulent fluxes ? *J. Climate*, **16**, 619–635.
- 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.* Ph.D. thesis, Univ. P. Sabatier, Toulouse III, 207 pp.
- Bryden, H., J. Candela, and T. Kinder, 1994 : Exchange through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.*, **33**, 201–248.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. Bradley, 1971 : Flux profile relationship in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181–189.
- Businger, J. A., 1972 : Flux profile relationship in the atmospheric surface layer. *Workshop on Micro-meteorology*, Haugen Ed., 67–100.
- Caldwell, D. R. and W. P. Elliott, 1971 : Surface stresses produced by rainfall. *J. Phys. Oceanograph.*, **1**, 145–148.
- Caniaux, G., A. Brut, D. Bourras, H. Giordani, A. Paci, L. Prieur, and G. Reverdin, 2005a : A 1 year sea surface heat budget in the northeastern atlantic basin during the pomme experiment : 1. flux estimates. *J. Geophys. Res.*, **111**, doi :10.1029/2004JC002596.
- Caniaux, G., S. Belamari, H. Giordani, A. Paci, L. Prieur, and G. Reverdin, 2005b : A 1 year sea surface heat budget in the northeastern atlantic basin during the pomme experiment : 2. flux optimization. *J. Geophys. Res.*, **117**, doi :10.1029/2004JC002595.
- Charnock, H., 1955 : Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 639–640.
- Charon, I., F. Hernandez, and J. Sureau, 2004 : Température en méditerranée : de la canicule 2003 à un retour vers la normale en 2004. *Bulletins océaniques commentés Mercator*, [http : //www.mercator – ocean.fr/html/produits/buoc/buoc_n04/buoc_n04_fr.html](http://www.mercator-ocean.fr/html/produits/buoc/buoc_n04/buoc_n04_fr.html).
- Chen, C., R. Bredasley, S. Hu, Q. XU, and H. Lin, 2005 : Using MM5 to hindcast the ocean surface forcing fields over the gulf of Maine and Georges Bank region. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 131–145.
- Curry, J. A., A. Bentamy, M. A. Bourassa, D. Bourras, E. F. Bradley, M. Brunke, S. Castro, S. H. Chou, C. A. Clayson, W. J. Emery, L. Eymard, C. W. Fairall, M. Kubota, B. Lin, W. Perrie, R. A. Reeder, I. A. Renfrew, W. B. Rossow, J. Schulz, S. R. Smith, P. J. Webster, G. A. Wick, and X. Zeng, 2004 :

SEAFLUX. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 409–424.

Cuxart, J., P. Bougeault, and J.-L. Redelsperger, 2000 : A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1–30.

Darchen, J., 2005 : Cyclone et mer nourricière. *Metmar*, **208**, 26–28.

DeCosmo, J., K. B. Katsaros, S. Smith, W. Anderson, W. Oost, K. Bumke, and H. Chadwick, 1996 : Air-sea exchange of water vapor and sensible heat : The Humidity Exchange Over the Sea (HEXOS) results. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12001–12016.

Delrieu, G., V. Ducrocq, E. Gaume, J. Nicol, O. Payraastre, E. Yates, P.-E. Kirstetter, H. Andrieu, P.-A. Ayrat, C. Bouvier, J.-D. Creutin, M. Livet, S. Anquetin, M. Lang, L. Neppel, C. Obled, J. Parent du Châtelet, G.-M. Saulnier, A. Walpersdorf, and W. Wobrock, 2005 : The catastrophic flash-flood event of 8–9 September 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *J. Hydrometeor.*, **6**, 34–52.

Doyle, J. D. and T. T. Warner, 1993 : Non-hydrostatic simulations of coastal mesobeta scale vorticities and frontogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3371–3392.

Ducrocq, V., J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, and F. Orain, 2000 : Initialization of a fine-scale model for convective-system prediction: A case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3041–3065.

Ducrocq, V., D. Ricard, J.-P. Lafore, and F. Orain, 2002 : Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: On the importance of the initial humidity field. *Wea. Forecasting*, **17**, 1236–1256.

Ducrocq, V., G. Aullo, and P. Santurette, 2003a : Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France. *La Météorologie*, **8ième série**, 18–27.

Ducrocq, V., K. Chancibault, F. Habets, and S. Anquetin, 2003b : Meso-scale modelling of a flooding storm. application to the extreme flood of Gard. *Proc. 5th Plinius Conf. on Mediterranean Storms*, Ajaccio, France, 43–52.

Ducrocq, V., C. Lebeaupin, T. Thouvenin, H. Giordani, K. Chancibault, S. Anquetin, and G.-M. Saulnier, 2004 : L'événement des 8–9 septembre 2002 : Situation météorologique et simulation à méso-échelle. *La Houille Blanche*, **6**, 86–92.

Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin, and T. Thouvenin, 2007 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over Western Mediterranean region (Southern France). part II : Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted.

Emanuel, K., 2001 : Contribution of tropical cyclones to meridional heat transport by the oceans. *J. Geophys. Res.*, **106**, 5211.

Emanuel, K., 2005 : Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436**, 686–688.

Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. S. Godfrey, G. A. Wick, J. B. Edson, and G. S. Young, 1996a : Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1295–1308.

Fairall, C. W., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson, and G. S. Young, 1996b : Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *J. Geophys. Res.*, **101**, 3747–3764.

Fairall, C. W., A. B. White, J. B. Edson, and J. E. Hare, 1997 : Integrated shipboard measurements of

the marine boundary layer. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **14**, 338–359.

- Fairall, C. W., J. E. Hare, A. A. Grachev, E. F. Bradley, and J. B. Edson, 2001 : Preliminary results from the ETL open ocean air-sea flux database. *11th Conf. on Interaction of the Sea and Air*, Amer. Meteor. Soc., San Diego, CA, 5–8.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, and J. B. Edson, 2003 : Bulk parameterization of air-sea fluxes : Updates and verification for the COARE algorithm. *J. Climate*, **16**, 571–591.
- Fairall, C. W., M. Desflots, and S. S. Chen, 2007 : A parameterization of sea spray contributions to mass and heat fluxes in hurricanes based on breaking wave properties. *15th Conf. on Air-Sea Interaction*, Amer. Meteor. Soc., Portland, OR.
- Gal-Chen, T. and R. C. J. Somerville, 1975 : On the use of a coordinate transformation for the solution of the navier-stokes equations. *J. Comput. Phys.*, **17**, 209–228.
- Gandin, L. S. and A. H. Murphy, 1992 : Equitable skill scores for categorical forecasts. *Month. Wea. Rev.*, **120**, 361–370.
- Gaspar, P., 1988 : Modelling a seasonal cycle of the upper ocean. *J. Phys. Oceanograph.*, **18**, 16–180.
- Gaspar, P., Y. Grégoris, and J.-M. Lefevre, 1990 : A simple Eddy Kinetic Energy model for simulations of the oceanic vertical mixing : Tests at station Papa and Long-Term Upper Ocean Study site. *J. Geophys. Res.*, **95**, 16179–16193.
- Giordani, H., J. Noilhan, P. Lacarrere, P. Bessemoulin, and P. Mascart, 1996 : Modelling the surface processes and the atmospheric boundary layer for semi-arid conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, **80**, 263–287.
- Giordani, H., 1997 : *Modélisation de la Couche Limite Atmosphérique Marine en présence d'un front thermique océanique : application à la campagne SEMAPHORE*. Ph.D. thesis, Univ. P. Sabatier, Toulouse III, 243 pp.
- Giordani, H., S. Planton, B. Benech, and B.-H. Kwon, 1998 : Atmospheric boundary layer response to sea surface temperatures during the SEMAPHORE experiment. *J. Geophys. Res.*, **103**, 25047–25060.
- Giordani, H. and S. Planton, 2000 : Modelling and analysis of ageostrophic circulation over the Azores oceanic front during the SEMAPHORE experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2270–2287.
- Giordani, H. and G. Caniaux, 2001 : Sensivity of cyclogenesis to sea surface temperature in the Northwestern Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1273–1295.
- Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur, A. Paci, and S. Giraud, 2005 : A 1 year mesoscale simulation of the northeast Atlantic : Mixed layer heat and mass budgets during the POMME experiment. *J. Geophys. Res.*, **110**, C07S08, doi :10.1029/2004JC002765.
- Giordani, H., L. Prieur, and G. Caniaux, 2006 : Advanced insights into sources of vertical velocity in the ocean. *Ocean Dynamics*, **56**, 513–524, doi :10.1007/s10236-005-0050-1.
- Godfrey, J. and A. Beljaars, 1991 : On the turbulent fluxes of buoyancy, heat and moisture at the air-sea interface at low wind speeds. *J. Geophys. Res.*, **96**, 22043–22048.
- Gosnell, R., C. Fairall, and P. J. Webster, 1995 : The sensible heat of rainfall in the tropical ocean. *J. Geophys. Res.*, **100**, 18437–18442.

- Grachev, A. A. and C. W. Fairall, 1997 : Dependence of the Monin-Obukhov stability parameter on the bulk richardson number over the ocean. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 406–414.
- Grachev, A. A., C. W. Fairall, and E. F. Bradley, 2000 : Convective profile constants revisited. *Bound.-Lay. Meteorol.*, **94**, 495–515.
- Hare, J. E., P. O. G. Persson, C. W. Fairall, and J. B. Edson, 1999 : Behavior of Charnock’s relationship for high wind conditions. *13th Symp. on Boundary Layers and Turbulence*, Amer. Meteor. Soc., Dallas, TX, 252–255.
- Homar, V., R. Romero, C. Ramis, and S. Alonso, 2002 : Numerical study of the October 2000 torrential precipitation event over Eastern Spain : analysis of the synoptic-scale stationarity. *Ann. Geophysic.*, **20**, 2047–2066.
- Homar, V., R. Romero, D. J. Stensrud, C. Ramis, and S. Alonso, 2003 : Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean : Dynamical vs. boundary factors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 1469–1490.
- Hontarrède, M., R. Jourdan, F. Vaysse, and P.-Y. Valantin, 2004 : Tempête dans le golfe du lion. *Metmar*, **203**, 6–9.
- Huet, P., X. Martin, J. L. Prime, P. Foin, C. Laurin, and P. Cannard, 2003 : Retour d’expérience des crues de septembre 2002 dans les départements du Gard, de l’Hérault, du Vaucluse, des Bouches du Rhône, de l’Ardèche et de la Drôme. Technical report, Inspection Générale de l’Environnement, Ministère de l’écologie et du développement durable, République Française.
- Jabouille, P., J. Redelsperger, and J. Lafore, 1996 : Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 816–837, doi :10.1175/1520-0493.
- Josse, P., G. Caniaux, H. Giordani, and S. Planton, 1999 : Intercomparison of oceanic and atmospheric forced and coupled mesoscale simulations. Part I : Surface fluxes. *Ann. Geophysic.*, **17**, 566–576.
- Ju, J. and J. M. Slingo, 1995 : The Asian summer monsoon and ENSO. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 1133–1168.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1990 : A one-dimensional entraining.detraining plume model and application in convective paraméterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- Klein, P., B. L. Hua, G. Lapeyre, X. Capet, S. S. Le Gentil, and H. Sasaki, 2007 : Upper ocean turbulence from high 3-D resolution simulations. *J. Phys. Oceanograph.*, in revision.
- Kraus, E. B., 1972 : *Atmosphere-ocean interactions*. London Oxford University press.
- Lafore, J.-P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Héreil, P. Mascart, V. Masson, J.-P. Pinty, J.-L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vilà-Guerau de Arellano, 1998 : The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design. *Ann. Geophysic.*, **16**, 90–109.
- Large, W. G. and S. Pond, 1981 : Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanograph.*, **11**, 324–336.
- Large, W. G. and S. Pond, 1982 : Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *J. Phys. Oceanograph.*, **12**, 464–482.
- Lebeaupin, C., V. Ducrocq, and H. Giordani, 2006 : Sensitivity of mediterranean torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *J. Geophys. Res.*, **111**,

D12110, doi :10.1029/2005JD006541.

- Lebeau-pin Brossier, C., V. Ducrocq, and H. Giordani, 2007 : Sensitivity of Mediterranean heavy rain events to the sea surface fluxes parameterization in high-resolution numerical modelling. *Meteor. Atmos. Phys.*, submitted.
- Levitus, S., 1982 : *Climatological atlas for the world ocean, Prof. Pap. 13*. National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, Colorado, 173 pp.
- Li, L., A. Bozec, S. Somot, K. Béranger, P. Bouruet-Aubertot, F. Sevault, and M. Crépon, 2006 : *Regional atmospheric, marine processes and climate modelling*. In 'Mediterranean climate variability and predictability' edited by P. Lionello, P. Malanotte-Rizzoli and R. Boscolo, Elsevier, Amsterdam, pp373-397.
- Liu, W. T., K. Katsaros, and J. Businger, 1979 : Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and vapor including the molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1722–1735.
- Loglisci, N., M. W. Qian, N. Rachev, C. Cassardo, A. Longhetto, R. Purini, P. Trivero, S. Ferrarese, and C. Giraud, 2004 : Development of an atmosphere-ocean coupled model and its application over the Adriatic Sea during a severe weather events of Bora wind. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi :10.1029/2003JD003956.
- Louis, J.-F., 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Lay. Meteorol.*, **17**, 187-202.
- Makin, V. K., 2004 : A note on drag of the sea surface at hurricane winds. *Bound.-Lay. Meteorol.*, in press.
- Mariotti, A., M. V. Struglia, N. Zeng, and K.-M. Lau, 2002 : The hydrological cycle in the mediterranean region and implications in the water budget of the mediterranean sea. *J. Climate*, **15**, 1674–1690.
- Marshall, J. and coauthors, 1998 : The Labrador Sea deep convection experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 2033–2058.
- Mascart, P., J. Noilhan, and H. Giordani, 1995 : A modified parameterization of the surface layer flux-profile relationships using different roughness length values for heat and momentum. *Bound.-Lay. Meteorol.*, **72**, 331–344.
- Masson, V., 2000 : A physically-based scheme for urban energy balance in atmospheric models. *Bound.-Lay. Meteorol.*, **94**, 357–397.
- Masson, V., J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, 2003 : A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Climate*, **19**, 1261–1282, doi :10.1175/1520-0442.
- McClain, E. P., W. G. Pichel, and C. C. Walton, 1985 : Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **90**, 11587–11601.
- Millan, M. M., M. J. Estrela, and V. Casseles, 1995 : Torrential precipitations on the spanish east coast : The role of the mediterranean sea surface temperature. *Atmos. Res.*, **36**, 1–16.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubnam, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997 : A validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16663–16682.
- Mondon, S. and J. L. Redelsperger, 1998 : A study of a fair weather boundary layer in TOGA COARE :

Parameterization of surface fluxes in a large scale and regional models for light wind conditions. *Bound.-Lay. Meteorol.*, **88**, 47–76.

Monin, A. S. and A. M. Obukhov, 1954 : Basic regularity in turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Akad. Nauk. SSSR Trud. Geofiz. Inst. Tr.*, **24**, 163–187.

Nardelli, B. B. and S. Salusti, 2000 : On dense water formation criteria and their application to the Mediterranean Sea. *Deep Sea Res.*, **47**, 193–221.

Noilhan, J. and S. Planton, 1989 : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.

Noilhan, J. and J. F. Mahfouf, 1996 : The ISBA land surface parameterization scheme. *Global and Planetary Change*, **13**, 145–159.

Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin, and S. Anquetin, 2007 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over Western Mediterranean region (Southern France). part I : Numerical framework and synoptic ingredients. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted.

Olita, A., R. Sorgente, A. Ribotti, S. Natale, and S. Gabersek, 2006 : Effets of the 2003 european heatwaves on the central mediterranean sea surface layer : a numerical simulation. *Ocean Sciences Discussions*, **3**, 85 – 125.

Oost, W., G. Komen, C. Jacobs, and C. Van Oort, 2002 : New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE. *Boundary-Layer Meteorology*, **103**, 409 – 438, doi :10.1023/A :1014913624535.

Paci, A., G. Caniaux, M. Gavart, H. Giordani, M. Lévy, L. Prieur, and G. Reverdin, 2005 : A high-resolution simulation of the ocean during the POMME experiment : Simulation results and comparison with observations. *J. Geophys. Res.*, **110**, C07S09, doi :10.1029/2004JC002712.

Paci, A., G. Caniaux, H. Giordani, M. Lévy, L. Prieur, and G. Reverdin, 2007 : A high-resolution simulation of the ocean during the POMME experiment : Mesoscale variability and near surface processes. *J. Geophys. Res.*, **112**, C04007, doi :10.1029/2005JC003389.

Pastor, F., M. J. Estrela, P. Penarrocha, and M. M. Millan, 2001 : Torrential rains on the spanish Mediterranean coast : Modelling the effect of the sea surface temperature. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1180–1195.

Pawlowicz, R., B. Beardsley, S. Lentz, E. Dever, and A. Anis, 2001 : Software simplifies air-sea data estimates. *EOS*, **82**, 2.

Peyrillé, P., 2006 : *Étude idéalisée bi-dimensionnelle de la Mousson Africaine*. Ph.D. thesis, Univ. P. Sabatier, Toulouse III, XXX pp.

Peyrillé, P., J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, 2007 : An idealized two-dimensional framework to study the west african monsoon, part I : Validation and key controlling factors. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2765–2782.

Peyrillé, P. and J.-P. Lafore, 2007 : An idealized two-dimensional framework to study the west african monsoon, part II : Role of large scale forcings and characterization of the diurnal cycle. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2783–2803.

Pinty, J.-P. and P. Jabouille, 1998 : A mixed-phase cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: Simulations of a squall line of orographic precipitation. *Preprints of Conf. on*

Cloud Physics, Amer. Meteor. Soc., Everett, Washington, 217–220.

- Powell, M. D., P. J. Vivkery, and T. A. Reinhold, 2003 : Reduced drag coefficient for high wind speed in tropical cyclones. *Nature*, **422**, 278–283.
- Price, J. F., R. A. Weller, and R. Pinkel, 1986 : Diurnal cycling : Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating. *J. Geophys. Res.*, **91**, 823–863.
- Pullen, J., J. D. Doyle, and R. P. Signell, 2006 : Two-way air-sea coupling : A study of the Adriatic. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1465–1483, doi :10.1175/MWR3137.1.
- Quereda Sala, J., A. Gil Olicina, A. Perez Cuevas, J. Olcina Cantos, A. Rico Amoros, and E. Monton Chiva, 2000 : Climatic warming in the spanish mediterranean : natural trend or urban effect. *Climatic Change*, **46**, 473–483.
- Ramos Buarque, S. and G. Caniaux, 2003 : High-resolution gridded air-sea surface fluxes over the Mediterranean basin by a synthesis approach. Technical report, Centre National des Recherches Météorologiques, Toulouse, France.
- Ren, X., W. Perrie, Z. Long, and J. Gyakum, 2004 : Atmosphere-Ocean coupled dynamics of cyclones in the midlatitudes. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2432–2451.
- Reynolds, R. W., 1988 : A real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, **1**, 75–86.
- Ricard, D., 2002 : *Initialisation et assimilation de données à méso-échelle pour la prévision à haute résolution des pluies intenses de la région Cévennes-Vivarais*. Ph.D. thesis, Univ. P. Sabatier, Toulouse III, 238 pp.
- Romero, R., C. Ramis, and S. Alonso, 1997 : Numerical simulation of an extreme rainfall event in Catalonia : Role of orography and evaporation from the sea. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 537–559.
- Rowell, D. P., 2003 : The impact of Mediterranean SSTs on the sahelian rainfall season. *J. Climate*, **16**, 849–862.
- Salas-Mélia, D., F. Chauvin, M. Déqué, H. Diouville, J.-F. Guemery, P. Marquet, S. Planton, J.-F. Royer, and S. Tyteca, 2006 : Description and validation of CNRM-CM3 global coupled climate model. Note de centre GMGEC, CNRM, 103 pp.
- Saunders, P. M., 1967 : The temperature at the ocean-air interface. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 269–273.
- Scofield, R. A., 1985 : Satellite convective categories associated with heavy precipitation. Preprints, *6th Conf. on Hydrometeorology*, Indianapolis, 42–51.
- Smith, S., 1988 : Coefficients for sea surface wind stress, heat fluxes and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15467–15472.
- Smith, T. M. and R. Reynolds, 2003 : Extended reconstruction of global Sea Surface Temperatures based on COADS data (1854-1997). *J. Climate*, **16**, 1495–1510.
- Smith, W. H. F. and D. Sandwell, 1997 : Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, **277**, 1956–1962.
- Somot, S., 2005 : *Modélisation climatique du bassin Méditerranéen : Variabilité et scénarios de changement climatique*. Ph.D. thesis, Univ. P. Sabatier, Toulouse III, 347 pp.
- Somot, S., F. Sevault, and M. Déqué, 2006 : Transient climate change scenario simulation of the

mediterranean sea for the 21st century using a high-resolution ocean circulation model. *Climates Dyn.*, **27**, 851–879, doi :10.1007/s00382-006-0167-z.

Stein, J., E. Richard, J.-P. Lafore, J.-P. Pinty, N. Asencio, and S. Cosma, 2000 : High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parameterization. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 203–221.

Taylor, J. P., J. M. Edwards, M. D. Glew, P. Hignett, and A. Slingo, 1996 : Studies with a flexible new radiation code. II : Comparisons with aircraft short-wave observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 839–861.

Taylor, P. K. and M. J. Yelland, 2001 : The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves. *J. Phys.Oceanogr.*, **31**, 572–590.

Webb, E. K., G. I. Pearman, and R. Leuning, 1980 : Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 85–100.

Webster, P. J. and R. Lukas, 1992 : TOGA COARE : The coupled ocean-atmosphere response experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1377–1416.

Webster, P. J., V. Magana, T. Palmer, J. Shukla, R. Tomas, M. Yanai, and T. Yasunari, 1998 : Monsoons : Processes, predictability and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14451–14510.

Webster, P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, and H.-R. Chang, 2005 : Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844–1846.

Weill, A., L. Eymard, G. Caniaux, D. Hauser, S. Planton, H. Dupuis, A. Brut, C. Guerin, P. Nacass, A. Butet, S. Cloché, R. Pedreros, D. Bourras, H. Giordani, G. Lachaud, and G. Bouhours, 2003 : Toward better determination of turbulent air-sea fluxes from several experiments. *J. Climate*, **16**, 600–618.

Weller, R. A., D. L. Rudnick, and N. J. Brink, 1995 : Meteorological variability and air-sea fluxes at a closely spaced array of surface moorings. *J. Geophys. Res.*, **100**, 4867–4883.

Weller, R. A., F. Bradley, and R. Lukas, 2004 : The interface or air-sea fluxes component of the TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment and its impact on subsequent air-sea interactions studies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 223–257.

Yasunari, T., 1990 : Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical pacific. *Meteorol. and Atmos. Phys.*, **44**, 29–41.

Annexe A

Géographie du bassin méditerranéen occidental



FIG. A.1 : Carte du bassin méditerranéen occidental. Source : image satellite issue de google map (<http://maps.google.fr/>).



FIG. A.2 : Carte du Sud-Est de la France. Les quatre principaux radars du réseau RADOME dans la région (Opoul, Nîmes, Bollène et Collobrières) sont indiqués par un R rouge. Indiquées en jaune, les régions administratives françaises. Source : image satellite issue de google map.



FIG. A.3 : Carte du pourtour du golfe du Lion. Indiqués en jaune, les principaux reliefs ; en bleu clair, les départements français. Les cercles bleus indiquent approximativement la localisation des plus fortes précipitations pour chacun des cas d'étude (Aude 12-13 novembre 1999, Gard 8-9 septembre 2002, Hérault 3 décembre 2003). Source : image satellite issue de google map.

Annexe B

Sensitivity of Mediterranean heavy rain events to the sea surface fluxes parameterization in high-resolution modelling

C. Lebeaupin Brossier, V. Ducrocq, and H. Giordani
soumis à *Journal of Geophysical Research*

Annexe C

Description détaillée des paramétrisations des flux sur mer

Fonctions de similitude

Les fonctions de similitude (Eq. C.1) permettent de relier les gradients atmosphériques aux paramètres de Monin-Obukhov :

$$C_X = \frac{u_* X_*}{U \Delta X}$$
$$C_X = c_x^{\frac{1}{2}} c_d^{\frac{1}{2}} = C_{x10n}^{\frac{1}{2}} F_x C_{d10n}^{\frac{1}{2}} F_d$$
$$\text{donc } \frac{u_* X_*}{U \Delta X} = \frac{\kappa^2}{\ln\left(\frac{z}{z_{0x}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} F_x F_d$$
$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{u_*}{U} = \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m(z/L)} \\ \frac{\theta_*}{\theta_s - \theta_a} = \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z}{z_{0t}}\right) - \psi_h(z/L)} \\ \frac{q_*}{q_s - q_a} = \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z}{z_{0q}}\right) - \psi_q(z/L)} \end{array} \right. \quad (\text{C.1})$$

où ψ_m , ψ_h et $\psi_q = \psi_h$ sont des fonctions de stabilité, dépendantes du paramètre de Monin-Obukhov et corrigeant les profils logarithmiques de vent température et humidité dans la couche limite atmosphérique en fonction de son état de stabilité.

Fonctions de stabilité

- Pour la paramétrisation originale de MESO-NH selon Louis (1979), les fonctions de Louis pour le stress \mathcal{F}_D et pour la chaleur \mathcal{F}_H' sont de la forme suivante :

$$\mathcal{F}_X(Ri, z, z_t, z_0, z_{0t}) = \begin{cases} \left(\mathcal{A} - \frac{b_X Ri}{1+c_X \sqrt{-Ri}} \right)^{\frac{1}{2}} & \text{for } Ri \leq 0 \\ \left(\frac{\mathcal{A}}{1+b'_X \frac{Ri}{\sqrt{1+c'_X Ri}}} \right)^{\frac{1}{2}} & \text{for } Ri > 0 \end{cases}$$

où Ri est le nombre de Richardson estimé par une formulation bulk (Eq. 6.12), z_0 et z_{0t} sont les longueurs de rugosité, et z et z_t sont les altitudes des paramètres atmosphériques correspondant généralement au premier niveau du modèle.

Les valeurs des coefficients $\mathcal{A}, b, b', c, c'$ (Mascart *et al.*, 1995; Giordani *et al.*, 1996) pour le stress (\mathcal{F}_D) sont :

$$\begin{cases} \mathcal{A} = 1 \\ b_D = b'_D = 10 \\ c'_D = 5 \\ c_D = b_D C_{D_{10n}} C_{M*} \left(\frac{z}{z_0} \right)^{PM} \\ C_{M*} = 6.8741 + 2.6933 \ln \left(\frac{z_0}{z_{0t}} \right) - 0.3601 \ln \left(\frac{z_0}{z_{0t}} \right)^2 + 0.0154 \ln \left(\frac{z_0}{z_{0t}} \right)^3 \\ PM = 0.5233 - 0.0815 \ln \left(\frac{z_0}{z_{0t}} \right) + 0.0135 \ln \left(\frac{z_0}{z_{0t}} \right)^2 - 0.0010 \ln \left(\frac{z_0}{z_{0t}} \right)^3 \end{cases} \quad (C.2)$$

et pour la chaleur (\mathcal{F}_H') sont :

$$\begin{cases} \mathcal{A} = \frac{\ln(z/z_0)}{\ln(z_t/z_{0t})} \\ b_H = b'_H = 15 \\ c'_H = 5 \\ c_H = b_H C_{D_{10n}} C_{H*} \left(\frac{z_t}{z_{0t}} \right)^{PH} \\ C_{H*} = 3.2165 + 4.3431 \ln \left(\frac{z_{0t}}{z_0} \right) + 0.5360 \ln \left(\frac{z_{0t}}{z_0} \right)^2 - 0.0781 \ln \left(\frac{z_{0t}}{z_0} \right)^3 \\ PH = 0.5802 - 0.1571 \ln \left(\frac{z_{0t}}{z_0} \right) + 0.0327 \ln \left(\frac{z_{0t}}{z_0} \right)^2 - 0.0026 \ln \left(\frac{z_{0t}}{z_0} \right)^3 \end{cases} \quad (C.3)$$

- Pour la paramétrisation COARE3.0, les fonctions de stabilité sont les fonctions de Businger modifiées par Beljaars et Holtslag (1991), ψ_m et ψ_h , qui dépendent de la longueur de Monin-Obukhov $\zeta = \frac{z}{L}$. Les constantes numériques pour la fraction convective dans les fonctions profils ont été changées pour améliorer leur correspondance avec des profils observés (Grachev *et al.*, 2000) et sont données par :

$\zeta = \frac{z}{L}$	$\psi_m(\zeta) =$	$\psi_h(\zeta) =$
stable ($\zeta \geq 0$)	$-(1 + \zeta)^1 - 0.6667 \frac{(\zeta - 14.28)}{\exp(\Gamma)} - 8.525$	$-(1 + \frac{2}{3}\zeta)^{1.5} - 0.6667 \frac{(\zeta - 14.28)}{\exp(\Gamma)} - 8.525$
	$\Gamma = \min(50, 0.35\zeta)$	
instable : ($\zeta < 0$)	$(1 - f)\psi_{mK} + f\psi_{mC}$	$(1 - f)\psi_{hK} + f\psi_{hC}$
Kansas	$\psi_{mK} = 2\ln(\frac{1+x}{2}) + \ln(\frac{1+x^2}{2}) - 2\arctan(x) + \frac{\pi}{2}$ avec $x = (1 - 15\zeta)^{\frac{1}{4}}$	$\psi_{hK} = 2\ln(\frac{1+x}{2})$ avec $x = (1 - 15\zeta)^{\frac{1}{2}}$
Convective	$\psi_{mC} = \frac{3}{2}\ln(\frac{y^2+y+1}{3}) - \sqrt{3}\arctan(\frac{2y+1}{\sqrt{3}}) + \frac{\pi}{\sqrt{3}}$ avec $y = (1 - 10.15\zeta)^{\frac{1}{3}}$	$\psi_{hC} = \frac{3}{2}\ln(\frac{y^2+y+1}{3}) - \sqrt{3}\arctan(\frac{2y+1}{\sqrt{3}}) + \frac{\pi}{\sqrt{3}}$ avec $y = (1 - 34.15\zeta)^{\frac{1}{3}}$

- Pour la paramétrisation ECUME, les fonctions de stabilité sont également les fonctions de Businger ψ_m et ψ_h avec des coefficients différents. Les fonctions de stabilité dépendent de la longueur de Monin-Obukhov $\zeta = \frac{z}{L}$ qui est calculé selon :
- Pour le vent on pose :

$$ZL = \frac{g\kappa z(T_*(1 + r_0q) + r_0Tq_*)}{T(1 + r_0q) \times [MAX(u_*, 1.10^{-9})]^2}$$

avec $r_0 = R_v/R_a - 1$.

$$si \ ZL \geq 0 \quad z/L = MIN(ZL, 0.25) \quad (C.4)$$

$$si \ ZL < 0 \quad z/L = MAX(ZL, -200) \quad (C.5)$$

- Pour la température et l'humidité, on a $z_q = z_t$:

$$(z/L)_t = z/L \times \frac{z_t}{z} ; \quad (z/L)_q = z/L \times \frac{z_q}{z}$$

Finalement, les fonctions de stabilité sont :

$\zeta = \frac{z}{L}$	$\Psi_m(\zeta) =$	$\Psi_h(\zeta) =$
stable	$-\Gamma\zeta$	$-\Gamma\zeta$
$(\zeta \geq 0)$	$\Gamma = 7$	
instable :	$(1-f)\Psi_{mK} + f\Psi_{mC}$	$(1-f)\Psi_{hK} + f\Psi_{hC}$
$(\zeta < 0)$	$f = \frac{\zeta^2}{(1.0+\zeta^2)}$	
Kansas	$\Psi_{mK} = 2\ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2\arctan(x) + \frac{\pi}{2}$ avec $x = (1 - 16\zeta)^{\frac{1}{4}}$	$\Psi_{hK} = 2\ln\left(\frac{1+x}{2}\right)$ avec $x = (1 - 16\zeta)^{\frac{1}{2}}$
Convective	$\Psi_{mC} = \frac{3}{2}\ln\left(\frac{y^2+y+1}{3}\right) - \sqrt{3}\arctan\left(\frac{2y+1}{\sqrt{3}}\right) + \frac{\pi}{\sqrt{3}}$ avec $y = (1 - 12.87\zeta)^{\frac{1}{3}}$	$\Psi_{hC} = \frac{3}{2}\ln\left(\frac{y^2+y+1}{3}\right) - \sqrt{3}\arctan\left(\frac{2y+1}{\sqrt{3}}\right) + \frac{\pi}{\sqrt{3}}$ avec $y = (1 - 12.87\zeta)^{\frac{1}{3}}$

Correction de Webb

On pose \bar{w} la moyenne des fluctuations de vitesse verticale :

$$\bar{w} = 1.61\overline{w'q'} + (1 + 1.61q)\frac{\overline{w'T'}}{T} \quad (C.6)$$

L'expression de la correction de Webb est alors :

$$LE_{Webb} = \rho_a \mathcal{L} \bar{w} q \quad (C.7)$$

où \mathcal{L} est la chaleur latente de vaporisation de l'eau.

Prise en compte des ondes de gravité dans COARE 3.0

La longueur de rugosité z_0 peut être calculée par la formulation de Smith (1988) ou par une formulation permettant de prendre en compte l'effet des ondes de gravités qui est soit la paramétrisation des ondes de Oost *et al.* (2002), soit le modèle de Taylor et Yelland (2001).

$$Smith, 1988 : z_0 = \alpha \frac{u_*}{g} + 0.11 \frac{v}{u_*} \quad (C.8)$$

$$Oost et al., 2002 : \begin{cases} z_0 = \frac{50}{2\pi} L_{wv} \left(\frac{u_*}{C_{wv}} \right)^{4.5} + 0.11 \frac{v}{u_*} \\ L_{wv} = \frac{g}{2\pi} (0.729U)^2 \\ C_{wv} = \frac{g}{2\pi} (0.729U) \end{cases} \quad (C.9)$$

$$Taylor et Yelland, 2001 : \begin{cases} z_0 = 1200 H_{wv} \left(\frac{H_{wv}}{L_{wv}} \right)^{4.5} + 0.11 \frac{v}{u_*} \\ L_{wv} = \frac{g}{2\pi} (0.729U)^2 \\ H_{wv} = 0.018U^2 \times (1 + 0.015U) \end{cases} \quad (C.10)$$

avec ν la viscosité ; u_* est le paramètre d'échelle pour la friction et α est la constante de Charnock.

Annexe D

Description technique des nouvelles options introduites dans SURFEX

Au cours de cette étude, plusieurs développements importants ont été réalisés dans le schéma de surface SURFEX :

- La bathymétrie a été ajoutée pour définir le domaine physiographique sur mer. La possibilité de lire un fichier de type NETCDF a donc été ajoutée au code numérique de SURFEX de manière à pouvoir extraire la bathymétrie de la topographie globale à 2km de résolution de Smith et Sandwell (1997).
- L'initialisation de la SST a été modifiée de manière à pouvoir être réalisée à partir de champs océaniques climatologiques ou issu du modèle MERCATOR, soit dans un format NETCDF sur une grille régulière (ou pseudo-régulière).
- L'initialisation des variables océaniques à partir de ces mêmes données océaniques a été introduite pour utiliser le système couplé. Chaque variable pronostique océanique (T, S, U, V) est décomposée en n champs 2D pour SURFEX, un pour chaque niveaux vertical du modèle océanique.
- Le schéma de surface a été enrichi pour le domaine mer de deux nouvelles paramétrisations itératives bulk : ECUME ou COARE3.0. L'utilisateur peut désormais choisir parmi 4 schémas pour la paramétrisation des flux turbulents sur mer en activant ou non les différentes corrections décrites dans le chapitre 6.
- Le couplage au modèle 2D océanique peut-être utilisé (si NCOUPLING>0) en mode forcé ou en mode couplé si LPROGSST=T avec une fréquence de rappel à indiquer (NTIME_COUPLING) supérieur ou égal au pas de temps MESO-NH et proportionnelle au pas de temps du modèle océanique 1D.
- De nouveaux diagnostics sur mer ont par conséquent été ajoutés : En plus des variables océaniques pronostiques liées au système couplé (la température, la salinité, la densité et le courant d'Ekman induit dans la CMO), les diagnostics ajoutés au mo-

dèle 1D sont également disponibles : la profondeur de la couche de mélange océanique déterminée d'après le critère indiqué dans le chapitre 8, ainsi que le coefficient de mélange turbulent à la base de la CMO ont été ajoutés. De plus, des modifications ont été réalisées pour l'écriture des diagnostics du stress et des coefficients d'échanges dans la surface externalisée.

Une synthèse de l'ensemble de ces développements est donnée dans le tableau D.1 par étape successive d'une simulation MESO-NH (SURFEX) classique en prenant l'exemple de simulation de cas réels, c'est à dire préparation des fichiers physiographiques [PGD], initialisation [PREP], expériences [RUN] et diagnostics [DIAG].

Étapes	Ancienne version	Après modifications
PGD	relief (ZS)	relief (ZS) bathymétrie (BATHY)
PREP	Initialisation de la SST à partir de fichier MESONH ou GRIB.	Initialisation de la SST à partir de fichier MESONH, GRIB ou NETCDF (pseudo-régulier issu de MERCATOR ou de climatologie).
		Initialisation des variables océaniques à partir de fichier NETCDF (pseudo- régulier issu de MERCATOR ou de climatologie).
RUN	Schéma SEAFLX DIRECT (Louis, 1979) ou ITERAT (Mondon et Redelsperger, 1998).	Schéma SEAFLX DIRECT (Louis, 1979), ITERAT (Mondon et Redelsperger, 1998), UNITFP [ECUME, Belamari (2005)] ou COARE3 [COARE3.0 Fairall <i>et al.</i> (2003)] +options : LPWG (calcul de w_g si =T) LPRECIP (calcul de τ_p et de H_p si =T) LPWEBB (calcul de LE_{Webb} si =T) NGRVWAVES=0 (Smith, 1988), 1 (Oost <i>et al.</i> , 2002) ou 2 (Taylor et Yelland, 2001).
		Couplage : si NCOUPLING=1 sinon =0. two-way : rappel à la SST LPROGSST=T avec fréquence NTIME_COUPLING (s).
DIAG	LSURF_BUDGET=T Calcul de G, R_N , H, LE.	LSURF_BUDGET=T Calcul de G, R_N , H, LE et stress.
		Ecriture des coef. de transfert (LCOEF=T).
		Ecriture des variables océaniques : TEMP, SALT, UCUR, VCUR, TKE, HMO_SEA, KMEL _{hmo} TOML, SOML, UOML, VOML, DOML.

TAB. D.1 : Tableau récapitulatif des modifications réalisées pour chaque étape d'une simulation MESO-NH (SURFEX) classique.

Glossaire

- A -

ACI

Action Concertée Incitative

ALADIN

Aire Limitée, Adaptation Dynamique, Développement International :
Modèle de prévision numérique opérationnel à maille fine de Météo-France

AMMA

Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine

AROME

Application de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle : Futur
modèle de prévision numérique opérationnel de méso-échelle à Météo-France

ARPEGE

Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle : Modèle global de
prévision numérique opérationnel à Météo-France

AUTOFLUX

Programme européen de mesure et de paramétrisation des flux turbu-
lents sur mer

ALBATROS

AUTOFLUX Linked Base for Transfers at the Ocean Surface : base de
donnée sur les flux turbulents

AVHRR

Advanced Very High Resolution Radiometer

- C -

CAPE

Convective Available Potential Energy : énergie potentielle convective
disponible

CATCH

Couplage avec l'ATmosphère en Conditions Hivernales

CEPMET

Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme

CIN

Convective INhibition : inhibition convective

CLAM

Couche Limite Atmosphérique Marine

CMO

Couche de Mélange Océanique

CMS

Centre de Météo Spatiale

CNES

Centre National d'Etudes spatiales

CNRM

Centre National de Recherches Météorologiques (CNRS/Météo-
France)

CNRS

Centre National de la Recherche Scientifique

COADS

the Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set

COAMPS

Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System

COARE

Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment : Expérience in-
cluse dans le programme TOGA dédiée aux processus couplés océan-
atmosphère

- C - (suite)

CTD Conductivity Temperature Depth
CYPRIM CYclogénèse et PRécipitations Intenses en région Méditerranéenne :
Projet soutenu par l'ACI FNS-"Aléas et changements globaux"

- D -

DieCAST Dietrich Center for Air Sea Technology oceanic model

- E -

ECMWF European Centre for Medium-range Weather Forecasts (voir CEPMMT)
ECUME Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates : para-
métrisation unifiée des flux turbulents
EGEE Etude de la circulation océanique dans le golfe de Guinée
ENSO El Niño - Southern Oscillation
EQUALANT99 Equatorial Atlantic project : sous programme de CLIVAR(CLIimate VA-
Riability and predictability)-ECLAT (Etudes CLimatiques en Atlantique
tropical) (année 1999)
ETS Equitable Threat Score

- F -

FAR False Alarm Rate
FETCH Flux, Etat de la mer et Télédétection en Condition de fetch

- G -

GAME Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (Unité de recherche
associée 1357 CNRS/Météo-France)
GMES Global Monitoring for Environment and Security

- H -

HYMEX HYdrological cycle in Mediterranean EXperiment : Future campagne ex-
périmentale d'étude du cycle hydrologique en région méditerranéenne

- I -

IFREMER Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER
IRD Institut de Recherche pour le Développement
ISBA Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere : schéma de surface paramétrant
les échanges sol-végétation-atmosphère

- M -

MC2 Canadian Mesoscale Compressible Community atmospheric model
MCS Mesoscale Convective System
MERCATOR Modèle océanique de prévision numérique opérationnel. Mercator Océan
désigne le Groupement d'Intérêt Public [GIP (CNES, CNRS, IRD,
IFREMER, Météo-France et SHOM)] en charge de son développement
et de la préparation vers le futur Centre d'Océanographie Opérationnelle.
MERSEA Marine EnviRonment and Security for the European Area : projet de
recherche

- M - (suite)

MESO-NH Modèle de MESO-échelle Non-Hydrostatique de recherche
MJO Madden-Julian Oscillation

- N -

NAO North Atlantic Oscillation
NCOM Navy Coastal Ocean Model
NOAA National Oceanic and Atmosphere Administration

- O -

OHMCV Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais
OPA Ocean PARallélisé
ORI désigne la paramétrisation originale des flux sur mer de MESO-NH et SURFEX (Louis, 1979)

- P -

POD Probability Of Detection
POM Princeton Ocean Model
POMME Programme Océanique Multi-disciplinaire à Moyenne Echelle

- R -

RAMS Regional Atmospheric Modelling System
RMS root mean square error

- S -

SEMAPHORE Structure des Echanges Mer-Atmosphère, Propriétés des Hétérogénéité Océaniques - Recherche Expérimentale
SHOM Service Hydrographique et Océanographique de la Marine
SSS Sea Surface Salinity : salinité en surface de l'eau de mer
SST Sea Surface Temperature : température de surface de la mer
SURFEX SURFace EXternalisée : modèle de surface

- T -

TEB Town Energy Balance : schéma de surface pour la ville
TKE Turbulent Kinetic Energy
TOGA Tropical Ocean and Global Atmosphere : Programme international de mesure dans le Pacifique Ouest (novembre 1992 - février 1993)

- X -

XBT eXpandable Bathy Thermograph

Ocean-Atmosphere coupling associated with Mediterranean heavy rainfall events

Abstract

The Mediterranean coastal areas are prone to torrential rainfall in autumn. The Mediterranean Sea is the major source of heat and moisture for these extreme meteorological events. Generally, an unstable air mass is transported by a strong low-level wind from the sea towards mountainous regions. The convection is then triggered and could stay several hours over the same area, producing locally large rainfall totals and sometimes flood damages.

The sensitivity of these extreme events to the sea surface conditions has been examined based on high-resolution atmospheric simulations (2-3 km) of three heavy rainfall events over Southern France : catastrophic events in Aude (12-13 November 1999), Gard (8-9 September 2002) and Hérault (3 December 2003). Various SST fields have been used in MESO-NH simulations (optimal interpolation of in-situ observations, satellite SST, empirical increase/decrease of SST). The significant impact on the atmospheric convection (intensity and location) of the overall SST value beneath the low-level jet has been highlighted.

We also evaluated the sensitivity to the air-sea fluxes parameterizations by introducing in the MESO-NH surface scheme (SURFEX) two new iterative bulk sea surface parameterizations : the ECUME parameterization including a multi-campaign calibration of the exchange coefficients and the COARE 3.0 algorithm. The main results are a strong decrease of the wind stress and of the evaporation simulated when the bulk iterative parameterizations are used instead of the original MESO-NH parameterization.

As a third part of this study, an air-sea coupled modelling between the MESO-NH model and a 1D oceanic model in Turbulent Kinetic Energy equations was developed in order to study the impact of heavy precipitation and associated strong wind stress on the Mediterranean Sea mixed layer and the feedbacks on the atmospheric convection for the three same cases studied. The results show the oceanic model's robustness under these extreme atmospheric forcing imposed even in coastal area. The short-range oceanic response obtained shows a strong deepening of the oceanic mixed layer under the low-level jet and the local formation of internal mixed layers associated with intense rainfall. This kind of response is particularly important for the dynamics of the oceanic mixed layer as for the atmospheric boundary layer.

Keywords : air-sea interactions ; coupled numerical modelling ; high-resolution simulations ; Mediterranean Sea ; precipitating systems

Étude du couplage océan-atmosphère associé aux épisodes de pluie intense en région méditerranéenne

Thèse de l'Université de Toulouse, délivrée par l'Université Paul Sabatier - Toulouse III

Discipline : Interactions Océan-Atmosphère

Auteur : **Cindy Lebeaupin Brossier**

Directrice de thèse : **Véronique Ducrocq**

Co-directeur de thèse : **Hervé Giordani**

Soutenue le 19 décembre 2007 au

Centre National de Recherches Météorologiques

42 avenue Coriolis, 31057 Toulouse cedex, France

Résumé

Les régions côtières du bassin méditerranéen sont soumises en automne à des événements de pluie intense. La mer Méditerranée constitue la principale source d'humidité et de chaleur pour ces événements météorologiques extrêmes. Généralement, la masse d'air instable est transportée par un fort vent de basses couches de la mer vers les reliefs où la convection se déclenche pouvant stationner plusieurs heures au dessus de la même région, produisant de très forts cumuls de pluie localement et conduisant parfois à des crues destructrices.

La sensibilité des ces épisodes extrêmes à la SST a tout d'abord été évaluée à l'aide de simulations atmosphériques à haute résolution avec le modèle MESO-NH, sur trois cas d'événements fortement précipitants dans le Sud-Est de la France : les cas de l'Aude (12-13 novembre 1999), du Gard (8-9 septembre 2002) et de l'Hérault (3 décembre 2003). Différents champs de SST ont été utilisés (analyses obtenues par interpolation optimale des observations in-situ, SST satellite, augmentation ou diminution empirique de la SST). L'importance significative de la valeur moyenne de SST intégrée sous le jet de basses couches sur la convection en terme d'intensité et de localisation a ainsi été mise en évidence.

Le rôle de la paramétrisation des flux de surface a été examiné dans une deuxième partie en introduisant dans le schéma de surface SURFEX deux nouvelles paramétrisations "bulk" itératives : la paramétrisation ECUME basée sur une calibration multi-campagne des coefficients d'échanges et la paramétrisation COARE 3.0. Sur les trois mêmes épisodes, les simulations utilisant ces deux nouvelles paramétrisations "bulk" itératives simulent des valeurs de stress et d'évaporation plus faibles que celles obtenues en utilisant la paramétrisation originale de MESO-NH (Louis, 1979).

Dans une troisième partie, une modélisation couplée océan-atmosphère a été mise en place entre le modèle MESO-NH et un modèle océanique 1D en équation d'énergie cinétique turbulente, afin d'évaluer sur les trois mêmes cas d'étude, l'impact des fortes précipitations et du fort stress associé sur la couche de mélange océanique et les rétroactions sur la convection atmosphérique. Les résultats montrent la robustesse du modèle océanique sous le forçage atmosphérique extrême imposé même en région côtière. La réponse océanique à courte échéance montre un fort approfondissement de la couche de mélange océanique sous le jet de basses couches et la formation locale de couches de mélange internes associées aux précipitations intenses. Ce type de réponse est particulièrement important pour la dynamique de l'océan superficiel ainsi que pour la couche limite atmosphérique.

Mots clés : interactions air-mer ; Méditerranée ; modélisation numérique couplée ; simulations à haute-résolution ; systèmes précipitants