HAL
open science

Contrôle du courant Nord Méditerranéen dans le golfe du Lion : une approche par simulation du système d'observation

Aurélie Duchez

To cite this version:

Aurélie Duchez. Contrôle du courant Nord Méditerranéen dans le golfe du Lion : une approche par simulation du système d'observation. Sciences de la Terre. Université de Toulon, 2011. Français. NNT : 2011TOUL0005 . tel-03092269

HAL Id: tel-03092269

https://theses.hal.science/tel-03092269

Submitted on 2 Jan 2021

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

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

THESE

présentée par

Aurélie DUCHEZ

pour obtenir le titre de DOCTEUR
de l'UNIVERSITE DU SUD TOULON VAR

(Arrêté ministériel du 7 août 2006)

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers**

Contrôle du courant Nord Méditerranéen dans le golfe du Lion : une approche par simulation du système d'observation

---

Soutenue le 11 janvier 2011

Composition du jury :

M.	Philippe FRAUNIE	Président du jury
Mme.	Anne PETRENKO	Rapporteur
M.	Didier AUROUX	Rapporteur
Mme.	Karine BERANGER	Examinatrice
M.	Jacques VERRON	Directeur de thèse
M.	Yann OURMIERES	Co-encadrant de thèse

Thèse préparée au sein du Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels
équipe de Modélisation des Ecoulements Océaniques Multi-échelles

Remerciements

Alors que les dernières pages de ce manuscrit sont maintenant achevées, il me reste maintenant à rédiger une partie très importante à mes yeux : celle des remerciements. Cette thèse est en effet le fruit d'un travail personnel, mais aussi de nombreuses collaborations et a pu être réalisée grâce au soutien de nombreuses personnes dont cette page fait l'objet.

Tout d'abord je souhaite dire un grand merci à Jacques Verron, mon directeur de thèse, pour son aide précieuse et son engagement continuel. Je tiens à te remercier, Jacques, d'avoir fait ton possible dès le départ pour me trouver un financement. Merci d'avoir toujours été présent et disponible afin de répondre à mes nombreuses interrogations et m'avoir guidé avec tact et patience tout au long de ma thèse. Je te remercie aussi de m'avoir permis de rendre ces trois années de thèse riches en expériences grâce entre autre à ma participation à l'école d'été GODAE à Perth ou à ma participation à la campagne océanographique PIRATA-FR19 dans le golfe de Guinée. Ces expériences diverses de même que les libertés scientifiques que tu m'as laissées me permettent aujourd'hui d'avoir une vision large du travail d'océanographe... Je remercie aussi Yann, mon co-encadrant de thèse, qui a su se montrer efficace et m'aider grâce à de précieux conseils durant ma fin de thèse.
Je tiens aussi à remercier les autres membres du jury : Philippe Fraunié, d'avoir accepté la présidence de mon jury, Anne Petrenko et Didier Auroux de m'avoir fait l'honneur d'être mes rapporteurs et avoir lu avec autant d'attention ce long manuscrit. Mes remerciements s'adressent aussi à Karine Béranger ; je vous remercie tous sincèrement pour l'intérêt que vous avez porté à juger mon travail lors de ma soutenance.
Concernant ma campagne en mer, je souhaite remercier Jacques Grelet, responsable scientifique de cette mission, qui a accepté mon embarquement à bord de l'Antéa, ainsi que l'ensemble des scientifiques et membres de l'équipage qui m'ont permis de découvrir la vie d'un océanographe « à pieds mouillés ». Durant cette campagne, je tiens à remercier particulièrement ma compagne de cabine Dominique Lopez, sans qui cette péripétie à bord de l'Antéa aurait sans doute été plus chaotique...

Originaire d'un cursus bien plus "matheux", c'est tout d'abord Guillaume, puis Bernard Barnier qui m'ont fait découvrir et m'ont permis de me passionner pour cette science aux premiers abords si inaccessible, mais finalement tellement captivante qu'est l'océanographie... Je te remercie, Bernard, pour avoir accepté de m'encadrer lors de mon stage de Master 2 et m'avoir fait découvrir l'océanographie au travers de l'étude de l'anticyclone de Zapiola. Merci pour ta patience et toutes ces heures passées dans ton bureau à m'expliquer avec autant de passion la circulation de l'Atlantique Sud, ou celle du golfe du Lion... Je tiens aussi à remercier l'ensemble des permanents de l'équipe MEOM qui ont tous su s'impliquer activement à un moment ou un autre, dans mon travail : merci à Emmanuel d'avoir accepté d'être mon tuteur de monitorat, à Julien, Achim, Thierry d'avoir répondu présents lorsque je les sollicitais. Je tiens aussi à remercier Pierre Brasseur, pour ses conseils en assimilation de données, ainsi que sa participation à de nombreuses réunions concernant mon avancement de thèse. Merci à toi Josiane, pour avoir géré avec moi ma situation administrative particulièrement complexe de thésarde grenobloise étudiante à l'université de Toulon... et pour ton aide quant à l'organisation de mes missions. Du point

de vu technique, je souhaite remercier grandement Jean-Marc, qui a toujours été disponible pour m'expliquer le fonctionnement de NEMO. Je souhaite aussi remercier grandement notre cher "Wizard", Jean-Michel, qui détient tous les petits secrets de SESAM de même que toutes les subtilités du SEEK : merci Jean-Michel, d'avoir toujours répondu à mes "appels" (car les deux autres solutions qui s'offrent à nous : "debug yourself" et "play again", ne sont la plupart du temps que peu fructueuses...). Merci aussi de m'avoir fait part de toutes ces idées ou m'avoir donné ton point de vue "technique" sur celles que j'ai pu avoir !
Pour continuer, je souhaite remercier l'ensemble des post-docs qui se sont succédés et qui ont participés à instaurer une ambiance conviviale durant ma thèse : Laurent, Olivier, Nabil, Maëva, Jan, Nicolas J., Emmanuel K. et plus particulièrement le duo Clément F.(alias Fontanateur) - Raphaël (notre ingénieur-geek-breton "du bas") qui ont su instaurer durant ces derniers mois une ambiance joviale et chaleureuse. En parlant du MEOM "d'en bas", je souhaite vivement remercier tous mes co-bureaux qui se sont succédés dans notre bureau des thésards : Clément U., Pierre, Albanne, Angélique et ses longues conversations "de nanas" et ses bons macarons au chocolat, Marion et son ami Patate et enfin Nico, mon voisin de derrière : nos chamailleries me manqueront beaucoup... de même que Mélanie, Carolina et la nouvelle génération de thésard : Gildas, Natasha et Lucile. Merci aussi à Clothilde pour ces nombreux conseils "d'experte-golfe-du-Lion". Ces trois dernières années d'étude ont aussi été marquées par mon monitorat qui m'a fait découvir les joies de l'enseignement supérieur : merci alors à tous les membres organisateurs du CIES, qui m'ont permis de faire des stages très intéressants, à Jean Virieux, qui m'a permis de découvrir le métier d'enseignant-chercheur "tout en douceur", à Jean-Philippe Matas et Benjamin Cross pour leur aide précieuse et conseils pédagogiques, ainsi que l'ensemble de mes élèves qui, dans le fond, n'ont pas été si terribles...

Merci aussi à tous mes amis grenoblois et à toutes les jolies rencontres que j'ai pu faire au cours de ces trois dernières années (pardon d'avance à toutes les personnes que j'ai oublié de mentionner) : Gwen, Rodolphe, Seb K., Nadège, Cahtee, Lauris, Max-Chilperick (et c'est bien parce que tu me l'as demandé... et aussi puisqu'il paraît que "le soutien moral : ça compte beaucoup"), and finally, thank you Tom (for all you brought me and for my english)... J'aimerais finalement remercier tout ceux qui se sont intéressés, à leur manière, à mon travail de thèse (:"au fait, c'est quoi déjà ta thèse ?") et qui ont su évaluer, à leur manière, Ô combien l'océanographie était une science passionnante (: "t'en as de la chance... ça doit être chouette de travailler avec les dauphins !")...

D'un point de vue plus personnel, je souhaite remercier de tout cœur Jérémy : merci pour ton soutien de jours en jours et ton aide, Dorine : tu as décidemment été la reine-organisatrice de mon pot !!, mon père : merci d'avoir été là pour moi, et pour finir ma mère : sans toi maman, je n'aurais sûrement pas fait cette thèse ; merci pour ton soutien inégalable depuis le début de ma scolarité...

Liste des acronymes

ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler
AVHRR : Advanced Very High Resolution Radiometer
AW : Atlantique Water
CIESM : Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée
CLIVAR : CLImate VARiability and Predictability
CNES : Centre National d'Etudes Spatiales
CNM : Courant Nord Méditerranéen
CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique
CTD : Conductivity Temperature Depth
DieCAST : Dietrich/Center for Air-Sea Tecnhology
ECCOP : Etude de la Circulation COtière en zone Provençale
ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENACT : ENhanced ocean data Assimilation and Climate predicTion
ENVISAT : Environmental Satellite
EOF : Empirical Orthogonal Function
ERS : European Remote-Sensing Satellites
ESA : European Spatial Agency
GEOSAT : GEOdetic SATellite
GFO : Geosat Follow-On
GODAE : Global Ocean Data Assimilation Experiment
GOLTS : Gulf Of Lions Time Series
GOOS : Global Ocean Observing System
HYMEX : HYMEX pour HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment
IAU : Incremental Analysis Update
INSU : Institut National de Sciences de l'Univers
ISRO : Indian Space Research Organisation
IRD : Institut de Recherche pour le Développement
IDRIS : Institut du développement et des Ressources en Informatique Scientifique du CNRS
LEGI : Laboratoire des Ecoulement Géophysiques et Industriels
LIW : Levantine Intermediaire Water
LSEET : Laboratoire de Sondages Electromagnétiques de l'Environnement Terrestre
MEOM : Modélisation des Ecoulement Océanique Multi-échelle (équipe du LEGI)
MFS : Mediterranean Forecasting System
MFSTEP : Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Predictions
MOOGLI : MOdélisation et Observation du Golfe du LIon
MOOSE : Mediterranean Ocean Observation Multi-Sites on Environment
NEMO : Nucleus for European Models of the Ocean
OBC : Open boundary Conditions
OGCM : Ocean General Circulation Model

OPA :	Océan PArallélisé
OSSE :	Observing System Simulation Experiment
PAGODE :	Profileur Autonome GOlfe DE Gascogne
PNEC :	Programme Nationale Environnement Côtier
RMS :	Root Mean Square
SARAL :	Satellite with ARgos and ALtika
SARHYGOL :	Suivi Automatique Régulier de l'HYdrologie du GOlfe du Lion
SAVED :	Système Acquisition Validation Exploitation de Données
SEEK :	Singular Evolutive Extended Kalman (filter)
SESAM :	System of Sequential Assimilation Modules
SLA :	Sea Level Anomaly
SMOS :	Soil Moisture and Ocean Salinity
SPOT :	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SSH :	Sea Surface Height
SSS :	Sea Surface Salinity
SST :	Sea Surface Temperature
SWOT :	Surface Water Ocean Topography
TS :	Température/Salinité
T/P :	TOPEX/Poséidon
TAO :	Tropical Atmosphere Ocean
TS :	Température/Salinité
WCRP :	World Climate Research Program
WIW :	Western Mediterranean Intermediate Water
WMDW :	Western Mediterranean Deep Water
WOCE :	World Ocean Circulation Experiment
XBT :	eXpendable Bathy Thermograph

Table des matières

Introduction **1**

I L'océanographie physique dans le golfe du Lion **9**

1 Le golfe du Lion **11**
1.1 Introduction . . . 12
1.2 La mer Méditerranée occidentale . . . 12
1.2.1 Structure de la mer Méditerranée . . . 12
1.2.2 La légende du golfe du Lion . . . 14
1.2.3 Situation géographique du golfe du Lion . . . 14
1.3 Conditions climatiques . . . 15
1.3.1 Les vents . . . 15
1.3.2 Apport en eau douce . . . 18
1.4 La circulation dans le golfe du Lion . . . 19
1.4.1 Les différentes masses d'eau du golfe du Lion . . . 19
1.4.2 La circulation induite par le vent . . . 20
1.4.3 Formation et *cascading* d'eau dense le long du talus . . . 21
1.4.4 Les échanges côte-large . . . 23
1.5 Conclusion . . . 24

2 Le Courant Nord Méditerranéen **27**
2.1 Introduction . . . 28
2.2 Les différentes masses d'eau de la mer Méditerranée occidentale 28
2.2.1 Circulation de l'eau levantine intermédiaire . . . 28
2.2.2 Circulation de l'eau profonde ouest méditerranéenne (WMDW) . . . 28
2.2.3 Circulation de l'eau atlantique modifiée . . . 29
2.3 ...Qui nous mènent au courant Nord Méditerranéen . . . 30
2.3.1 L'activité tourbillonnaire du CNM . . . 31
2.3.2 Intrusions du CNM sur le plateau . . . 31
2.4 Conclusion . . . 33

3 Les observations du golfe du Lion **35**
3.1 L'observation des océans . . . 36
3.2 Les observations *in situ* . . . 37
3.2.1 Les campagnes océanographiques . . . 37
3.2.2 Les flotteurs eulériens . . . 41
3.2.3 Les flotteurs lagrangiens . . . 42

3.2.4 Les AUVs . . . 43
3.3 Les observations par télédétection . . . 43
3.3.1 L'altimétrie . . . 44
3.3.2 Autres observations satellitaires . . . 48
3.3.3 Observations radar . . . 50
3.4 Conclusion . . . 52

II Les outils **55**

4 La modélisation océanique dans NEMO-OPA **57**
4.1 Introduction . . . 58
4.2 Définition d'un modèle aux équations primitives . . . 59
4.2.1 Les équations de la physique et leurs approximations . . . 59
4.2.2 Calcul de la hauteur de la mer . . . 63
4.3 La discrétisation temporelle et spatiale . . . 64
4.3.1 Discrétisation temporelle . . . 64
4.3.2 Discrétisation spatiale . . . 65
4.3.3 Coordonnées verticales . . . 65
4.4 Paramétrisation des effets sous-maille . . . 66
4.4.1 Physique sous-maille horizontale . . . 67
4.4.2 Physique sous-maille verticale . . . 68
4.5 Conditions aux limites . . . 69
4.5.1 Conditions au fond océanique . . . 69
4.5.2 Conditions en surface . . . 69
4.5.3 Conditions aux frontières . . . 70
4.6 Conclusion . . . 71

5 Les configurations GDL16s et GLazur64 **73**
5.1 Introduction . . . 74
5.2 Modélisation haute résolution du golfe du Lion . . . 74
5.2.1 Choix des configurations . . . 75
5.2.2 Les domaines d'étude . . . 77
5.2.3 La résolution . . . 78
5.3 Comparaison des deux configurations utilisées . . . 80
5.3.1 Conditions aux limites latérales . . . 80
5.3.2 L'apport d'eau douce . . . 83
5.3.3 Le forçage atmosphérique . . . 85
5.4 Autres modèles du golfe du Lion . . . 87
5.4.1 MFS . . . 87
5.4.2 SYMPHONIE . . . 88
5.4.3 MARS3D . . . 89
5.4.4 DieCAST . . . 90
5.5 Conclusion . . . 90

6 La théorie de l'assimilation de données **93**
6.1 Introduction . . . 94
6.1.1 L'assimilation de données : un outil pour la connaissance de l'océan 94
6.1.2 Les objectifs de l'assimilation de données . . . 95
6.2 Les différentes méthodes d'assimilation de données . . . 96
6.2.1 Introduction . . . 96
6.2.2 Le nudging . . . 98
6.2.3 L'approche variationnelle . . . 98
6.2.4 L'interpolation optimale . . . 99
6.3 Théorie du filtre de Kalman . . . 100
6.3.1 Cadre conceptuel de l'assimilation séquentielle . . . 100
6.3.2 L'algorithme du filtre de Kalman Etendu . . . 103
6.3.3 Coût de calcul . . . 104
6.4 Le filtre SEEK . . . 104
6.4.1 La réduction d'ordre . . . 104
6.4.2 L'initialisation du SEEK . . . 106
6.4.3 L'étape de prévision . . . 107
6.4.4 L'étape d'analyse . . . 108
6.4.5 Le filtre SEEK local . . . 109
6.4.6 Les différentes variantes dans l'algorithme SEEK . . . 110
6.4.7 L'adaptativité dans le SEEK . . . 111
6.4.8 Equivalence entre le filtre de Kalman et l'approche variationnelle . . 111
6.5 Implémentation du SEEK dans NEMO-OPA . . . 111
6.5.1 Le logiciel SESAM . . . 111
6.5.2 Le schéma IAU . . . 112
6.5.3 Paramétrisations du SEEK retenues . . . 112

III OSSEs et expériences de sensibilité : l'approche statistique **115**

7 Présentation "technique" des OSSEs **117**
7.1 Pourquoi des OSSEs ? . . . 118
7.2 Validation de l'assimilation par des expériences jumelles . . . 119
7.2.1 L'expérience de référence . . . 119
7.2.2 Conditions expérimentales . . . 119
7.2.3 Validation et premières expériences jumelles . . . 120
7.3 Description des expériences cousines . . . 123
7.3.1 Conditions expérimentales . . . 123
7.3.2 Base de données d'observation utilisée . . . 125
7.3.3 Paramétrisation des différentes erreurs du système . . . 126
7.4 Conclusion . . . 128

8 Expériences de sensibilité **129**
8.1 Critère d'évaluation des expériences . . . 130
8.1.1 Ecarts RMS . . . 130
8.1.2 Diagnostics synthétiques . . . 133
8.2 Expérience de référence . . . 134

8.2.1 Ecarts RMS . . . 134
8.2.2 Diagnostics synthétiques . . . 135
8.3 Sensibilité au système d'observation . . . 136
8.3.1 Sensibilité aux données thermohalines . . . 136
8.3.2 Sensibilité aux données altimétriques . . . 138
8.4 Sensibilité aux conditions d'expérience . . . 141
8.4.1 Sensibilité à la durée de l'expérience . . . 141
8.4.2 Sensibilité à la saison . . . 143
8.4.3 Sensibilité à la condition initiale . . . 144
8.5 Expérience AltiKa . . . 146
8.5.1 Validation de l'expérience . . . 146
8.5.2 Ecarts RMS . . . 148
8.5.3 Diagnostics synthétiques . . . 148
8.6 La prévision océanique . . . 149
8.7 Conclusion . . . 150

IV Impact de l'assimilation de données sur la dynamique du golfe du Lion : l'approche physique 153

9 Etude du Courant Nord Méditerranéen 155
9.1 Introduction . . . 156
9.2 Modélisation du CNM dans les différentes configurations . . . 157
9.3 Contrôle du CNM . . . 158
9.3.1 Contrôle des caractéristiques thermohalines du CNM . . . 159
9.3.2 Contrôle de la trajectoire et de la structure du CNM . . . 164
9.4 Influence du CNM sur l'activité mésoéchelle du plateau . . . 171
9.5 Conclusion . . . 175

10 Impact sur la dynamique du plateau 177
10.1 Introduction . . . 178
10.2 Forme et position du panache du Rhône . . . 179
10.2.1 Caractéristiques du panache en fonction du vent . . . 179
10.2.2 Caractéristiques du panache suivant la verticale . . . 183
10.3 Les *upwellings* côtiers . . . 185
10.3.1 La représentation des fines échelles en zone côtière en hiver . . . 185
10.3.2 Représentation des *upwellings* dans l'expérience AltiKa . . . 186
10.4 Formation et *cascading* d'eau dense du plateau . . . 189
10.4.1 Etude de la convection . . . 191
10.4.2 La formation d'eau dense . . . 193
10.4.3 Export de l'eau dense vers le large . . . 196
10.5 Conclusion . . . 198

11 Assimilation de données radar 203
11.1 Introduction . . . 204
11.2 Evaluation statistique de l'expérience . . . 204
11.2.1 Impact de la couverture spatiale de données radar assimilées . . . 204
11.2.2 Adaptation de l'erreur d'observation . . . 207

11.3 Influence de l'assimilation de données radar sur la physique du golfe du Lion 211
11.3.1 Circulation en surface 211
11.3.2 Circulation profonde 213
11.4 Conclusion 214

Conclusions et perspectives **216**

Annexe **227**

A Annexe **229**
A.1 Introduction 230
A.2 Materials and methods 232
A.2.1 Modeling of the Gulf of Lions 232
A.2.2 Data assimilation system 232
A.2.3 OSSEs 233
A.3 Results 235
A.3.1 Statistical assessment of the experiment 235
A.3.2 Control of the NMC 237
A.3.3 Control of the thermohaline properties of the NMC 238
A.3.4 Control of the NMC structure and path 240
A.3.5 Influence on shelf mesoscale activity 241
A.4 Conclusion and discussion 242

Bibliographie **245**

Listes des figures **257**

Listes des tables **264**

Introduction

Le bassin méditerranéen concentre 150 millions d'habitants, attire environ 200 millions de visiteurs chaque année (il capte près du tiers du tourisme mondial), 20% des pétroliers et 30% des navires marchands du monde y circulent. Il s'agit donc d'une mer très fréquentée, aux côtes peuplées et une mer presque fermée avec un écosystème fragile : une meilleure connaissance de ce bassin est donc un enjeu majeur pour ses riverains. Elle apparaît, vue de l'espace et au regard de l'océan mondial, tel un lac étroit et représente 0.8% de la surface des océans. Cependant, la circulation en son sein est très active tant en surface qu'en profondeur et possède de nombreuses spécificités. Elle peut être considérée comme un système thermodynamique qui transforme l'eau Atlantique entrant par le détroit de Gibraltar, en des eaux plus denses grâce à l'interaction avec l'atmosphère, en particulier durant l'hiver quand une forte évaporation cause de la convection. La différence de densité résultante entre les eaux de la mer Méditerranée et celles de l'Atlantique entraîne une circulation thermohaline en son sein similaire à celle de l'océan global. Sous bien des aspects, elle est assimilable à un "océan miniature" (*Lacombe*, 1971). En effet, elle se caractérise par la présence de processus physiques complexes recouvrant un large spectre de variabilité spatiale et temporelle (*Send et al.*, 1999). Les processus thermohalins ainsi que les interactions entre les différentes masses d'eau méditerranéennes sont étudiés depuis longtemps (*Lacombe et Tchernia*, 1960; *Wüst*, 1961), ces études étant favorisées par la facilité d'accès de cette mer. Cet océan à taille réduite se divise en bassins communiquant entre eux, sous des conditions climatiques présentant deux caractéristiques essentielles : des vents violents et froids dans le nord des bassins, une forte évaporation sur l'ensemble de la Méditerranée mais s'accentuant suivant des gradients ouest-est et nord-sud. Zone de forte évaporation (environ 3500 km^3/an ce qui entraîne une baisse de niveau évalué à 0,62 m/an) non compensée par le ruissellement (350 km^3) et les précipitations (850 km^3), la Méditerranée est un bassin dont le bilan hydrique est négatif, compensé par de faibles apports venant de la Mer Noire (200 km^3) et importants venant de l'Atlantique (35000 km^3). Le renouvellement est malgré tout relativement faible (1% par an) puisqu'on estime le volume de la Méditerranée à 3,7 millions de km^3. L'entrée des eaux atlantiques, moins denses, est à l'origine de la circulation générale méditerranéenne qui, déviée vers la droite par la force de Coriolis, prend un caractère cyclonique et longe les côtes d'Afrique du Nord avant de se diviser en plusieurs branches. L'une d'elles remonte vers le nord le long des côtes de la Sardaigne et de Corse. Une autre passe le long des côtes de la Sicile et remonte le long de la péninsule italienne vers le golfe de Gênes. Le retour des masses d'eau vers Gibraltar le long des côtes d'Italie et de France est connu sous le nom de Courant Nord Méditerranéen : CNM (*Millot*, 1999). C'est vers le contrôle de ce courant et plus généralement de la circulation du golfe du Lion au nord-ouest de la mer Méditerranée, que s'est tournée notre attention lors de cette thèse.

Lors de cette thèse, nous avons donc fait le choix de nous focaliser sur le milieu côtier (zone de transition entre continent et mer du large) car il devient de plus en plus au cœur de nos préoccupations écologiques, socio-économiques et touristiques. Le regain d'intérêt qu'il a présenté au cours de ces dernières années résulte non seulement du constat de la régression constante de la qualité de l'environnement mais également du fait du rôle fondamental que joue l'écosystème côtier dans les bilans à l'échelle planétaire et des cycles des éléments (comme le cycle du carbone impliqué dans l'effet de serre). Les populations qui y vivent (avec un taux de peuplement toujours croissant) et les activités socio-économiques qu'elles exercent (exploitation des ressources halieutiques et aquacoles, gestion du tourisme

et du transport maritime, recherche et sauvetage, prévision de tempêtes dévastatrices, sécurité maritime ainsi que celle des ports) sont en effet directement exposées à ses perturbations, c'est pourquoi l'un des défits actuels de la communauté scientifique est de mieux prévoir l'état de ces écosystèmes. Ces milieux sont généralement très complexes et l'étude des processus physiques qui les animent requiert des connaissances sur des processus à toute échelle spatio-temporelle (*Petrenko*, 2008). Il s'agit de milieux hydrodynamiquement très actifs où les processus physiques sont fortement influencés par les cycles hydrologiques, atmosphériques et diurnes (marées) et par la topographie mais aussi par la circulation océanique générale qui vient forcer le système à la frontière côte/large. Les processus d'échange de matière entre la zone côtière et l'océan ont fait l'objet de nombreuses recherches en océanographie et sédimentologie (*Huthnance*, 1995; *DeMadron et Panouse*, 1996; *Langlais*, 2007).

Le golfe du Lion est un milieu côtier microtidal qui présente des caractéristiques bien particulières, à savoir un climat caractérisé par une forte influence des vents continentaux et une morphologie marquée par un large plateau bien individualisé et de nombreux canyons sous-marins. Il se caractérise aussi par la présence d'un moteur hydrodynamique prédominant : le CNM, un apport important d'eau douce venant du Rhône, une variation saisonnière de sa stratification, des énergies extrêmes associées aux conditions météorologiques de la région, sans oublier un ensemble de processus bien particuliers en océanographie tels que la convection et le *cascading* d'eau dense, les remontées d'eau côtière ou encore les ondes d'inertie (*Millot et Crépon*, 1981; *Petrenko*, 2003).

Même si de nombreuses campagnes océanographiques ont lieu au sein de ce golfe et si la quantité des données disponibles pour les océanographes a considérablement augmentée avec l'utilisation des satellites, il est toujours difficile d'obtenir un nombre suffisant de données afin de pouvoir observer cette région (et de manière plus générale les régions côtières) de manière quasi-synoptique.

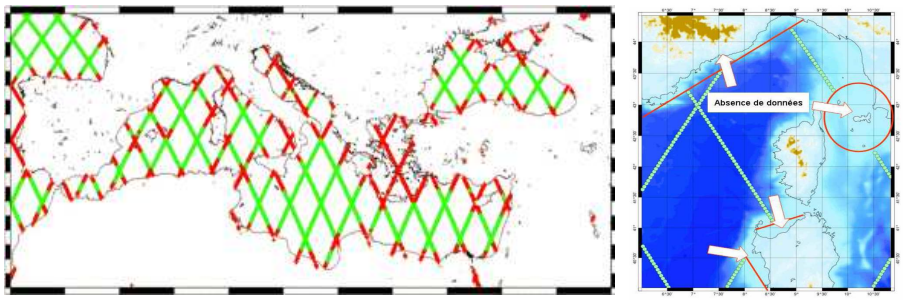


FIG. 1 – *Zones, pour les satellites Jason-1 et Topex/Poséidon, pour lesquelles les mesures radiométriques sont éliminées (en rouge) et conservées (en vert) par les processus standards de traitement. La Mer Egée, en particulier, est complètement ignorée (figure de gauche).*
http : //www.aviso.oceanobs.com/fr/applications/cotier/index.html. Sur la figure de droite, est montré un zoom sur le golfe de Gênes (Bouffard, 2007).

En effet, comme le montre la figure 1, un nombre important d'observations est rejeté par les algorithmes standards de traitement des données altimétriques lorsque l'on

s'approche des côtes. Ces données altimétriques côtières recueillies (satellites Jason et Topex/Poséidon) ne peuvent donc pas être utilisées sans un retraitement spécifique. A ce jour, elles sont disponibles (grâce à des retraitements) jusqu'à 15 km des côtes[1] (*Bouffard et al.*, 2008a, 2010; *Desportes*, 2008). La nouvelle génération de satellite en bande Ka (comme le satellite SARAL/AltiKa) devrait améliorer sensiblement les performances à cet égard et permettre de mesurer jusqu'à une distance d'environ 5 km des côtes. Par ailleurs, en océanographie régionale et côtière, il est encore plus évident qu'en océanographie hauturière que l'altimétrie doit être conjuguée avec d'autres observations spatiales ou *in situ* si l'on veut réaliser un réel contrôle du système océanique physique et par extension biogéochimique.

L'utilisation d'observations seules afin d'étudier et comprendre la circulation dans cette région n'est donc pas suffisante et la modélisation numérique devient alors un outil complémentaire indispensable permettant d'avoir accès à de nombreuses échelles spatio-temporelles (fonction de la résolution choisie de la configuration numérique) et permettant d'avoir accès aux grandes profondeurs sous-marines difficilement et rarement observées. De nombreuses études ont alors eu lieu, visant à comparer observations et sorties de modèles numériques, ou à comprendre la génération de certains processus observés, grâce à la modélisation (*Petrenko et al.*, 2005). Ces études ont souvent été focalisées sur un aspect particulier : étude du CNM et de ses variations au large de Marseille (*Conan et Millot*, 1995), étude localisée du courant (*Flexas et al.*, 2002; *Ourmières et al.*, en préparation), étude des transports sédimentaires (*DeMadron et Panouse*, 1996) ou encore du panache du Rhône (*Reffray*, 2004). Pour des études de plus longue durée, la modélisation 3D devient alors un outil privilégié (*Langlais*, 2007). Les travaux les plus récents concernant la modélisation régionale de la circulation 3D du golfe du Lion ont été effectués avec différents modèles : le modèle NEMO-OPA (*Echevin et al.*, 2003b; *Pinardi et al.*, 2003; *Mounier et al.*, 2005; *Langlais*, 2007), le modèle SYMPHONIE (*Estournel et al.*, 2003; *Petrenko*, 2008), le modèle ROMS (*Casella et al.*, 2010), ou encore le modèle MARS3D (*André et al.*, 2005; *Schaeffer et al.*, soumis). Le modèle numérique utilisé dans cette thèse est NEMO-OPA (*Madec*, 2008). Les configurations de modèle utilisées dans cette thèse possèdent une haute résolution (1/16° et 1/64°) indispensable à la représentation des phénomènes de petites échelles en œuvre dans cette région.

De la même manière qu'en météorologie, l'océanographie opérationnelle, qui répondrait à la question *"quel océan fera-t-il demain ?"*, est actuellement en plein essor et vient répondre à un besoin de connaissance de prévisions océaniques (vitesses des courants marins, température, salinité et état de la mer) utiles pour les activités maritimes telles que la pêche, la navigation, les plates-formes offshore, la gestion de l'environnement littoral, le sauvetage en mer ou les activités marines civiles et militaires. Des programmes internationaux d'océanographie opérationnelle ont alors été mis en place comme GODAE[2], ou

[1] L'absence ou la médiocrité des données altimétriques près des côtes est due à plusieurs facteurs, dont la présence des terres et la nécessité de calcul de certaines corrections. Les marées, en particulier, sont beaucoup plus complexes près des côtes et requièrent, pour être précisément calculées, une connaissance pointue de la géographie côtière. Toutefois, des variations rapides (hautes fréquences) de la marée ou de la pression atmosphérique, doivent être prises en compte dans ces zones. Les corrections de troposphère humide, calculées à partir des mesures radiométriques sont également moins précises, ou même totalement absentes près des côtes.

[2] Global Ocean Data Assimilation Experiment, http ://www.godae.org/

Mercator[3] à l'échelle nationale qui réalise depuis 2001 des prévisions régulières de l'ensemble de l'océan. La mise en place du projet européen Mersea[4] est un autre exemple de l'importance grandissante accordée à la prévision océanique au niveau international. Si de telles prévisions deviennent alors possibles, c'est grâce à l'utilisation de méthodes d'assimilation de données. Ces méthodes permettent de caractériser l'état de l'océan dans l'espace et dans le temps en combinant par un critère d'optimalité les deux sources d'information complémentaires que sont l'information physique contenue dans les observations directes et l'information mathématique contenue dans les équations des modèles numériques.

Si on regarde maintenant ce qu'il se passe près des côtes, on se rend compte que les circulations océaniques présentent des traits spécifiques qui pénalisent fortement le conditionnement classique des méthodes d'assimilation. Les échelles spatiales et temporelles sont souvent plus petites qu'en milieu hauturier, les structures océaniques présentent de fortes inhomogénéités et anisotropies, la physique (et la biologie) suivent des comportements non-linéaires et impliquent des processus complémentaires par rapport au hauturier (marées, ondes internes, ressaut topographique, etc...). Le filtre SEEK[5] est une méthode d'assimilation séquentielle basée sur l'utilisation d'un fitre de Kalman de rang réduit. Elle a été développée à Grenoble par *Pham et al.* (1998) et a été adaptée au cours de cette thèse à ce type de configuration grâce à des développements spécifiques qui ont été nécessaires à un conditionnement correct des covariances d'erreurs de ce système.

Cette étude a comme objectif principal d'évaluer l'impact de l'assimilation de données sur la représentation de la physique d'une configuration au 1/16°, grâce à une approche par simulation du système d'observation (OSSEs[6]). Ce travail de thèse se place dans la perspective de l'usage des données altimétriques de type AltiKa en domaine côtier et régional et vise à réaliser les développements spécifiques nécessaires pour permettre un contrôle effectif des circulations dans cette région avec l'altimétrie seule et en conjonction avec d'autres systèmes d'observation régionaux. L'objectif physique premier de cette thèse a été de contrôler la trajectoire, la structure et les caractéristiques thermohalines du CNM, ainsi que les caractéristiques des autres processus du plateau tels que la formation d'eau dense, les remontées d'eau froides (appelées *upwellings*) ou encore contrôler la forme et la position du panache du Rhône. Pour ce faire, les observations que nous avons utilisées ont été extraites d'une configuration régionale haute résolution (au 1/64°) du golfe du Lion. Par mesure de simplicité, nous appellerons par la suite "observations" ces données extraites d'une simulation libre de cette configuration numérique.

Ce manuscrit est organisé en 4 parties :

La **première partie** fait l'état des lieux des connaissances que l'on a des caractéristiques du golfe du Lion. Cette partie bibliographique commence par décrire de manière générale la mer Méditerranée occidentale, puis un zoom est fait sur la région où se porte notre étude : le golfe du Lion. Une description des différents forçages agissant sur ce milieu sera ensuite suivie par un tour d'horizon des processus clés actifs dans ce golfe. Une description plus détaillée du CNM sera faite avant de décrire les différents systèmes

[3]http ://www.mercator-ocean.fr/
[4]Marine Environmental and Security for the European Area, http ://www.mersea.eu.org
[5]SEEK pour Singular Evolutive Extended Kalman filter.
[6]OSSEs pour Observing System Simulation Experiment.

d'observation à l'œuvre dans cette région.

La **deuxième partie** de ce manuscrit s'attache à détailler les outils utilisés pour ce travail. Dans un premier temps, l'outil de modélisation numérique NEMO-OPA sera décrit et plus particulièrement les deux configurations GDL16s et GLazur64 qui ont été extraites de ce modèle. Dans un second temps, la théorie du filtre SEEK (représentant l'outil que nous avons utilisé pour l'assimilation de données) sera exposée ainsi que son implémentation dans NEMO-OPA.

Pour finir les parties trois et quatre concernent les résultats de ce travail de thèse.

Dans la **troisième partie**, une description des caractéristiques des OSSEs mises en œuvre est réalisée, de même qu'une évaluation statistique de la qualité de ces expériences en fonction du système d'observation assimilé. Au sein de cette partie, des expériences de sensibilité au système d'observation sont réalisées afin d'élaborer une base de données optimale utilisée dans le cadre des expériences décrites par la suite. Des études de sensibilité à la durée de l'expérience, la saison durant laquelle elle est réalisée ou encore à la condition initiale sont présentées dans cette partie.

La **quatrième partie** de ce manuscrit s'attache à évaluer l'impact de ces expériences d'assimilation de données sur la circulation du golfe du Lion. Une attention toute particulière a été accordée à l'évaluation de l'amélioration des caractéristiques du CNM grâce à l'assimilation de données. Un chapitre complet a ensuite été consacré à l'étude des processus majeurs de petite échelle ayant lieu sur le plateau. Une série de diagnostics a alors été développée afin d'estimer au mieux l'apport de l'assimilation sur ces processus physiques. Cette partie s'achève par un chapitre où des expériences de sensibilité à l'assimilation de données radar ont été réalisées. Ce dernier chapitre permet d'une part d'évaluer si l'assimilation de ce type de données a un impact sur la physique du golfe du Lion et d'autre part si cet impact est positif.

Ce manuscrit se termine par les conclusions et perspectives qu'ouvre cette thèse ainsi qu'une version provisoire d'un article résumant ces travaux, sur l'amélioration de la représentation du CNM grâce à une expérience d'assimilation de données.

Première partie

L'océanographie physique dans le golfe du Lion

Chapitre 1

Le golfe du Lion

Sommaire

1.1 Introduction **12**
1.2 La mer Méditerranée occidentale **12**
1.2.1 Structure de la mer Méditerranée 12
1.2.2 La légende du golfe du Lion 14
1.2.3 Situation géographique du golfe du Lion 14
1.3 Conditions climatiques **15**
1.3.1 Les vents 15
1.3.2 Apport en eau douce 18
1.4 La circulation dans le golfe du Lion **19**
1.4.1 Les différentes masses d'eau du golfe du Lion 19
1.4.2 La circulation induite par le vent 20
1.4.3 Formation et *cascading* d'eau dense le long du talus 21
1.4.4 Les échanges côte-large 23
1.5 Conclusion **24**

1.1 Introduction

La mer Méditerranée est un milieu microtidal (marées de faible amplitude) dans lequel la circulation côtière est à la fois marquée par le Courant Nord Méditerranéen[1] (CNM) et ses instabilités, le panache de dilution du Rhône et soumise à une grande variété de forçages atmosphériques (flux intenses, fréquents et fortement spatialisés par les reliefs continentaux avec Mistral et Tramontane soufflant au niveau du golfe du Lion, flux haute fréquence avec les brises de mer), sans oublier un ensemble de processus océanographiques tels que la convection et la cascade d'eau dense, les remontées d'eaux côtières ou encore les ondes d'inerties. Certains phénomènes physiques peuvent être transitoires dépendant par exemple de la stratification et/ou des conditions de forçages météorologiques particulières. Ces phénomènes viennent s'additionner aux phénomènes déjà en place et ne sont pas toujours faciles à mettre en évidence, à filtrer ou à prévoir. Les écoulements variés qui décrivent cette circulation sont donc locaux et complexes et peuvent se traduire notamment par des structures tourbillonnaires et filamentaires associées aux fluctuations du courant. Les échelles de variabilité temporelle sont nombreuses et peuvent aller de quelques heures, à l'année. Les multiples processus de cette région peuvent avoir lieu en même temps et au même endroit, on assiste donc à un "imbrication" de ces processus ce qui rend leur détermination et leur interprétation encore plus difficile. L'imbrication des processus physiques et biologiques ayant lieu dans l'océan a tout d'abord été étudiée par *Stommel* (1963) puis a été reprise par *Dickey* (2003) dans des diagrammes illustrant la complexité de l'imbrication de ces différents processus en fonction de l'échelle spatiale et temporelle à laquelle ils apparaissent[2]. L'objectif de cette thèse n'est pas l'étude ni la description de la totalité de ces processus ainsi que de leurs interactions. Je ne décrirai donc dans ce manuscrit que les principaux processus interagissant de manière directe ou indirecte avec le CNM, dont le contrôle par l'assimilation de données est l'un des principaux objectifs de cette thèse.

L'objectif de ce chapitre est donc de décrire l'environnement dans lequel se place cette thèse, en commençant par une description générale de la mer Méditerrranée occidentale, avant de décrire plus particulièrement le golfe du Lion ainsi que ses conditions climatiques. Ce chapitre se terminera par une description de la circulation ainsi que des processus clés agissant à cet endroit. La description des caractéristiques du CNM fera l'objet du chapitre suivant.

1.2 Description et caractéristiques de la mer Méditerranée occidentale

1.2.1 Structure de la mer Méditerranée

La mer Méditerranée est une mer intercontinentale presque entièrement fermée située entre l'Europe, l'Afrique et l'Asie qui s'étend sur une superficie d'environ 2.5 millions de kilomètres carrés (3 millions avec la Mer Noire, soit 1% de l'océan mondial).

[1] Ce courant est aussi appelé courant Liguro Provençal ou Liguro Provençal Catalan.

[2] Ces études ont plus particulièrement montré que ces processus pouvaient être disposés au sein d'un diagramme dans lequel ils pouvaient "s'aligner" sur une diagonale traduisant que plus un processus donné se rencontrait à une petite (grande) échelle temporelle, plus il se localisait sur une petite (grande) échelle spatiale.

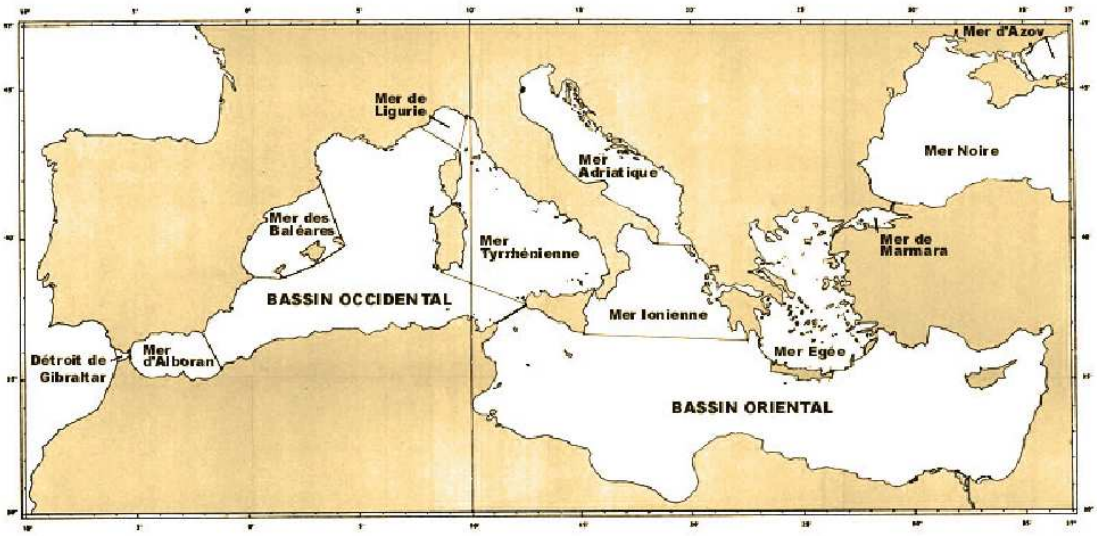


FIG. 1.1 – *Délimitations et noms des mers en Méditerranée (http ://www.ventdularge.com/journal-de-bord/images/shom).*

Elle doit son nom au fait qu'elle est littéralement une "mer au milieu des terres", en latin *mare medi terra*. Durant l'Antiquité, la Méditerranée était une importante voie de transport maritime, permettant l'échange commercial et culturel entre les peuples émergents de la région. L'histoire de la Méditerranée est importante dans l'origine et le développement de la civilisation occidentale. Aujourd'hui, cette mer fournit dans le cadre de la pêche 2% de la production mondiale.

Pour caractériser cette mer en quelques chiffres, on pourrait dire qu'il s'agit d'une mer profonde avec une profondeur moyenne de 1500m et certains de ses abysses rivalisent avec ceux des océans, comme sous les ondes tyrrhéniennes (3 731m) et sous la nappe ionienne (5 121m). Son volume est de 3.7 millions de kilomètres cubes et son littoral se déroule sur 46 000 kilomètres. 69 fleuves s'y jettent, dont les plus importants sont : le Pô, le Rhône, le Nil, l'Èbre et le Moulouya.

Son ouverture vers l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar est large de 14 km et a un seuil situé à 300m de profondeur.

Elle se divise en deux bassins bien individualisés, séparés par des hauts fonds situés entre la Sicile et la Tunisie : la Méditerranée occidentale (mer d'Alboran, la mer Tyrrhénienne et le bassin Algéro-provençal dont le golfe du Lion fait partie) et la Méditerranée orientale, elle-même nettement compartimentée. La première recouvre une superficie d'environ 0.85 million de kilomètres carrés tandis que la seconde recouvre environ 1.65 million de kilomètres carrés.

La mer Méditerranée occidentale s'étend sur 2000 km d'est en ouest entre le détroit de Gibraltar à $5°W$ et le détroit de Sicile situé au-delà de $10°E$. Du sud au nord, elle est comprise entre $35°N$ et $45°N$, soit une largeur maximale de 900 km entre la France et l'Algérie. Ce bassin est couramment subdivisé en 5 sous-bassins : à l'ouest la mer d'Alboran puis le bassin algérien avec plus au nord la mer des Baléares et le bassin nord, composé lui-même de la mer de Ligure, du golfe du Lion et de la mer des Baléares. Enfin, à l'est de la Corse et la Sardaigne, se trouve la mer Tyrrhénienne (figure 1.1).

La différence de densité entre le bassin méditerranéen occidental d'une part et les bassins atlantique et méditerranéen oriental d'autre part est responsable des transports moyens au travers des détroits de Gibraltar et de Sicile et contribue au forçage de la circulation cyclonique des masses d'eau superficielle et intermédiaire sur l'ensemble du bassin occidental. C'est un des moteurs principaux de la circulation en Méditerranée dû au fait que les pertes d'eau douce par évaporation (plus importantes que dans l'océan Altantique) sont supérieures au gain d'eau douce obtenu par précipitation, débit des fleuves et échange avec la mer Noire très peu salée (déficit d'environ 3 000 millions de mètres cubes), d'où un taux de salinité plus élevé et des températures d'eau plus chaudes qu'en Atlantique.

Dans le bassin ouest, ce déficit en eau douce, ou autrement dit ce gain en salinité, conduit à une transformation de la masse d'eau atlantique en une masse d'eau plus salée et plus dense : l'eau méditerranéenne. Il est également responsable des contre-courants au travers des détroits qui tendent à équilibrer les bilans massiques et thermohalins de chaque bassin.

1.2.2 La légende du golfe du Lion

A l'époque ancienne du Moyen-Age, les navigateurs méditerranéens se déplaçaient en visant des points de repère disséminés le long de la côte et visibles depuis le large. Les caboteurs désirant rallier Maguelone (Hérault) repéraient la montagne en forme de sphinx, qui comme chacun sait, est un lion couché relevant fièrement sa tête d'homme. Mais pour les matelots moins lettrés que leur commandant, c'était bel et bien un lion qui se tenait au fond du golfe, et ils avaient bien raison d'identifier ainsi notre majestueux Pic St Loup !

D'autres disent que le nom actuel du golfe est apparu au plus tard au XIIIe siècle et pourrait venir de la comparaison avec un lion : cela suggérerait simplement que cette partie de la mer est aussi dangereuse qu'un lion car elle connaît des vents violents et soudains qui menacent les bateaux (les marins et les pêcheurs connaissent très bien ces dangers).

Et c'est ainsi que la vaste baie sableuse située entre Camargue et Roussillon est devenue le golfe du Lion. Notons au passage que les anglais se trompent quand ils écrivent "*Gulf of Lions*" (au pluriel) sur leurs cartes car nous sommes bien placés pour savoir qu'il n'y a qu'un seul Lion, comme il n'y a qu'un seul Pic St Loup.

1.2.3 Situation géographique du golfe du Lion

Le golfe du Lion est un domaine côtier situé dans la partie nord de la mer Méditerranée occidentale, face au littoral sableux des régions françaises du Languedoc-Roussillon, de la Camargue et de la Provence, qui s'étend depuis le cap Croisette (sud de Marseille) jusqu'au cap Béar. Au sud, le golfe est largement ouvert sur le bassin Liguro-Provençal sur une distance d'environ 200 km. Au nord, ses côtes forment un arc de cercle de 200 km de rayon.

Le golfe du Lion est constitué d'un plateau continental d'une profondeur moyenne de 90m jusqu'à l'aplomb du talus continental au sud, le long d'une ligne joignant le cap Béar à Toulon, qui le relie au reste du bassin méditerranéen. Ce talus continental qui sépare le plateau des plaines abyssales, constitue une véritable frontière entre zone côtière et mer du large, une frontière faite de pentes abruptes découpées de nombreux canyons (figure

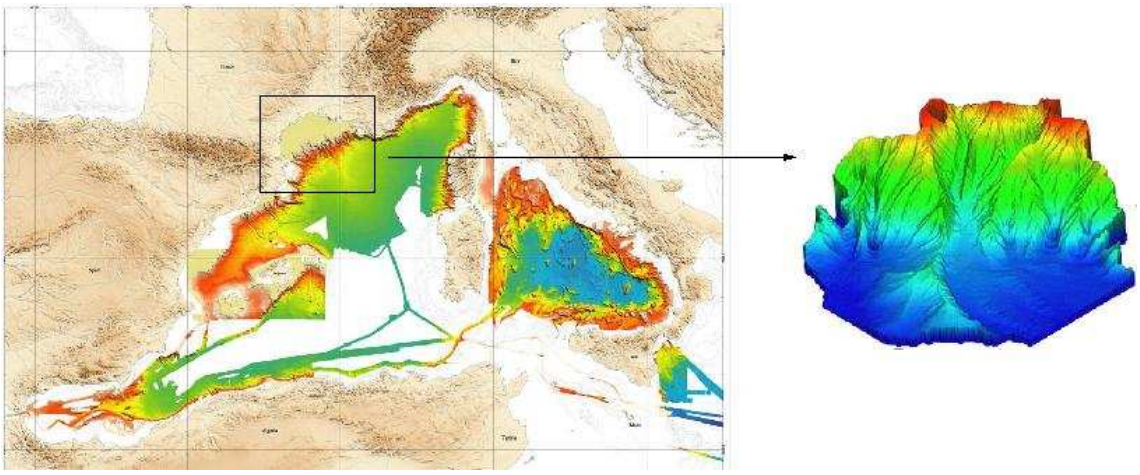


FIG. 1.2 – *Extraits de la morpho-bathymétrie de la Méditerranée occidentale. Le cadre noir représente le golfe du Lion. CIESM, Ifremer Medimap Group, Loubrieu B., Mascle J. et al., 2008.*

1.2). Ces canyons (figure 1.3) sont les vestiges des lits de rivières, creusés lors des périodes interglacières.

A l'entrée est du plateau, on trouve le canyon de Cassis suivi des canyons du Planier et de Marseille. Suivent ensuite les canyons associés au Rhône : les canyons du Grand et du Petit Rhône, puis les canyons de Sète, de Marti, de l'Hérault et de l'Aude. Ce réseau de canyons se termine par le canyon de Lacaze-Duthiers et celui de Creus (figure 1.3). Ces canyons jouent un rôle important car ils influencent la circulation dans ce golfe. Le plateau du golfe du Lion communique avec les plateaux adjacents (plateau varois à l'est et plateau catalan au sud-ouest) au travers de fins cordons littoraux. Le plateau catalan s'étend du canyon de Creus jusqu'au canyon de Blanes et est ciselé par le grand canyon de Palamos.

La circulation dans cette zone est influencée par les forçages atmosphériques (vents, précipitations, température atmosphérique...) mais aussi par le panache du Rhône. L'étude de ces phénomènes fait l'objet du paragraphe suivant.

1.3 Les conditions climatiques et leurs impacts sur la dynamique du golfe

Comme la mer Méditerranée est semi-fermée, le climat du golfe du Lion et de la Méditerranée en général est fortement influencé par les régions continentales qui l'entourent. Comme ailleurs dans l'océan, les masses d'eau de la Méditerranée sont soumises à l'attraction de la marée. Les oscillations du niveau de la mer sont de l'ordre de quelques centimètres dans le golfe du Lion. Les courants associés sont donc trop faibles pour être mesurés. En raison de ces faibles marées, la dynamique côtière est principalement influencée par les forçages atmosphériques et la circulation générale.

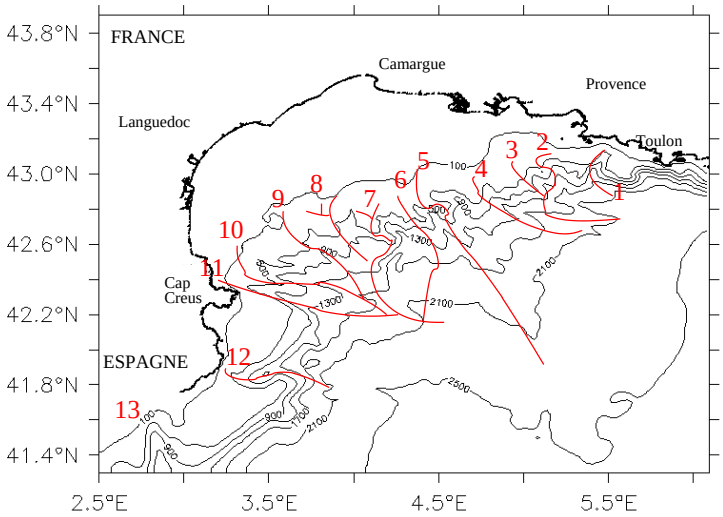


FIG. 1.3 – *Canyons sous-marins dans le golfe du Lion. Les isobathes sont représentées ici tous les 100m et le réseau de canyons est représenté en rouge. 1 : Cassis, 2 : Planier, 3 : Marseille, 4 : Grand Rhône, 5 : Petit Rhône, 6 : Marti, 7 : Sète, 8 : Hérault, 9 : Aude, 10 : Lacaze-Duthiers, 11 : Creus, 12 : Palamos (Fonera), 13 : Blanes.*

1.3.1 Les vents

Le golfe du Lion est la région la plus ventée de toute la mer Méditerranée. Ces vents constituent le deuxième moteur responsable de la circulation et de la modification des masses d'eau en Méditerranée occidentale (le premier étant les différences de densité entre les différents bassins). L'orographie très marquée des régions continentales qui entourent le plateau du golfe du Lion ainsi que les dépressions atmosphériques qui traversent le bassin entraînent généralement des changements brusques dans la direction et l'intensité des vents, variant du sud-est au nord-ouest. Le régime des vents est marqué par la prédominance des vents de secteur nord et nord-ouest. Ils présentent une forte variabilité due aux reliefs environnants. Le Mistral, vent du nord, est canalisé dans la vallée du Rhône ; la Tramontane, vent de nord-ouest, souffle par le seuil de Naurouze, situé entre le Massif Central et les Pyrénées. Ces vents durent généralement plusieurs jours et soufflent à une vitesse moyenne de 10 à 15 $m.s^{-1}$ en été (*Millot*, 1979). La Tramontane souffle en moyenne un jour sur deux sur le Roussillon. Le Mistral souffle dans la vallée du Rhône un jour sur trois.

Durant la période estivale, ils ont des caractéristiques stables et surviennent en moyenne 10 fois durant la saison pendant 1 à 4 jours, parfois plus, avec des vitesses qui augmentent et diminuent très rapidement. En hiver, ces vents, plus intenses et pouvant durer plusieurs semaines, sont associés à des masses d'air froid, ce qui engendre des flux de chaleur intenses de la mer vers l'atmosphère. Ils induisent ainsi un fort refroidissement des couches de surface et favorisent la formation d'eau dense sur le plateau.

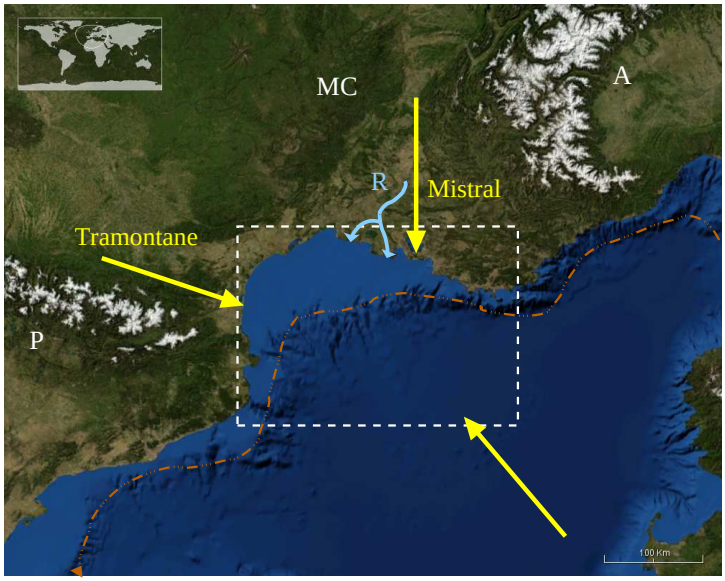


FIG. 1.4 – *Orographie et bathymétrie du nord-ouest de la mer Méditerranée (Nasa World Wind). La carte grise en haut à gauche de cette figure localise le golfe du Lion sur un planisphère. La boîte représentée par des pointillés blancs délimite la zone d'étude du golfe du Lion que nous utilisons dans cette thèse. Les flèches jaunes représentent les vents soufflant au dessus de cette région : deux vents continentaux (le Mistral et la Tramontane) et un vent de mer soufflant principalement du sud-est. Le Mistral souffle dans la vallée du Rhône entre les chaînes des Alpes (A) et du Massif Central (MC) alors que la Tramontane souffle entre les Pyrénées (P) et le Massif Central (MC). Le Rhône (R) est la principale source d'eau douce du golfe. La ligne pointillée marron représente le CNM qui s'écoule le long de la côte depuis la mer de Ligure jusqu'à la mer des Baléares.*

En dehors de ces périodes de vent du nord, la direction peut basculer brutalement et s'orienter au sud-est. Des vents de sud ou sud-est soufflent principalement en automne et au printemps, ils sont moins fréquents que les vents de nord-ouest mais ont des vitesses importantes pouvant atteindre jusqu'à 25 $m.s^{-1}$ et peuvent générer, à cause de leur fetch étendu, de fortes houles et des courants côtiers non négligeables agissant sur le transport sédimentaire. La circulation associée à ce régime de vent est peu répertoriée car la forte houle rend les sorties en mer difficiles et ces vents apportent généralement des nuages rendant les mesures satellites inefficaces. Enfin, près des côtes la différence entre la température de la mer et celle de la terre provoque des brises thermiques induisant une variabilité diurne de la direction des vents. Ces brises sont plus intenses en été qu'en hiver.

Une étude de sensibilité montre que la force, la direction et le cisaillement du vent définissent principalement les structures des circulations observées sur le plateau (*Estournel et al.*, 2003). Les différentes mesures sur l'ensemble du golfe montrent que le vent moyen est de secteur nord-ouest dans sa partie centrale (*Millot*, 1979).

En Méditerranée, l'aridité du climat l'été se conjugue avec les vents froids et secs de l'hiver, engendrant une évaporation intense, qui crée un déficit en eau que l'apport des pluies et des fleuves ne compense pas. On parle alors de "bassin d'évaporation" et c'est le flux d'eau atlantique entrant par le détroit de Gibraltar qui permet de maintenir le volume d'eau et la teneur en sel à peu près constante dans le bassin méditerranéen. Dans le golfe

du Lion, cette évaporation se combine au refroidissement des eaux superficielles par les vents continentaux secs et froids créant ainsi des zones de formation d'eau dense.

1.3.2 Apport en eau douce

La forte productivité des écosystèmes marins côtiers est due en partie aux apports de nutriments et de matière organique d'origine terrestre par les fleuves. Les caractéristiques hydrologiques des eaux du golfe du Lion sont fortement marquées par les eaux douces du Rhône. 90% des eaux fluviales du golfe du Lion proviennent du Rhône. En Méditerranée nord occidentale, le Rhône est le principal fleuve ayant un débit suffisant pour influencer la production primaire de l'ensemble du golfe. Les apports du Rhône en nutriments et en matière en suspension permettent d'identifier son panache sur les images satellites de chlorophylle (images seaWiFS et MERIS) toute l'année et principalement lors d'épisodes particuliers de bloom ou de forte crue (figure 1.5). De faible salinité, les masses d'eau d'origine fluviale ont aussi la caractéristique d'être très froides en hiver : le panache du Rhône est donc clairement identifiable durant cette période sur les images satellitaires de température de surface de la mer (SST).

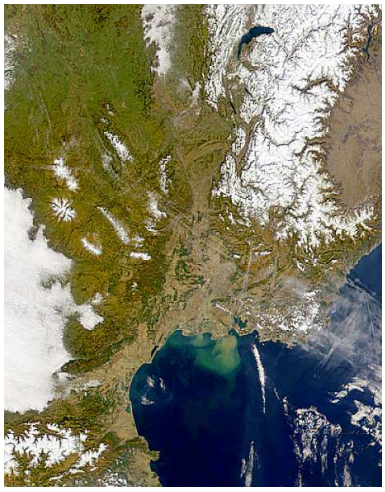


Fig. 1.5 – *Visualisation du panache du Rhône et de son extension au large le 26 février 1999, à partir d'une image "couleur de l'océan" Seawifs. Crédit SeaWiFS Project, NASA/Goddard Space Flight Center et ORBIMAGE.*

Son embouchure se situe au nord-est du golfe au niveau de la Camargue. Elle est constituée de deux branches qui se séparent à quelques kilomètres de la mer : le Grand Rhône et le Petit Rhône qui doit son nom à un débit dix fois plus faible que son aîné. Le Rhône a un débit annuel moyen de 1700 $m^3.s^{-1}$ mais lors des crues, cette valeur peut être largement dépassée, avec des débits pouvant atteindre 5000 $m^3.s^{-1}$. Le débit maximum est observé au printemps et dans une moindre mesure en automne. Ce débit est mille fois inférieur à celui de la circulation générale (*Millot*, 1979).

A son embouchure et par période calme, le panache proximal, nettement confiné par des fronts, fait quelques mètres d'épaisseur avant de se diffuser en surface quelques kilomètres au large en une zone de dilution fortement influencée par le cisaillement du vent (en se mélangeant avec les eaux du plateau).

En Méditerranée, l'amplitude de la marée est faible, ce qui induit un mélange vertical faible, entraînant une dilution lente de l'eau douce. Son extension et son épaisseur sont fonction du débit du fleuve, de la direction et de l'intensité du vent ainsi que de celles des courants sous-jacents. Ce panache se déplace vers le sud-ouest par effet de la force de Coriolis, sur plusieurs dizaines de kilomètres, sous l'influence des vents et dans une moindre mesure de la circulation générale (*Estournel et al.*, 2001). Lorsque le vent souffle, le mélange de l'eau douce avec l'eau sous-jacente est amplifié et l'épaisseur du panache augmente. Cette masse d'eau dessalée est entraînée en surface par le transport d'Ekman (appelé aussi dérive d'Ekman) orienté à 90° vers la droite par rapport à la direction du vent. En présence d'un vent de secteur nord quasiment uniforme en direction, le panache est décollé de la côte et son extension vers le large est importante. Le panache peut être dévié vers l'ouest en raison de l'influence du CNM et du gradient de densité, ce qui crée une circulation anticyclonique du panache.
Dans le cas d'un vent fort et variable alternant sud-est, nord-ouest, la dilution du panache s'opère rapidement. Cependant des extensions inhabituelles du panache ont pu être observées au nord-est du golfe du Lion (c'est-à-dire vers Marseille et les côtes à sa périphérie), par exemple en décembre 2003 (*Gatti et al.*, 2006). Une telle situation a été observée après une forte tempête de vent de sud-est à l'origine d'un courant côtier dirigé d'ouest en est et venant décaler ce panache vers l'est.

Comme tous les systèmes estuariens, l'interface Rhône-Méditerranée présente une forte variabilité dans l'espace et dans le temps car eaux continentales et eaux marines se mélangent, chacune avec sa propre composition et ses propres échelles, de quelques heures aux rythmes saisonniers. Les eaux continentales apportent dans le milieu marin des substances favorisantes (commes les sels nutritifs) ou inhibitrices (comme les métaux lourds) au fonctionnement biologique. Dans une mer comme la Méditerranée, considérée comme pauvre en substances nutritives (oligotrophe) pour le phytoplancton, le Rhône joue un rôle important et est même devenu la source majeure dans le milieu marin depuis la construction du barrage d'Assouan sur le Nil et la diminution considérable de ses apports à la mer.

1.4 La circulation dans le golfe du Lion

1.4.1 Les différentes masses d'eau du golfe du Lion

Le climat continental et ses variations saisonnières jouent un rôle prédominant, avec un effet plus important sur les zones nord méditerranéennes qui sont sous l'influence du climat européen. La mer Méditerranée nord occidentale, bien que majoritairement sous le contrôle du CNM, a une circulation complexe à toutes les profondeurs, qui est forcée par une combinaison de facteurs qui agissent à différentes échelles de temps et d'espace. Ainsi une vue instantanée de la mer (données d'images satellites ou de campagnes en mer) nous donne une image d'une situation de transition, en réponse à un processus qui a pu agir plusieurs mois auparavant dans une autre région. La mer est continuellement en recherche d'un équilibre qui ne sera jamais atteint à cause de la variabilité continue des différents forçages. Par exemple, la formation d'une masse d'eau en hiver dans une région ou les variations saisonnières du flux au dessus d'un seuil peuvent créer de fortes variations locales au niveau du volume de certaines masses d'eau. Ces variations peuvent alors mettre des mois pour migrer d'une région à une autre. Par contre, la circulation mésoéchelle de

plateau présente une variabilité à plus haute fréquence, de l'ordre de plusieurs jours pour l'*upwelling* côtier ou même plusieurs heures pour les panaches fluviaux.

De façon générale, la Méditerranée occidentale est caractérisée par trois masses d'eau d'origine variée et de comportements spécifiques. On distingue en surface l'eau atlantique ou AW[3] (Atlantique Water) qui s'écoule entre 0 et 200-400m (S=36.5 - 37.5 à Gibraltar)[4], à mi-profondeur l'eau levantine intermédiaire ou LIW (Levantine Intermediaire Water) qui s'écoule entre 200-400m et 700-800m (S = 38.45 - 38.75) et au fond l'eau méditerranéenne profonde ou WMDW (Western Mediterranean Deep Water) qui s'écoule entre 700-800m et 3000m (S=38.4 - 38.48). Une quatrième masse d'eau est parfois adjointe, située entre l'eau levantine et l'eau méditerranéenne profonde : l'eau intermédiaire froide ou WIW (Western Mediterranean Intermediate Water). Une description plus détaillée de la circulation de ces masses d'eau est présentée dans le chapitre 2. Le temps de résidence de l'eau en Méditerranée, c'est-à-dire le volume total de la mer divisé par le flux entrant par unité de temps, en supposant l'écoulement stationnaire dans le bassin, est égal à 100 ans +/- 30%. C'est l'échelle de temps qu'il faut considérer pour qu'une variation du climat impose une modification hydrologique à l'ensemble de la Méditerranée. C'est également celle nécessaire aux couches d'eaux profondes, comme celle de l'eau méditerranéenne profonde, pour être entièrement renouvelées. En revanche, il faut seulement compter un an pour que l'eau atlantique modifiée boucle son circuit en Méditerranée occidentale et 25 ans pour que l'eau levantine intermédiaire observée dans le détroit de Sicile ait atteint le détroit de Gibraltar. D'une année sur l'autre, l'état moyen de la Méditerranée, en tenant compte de l'action du climat et des eaux atlantiques, est stationnaire. En été, une thermocline plus ou moins marquée d'épaisseur 10-20m, est située à mi-profondeur, entre 10 et 50m, sur la plus grande partie du plateau et à quelques dizaines de mètres au large (*Millot*, 1979). Elle sépare les eaux de surface de température égale à environ $20°C$ (maximum $25°C$), des eaux de fond dont la température est d'environ $13.5°C$ sur le plateau.

1.4.2 La circulation induite par le vent

Upwellings et *downwellings*

La tension de vent met en mouvement les eaux de surface en raison du transport d'Ekman. Près des côtes, ce déplacement horizontal est compensé par des mouvements verticaux des eaux. Ainsi, après une journée de vent de secteur nord ou nord-ouest, les courants sont dirigés vers le sud et on observe des remontées d'eaux profondes (*upwellings*) le long des côtes de Provence, de Camargue et du Languedoc alors qu'au large du Roussillon, on observe des plongées d'eau (*downwellings*), en accord logique avec les vents de nord-ouest et le transport d'Ekman. Associée à ces *downwellings* au large du Roussillon, il existe une circulation anticyclonique en surface qui persiste plusieurs jours après que le vent ait stoppé.

Millot (1979), à la suite d'observations, a émis l'hypothèse que le lieu d'apparition de ces *upwellings* était lié à la géométrie des côtes ce qui a ensuite été confirmé numériquement (*Langlais*, 2007). Les six zones d'eau froide qui émergent à la surface sont, en effet, situées le

[3]Cette masse d'eau était appelée auparavant MAW pour Modified Atlantique Water, le CIESM a décidé en 2000 de renommer cette masse d'eau.

[4]La salinité est une variable sans unité qui équivaut au nombre de grammes de sel par kilogramme d'eau de mer.

long de portions de côte rectilignes sur 20-40 km séparées par des zones côtières irrégulières (caps et petites baies) qui inhibent une dérive homogène des eaux superficielles. *Upwellings* et *downwellings* commencent à apparaître de une à quelques heures après le début du coup de vent. Les eaux de surface des *upwellings* dérivent vers le large, en direction du sud-ouest, à partir de points sources localisés au milieu de la portion de côte rectiligne. La vitesse moyenne de ces langues d'eau froide est d'environ 20 $cm.s^{-1}$ à 10m sous la surface et à une vingtaine de kilomètres du centre de l'*upwelling* alors qu'au fond les courants sont dirigés vers le centre de ces cellules d'eau froide. Leur extension spatiale est d'environ 5 km en moyenne mais dépend beaucoup de la côte, de l'orientation des vents et de leur durée. A la fin du coup de vent, les *upwellings* disparaissent progressivement en quelques jours sans s'être déplacés de façon notable. La partie la plus froide de ces cellules se situe entre leur centre et la surface. Là, la température peut chuter de $5°C$, voire plus, quand l'*upwelling* est bien établi soit après une journée de vent. Dans les régions intermédiaires situées entre les *upwellings*, les températures sont élevées et les gradients importants d'environ $0.6°C.km^{-1}$. A une échelle régionale, sur l'ensemble du plateau, les courants de surface sont dirigés vers le sud et le sud-ouest et par continuité, les courants de fond sont orientés vers le nord-est le long des isobathes avec une vitesse moyenne d'environ 5 $cm.s^{-1}$. Ces derniers apparaissent plusieurs heures après le début du coup de vent et stoppent avec lui.

Phénomènes inertiels dus au vent

En été, les eaux de surface se réchauffent et forment une couche stable d'environ 50m d'épaisseur. Cette couche est séparée des eaux sous-jacentes par une thermocline. Le vent induit un déplacement vertical de la thermocline près des côtes qui va générer des ondes internes se propageant en surface en direction du large. Près du fond, le courant oscillatoire atteint des vitesses pouvant aller de 20 à 30 $cm.s^{-1}$. Des courants inertiels ont par exemple été mesurés à 200m de profondeur (*Millot et Crépon*, 1981; *Millot*, 1991).

Les fortes tempêtes de Mistral et de Tramontane dont la vitesse augmente et diminue très rapidement engendrent des oscillations d'inertie dans la couche de surface. Ce forçage met donc en mouvement les eaux de surface qui ensuite, oscillent à la période d'inertie. A la latitude du golfe du Lion, la période d'inertie est égale à 17.5 heures. Les impulsions du vent viennent exciter le milieu, générant ainsi des ondes internes au niveau des interfaces de densité[5]. Leur fréquence est un peu plus élevée que la fréquence d'inertie. Les ondes internes persistent durant plusieurs périodes d'inertie après la fin du coup de vent (*Millot et Wald*, 1980). Elles se propagent vers le large avec une vitesse d'environ 50 $cm.s^{-1}$ et entraînent des déplacements verticaux importants de la thermocline sur 10-20m. Ces ondes présentent une variabilité saisonnière bien marquée : elles ne sont présentes qu'en période estivale car elles ont besoin d'un milieu stratifié pour se développer. L'hiver, l'homogénéisation de la colonne d'eau et la destruction de la thermocline empêchent le développement de ces mouvements inertiels.

1.4.3 Formation et *cascading* d'eau dense le long du talus

La Méditerranée nord-occidentale est l'une des rares régions de l'océan mondial où se produit le phénomène de convection profonde. On distingue deux zones de formation d'eau dense dans le golfe du Lion : une zone de formation d'eau profonde au large et une

[5]Dans ce manuscrit, nous appellerons "densité", la densité potentielle qui représente une masse volumique (kg/m^3) référencée à la surface - 1000 noté σ_0

zone de formation d'eau dense au niveau du plateau continental du golfe du Lion. La zone localisée au large du golfe du Lion est l'une des plus importantes de la planète. Les autres principales régions sont situées dans l'Atlantique Nord (mers du Labrador et d'Irminger), dans les régions sub-polaires de l'hémisphère nord (mers de Norvège et du Groënland) et dans l'hémisphère sud (mers de Weddell et de Ross). Nous avons décidé dans cette thèse de nous focaliser sur la zone de formation d'eau dense au niveau du plateau contiental, ce que l'on verra plus en détail dans le chapitre 10.

Dans cette région, les vents continentaux (Mistral et Tramontane pour le golfe du Lion) créent des conditions favorables pour la formation de masses d'eaux profondes. L'effet des vents secs d'hiver se conjugue avec l'aridité du climat pour générer une évaporation intense, qui crée une perte de chaleur et un déficit d'eau (non compensé par les pluies ni les fleuves) et entraîne un excès de sel et un refroidissement. La densité des eaux de surface augmente entraînant une instabilité hydrodynamique. Un phénomène de mélange vertical de la colonne d'eau et de convection se met alors en place : les eaux denses plongent et occupent les régions profondes. Ce processus (aussi appelé *"cascading"*) est un des moteurs de la circulation thermohaline globale, sa compréhension physique et sa modélisation numérique constituent donc des enjeux importants de l'océanographie physique actuelle.

Le *cascading* d'eau dense est sensible aux conditions hydrologiques, à la capacité de chaque hiver à refroidir les eaux de surface : le volume d'eau dense présent sur le plateau module l'amplitude du signal d'export. Alors que de l'eau dense se forme tous les hivers, elle ne s'exporte et ne *cascade* que durant les hivers les plus rudes. Durant les hivers plus doux, cette eau ainsi formée a tendance à se mélanger avec les eaux adjacentes ; les faibles quantités d'eau dense formées s'exportent par le sud-ouest du plateau et s'écoulent sur les 200 premiers mètres de profondeur. Durant les hivers plus rudes tel celui de 1998-1999 ou celui de 2005 (*Guarracino*, 2004; *Canals et al.*, 2006), ces eaux s'écoulent sous 200m de fond.

L'export d'eau dense vers le large (au travers du *cascading*) est un processus irreversible des échanges entre plateau et large (*Dufau-Julliand et al.*, 2004). Les chemins empruntés par le panache d'eau dense sur le fond du plateau et sur la pente continentale restent mal connus même si on sait que les eaux denses et froides coulent par gravité et à l'aide du frottement au fond et du guidage par les canyons. Le long d'une pente topographique, un flux d'eau dense en équilibre géostrophique longe préférentiellement les lignes de profondeur constante, mais si le panache d'eau dense n'est pas à l'équilibre (frottement sur le fond...), la partie agéostrophique de l'écoulement peut entraîner une propagation du panache vers les plus grandes profondeurs. Dans le cas du golfe du Lion, la différence de densité entre le panache et les eaux environnantes tend à faire descendre la langue d'eau le long des pentes bathymétriques. La bathymétrie bien spécifique de cette région est caractérisée par un plateau quasiment plat et une pente abrupte découpée de canyons pouvant canaliser et piéger les panaches d'eau dense.

Les premières observations de ces cascades d'eau dense allant du plateau vers le large datent des années 50 où il a été remarqué que ces eaux s'écoulaient préférentiellement par les canyons de Creus et Lacaze-Duthiers à l'ouest du plateau (*Bougis et Ruivo*, 1954; *Fieux*, 1974). Cependant, le *cascading* est dur à observer à cause de son caractère intermittent et sa contribution dans les échanges côte-large est difficile à quantifier. Des analyses de séries de concentration de sédiments, de caractéristiques hydrologiques et de vitesses de courant ont été envisageables grâce à des bouées équipées de vélocimètres et de pièges à sédiments placés dans les différents canyons du golfe du Lion. Ces mesures ont permis d'estimer le

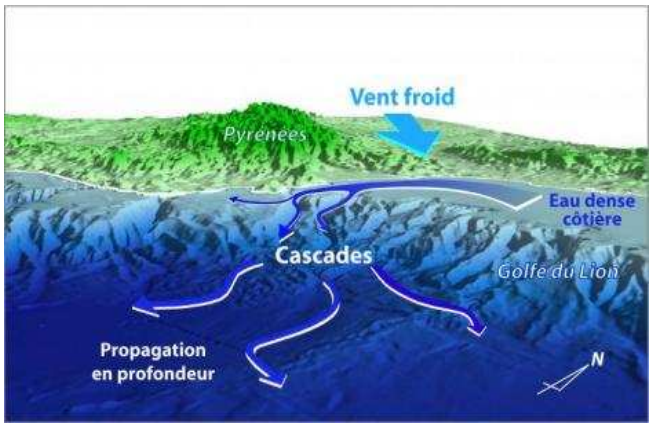


FIG. 1.6 – *Représentation tridimensionnelle en Méditerranée Occidentale de la plongée hivernale des eaux froides et de la propagation des cascades sous-marines ainsi créées. Extrait du journal du CNRS : http : //www2.cnrs.fr/journal/3283.htm, S. Heussner/CEFREM.*

volume des eaux denses formé ainsi que la quantité de matière organique transportée le long de la pente notamment durant l'hiver 1998-1999 (*Monaco et al.*, 1990; *Palanques et al.*, 2006; *Gaudin et al.*, 2006; *Heussner et al.*, 2006; *Canals et al.*, 2006). Une part de l'eau dense formée sur le plateau est éliminée par le mélange avec les eaux plus légères avant de pouvoir atteindre le large. L'eau dense restante est exportée du plateau au niveau de son extrémité sud-ouest, où une partie plonge vers les zones profondes en cascadant le long des canyons tandis que l'autre continue de suivre la côte en sub-surface. L'entraînement de l'eau dense dans le CNM vers la mer Catalane représente 66% de l'export d'eau dense. Cet export participe régulièrement à la formation des eaux WIW et exceptionnellement à la formation de l'eau profonde WMDW, une des principales masses d'eau de cette région : la compréhension et la modélisation de ce processus sont également essentielles pour la connaissance de la circulation thermohaline méditerranéenne. Après avoir plongées, les eaux denses et profondes quittent leur lieu de formation en déviant vers l'ouest jusqu'au détroit de Gibraltar pour rejoindre l'océan Atlantique, assurant le maintien d'une teneur en sel constante dans le bassin. Le forçage que constitue cette masse d'eau dense sur la circulation du bassin (notamment le CNM) est fortement variable : au niveau du lieu de formation des eaux denses, le taux d'évaporation dépend bien évidemment des saisons. Les changements climatiques influencent donc la formation des masses d'eau dense et leur migration dans les zones profondes méditerranéennes. De plus, chaque année, la quantité et la densité de ces eaux profondes ne sont pas identiques. Certaines modélisations récentes semblent aujourd'hui indiquer que les plongées d'eau dense pourraient être affectées, voire stoppées, par le réchauffement climatique (*Somot et al.*, 2006). Les conséquences sur la ventilation des eaux intermédiaires et profondes, sur la séquestration du CO_2 par l'océan ou encore sur l'alimentation des écosystèmes profonds pourraient être considérables.

1.4.4 Les échanges côte-large

Le plateau continental est le siège d'un large chassé-croisé : il y a à la fois une grande quantité d'eau qui y pénètre et une autre qui s'exporte vers le large avec chacune leur

chemin préférentiel si bien que le temps de résidence sur le plateau est d'environ 41 jours d'après *Langlais* (2007)[6]. Les eaux du Rhône d'une part, vont largement influencer ces imports et exports d'eau entre le plateau et le large. Si on ne sépare pas les entrées des sorties d'eau, les variabilités interanuelle et saisonnière du bilan d'échanges côte-large (bilans de masse) sont influencées par les variations du débit du Rhône. Chaque année, un flux vers le large compense les apports du Rhône sur le plateau. L'export vers le large se fait de façon préférentielle vers la partie ouest du talus, avec une diminution exponentielle vers l'est. Les entrées d'eau ont principalement lieu au centre du plateau. La forme géographique du talus influence fortement les échanges : les entrées d'eau se font lors du changement d'orientation du talus et les canyons encaissés vont agir comme un obstacle et les limiter. Les canyons de Creus et Lacaze-Duthiers apparaissent comme des points stratégiques en export et en entrée d'eau. On remarque une augmentation de l'amplitude des chassé-croisés en hiver où les exports d'eau vers le large sont renforcés par le *cascading* d'eau dense vers le large. Les entrées d'eau sont, elles aussi, favorisées en hiver. Les échanges entre le plateau continental et le large se font par pics d'exports (variabilité haute fréquence de ces échanges) principalement dus aux différents coups de vent (qui contrôlent majoritairement la variabilité haute fréquence des échanges côte-large) et les systèmes de circulation de plateau associés. Que ce soit pour les eaux continentales ou les eaux denses plus en profondeur, les tempêtes de sud sud-est jouent un rôle très particulier. En très peu de temps, elles permettent l'évacuation vers le large d'une grande quantité d'eau (responsables de plus de 20% des exports d'eau vers le large qu'elles canalysent dans les canyons ouest du plateau). Contrairement aux exports d'eau dense, les exports d'eau dessalée ont lieu tout au long de l'année. C'est en particulier le nombre de tempêtes du sud qui contrôle le volume d'eau exportée vers le large. Les eaux douces font partie de ces eaux dessalées et ont permis d'identifier deux mécanismes d'export particuliers : l'export à l'ouest sous des conditions de vent du sud sud-est et l'interaction avec le CNM. On verra dans le chapitre 2 que les échanges côte-large peuvent être favorisés par l'activité mésoéchelle du CNM[7], permettant par example à des branches de ce courant de venir se mélanger aux eaux du plateau. Les intrusions franches d'eau du large sur le plateau sont consituées d'eaux du CNM. La compensation avec les autres classes d'eau n'est pas frappante car les entrées d'eau sont principalement contrôlées par la mésoéchelle. Ce courant est aussi responsable de la dispersion des eaux du Rhône grâce à des filaments d'eau du panache pouvant être capturés dans un tourbillon du courant de bord.

1.5 Conclusion

Le site du golfe du Lion offre de nombreuses et diverses particularités. Sa morphologie générale est très caractéristique avec un large plateau continental bien individualisé (et une profondeur moyenne de 90m), suivi d'une pente abrupte incisée de nombreux canyons sous-marins. En l'absence de marées importantes, l'hydrodynamisme est sous le contrôle des vents dominants fréquents et forts : Mistral, Tramontane et vents du sud-est. Le plateau est aussi le siège de processus remarquables tels que les *up-downwellings*, les ondes

[6]Ce temps est une période moyenne de résidence et ne correspond pas au temps de renouvellement des eaux du plateau.

[7]A noter que l'activité mésoéchelle du CNM est la plus importante durant l'hiver, alors que des tourbillons apparaissent principalement à l'ouest du plateau lorsque ses eaux se trouvent stratifiées, c'est-à-dire en été (*Hu et al.*, 2009).

d'inerties, la formation hivernale d'eau dense, la convection ou le *cascading* d'eau dense le long des canyons sous-marins. Le Rhône étant le fleuve présentant le plus fort débit en Méditerranée occidentale, il est une source non négligeable d'eau douce et d'apports de nutriments sur le plateau induisant des courants de densité marqués par la chlorophylle. Le golfe du Lion est caractérisé par les variations saisonnières de sa stratification (Millot, 1990). La configuration bi-couche du bassin durant la période estivale disparaît en hiver : les eaux du golfe sont bien mélangées excepté dans la zone d'influence rhodanienne. Malgré sa faible ouverture géographique sur le reste du bassin, ce milieu est donc le siège de nombreux processus et de nombreux échanges côte-large existent et sont favorisés par les vents. Ces entrées/sorties d'eau se font principalement sur la partie ouest du plateau et les exports d'eau du plateau sont majoritairement dus aux apports du Rhône qu'il faut compenser pour conserver un volume constant à l'intérieur de cette zone de faible profondeur. Le CNM constitue une barrière quasi-géostrophique naturelle entre eaux du large et du plateau. Grâce à ce courant, le golfe du Lion est donc fortement influencé par la circulation générale de ce bassin. Une description détaillée de ce courant fait l'objet du chapitre 2.

Chapitre 2

Le Courant Nord Méditerranéen

Sommaire

2.1 Introduction **28**

2.2 Les différentes masses d'eau de la mer Méditerranée occidentale **28**

2.2.1 Circulation de l'eau levantine intermédiaire 28

2.2.2 Circulation de l'eau profonde ouest méditerranéenne (WMDW) . 28

2.2.3 Circulation de l'eau atlantique modifiée 29

2.3 ...Qui nous mènent au courant Nord Méditerranéen **30**

2.3.1 L'activité tourbillonnaire du CNM 31

2.3.2 Intrusions du CNM sur le plateau 31

2.4 Conclusion **33**

2.1 Introduction

La circulation dans le golfe du Lion est principalement gouvernée par un moteur hydrodynamique puissant : le CNM. Ce courant va influencer la plupart des processus de cette région : une importance toute particulière lui a donc été accordée durant cette thèse dont le but a été de le modéliser de la manière la plus réaliste possible dans des configurations numériques afin de contrôler au mieux les processus de cette région.

L'objectif de ce chapitre est donc de comprendre l'origine de ce courant de bord, en décrivant la totalité des branches de la circulation méditerranéenne occidentale qui nous mènent au CNM. Le dernier paragraphe de ce chapitre décrit les caractéristiques saisonnières de ce courant, son activité turbulente ainsi que ses interactions avec les eaux du plateau, ayant de nombreuses conséquences sur les bilans d'import-export entre eaux du large et eaux continentales.

2.2 Les différentes masses d'eau de la mer Méditerranée occidentale ...

2.2.1 Circulation de l'eau levantine intermédiaire

L'eau levantine intermédiaire est le résultat de la convection hivernale aux alentours de Rhodes et de Chypre et probablement dans d'autres zones de la mer Levantine en Méditerranée orientale. A sa source, cette masse d'eau se situe entre 150 et 400m de profondeur et est caractérisée par une température comprise entre 15 et 16°C et une salinité s'étalant de 38.95 à 39.05. Cette eau chaude et salée pénètre dans le bassin ouest par le détroit de Sicile, suit un circuit cyclonique jusqu'au détroit de Gibraltar. Elle s'écoule entre 300 et 700-800m de profondeur (*P. La Violette*, 1994). Nous nous intéressons dans ce chapitre seulement au passage de cette masse d'eau au niveau du golfe du Lion.

Après son passage le long de la côte ouest de la Sardaigne et de la Corse, elle rejoint l'eau levantine issue du canal de Corse, le courant d'eau intermédiaire suit le talus continental le long des côtes françaises, du plateau du golfe du Lion et enfin des côtes espagnoles. Il est lié au CNM d'eau atlantique modifiée qui s'écoule en surface (*Conan et Millot*, 1995) et peut être perturbé par les grands tourbillons anticycloniques du courant algérien.

2.2.2 Circulation de l'eau profonde ouest méditerranéenne (WMDW)

L'eau profonde est formée, comme l'eau intermédiaire froide dans le bassin nord et plus spécifiquement en mer de Ligure et au large du golfe du Lion (*P. La Violette*, 1994). Cette dernière zone centrée sur 42°N, 5°E s'étend d'environ 2° en longitude et 1° en latitude et est baptisée zone MEDOC (MEDOC Group, 1970). L'eau méditerranéenne profonde représente la plus grande quantité d'eau de l'ensemble de la Méditerranée occidentale (*P. La Violette*, 1994). L'existence de cette masse d'eau est due à la convection hivernale intense sous l'influence de vents froids et secs de secteur nord et nord-ouest : le Mistral et la Tramontane. Ceux-ci entraînent l'évaporation des couches de surface de l'eau atlantique modifiée et de l'eau levantine et donc une augmentation de la densité des couches superficielles qui peut atteindre celle des couches les plus profondes. Ces couches d'eau, devenues plus denses que les couches inférieures, plongent alors et se mélangent

à ces dernières. Une des conséquences de cette convection hivernale est la baisse des volumes initiaux de l'eau atlantique modifiée et de l'eau levantine (*P. La Violette*, 1994). Cette plongée d'eau est donc due à des phénomènes passagers qui reflètent les variations climatologiques fréquentes de la région. Pendant des laps de temps très courts, les vitesses descendantes sont très importantes mais n'affectent pas les vitesses ascendantes moyennes hivernales. Ainsi le caractère homogène des couches d'eau change en quelques jours durant l'hiver.

Cette masse d'eau est composée entre un quart et un tiers d'eau d'origine altantique et entre deux tiers et trois quarts d'eau levantine par rapport au volume sortant par le détroit de Gibraltar, mélange qui peut varier ainsi que le volume formé, chaque année. La convection entraîne les couches d'eau superficielles jusqu'à 1200-1500m de profondeur à une vitesse qui peut atteindre les 10 $cm.s^{-1}$ le long de cheminées d'une dizaine de kilomètres de diamètre. La masse d'eau profonde se situe, quant à elle, entre 800 et 3000m de fond. Elle est caractérisée par une température faible comprise entre 12.7 et 13°C et une salinité peu élevée variant de 38.4 à 38.48. Plus l'hiver est doux, plus la température et la salinité sont élevées, en revanche, la densité varie peu.

L'eau méditerranéenne profonde suit un circuit cyclonique le long du talus continental vers l'ouest et tend à renforcer la circulation du CNM. La formation d'eau profonde entraîne une circulation deux fois plus importante que celle induite directement par le vent. *Albérola et al.* (1995) suggèrent que cette formation d'eau méditerranéenne pourrait être l'un des moteurs principaux de la circulation dans le bassin nord. L'eau méditerranéenne profonde franchit ensuite le détroit de Gibraltar.

2.2.3 Circulation de l'eau atlantique modifiée

L'eau atlantique modifiée est l'eau d'origine atlantique qui pénètre en surface dans le bassin méditerranéen par le détroit de Gibraltar. Les mécanismes de cette circulation sont davantage dus à la différence de salinité entre l'eau atlantique et l'eau méditerranéenne qu'aux effets du vent. Cette masse d'eau concerne une couche de quelques centaines de mètres d'épaisseur et circule principalement dans les zones côtières d'ouest en est tout d'abord pour ensuite remonter vers le nord en un circuit cyclonique dans le bassin occidental. Elle est sujette à l'évaporation et au mélange avec les couches plus profondes le long de son parcours ce qui a pour effet de changer ses caractéristiques et en particulier d'entraîner une augmentation régulière de sa salinité donc de sa densité. Nous n'aborderons pas dans ce manuscrit les détails de son parcours dans la zone de Gibraltar, la mer d'Alboran ni le long des côtes algériennes.

A l'est de la Sardaigne, 2/3 de l'eau atlantique modifée franchit le détroit de Sicile et compense ainsi la perte de masse d'eau par évaporation du bassin oriental. Le dernier tiers entre en mer Tyrrhénienne, longe la côte nord de la Sicile et remonte la côte italienne. Le vent semble avoir un rôle important sur la circulation saisonnière de ce bassin. En revanche, la circulation locale est faible et les caractéristiques de l'eau d'origine atlantique varient peu (*Millot*, 1991).

Cet écoulement franchit ensuite le canal de Corse en formant le courant est corse. Son semblable s'écoule du sud vers le nord depuis le bassin algérien le long des côtes ouest de Sardaigne et de Corse. Dans ce courant, peuvent se trouver des tourbillons anticycloniques d'environ 80 km de diamètre qui sont transportés à la vitesse de quelques kilomètres par jour (*Millot*, 1991). Ces deux écoulements ont un débit quasiment équivalent, toutefois

le courant est corse est plus chaud et plus salé. Dans le golfe de Gênes, ils fusionnent pour donner naissance au CNM. Ce courant s'écoule ensuite de manière cyclonique depuis la mer Ligure jusqu'à la mer catalane le long du talus continental des côtes italiennes, françaises puis espagnoles (*Albérola et al.*, 1995).

2.3 ...Qui nous mènent au courant Nord Méditerranéen

Le Courant Nord Méditerranéen (CNM) ou courant Liguro-Provençal Catalan, forme donc la branche nord de la cellule de circulation cyclonique à l'échelle de la Méditerranée occidentale (*Astraldi et Gasparini*, 1992; *Millot*, 1991). Après sa naissance en mer Ligure, il s'écoule vers le sud-ouest le long de la côte provençale puis le long du talus continental du golfe du Lion.

Le transport de cet écoulement est du même ordre de grandeur que celui de l'eau atlantique entrant à Gibraltar. Dans sa partie amont, il est également nommé courant ligure puis courant catalan le long des côtes espagnoles. Le courant ligure, courant de densité sur lequel vent et climat jouent un rôle essentiel, a une variabilité saisonnière avec un débit qui varie de 1 à 1.6 Sv[1] entre 0 et 300m de profondeur, le maximum étant atteint en hiver (*Albérola et al.*, 1995).

Les conditions climatiques et atmosphériques en hiver sont le principal facteur agissant sur la circulation dans le bassin Liguro-Provençal. En particulier ces conditions ne génèrent pas les mêmes propriétés thermohalines dans le bassin liguro-provençal et la mer Tyrrhénienne adjacente. Ce gradient ainsi généré crée un flux hivernal d'eau chaude de la mer Tyrrhénienne vers le bassin Liguro-Provençal : le transport du courant Tyrrhénien à travers le canal de Corse est trois fois plus important en hiver qu'en été. Une autre oscillation est présente dans le système des courants du bassin Liguro-Provençal : il y a une augmentation saisonnière de la vitesse du courant le long de la côte ouest de la Corse, cette augmentation progressive atteignant son maximum au début de l'été. Les variations de ces deux courants entraînent une oscillation saisonnière du CNM, avec une augmentation des flux entre décembre et mai : au printemps le CNM s'élargit et ralentit et c'est au mois de décembre qu'il devient plus étroit, plus profond et plus rapide (*Millot*, 1991; *Sammari et al.*, 1995). Deux régimes peuvent donc être distingués au cours d'une année. Durant la période calme qui s'étale de juin à décembre, la veine du courant localisée plus au large est plus étendue et moins profonde (*Conan et Millot*, 1995; *Sammari et al.*, 1990). En surface, il atteint 40-50 km de large et une vitesse de 50 $cm.s^{-1}$ alors qu'il se trouve réduit à une largeur de 10 km à 100-200m de profondeur avec une vitesse moyenne de l'ordre de 10 $cm.s^{-1}$. De janvier à mi-mars, le courant s'approfondit, devient plus étroit avec 20-30 km de large et se rapproche de la côte. Les vitesses géostrophiques ont en conséquence augmentées à 250-500m de profondeur et à 10 km au large elles atteignent encore 10 $cm.s^{-1}$ (*Millot*, 1991) et l'on mesure des vitesses de 5 $cm.s^{-1}$ à environ 400m de profondeur. Les maxima enregistrés durant cette période peuvent atteindre 1 $m.s^{-1}$ (*Sammari et al.*, 1995). L'étude de la variation temporelle de son transport a montré qu'il double en hiver (*Béthoux et al.*, 1988), mais ce schéma saisonnier peut être fortement perturbé par des variations de forte amplitude associées à des phénomènes de moyenne échelle comme les conditions atmosphériques, les apports fluviaux, la formation d'eau profonde, le passage de méandres du CNM et la formation de tourbillons. Les données de la campagne

[1] $1\text{Sv} = 2 * 10^6 m^3.s^{-1}$.

océanographique MOOGLI3 ont par exemple montré que le transport du CNM était de l'ordre de 2 Sv en janvier 1999 (*Petrenko*, 2003).

De plus selon les saisons, le taux de mélange entre les courants est et ouest corse n'est pas le même, ce qui crée des changements saisonniers spécifiques dans l'environnement marin le long des côtes liguro-provençales. Alors qu'en été, le CNM possède des propriétés intermédiaires entre ces deux courants, en hiver il est principalement constitué des eaux du courant ouest corse. Le changement saisonnier dans les flux du CNM est aussi cohérent avec les changements horizontaux de la circulation générale du bassin. Durant l'hiver et le printemps, la circulation cyclonique relie la partie est du bassin et le reste du bassin Liguro-Provençal, mais en été et en automne, une circulation indépendante se développe dans la mer de Ligure et se détache donc de la circulation du golfe du Lion.

Il est à noter que dans toute la bande côtière de la mer de Ligure sur une dizaine de kilomètres de large, le courant moyen n'est pas significatif et la variabilité moyenne échelle très élevée ce qui rend difficile la simulation et donc la prédiction de la circulation dans cette zone (*Albérola et al.*, 1995; *Sammari et al.*, 1995). En aval, le courant catalan est accéléré le long du talus continental de la mer des Baléares. Sa variabilité saisonnière est similaire à celle du courant ligure avec un maximum d'activité à moyenne échelle en hiver et un minimum vers la fin de l'été en lien avec l'évolution du front plateau/talus plus que la variabilité du vent local. Une branche de l'écoulement d'eau atlantique modifiée est ensuite détournée vers le nord-est par les îles Baléares, une autre sort par le détroit de Gibraltar.

2.3.1 L'activité tourbillonnaire du CNM

Les nombreux canyons qui entrecoupent le talus continental perturbent l'écoulement du CNM qui est guidé par la bathymétrie et longe généralement le talus. En effet, leur présence entraîne un frottement turbulent accru et en conséquence, rend l'écoulement plus complexe. En hiver, lorsque le courant est plus fort, plus proche des côtes et donc sous une influence plus forte de la bathymétrie accidentée, l'activité turbulente devient plus importante et le courant génère de nombreux méandres : l'amplitude de ces méandres varie de 10 à 20 km avec des longueurs d'ondes allant de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres (*Flexas et al.*, 2002; *Crépon et al.*, 1982). Le cœur du courant peut alors se déplacer d'une vingtaine de kilomètres vers le sud du talus au large de Marseille, comme le montrent par exemple les cartes de SSH AVISO avec des écarts pouvant aller jusqu'à 50 km.

Ces méandres peuvent se transformer en tourbillons et ainsi diviser le CNM en des branches de recirculation partant sur le plateau ou au large.

2.3.2 Intrusions du CNM sur le plateau

Des intrusions du courant se font sur le plateau continental où une partie de l'écoulement se sépare de la veine principale, pénètre sur le plateau et longe la côte, ayant un fort impact sur l'écosystème du golfe. L'élément déclencheur de ces instabilités du CNM est le changement d'orientation de la cassure topographique. Au cours de sa trajectoire le long de la pente, ce courant vient heurter le talus au large de Marseille et à l'extrémité nord du plateau Catalan. Alors que la veine principale continue sa course, de petites veines d'eau sont déviées vers la droite. Des tourbillons anticycloniques peuvent alors naître de cette

interaction avec la topographie. Ces intrusions se font en trois endroits privilégiés : à l'est, au centre et au sud-ouest.

Les intrusions au sud-ouest du plateau peuvent être observées en période stratifiée à la suite de vents de nord-ouest homogènes sur tout le golfe (*Petrenko et al.*, 2008), ou à la suite d'un épisode de vent de sud sud-est emportant avec lui les eaux de surface et venant ainsi créer un courant côtier chaud reliant le plateau catalan au golfe du Lion.

Des intrusions au centre du plateau (d'une durée transitoire d'une dizaine d'heures) apparaissent sous des conditions de Mistral-Tramontane cisaillés. Si ce système de vents persiste suffisamment longtemps, une circulation en double gyre se met en place sur le plateau : un anticyclone à l'est et un cyclone à l'ouest (*Estournel et al.*, 2003). Entre ces deux circulations, un appel d'eau facilite la pénétration d'une veine de courant qui vient nourrir les deux tourbillons. Ce genre d'intrusion d'eau chaude sur le plateau n'est cependant pas automatique dès qu'un épisode de vents continentaux cisaillés a lieu.

Les intrusions à l'est du domaine ont fait l'objet du travail de thèse de J. Gatti (*Gatti*, 2008). Elles peuvent être observées toute l'année (avec une occurrence de 3-4 fois par mois et une durée allant de quelques jours à deux semaines) et ont été vues à de nombreuses reprises grâce aux 12 campagnes océanographiques GOLTS (chapitre3). La figure 2.1 montre une observation par radar HF d'un tourbillon anticyclonique issu d'un méandre du CNM entre les 22 et 27 décembre 2006. En période de vent d'ouest, un front thermique apparaît lorsque ces eaux relativement chaudes rencontrent les eaux plus froides des zones d'*upwelling*. Ce front peut progresser le long de la côte après la fin du coup de vent. De plus, entre les épisodes de vent, les eaux superficielles tendent à se répandre vers le sud-ouest à une vitesse de 5-10 $cm.s^{-1}$.

Ces intrusions se présentent sous deux formes :

- sous forme d'une veine séparée de la veine principale du CNM : ces intrusions pénètrent sur le plateau au niveau du canyon de la Ciotat (figure 1.3) et du banc des Blauquières (43.03°N, 5.62°E) et une partie plus restreinte au niveau du canyon du Planier,
- ou sous forme d'une partie de la veine principale du CNM empiétant sur le plateau se produisant au niveau du canyon du Planier ou entre le canyon du Planier et le canyon de Cassis ou encore au niveau du canyon de La Ciotat et du banc des Blauquières.

La bathymétrie joue donc un rôle très important guidant ainsi des trajectoires privilégiées et favorisant la création de branches du CNM. On remarque par exemple que l'accident bathymétrique prononcé formé par le banc des Blauquières et le canyon de La Ciotat favorise la séparation d'une veine intrusive côtière principalement lorsque le CNM est très côtier ou lorsque l'un de ces méandres empiète sur les accidents bathymétriques.

Ces deux types d'intrusions peuvent être liés. En effet, les intrusions par empiétement sur le plateau peuvent donner lieu à une intrusion franche du CNM sur le plateau et le détachement de l'une de ces branches.

Ces intrusions peuvent être évidemment dues aux méandres et à l'activité turbulente du CNM (principalement en hiver) mais aussi à des épisodes de vents inhomogènes spatialement (*Petrenko*, 2008), dus par exemple à un affaiblissement non uniforme du Mistral : cette inhomogénéité spatiale entraîne en quelque sorte une "aspiration" d'une partie du CNM. C'est donc à travers son rotationnel que le Mistral a un effet sur les intrusions du

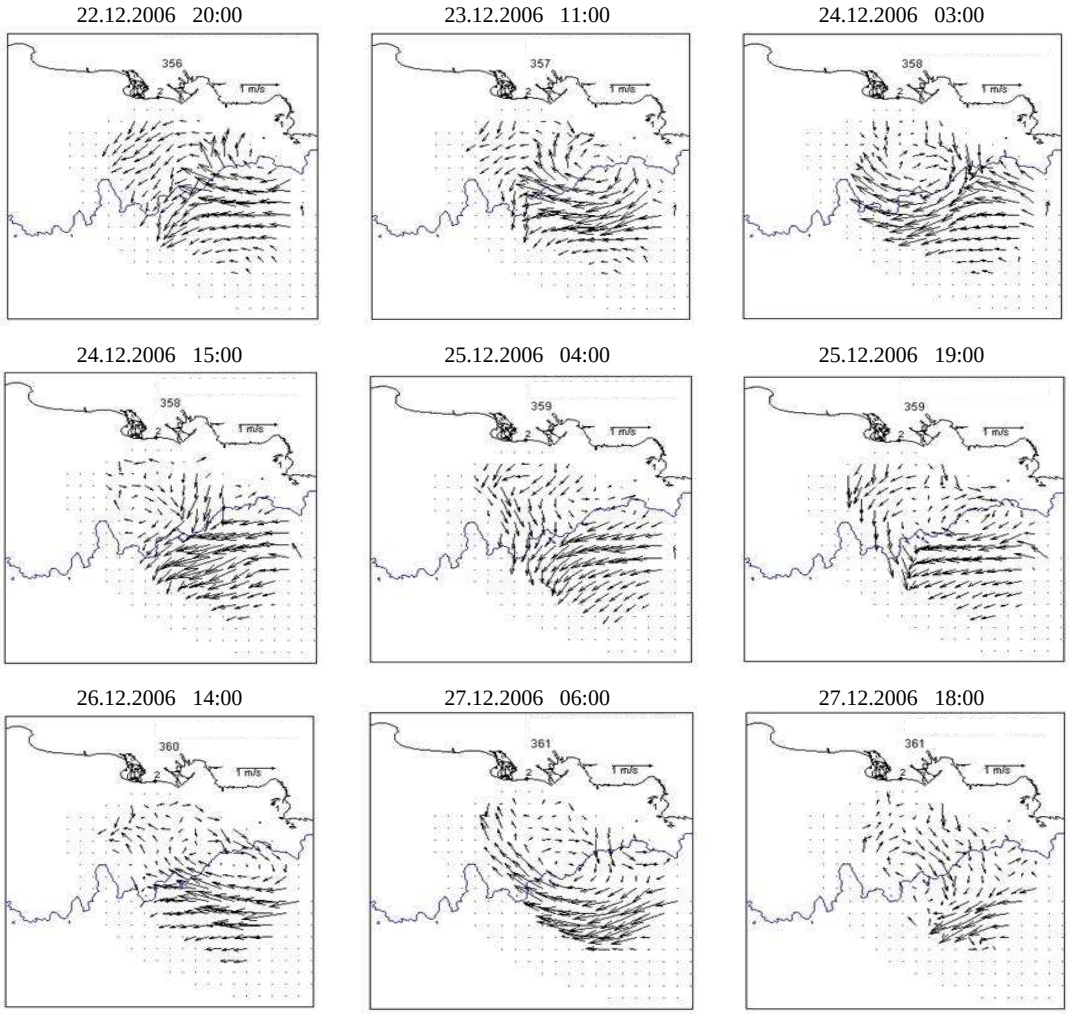


Fig. 2.1 – *Cartes des courants de surface obtenues par mesures radar (localisation des radars représentée en 1 et 2) montrant un tourbillon anticyclonique issu d'une intrusion du CNM à l'est du plateau du 22 au 27 décembre 2006. Ces mesures ont été effectuées lors de la campagne ECOLO pendant laquelle des radars ont été déployés de juin 2005 à février 2007 (Forget et al., 2008).*

CNM sur le plateau. Les épisodes de vent de sud-est qui viennent plaquer le CNM au plus proche de la côte seraient eux aussi des facteurs favorables à l'intrusion d'une branche de ce courant à l'est du plateau.

Les caractéristiques intrinsèques du CNM jouent elles aussi un rôle favorisant, ou non, son intrusion à l'est du plateau. En effet, plus le courant sera proche de la côte et superficiel dès son entrée sur le plateau, plus il sera susceptible de favoriser le développement d'intrusions, soit grâce à l'action du vent, soit grâce à son activité mésoéchelle. Son intensité (variant avec les saisons) ne semble jouer par contre aucun rôle sur ces intrusions.

Le CNM ainsi que ses intrusions sur le plateau participent donc aux échanges entre le plateau et le large en favorisant à la fois des exports et des entrées d'eau grâce à des instabilités (méandres, tourbillons...) qui apportent une quantité d'eau supplémentaire sur

le plateau qui devra être évacuée au travers d'échanges côte-large et qui agissent à petite échelle et modifient les propriétés des eaux du plateau.

2.4 Conclusion

La grande ouverture du golfe du Lion sur le reste de la Méditerranée le soumet fortement à l'influence de la circulation générale grâce au CNM qui est le moteur hydrodynamique prédominant de la région régulant les échanges à travers le talus par ses instabilités.

Ce courant de bord issu du golfe de Gênes suit le talus continental du nord-est vers le sud-ouest, tout en étant perturbé par les nombreux canyons croisant sa trajectoire. Ceux-ci vont complexifier son écoulement en favorisant le développement de processus turbulents. Le CNM présente une forte variabilité saisonnière : en hiver, il s'écoule proche des côtes, est étroit et occupe les 200-300m de la couche de surface, alors qu'en été, son épaisseur se trouve réduite par la thermocline où il se trouve plus large et s'écoule plus loin des côtes. Le rôle du CNM est double : il agit comme une barrière dynamique toute en régulant les échanges à travers le talus par ses instabilités. Le caractère turbulent de cet écoulement favorise l'apparition de méandres, le faisant empiéter hors de sa trajectoire le long du talus et est aussi potentiellement à l'origine de la création d'intrusions de branches de recirculation sur le plateau ou au large. Ces méandres et tourbillons favorisent le mélange entre eaux du large et eaux continentales. Leurs apparitions sont dues à un ensemble de facteurs complexes (dont les forçages atmosphériques et la bathymétrie). En effet, à l'échelle du bassin Liguro-Provençal, des variations du rotationnel du vent modifient le transport du courant et par conséquent modifient son influence sur la circulation côtière. Les instabilités qui perturbent sa trajectoire le long du talus jouent ainsi un rôle actif dans les échanges entre le plateau et le large. Par conséquent, cette région de petite taille est propice aux échanges côte-large.

Chapitre 3

Les observations du golfe du Lion

Sommaire

3.1 L'observation des océans 36
3.2 Les observations *in situ* 37
3.2.1 Les campagnes océanographiques 37
3.2.2 Les flotteurs eulériens 41
3.2.3 Les flotteurs lagrangiens 42
3.2.4 Les AUVs 43
3.3 Les observations par télédétection 43
3.3.1 L'altimétrie 44
3.3.2 Autres observations satellitaires 48
3.3.3 Observations radar 50
3.4 Conclusion 52

3.1 L'observation des océans

L'océan est le siège de mouvements complexes à grandes et petites échelles spatiales agissant sur des échelles de temps extrêmement variées. Les phénomènes océaniques de grande échelle spatiale se manifestent sur des échelles de temps de quelques mois à plusieurs années et caractérisent le climat de l'océan. Ceux de petites échelles spatio-temporelles comme les tourbillons, l'état de la mer, la hauteur des vagues définissent "la météo" de l'océan, par analogie avec ce qui se passe dans l'atmosphère. Seuls les satellites nous permettent de suivre la totalité de ces mouvements de façon globale, avec des mesures continues ou souvent répétées. Cependant ces avancées technologiques ne sont que très récentes. Les premières mesures de l'océan se limitaient à des mesures *in situ*. C'est la pose du premier câble télégraphique sous-marin en 1851 entre la France et la Grande Bretagne qui a fait prendre conscience de la nécessité de mieux connaître les fonds marins (topographie, température, sédiments, courants). L'expédition britannique du navire Challenger de 1872 à 1876, avec ses quelques 400 stations de mesures réparties dans les océans Atlantique, Pacifique et Indien fut la première à réaliser de véritables observations de l'océan. Ce fut un succès et le début de la science "océanographique". D'autres expéditions ont suivi mais les moyens dont on disposait rendaient les campagnes de mesures et d'exploitation très longues. Il a fallu attendre le milieu du 20ème siècle et ses formidables progrès technologiques notamment en matière de communication spatiale pour accéder à une connaissance dynamique des océans. A la fin des années 70, la mise en place du système de collecte de données et de localisation par satellite à couverture mondiale, Argos, a donné aux mesures *in situ* une dimension supplémentaire : la faculté d'être disponibles quasiment en temps réel dans tous les laboratoires concernés de la planète.

Concernant maintenant les observations spatiales de l'océan, les premières observations remontent au début des années soixante lors des missions Mercury de la NASA. Ensuite, des photographies furent prises lors des expériences Gemini, puis lors des célèbres missions Apollo, où, cette fois, des observations spectrales furent aussi réalisées. Ces expériences révélèrent toute la potentialité des observations de la Terre depuis l'espace et lancèrent l'idée de les réaliser à partir de satellites artificiels. Une des premières séries de satellites à avoir alors été lancée dans un but d'observation de la Terre fut celle des Tiros (NASA), à vocation météorologique. Ces observations ont commencé à se systématiser dans les années soixante-dix, avec, par exemple, la mission Skylab (1973), le début des satellites de la NOAA à vocation météorologique, puis la série des satellites Landsat, encore en fonctionnement.

L'observation de l'océan nous permet aussi de décrire les grandes perturbations du système climatique comme le phénomène El Niño qui affecte de façon récurrente le Pacifique tropical mais dont les répercussions climatiques (sécheresses, précipitations intenses, inondations) sont d'ordre planétaire. Un autre élément important de la surveillance globale de l'océan depuis l'espace concerne la hausse du niveau des mers en réponse au réchauffement climatique. Les satellites nous ont montré par exemple que la mer ne monte pas de façon uniforme comme on le croyait auparavant. Au cours de la dernière décennie, on a découvert que dans certaines régions la hausse du niveau des mers a été 10 fois supérieure à l'élévation moyenne.

Le très vaste champ d'applications que ces techniques ont ouvert ou ont contribué à développer, a permis l'accès aux mesures de nombreux "paramètres géophysiques"(vent, température de l'océan, hauteur dynamique, houles, marées, paramètres atmosphériques,

bilans radiatifs, concentration en chlorophylle de l'océan). La fréquence élevée et le caractère synoptique des observations spatiales en font un élément indispensable aujourd'hui pour une compréhension globale du fonctionnement de l'océan et plus généralement de la planète.

Les observations synthétiques utilisées dans cette thèse pour l'assimilation de données ont été extraites d'une base de données d'observation afin de simuler à la fois des observations *in situ* (profils de température et de salinité) et des données altimétriques (suivant les traces du satellite altimétrique SARAL/AltiKa qui, comme on le verra dans ce chapitre, est une future mission altimétrique capable de fournir des données jusqu'à 5 km des côtes.

Ce chapitre se divise en deux parties pour aborder en premier lieu les moyens d'observations *in situ* puis les observations spatiales de l'océan. Une description des moyens d'observation déployés dans le golfe du Lion sera faite dans chacune de ces parties. Une description brève de la campagne PIRATA-FR19 à laquelle j'ai participé est faite dans la première partie sur les observations *in situ*.

3.2 Les observations *in situ*

Il existe une grande diversité de paramètres hydrologiques mesurés *in situ* : température, salinité, pression, conductivité, courants, paramètres physico-chimiques... ayant des applications dans des domaines aussi variés que l'océanographie, la biologie, la météorologie, la climatologie, la sismologie. L'océanographie opérationnelle utilise les profils de température et de salinité et les mesures de vitesses le long des trajectoires de flotteurs qui viennent compléter les données obtenues par satellites[1].

Actuellement les mesures océanographiques sont effectuées par des instruments de mesures en surface ou immergés (en profondeur depuis la sub-surface jusqu'au plancher océanique). Les mesures sont faites soit lors de passage de navires océanographiques ou même marchands, soit par des systèmes automatiques, fixes ou dérivants.

3.2.1 Les campagnes océanographiques

Les campagnes océanographiques peuvent être utilisées pour le déploiement de mouillages ou d'instrumentations sophistiquées. Elles peuvent permettre un échantillonnage continu de la subsurface par pompage, des mesures en continu de paramètres atmosphériques ainsi que de la vitesse horizontale des courants. Des profileurs ondulés peuvent aussi être tractés sur ces navires, permettant ainsi d'obtenir des sections verticales quasi-continues.

Les navires larguent au bout d'un câble à la fois mécanique et électrique, des sondes qui permettent de mesurer les paramètres hydrologiques sur un profil vertical de la surface jusqu'au fond. Il s'agit des sondes CTD[2] (figure 3.1 c) et des XBT[3] (figure 3.1 d-e), de capteurs de pression et d'oxygène. Ces instruments sont associés à des bouteilles qui opèrent des prélèvements d'eau, remontés à la surface et analysés chimiquement ou biologiquement. Les points négatifs de ces campagnes sont tout d'abord leur coût élevé et d'autre part qu'elles ne permettent pas d'obtenir une couverture synoptique de la région. Contrairement aux plate-formes d'observation fixes permanentes (mouillages, plate-formes installées le long du littoral ou au large, plate-formes de fond), elles ne permettent pas

[1] www.mercator-ocean.fr
[2] pour Conductivité, Température, Densité.
[3] pour eXpandable BathyThermograph.

non plus d'obtenir des données à haute fréquence temporelle et ainsi de détecter des phénomènes épisodiques non prévisibles.

J'ai eu l'opportunité de pouvoir participer au premier leg de la campagne océanographique PIRATA-FR19 en Atlantique Tropicale du 13 au 28 juin 2009 à bord du N/O Antea de l'IRD[4] (photo "a" de la figure 3.1). Sur la photo "b" de la figure 3.1, la trajectoire de ce leg est représentée. Les points verts le long de cette trajectoire représentent les lieux où des tirs d'XBT ont été effectués et les points rouges les endroits où des bouées fixes ATLAS (mises en place l'année précédente) ont été récupérées, afin d'en mettre des nouvelles nettoyées avec des capteurs neufs.

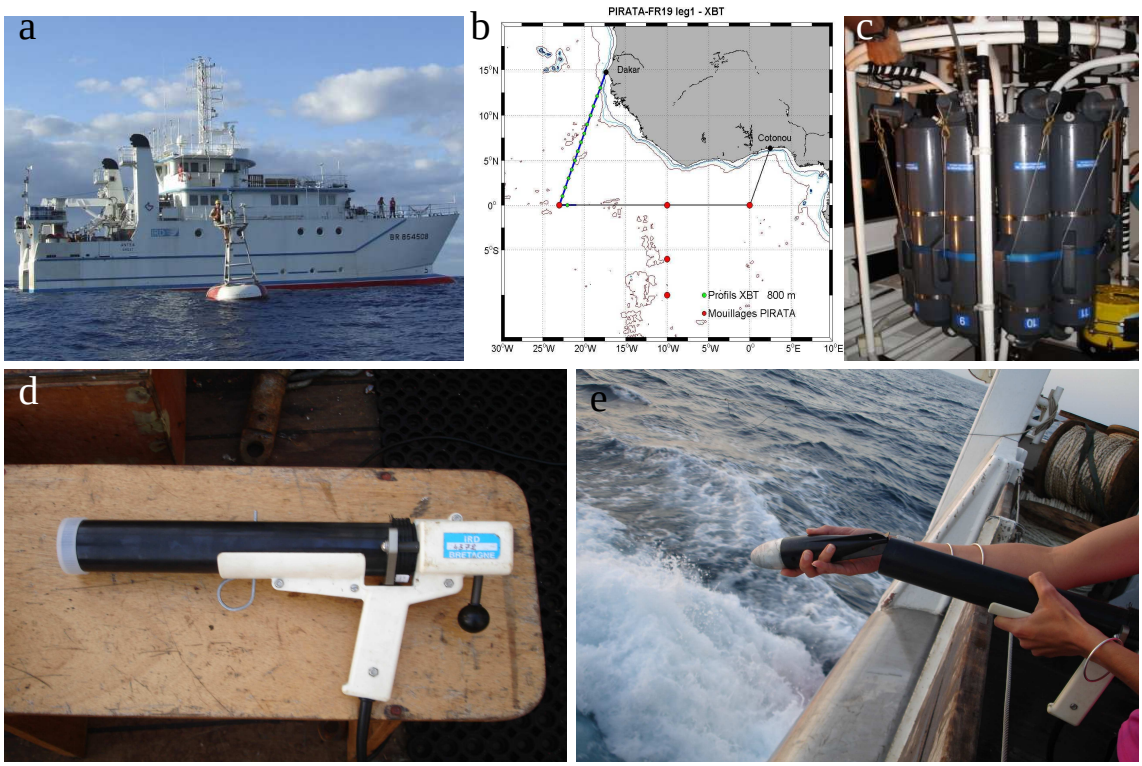


Fig. 3.1 – *Photographies prises lors de la campagne océanographique PIRATA-FR19 dans l'océan Atlantique Tropical. Le navire océanographique Antea sur lequel s'est déroulée cette campagne se trouve sur la figure "a", la figure "b" représente la trajectoire suivie durant le leg1, la figure "c" une sonde CTD (ou bathysonde) et les figures "d" et "e", un tir d'XBT.*

Cette campagne visait à remplacer 5 bouées fixes (deux d'entre elles sont représentées sur la figure 3.4) dont la France a la gestion, à déployer 10 flotteurs autonomes Provor (figure 3.2), ainsi qu'à faire des mesures en continu le long de la route de l'Antea et lors de stations hydrologiques. Des prélèvements d'eau de surface ont été en effet faits le long de la trajectoire du navire, les échantillons ont été ensuite analysés : leur température, leur salinité ainsi que leur taux d'oxygène ont été relevés à bord, l'analyse des sels nutritifs a été effectuée dès le retour du navire dans un laboratoire de Brest (figure 3.2).

[4]Un journal de bord des leg 1 et 2 de cette campagne a été rédigé afin de décrire de jours en jours les activités humaines et scientifiques à bord de l'Antea, il est disponible sur le site : *http : //www.ifremer.fr/ird/actualites/Pirata19journal.htm.*

FIG. 3.2 – *Photographies prises lors de la campagne océanographique PIRATA-FR19 dans l'océan Atlantique Tropical. Un flotteur PROVOR (du réseau ARGO) est représenté sur la figure "a". Des prélèvements d'eau de surface ont été effectués tout au long de ce leg (figure "b") avant d'être analysés au laboratoire de chimie à bord du navire. La photo "c" représente un salinomètre et la figure "d" un appareil permettant de mesurer le taux d'oxygène d'un échantillon d'eau.*

De nombreuses campagnes océanographiques ont été mises en place en mer Méditerranée : soit menées sur des navires opportuns (comme pour le projet TRANSMED[5]), soit sur des navires de recherche. L'acquisition des données se fait soit de manière automatique, soit grâce à la présence de scientifiques à bord du navire. Ces campagnes peuvent avoir comme objectif de collecter des données suivant une trajectoire prédéterminée, ou de laisser le navire en station pendant une période plus ou moins longue afin d'étudier plus en profondeur une zone bien précise.

Le principal navire océanographique utilisé dans cette région est le Téthys II : le projet SAVED[6] est géré dans le cadre de l'utilisation de ce navire. Ce projet de l'INSU[7] vise à mesurer et constituer une base de données de profils de courants de la surface à 250m

[5]http ://www.ifremer.fr/lobtln/TRANSMED : projet mis en place par I. Taupier-Letage initialisé en 2003 et visant à équiper de multiples navires opportuns de thermosalinomètres pour monitorer la température et la salinité de surface de la Méditerranée.

[6]pour Système Acquisition Validation Exploitation de données du Téthys II : http ://www.dt.insu.cnrs.fr/adcp/adcp.php

[7]Institut National de Sciences de l'Univers, http ://www.dt.insu.cnrs.fr/adcp/adcp.php.

de profondeur en Méditerranée nord-occidentale, à l'aide d'un ADCP[8] de coque et de capteurs associés (température, salinité, fluorimétrie, météorologie) fixés sous la coque du navire. Ses données sont disponibles depuis 1997.

La circulation des masses d'eau et sa variabilité spatiale et temporelle sont très imparfaitement connues. Les ADCP de coque qui équipent maintenant les navires permettent de palier à ce manque d'information. Les différents transits effectués avec le Suroît au cours des campagnes MOOGLI fournissent des photographies ponctuelles de la courantologie (figure 3.3).

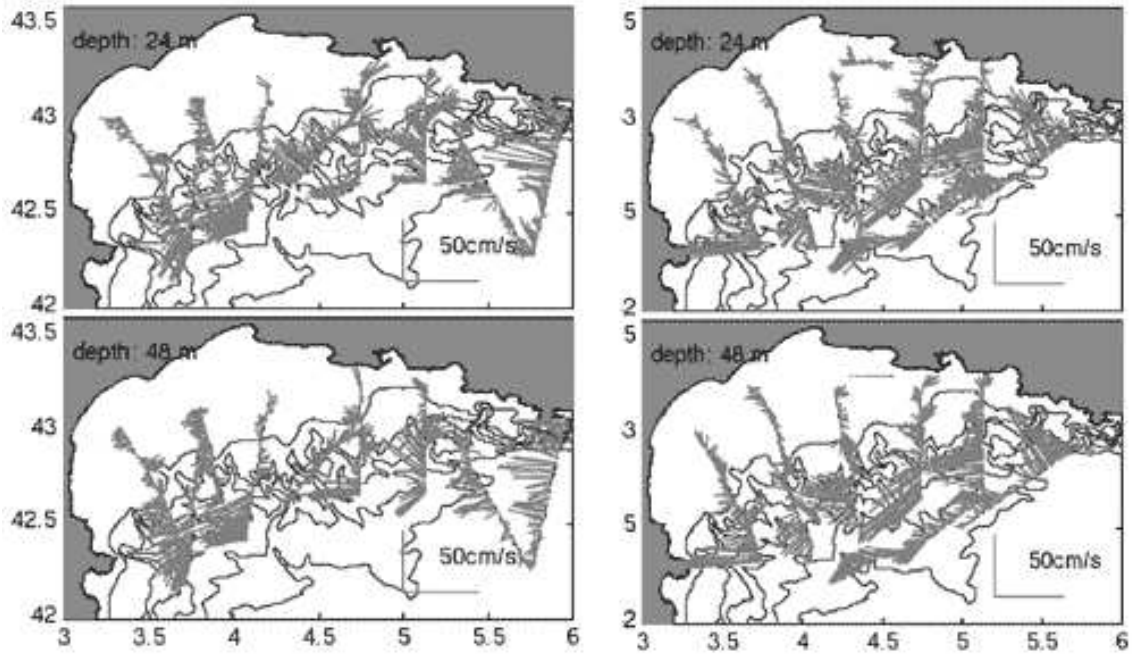


Fig. 3.3 – *Exemple de cartographie de courants obtenue en quelques jours au cours des campagnes MOOGLI2 en juin 1998 (figures de gauche) et MOOGLI3 en janvier 1999 (figures de droite) à 24m de profondeur (première ligne) et 48m de profondeur (deuxième ligne). Les isobathes à 100, 200, 500, 1000, 1500 et 2000m sont dessinées en noir. Image extraite de Petrenko (2003).*

Durant MOOGLI2 (été), les courants les plus forts sont de l'ordre de 40-50 $cm.s^{-1}$ et sont situés soit près de la surface, soit dans les 80-100 premiers mètres. Durant MOOGLI3 (hiver), les vitesses atteignent jusqu'à 70 $cm.s^{-1}$ vers 40m et diminuent ensuite en profondeur (vitesses entre 20 et 40 cm à 160m).

Les campagnes océanographiques décrites par la suite ont toutes eu lieu en mer Méditerranée entre 1998 et 2006. Tout d'abord de 1998 à 1999, dans le cadre du chantier PNEC[9], trois campagnes océanographiques MOOGLI[10] ont été menées dès 1998 dans le golfe du Lion. Leur objectif était l'étude de l'évolution saisonnière de la structure et du fonctionnement de l'écosystème de ce golfe pour établir, grâce à la modélisation, un bilan annuel à mésoéchelle de carbone et des éléments biogènes. Ces campagnes présentaient les in-

[8]pour Acoustic Doppler Current Profiler : courantomètre fonctionnant par effet Doppler.
[9]Programme Nationale Environnement Côtier.
[10]MOdélisation et Observation du Golfe du LIon.

convénients de ne pas être axées sur des mesures physiques et ne couvraient pas assez le plateau de façon synoptique. De ce fait, les campagnes SARHYGOL[11] ont suivies (10 campagnes de 1999 à 2001) visant à fournir les informations faisant défaut sur la variabilité spatio-temporelle de la distribution et la circulation des masses d'eau (*Petrenko et al.*, 2005). Ces campagnes avec une trajectoire en créneau permettaient de couvrir la quasi-totalité du golfe en moins de 48 heures de navigation.

Face à un manque de mesures de ces campagnes sur la partie est du plateau, le projet GOLTS[12] a été mis en place. Ce projet consistait, en dehors de campagnes en mer, à mouiller un ADCP (de novembre 2001 à juin 2006) au large de Marseille (plus précisément à $43.07°N$, $5.13°E$) afin de détecter et comprendre les intrusions du CNM à l'est du plateau.

3.2.2 Les flotteurs eulériens

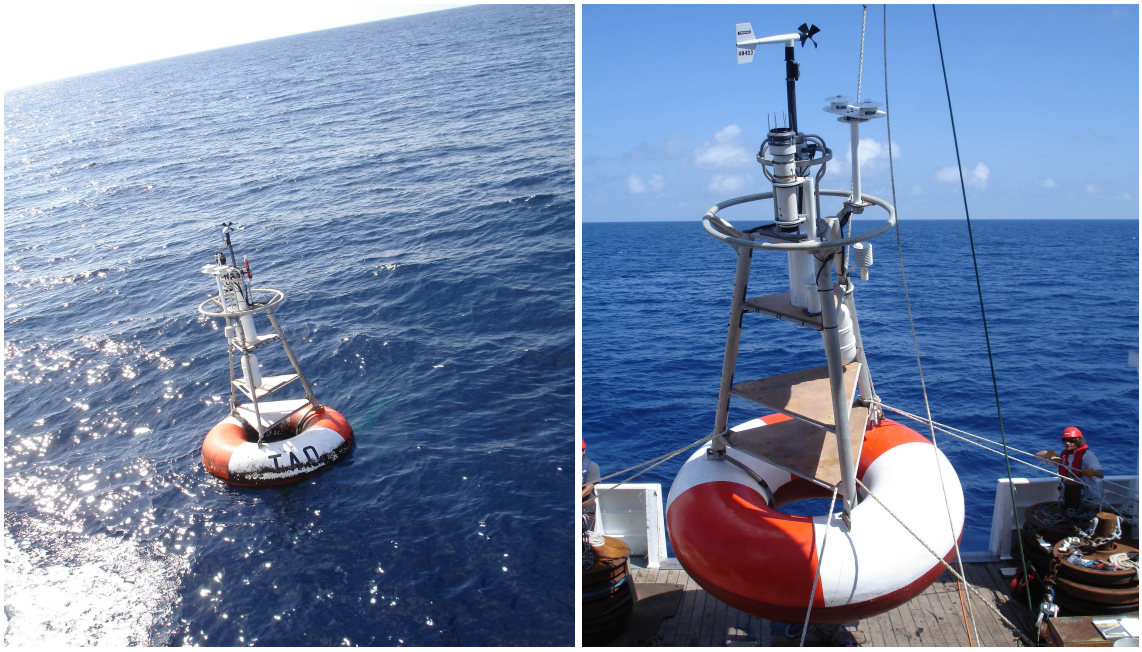


FIG. 3.4 – *Photographies de bouées ATLAS prises lors de la campagne océanographique PIRATA-FR19 dans l'océan Atlantique Tropical.*

Les bouées fixes (ou bouées ancrées au fond, ou mouillages) entrent dans la catégorie des capteurs dit "eulériens" et permettent, en un lieu donné, de suivre l'évolution des paramètres océaniques tels que température, salinité et courants en fonction de la profondeur et du temps.

Un exemple de bouées fixes sont les bouées ATLAS du réseau PIRATA (figure 3.4). Les observations océaniques collectées grâce à ces bouées (température et salinité entre la surface et 500m de profondeur), complétées par des observations météorologiques (vent, humidité relative, température de l'air, pluviométrie), sont transmises par satellite via Argos et sont disponibles en temps quasi réel sur internet. Chacune des 17 bouées de ce réseau (qui comprend aussi des marégraphes, des mouillages courantométriques,...)

[11]Suivi Automatique Régulier de l'HYdrologie du GOlfe du Lion.
[12]Gulf Of Lions Time Series.

comporte une station météo (qui mesure la température, l'humidité, la vitesse, la direction du vent, ...) et une série de capteurs entre la surface et 500m de profondeur (qui mesurent la température, parfois la salinité ou les courants).

3.2.3 Les flotteurs lagrangiens

Les bouées et flotteurs dérivants entrent dans la catégorie des capteurs dit "lagrangiens" : ils évoluent librement au gré des courants. En fonction de leur situation, ils donnent des indications sur les courants en surface et en profondeur (jusqu'à 2500m). Il existe plusieurs sortes de flotteurs lagrangiens : les flotteurs de surface (dont l'ancre est à une profondeur constante), les flotteurs de subsurface (se stabilisant par flottaison à une profondeur donnée) et les flotteurs profileurs (qui effectuent des profils verticaux après une certaine période à profondeur constante). Un exemple de ces flotteurs est le réseau ARGO constitué de plus de 3000 flotteurs autonomes répartis dans tous les océans du monde qui sont capables de mesurer des profils de température et de salinité jusqu'à 2000m de profondeur.

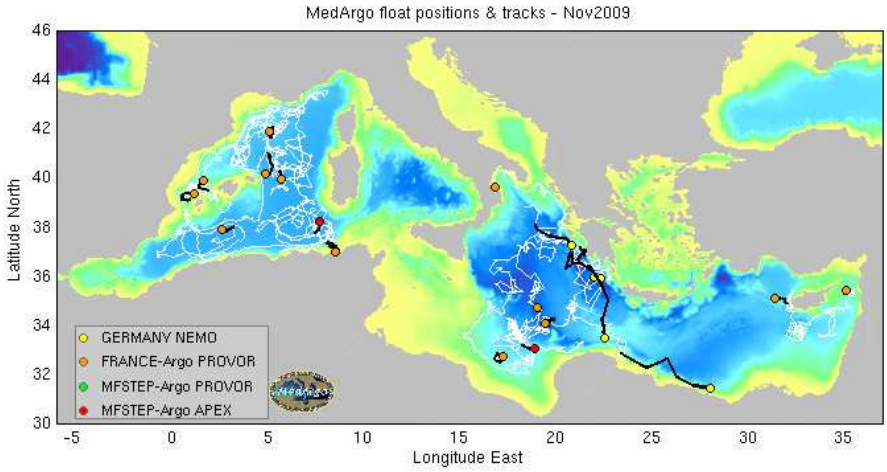


FIG. 3.5 – *Trajectoires des flotteurs ARGO en novembre 2009 en mer Méditerranée : http : //nettuno.ogs.trieste.it/sire/medargo/monthly.html.*

Alors que le réseau ARGO concerne l'océan mondial, un réseau similaire : MEDARGO est uniquement basé en mer Méditerranée. Ce système MEDARGO, mis en place en juillet 2004 dans le cadre du programme MFSTEP[13], permet d'obtenir des observations en température et salinité de la subsurface de ce bassin pratiquement en temps réel. Ces profileurs sont programmés de manière à s'adapter aux spécificités de la mer Méditerranée et ainsi reproduire le cycle suivant : descendre jusqu'à une profondeur de 350m, dériver à ce niveau durant 3 à 7 jours, puis plonger jusqu'à 700m, avant de remonter en surface pour transmettre les données TS récoltées. Dès qu'ils atteignent la surface, ces profilers seront repérés et leur données sont alors transmises au réseau de satellite Argos.

La figure 3.5 permet d'observer la quantité de trajectoires parcourues par ces profilers en novembre 2009.

[13]MFSTEP pour Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Predictions.

Outre ce réseau de profilers, d'autres flotteurs ont été mis en place en mer Méditerranée. Depuis 2002, un système intermédiaire entre un flotteur lagrangien et une station fixe intitulé PAGODE[14] a été conçu par l'IFREMER avec le souci de limiter au maximum toute dérive horizontale de façon à garantir des mesures en un point géographique fixe. Pour cela, il est doté de fonctionnalités particulières lui permettant, notamment, de se poser sur le fond entre deux profils, de se déplacer rapidement dans la colonne d'eau et de n'émerger que durant un temps optimisé pour assurer la transmission des données et la localisation. Ce démonstrateur est par ailleurs capable de délivrer des profils sur 400m avec une résolution spatiale d'une mesure de température et de conductivité par mètre et ce, pour des fréquences variant de 1 profil toutes les 2 heures à 1 profil par 48 heures.

3.2.4 Les AUVs

AUV signifie Autonomous Underwater Vehicle. Parmi ces véhicules, on retrouve les véhicules de surface autonomes, les gliders ainsi que les AUVs motorisés. Sur la zone méditerranéenne les gliders sont principalement déployés par les équipes françaises de P. Testor- L. Mortier (LOCEAN-IPSL[15]) et H. Claustre (LOV), pour les gliders avec capteurs bioptiques).

3.3 Les observations par télédétection

Les campagnes océanographiques et les mesures *in situ* de manière plus générale présentent bon nombre d'inconvénients. On a pu voir au paragraphe précédent que différentes campagnes en mer ont été réalisées dans cette zone côtière, mais étant ponctuelles, elles ne permettent pas de couvrir l'ensemble des échelles spatio-temporelles de la variabilité océanique. A titre indicatif, les satellites réalisent 50 000 mesures par jour et par altimètre, tandis que l'on dispose de quelques centaines de mesures *in situ* chaque jour (de manière continue dans le temps). De plus, un bateau a besoin de semaines, voir de mois, pour traverser les océans tout en faisant des mesures alors que la circulation de ce milieu, sa température et sa salinité sont en constante évolution. Il est donc impossible d'avoir des observations synoptiques de l'océan global en utilisant des instruments *in situ*. De par leur couverture spatiale et leur répétitivité, l'apparition des observations spatiales altimétriques dans les années 1960 a permis aux océanographes d'avoir un outil unique leur permettant d'obtenir des cartes de la topographie de l'océan global afin d'étudier la circulation océanique et ses changements au cours du temps. Les données fournies par les courantomètres radar sont une autre forme d'observation par télédetection permettant d'obtenir des données de vitesse de surface sur une zone spatiale bien déterminée et sur une grande fenêtre temporelle. Une description de ces radars fait l'objet du dernier paragraphe de ce chapitre.

Nous avons vu dans le chapitre 2 que le CNM jouait le rôle crucial d'un moteur hydrodynamique puissant pour le transfert de matières à l'interface entre la zone littorale et le large. Il est donc primordial de connaître et comprendre ses caractéristiques pour pouvoir ensuite prévoir le devenir des apports réguliers ou accidentels le long des côtes liguro-provençales et mieux gérer cet écosystème fragile. Etant associé à un front de densité le différenciant des eaux du plateau, il est observable sur les images satellitaires de

[14]pour Profileur Autonome GOlfe DE Gascogne.
[15]http ://www.lodyc.jussieu.fr/ testor/

température de surface, de couleur de la mer, ainsi que par altimétrie satellitaire. Chacune de ces techniques renseigne sur des paramètres physiques différents.

3.3.1 L'altimétrie

Les missions spatiales d'altimétrie, d'orbitographie et de localisation précise ont révolutionné notre vision de la Terre et de ses océans. Les ondulations permanentes (allant de quelques mètres à une centaine de mètres) de la surface de la mer reflètent le géoïde déterminé par les variations géographiques du champs de gravité terrestre[16]. Ces variations sont liées à la distribution non-homogène des masses à l'intérieur, ou à la surface de la planète. Les mesures altimétriques de la forme de la surface de la mer sont donc utiles à l'étude de la géodésie marine et de la géophysique. L'altimétrie satellitaire, aujourd'hui au centre de l'activité d'océanographie spatiale, est une technique permettant de mesurer le relief des océans. Mise au point dans les années 1970 puis 1980, elle a vu ses capacités décuplées en termes de précision (grâce au système Doris) et de couverture spatio-temporelle.

Ce type de données est indispensable pour appréhender la circulation océanique et sa variabilité. La position du satellite sur son orbite est déterminée par rapport à une référence arbitraire, un ellipsoïde. La hauteur de la surface de la mer (SSH) est représentée par la distance entre la surface de la mer et cet ellipsoïde.

Outre les programmes internationaux d'étude des océans et du climat à l'échelle globale (WOCE[17], WCRP[18], CLIVAR[19], GOOS[20]), ou ceux dédiés au phénomène El Niño (TOGA), des projets de prévisions océaniques se mettent en place comme GODAE[21], et Mercator. Tous ces programmes demandent, entre autres, des mesures altimétriques de qualité et les combinent à d'autres données afin d'obtenir la vision la plus large possible des mécanismes en jeu, pour éventuellement les assimiler dans les modèles de prévisions océaniques ou climatiques. De plus, les missions spatiales d'altimétrie, d'orbitographie et de localisation précises participent à la détermination d'un système international de référence, essentiel à la localisation précise de tout point à la surface de la Terre.

Le principe de base des satellites altimétriques est de mesurer la distance entre le satellite et la surface-cible en mesurant la durée aller-retour d'un pulse radar (onde à environ 13 GHz) à l'aide d'un radar embarqué sur un satellite artificiel. La mesure de ce temps et l'analyse de la forme d'onde reçue (amplitude et forme des échos) permettant respectivement de déterminer la distance entre le satellite et la surface de la mer ainsi que la rugosité de la surface qui peut être reliée à la hauteur des vagues. Les meilleurs résultats sont obtenus sur un milieu spatialement homogène qu'est l'océan. Les surfaces hétérogènes comprenant des discontinuités topographiques ou de texture, telles que les glaces, les rivières, ou les terres émergées, rendent une interprétation plus difficile.

Les radars altimètres utilisent plusieurs fréquences différentes. Chaque bande de fréquence possède ses avantages et ses inconvénients : la bande Ku (entre 12 et 18 GHz) est plus

[16] La mission de gravimétrie spatiale GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) lancée en 2002 mesure les variations spatio-temporelles du champ de gravité terrestre avec une résolution et une précision jusqu'ici inégalée, à des échelles temporelles allant de la dizaine de jours à plusieurs années.

[17] World Ocean Circulation Experiment.

[18] World Climate Research Programme.

[19] Climate Variability and Predictability.

[20] Global Ocean Observing System.

[21] Global Ocean Data Assimilation Experiment.

sensible aux perturbations atmosphériques, la bande Ka (entre 27 GHz et 40 GHz) présente de meilleures résultats pour les glaces, la pluie, les zones côtières, les terres émergées...

L'altimétrie côtière

Les satellites altimétriques ont été initialement développés pour fournir des observations de l'océan hauturier. Un aspect qui commence à peine à émerger concerne l'observation et le suivi de la dynamique côtière à partir de l'altimétrie. Sans un traitement spécifique, les données altimétriques côtières ne sont pas utilisables car trop entachées d'erreurs. En conséquence, les mesures existantes dans ces zones, souffrant de larges incertitudes, sont généralement rejetées par les algorithmes de traitement et post-traitement des centres opérationnels.

Pour améliorer la qualité et la disponibilité des données altimétriques près des côtes, le LEGOS[22] a développé une chaîne de traitement altimétrique expérimentale dédiée (X-Track, *Roblou et al.* (23-28 July 2007)). Les apports par rapport aux traitements standards sont d'une part une diminution des mesures erronées, une augmentation de la couverture de données en zone côtière et la possibilité d'exploiter des mesures haute résolution le long de la trace (jusque $\sim 3Hz$ soit 2 km). La chaîne X-Track fonctionne à présent de manière semi-opérationnelle au Service d'Observation CTOH (*Birol et al.*, 2010).

L'étude de la dynamique du CNM à l'aide de l'altimétrie n'est qu'à ses balbutiements. En effet, l'observation d'un courant côtier s'avère particulièrement difficile compte tenu de sa position proche de la côte et de son étroitesse. La qualité des données altimétriques en zone côtière se dégrade fortement. Ainsi, utiliser l'altimétrie pour caractériser et suivre la dynamique du CNM requiert le développement d'outils ou de méthodes adaptées. Cet objectif n'est satisfait qu'à travers l'émergence de nouvelles technologies (nouvelles missions SARAL/AltiKa, Cryosat, Sentinels Water) mais également par le développement de stratégies, modèles et méthodes pour améliorer les données issues des missions altimétriques existantes : Topex/Poséidon, GFO, Envisat, Jason 1 (*Bouffard*, 2007).

Les différentes missions altimétriques

Parmi les précédentes missions altimétriques :

- Le satellite Geosat[23] de la marine américaine (US Navy), a été lancé le 12 mars 1985 et s'est arrêté en janvier 1990. Son instrument principal était un altimètre radar, sa première mission dédiée à la mesure du géoïde marin. Cette mission achevée (18 mois plus tard), le satellite fût placé sur une orbite répétitive de 17 jours, pour mesurer le niveau des océans et suivre ses variations pendant plus de trois ans. Son successeur GFO[24] a été lancé le 10 février 1998. Il a pour mission de fournir des données en temps réel de la topographie des océans.
- Les satellites ERS[25] ont pour mission d'observer la Terre, en particulier l'atmosphère et les océans en utilisant des techniques radars. Satellites de l'ESA[26], ils ont à leur bord plusieurs instruments, dont un radar altimètre. ERS-1, lancé en juillet 1991, a été mis en sommeil en juin 1996 et définitivement arrêté en mars 2000.

[22] http ://www.legos.obs-mip.fr/
[23] GEOdetic SATellite.
[24] Geosat Follow-On.
[25] European Remote Sensing.
[26] L'ESA est l'agence spatiale européenne.

FIG. 3.6 – *Satellites altimétriques passés et actuels, Crédits CNES/CLS, (http ://www.aviso.oceanobs.com/fr/missions/).*

- Le satellite Topex/Poséidon a été lancé le 10 Août 1992 avec pour mission "observer et comprendre la circulation océanique". Issu d'un partenariat entre la NASA, l'agence spatiale américaine et le CNES, l'agence spatiale française, il a à bord deux radars altimètres et différents systèmes de localisation précise, dont le système Doris. La mission Topex/Poséidon pose les fondations pour une surveillance des océans à long terme ("laboratoire spatial"). Tous les dix jours, le satellite fournit la topographie mondiale des océans, niveau de la mer mesurée avec une haute précision (entre 2 et 5 cm). Cette mission s'est terminée officiellement en janvier 2006.

Parmi les missions actuelles :

- Cryosat-2 est un satellite altimétrique de l'ESA qui a été lancé le 8 avril 2010. Il est dédié à l'observation des glaces polaires. Prévue pour durer 3 ans et demi, cette mission permettra de déterminer les variations d'épaisseur des glaces continentales et de la banquise. Il sera ainsi possible de tester les prévisions de fonte des glaces dans le cadre du réchauffement climatique.
- Jason-2 a pris le relais en 2008 pour assurer la continuité de la série de mesures effectuées depuis 1992 par les satellites Topex/Poséidon et Jason-1, dans le cadre d'une coopération entre le CNES, Eumetsat, la NASA et la NOAA. Il est composé d'un altimètre et du système de positionnement Doris.
- Envisat[27], successeur d'ERS-1 et ERS-2, a été lancé sur une orbite à 35 jours le 1er mars 2002. Dédié à l'étude de l'environnement, en particulier au suivi des changements climatiques, sa mission est d'observer l'atmosphère et la surface de la Terre. Construit par l'ESA, il a à bord une série d'instruments complémentaires (dont un altimètre radar et le système d'orbitographie et de localisation précise Doris) permettant d'observer le plus grand nombre de paramètres possibles.

[27]Environmental Satellite.

- Jason-1 a été lancé le 7 décembre 2001. Sa durée de vie, annoncée pour 5 ans est déjà bien dépassée. Toujours dans le cadre d'une coopération entre le CNES et la NASA, Jason-1 est le successeur de Topex-Poseidon. Son orbite inchangée, par rapport à celle de Topex/Poseidon permet une acquisition continue des mesures et ainsi, d'approfondir notre connaissance de nombreux phénomènes océaniques sur le long terme.
- ERS-2, successeur d'ERS-1, a été utilisé en tandem avec celui-ci d'août 1995 à juin 1996 : mis sur des orbites identiques à 35 jours, les satellites se sont succédés à un jour d'intervalle.

Parmi les missions futures :

- Le satellite Sentinel-3 dont le lancement est prévu pour 2012 s'inscrit dans le programme GMES, fondé en coopération entre l'ESA et la Commission Européenne. Il sera dédié à la surveillance de la Terre et des océans. Ce programme est la réponse européenne aux besoins toujours grandissants en matière de gestion de l'environnement. La charge utile de Sentinel-3 devrait être composée d'un radar altimètre performant, d'un imageur optique multi-canaux (visible, infrarouge), de composants appropriés pour une mesure très précise de la vapeur d'eau atmosphérique, des aérosols et des corrections ionosphériques et d'un système de localisation pour la détermination précise de l'orbite (instrument Doris notamment). Les objectifs de la mission s'appliquent à l'océan, aux surfaces continentales et à la cryosphère. Les variables mesurées pour chacun de ces domaines seraient : la hauteur de la surface des océans (SSH), la température de surface (SST), la couleur de l'océan, la couleur des sols, le niveau de la surface des rivières et des lacs, le niveau et l'épaisseur des glaces de mer flottantes.
- Pour assurer la pérennité des mesures au-delà de la mission Jason-2, le CNES, Eumetsat et la NOAA ont confirmé leur engagement pour la mission Jason-3 pour les années 2013-2014. Pour minimiser le coût et les risques de cette mission, le modèle de Jason-2 devrait être reproduit en grande partie. Toutefois, les choix d'une orbite et des instruments appropriés demeurent toujours en discussion.
- Le satellite SWOT[28] est envisagé pour 2020 avec un partenariat comprenant la NASA et le CNES. Le principal objectif de SWOT est de réunir les besoins des communautés hydrologiques et océanographiques en un seul satellite. La technologie retenue pour ce satellite serait une bande Ka Radar INterféromètre. Pendant la durée nominale de 3 ans de la mission, les objectifs sont de mesurer la SSH et les hauteurs d'eaux continentales sur une fauchée de 120 km de large. Sur l'océan, mesurer la SSH tous les 2 km^2 pour chaque fauchée, sur les continents, obtenir une résolution spatiale de 100m sur les rivières et de 1 km^2 sur les lacs, les zones humides et les réservoirs. La précision à atteindre serait de 10 cm pour la hauteur d'eau et l'objectif de couvrir au moins 90% des surfaces du globe.

L'altimètre SARAL/AltiKa

Parmi ces missions altimétriques futures on compte le satellite SARAL et son altimètre AltiKa, dont les données que nous avons simulées au cours de cette thèse seront précieuses pour l'océanographie côtière.

[28]Surface Water Ocean Topography.

Le satellite SARAL[29] embarquera AltiKa (*Vincent et al.*, 2006), un altimètre océanographique de haute précision en bande Ka ainsi que le système d'orbitographie Doris, associé à un réflecteur laser, afin de déterminer avec précision la position du satellite sur son orbite. Ce paramètre est important pour la mesure du niveau de la mer. L'altimètre haute résolution AltiKa intègre une fonction radiométrique bi-fréquence permettant de corriger les mesures altimétriques des effets liés à la traversée de la troposphère humide.

Il s'agit du premier altimètre océanographique utilisant une fréquence aussi élevée. Cette spécificité technique en fait un instrument performant en terme de résolution spatiale et verticale.

Cette mission a pour objectifs de réaliser des mesures précises, répétitives et globales de la hauteur de la mer, de la hauteur significative des vagues, de la vitesse du vent et d'effectuer une meilleure observation des glaces, des pluies, des zones côtières et des étendues d'eaux continentales pour le développement de l'océanographie opérationnelle, la compréhension du climat, le développement de capacités de prévision et la météorologie opérationnelle. Le second objectif de cette mission est d'assurer, en association à Jason-2, la continuité du service actuellement rendu par la charge utile altimétrique d'Envisat et par Jason-1 et de répondre au besoin exprimé par les programmes mondiaux d'étude de l'océan et du climat et contribuer à la mise en place d'un système mondial d'observation des océans.

Ce projet est développé en coopération entre l'ISRO[30] (qui fournit la plateforme et assure la maîtrise d'œuvre du satellite, de son lancement et des opérations de mise et maintien à poste) et le CNES[31] (qui fournit la charge utile AltiKa et assure la réception et l'exploitation des données par l'intermédiaire du Service d'Altimétrie et de Localisation Précise (SALP)).

Le lancement du satelitte SARAL, qui sera placé sur l'orbite d'Envisat, est prévu pour 2011 pour une durée de vie de 3 ans (dont 2 ans pour la phase 'nominale' et 1 an pour la phase 'étendue').

La figure 3.7 permet d'observer les traces des différents satellites altimétriques au niveau du golfe du Lion. On se rend compte qu'il s'agit d'une région très bien observée par l'altimétrie. Cependant, étant une région côtière, un traitement spécifique des données est primordial afin d'obtenir des données réelles non entachées d'erreurs.

3.3.2 Autres observations satellitaires

SST

La restitution de la SST par satellite a commencé en 1972, avec l'utilisation de radiomètres infrarouges mesurant l'émission infrarouge de la surface océanique. Depuis le début des années 1980, cette restitution est rendue plus précise, en condition non nuageuse, avec la prise en compte d'une correction atmosphérique de la vapeur d'eau atmosphérique.

La couleur de l'océan

Le satellite actuel SeaStar, portant le capteur SeaWiFS, fut lancé par la NASA en août 1997. Il permet l'observation de la couleur de l'océan, qui est la technique permettant

[29] Satellite with ARgos and AltiKa.
[30] l'Agence Spatiale Indienne.
[31] Centre National d'Etude Spatiale.

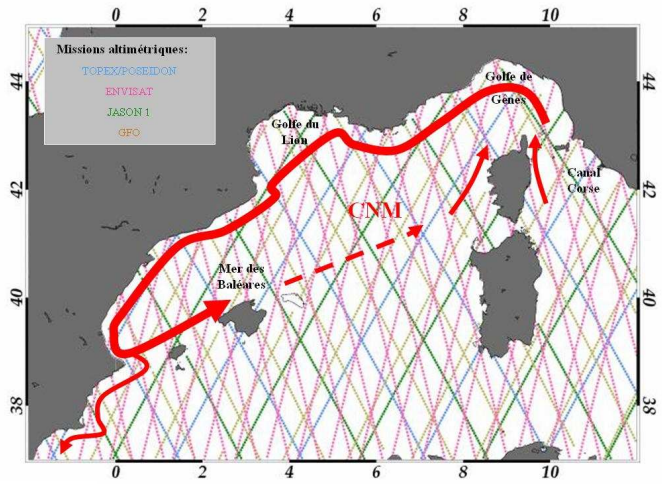


FIG. 3.7 – *Circulation du CNM (courbe rouge) et échantillonnage des différentes missions altimétriques en Méditerranée Nord Occidentale. La mission Topex-Poséidon est représentée en bleu clair, les missions Envisat et SARAL/AltiKa en rose, Jason1 en vert et GFO en marron.*

de quantifier la concentration en chlorophyle A et donc l'abondance du phytoplancton. La couleur de l'océan est mesurée par photographie du rayonnement visible émis par la surface de l'océan. SeaWiFS est un satellite polaire qui effectue 14 fois le tour du globe par jour et procure des observations sur des pixels dont la largeur est de 1 km sous la trace du satellite. A nos latitudes, la couverture est totale quotidiennement. En pratique, la couverture nuageuse rythme la fréquence des observations qui est donc bien moindre.

La figure 1.5 du chapitre 1 permet par exemple de visualiser le panache du Rhône dans le golfe du Lion et son extension au large à partir d'une image de la "couleur de l'eau".

L'observation de la salinité

La salinité joue un rôle primordial dans la dynamique et thermodynamique de l'océan. Des programmes d'observation globaux de la salinité basés notamment sur les missions spatiales SMOS[32]-ESA (lancé le 2 novembre 2009) et AQUARIUS-NASA (qui devrait être lancé en 2011) apportent des éléments de réponse à ces questions.

La mission SMOS a pour objectifs d'observer et de surveiller deux importantes variables du système climatique de notre planète, à savoir le taux d'humidité des sols et la salinité des océans. Ces deux paramètres sont d'une importance cruciale pour comprendre le cycle hydrologique de la planète et par conséquent indispensables pour établir des modèles atmosphériques, océanographiques et hydrologiques permettant d'améliorer les prévisions climatologiques et météorologiques. Ces mesures sont effectuées à l'aide d'un radiomètre micro-onde imageur mesurant la température de brillance (température qu'aurait un corps noir émettant le même flux de rayonnement que la surface observée) dans la bande-L.

La connaissance de la salinité des couches superficielles des océans et de son évolution permet d'identifier et de suivre les courants marins ainsi que d'évaluer le rôle des océans dans le cycle du carbone. Cette variable contribue à la circulation des masses d'eau ou cir-

[32]Soil Moisture and Ocean Salinity.

culation thermohaline (phénomène dit de « tapis roulant ») et à sa relation avec le climat. Dans les régions sub-polaires du nord de l'Atlantique, les apports d'eau de faible salinité influencent la circulation thermohaline profonde et le transport de chaleur méridional. Les variations de la salinité influencent également les mouvements de surface des océans tropicaux. SMOS a pour objectif de fournir des cartes de salinité globales de l'eau en surface des océans avec une précision de 0.1 et une résolution spatiale de 200 km tous les 10 jours.

Le degré d'humidité de surface des sols influence la météorologie en raison des échanges d'énergie entre sol et atmosphère : l'évaporation, l'infiltration et l'écoulement varient selon l'humidité superficielle. L'analyse des interactions entre l'humidité des sols et l'évolution du couvert végétal via ces phénomènes complète ces données, enrichissant ainsi les études actuelles sur le processus de photosynthèse. La réserve d'eau pour la végétation dépend fortement de l'humidité des sols dans la zone des racines des plantes. SMOS mesure l'humidité des sols avec une précision de 0.04 m^3/m^3 et une résolution spatiale meilleure que 50 km au minimum tous les 3 jours.

Après une phase de calibration et de mise en service, SMOS a commencé en mai 2010 à fournir des mesures de manière opérationnelle.

3.3.3 Observations radar

L'observation des vitesses de surface de l'océan grâce aux radars est à mi-chemin entre observations *in situ* et observations spatiales car elles présentent l'avantage d'avoir une grande couverture temporelle de la zone observée par télédétection.

Le radar (RAdio Detection And Ranging) est un système qui utilise les ondes radio pour détecter et déterminer la distance et/ou la vitesse d'objets. Un émetteur envoie des ondes radio, qui sont réfléchies par la cible et détectées par un récepteur, souvent situé au même endroit que l'émetteur. La position est estimée grâce au temps de retour du signal et la vitesse est mesurée à partir du changement de fréquence du signal par effet Doppler (si le radar a pour objectif de mesurer une structure en mouvement).

Initiée dans les années 1970, la technique radar courantométrique fait partie des technologies qui présentent un potentiel remarquable dans un contexte de système d'observation. L'intérêt fondamental de l'instrument est une couverture synoptique tout temps associé à une haute fréquence d'acquisition (une carte par heure typiquement) des courants de surface. Le principe de la mesure repose sur l'effet Doppler supplémentaire créé par un courant sur la vitesse intrinsèque des vagues de Bragg captées par les radars. Un radar balaie selon l'axe azimutal la mer devant lui et détermine les composantes du courant relatives à des cellules horizontales contiguës disposées le long de chaque azimut. Deux radars séparés visant la même zone sous des angles différents collectent donc les informations nécessaires pour établir des cartes vectorielles de courant à partir de la combinaison des deux composantes radiales.

Cette technologie est maintenant assez "mûre" pour participer à la surveillance environnementale, à la gestion des situations normales et de crise (pollution marine, recherche et sauvetage). La prolifération des radars côtiers est remarquable depuis plusieurs années, particulièrement aux Etats-Unis avec le radar "codar"[33] où des réseaux de radars courantométriques se structurent à l'échelle du pays. Des radars courantomètres sont même opérationnels et connectés sur des réseaux en voie de pérennisation [34] : réseau multi instru-

[33] http ://www.codar.com/
[34] http ://marine.rutgers.edu/cool/

ments de la Rutgers University (côte est américaine), réseau californien[35] et maintenant la planification de l'intégration des radars au réseau IOOS[36] à l'échelle globale de toutes les côtes des Etats-Unis[37].

Le déploiement de ce type d'équipement en réseaux opérationnels fournit un flux continu de données temps réel à fort potentiel en terme d'assimilation de données et donc d'amélioration significative des performances des modèles de prévisions océaniques. Cette technologie permet ainsi de caractériser la réponse rapide (mer de vent, ondes inertielles...) comme à moyen terme (tourbillons et interaction avec le CNM) de la circulation de surface aux forçages du vent.

La mesure des courants de surface en zone côtière (100 km) par radar HF est une contribution proposée par le LSEET dans le cadre des projets HYMEX[38] et du réseau d'observation MOOSE[39].

La courantologie radar est aussi un complément essentiel des plate-formes autonomes de type glider qui sont déployées dans le cadre de MOOSE (*Zakardjian*, 2010) puisqu'elle offre la possibilité d'observations ciblées sur des structures particulières détectées en temps réel par les radars. Le couplage de ces deux types d'instruments de mesure complémentaires apporte ainsi une dimension nouvelle en terme d'adaptabilité des stratégies d'échantillonnage et de couverture 3D des structures hydrodynamiques complexes générées par les instabilités du CNM et ses interactions avec les tourbillons côtiers.

Trois sites d'observation ont été planifiés dans MOOSE :

- une première zone au large de Toulon (site Toulon/ANTARES) qui est une zone clef conditionnant le comportement du CNM en aval du golfe du Lion et de ce fait, une grande partie des échanges côte-large à l'abord du plateau, il s'agit du cadre du projet ECCOP[40], ce site est actuellement en cours d'installation,
- une deuxième au niveau de Perpignan où des structures tourbillonnaires récurrentes à mésoéchelle ont été identifiées,
- le troisième site concerne la zone au large du Cap Ferrat, en soutien aux moyens d'observation déjà déployés par l'INSU et qui reste une zone cible du projet MOOSE.

Les radars WERA qui seront mis en place dans le cadre des expériences ECCOP auront une couverture spatiale d'environ 80 km et une résolution de 5 km. La localisation stratégique de ces radars va permettre de fournir une base de données d'informations importantes sur les vitesses en surface du CNM que l'on souhaite contrôler dans cette thèse. Le chapitre 11 de cette thèse s'attachera à effectuer une étude de sensibilité à l'assimilation de ce type de données dans une configuration haute résolution du golfe du Lion. Une étude de sensibilité à la couverture spatiale des données radar assimilées ainsi que l'étude de l'impact de cette assimilation sur la circulation de ce bassin feront l'objet de ce chapitre.

[35] http ://www.cocmp.org/

[36] http ://ioos.gov

[37] Integrated Ocean Observing System, http ://www.ocean.us/

[38] HYMEX pour HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment : http ://www.cnrm.meteo.fr/hymex/

[39] MOOSE pour Mediterranean Ocean Observation Multi-Sites on Environment, ce projet coordonné par l'INSU est organisé par l'Observatoire Océanologique de Villefranche-sur-Mer.

[40] ECCOP pour Etude de la Circulation COtière en zone Provençale

3.4 Conclusion

Les mesures spatiales, les mesures *in situ* et les modèles numériques qu'elles alimentent, constituent les trois piliers de "l'approche intégrée", fondement de "l'Océanographie Opérationnelle".

Grâce aux programmes existants et aux moyens mis en place, on dispose aujourd'hui de manière opérationnelle, en plus de la totalité des données fournies grâce aux satellites, d'un grand nombre de données hydrologiques en temps réel :

- les mesures faites systématiquement à partir de navires dits d'opportunité le long de lignes de navigation (programme "Ship of opportunity"),
- les flotteurs qui dérivent en surface au gré des courants (programm "NDBC's Drifting Buoy"),
- le réseau de flotteurs de sub-surface du programme ARGO déployé dans tout l'océan, qui sont programmés pour explorer tous les dix jours les 2000 premiers mètres de l'océan (en septembre 2006, 2500 flotteurs sont en fonction),
- les mouillages de longue durée comme ceux des réseaux TAO/ Triton et Pirata qui surveillent les océans Pacifique et Atlantique équatoriaux.

Aujourd'hui, ces réseaux de mesures concernent seulement les couches supérieures de l'océan entre 0 et 2000m de profondeur. Au delà, on ne dispose que de peu de données : celles issues de sections hydrologiques faites par des navires océanographiques, et qui sont des opérations lourdes, coûteuses et ponctuelles, celles aussi de quelques très rares mouillages à durée de vie limitée. L'océan profond reste donc peu observé, lacune regrettable pour l'avancée des connaissances, entre autres pour la relation "Océan-Climat" et la surveillance de l'évolution du "Tapis Roulant". En effet, on ignore en grande partie comment la chaleur migre depuis l'interface océan-atmosphère vers les eaux profondes. Le programme ARGO permet de surveiller le réchauffement de quelques 1/100ème de degrés par décennie, entre la surface et 2000m, mais nous ne connaissons presque rien des variations de quelques 1/1000ème de degrés dans les couches profondes, qui ont tout autant d'importance compte tenu du volume qu'elles représentent.

Cette situation pourrait être considérablement améliorée, par la mise en œuvre en des points stratégiques du concept "Ballon sonde de l'océan" dont une première réalisation EMMA-T (Échantillonnage des propriétés de Masses d'eau MArines) limitée au profil de la température a été lancée il y a quelques années et qui à terme pourrait inclure la mesure de la salinité voire même des courants.

Dans le cadre de l'océanographie opérationnelle en mer Méditerranée (*Pinardi et al.*, 2003), les données assimilées sont extraites d'XBT (données jusqu'à 760m), de bouées (*M3A buoy system*) et de données satellitaires : SLA de Topex-Poséidon et ERS-2 et SST. Ces observations permettent à ce jour d'améliorer via l'assimilation de données la circulation générale en mer Méditerranée mais ne permettent pas d'avoir accès aux petites échelles représentant par exemple la mésoéchelle du CNM où les processus agissant près de la côte comme les *upwellings* côtiers. C'est grâce à de nouveaux types d'observations que l'on pourra observer ce genre de processus de fine échelle et ainsi tâcher de les assimiler dans nos modèles numériques. En effet, les données altimétriques du satellite SARAL/AltiKa d'une part (qui devrait fournir des observations jusqu'à 5 km des côtes) et les données

courantométriques fournies par les radars avec une résolution de 5 km, permettront d'observer de manière plus fine des processus de petite échelle qu'il sera intéressant d'assimiler, ces processus jouant eux-même un rôle effectif sur la circulation grande échelle. Puisque ces données ne sont pas encore disponibles et que leur utilité est indéniable dans le cadre d'une assimilation de données réaliste, nous avons choisi de les simuler avant de les assimiler dans un modèle dont la résolution est identique à celle des modèles utilisés de manière opérationnelle pour les prévisions océaniques en mer Méditerranée (*Pinardi et al.*, 2003). Pour ce faire, la maîtrise de deux outils a été nécessaire : la modélisation et l'assimilation de données. La description de ces outils fait l'objet de la partie suivante.

Deuxième partie

Les outils

Chapitre 4

La modélisation océanique dans NEMO-OPA

Sommaire

4.1 Introduction **58**
4.2 Définition d'un modèle aux équations primitives **59**
4.2.1 Les équations de la physique et leurs approximations 59
4.2.2 Calcul de la hauteur de la mer 63
4.3 La discrétisation temporelle et spatiale **64**
4.3.1 Discrétisation temporelle 64
4.3.2 Discrétisation spatiale 65
4.3.3 Coordonnées verticales 65
4.4 Paramétrisation des effets sous-maille **66**
4.4.1 Physique sous-maille horizontale 67
4.4.2 Physique sous-maille verticale 68
4.5 Conditions aux limites **69**
4.5.1 Conditions au fond océanique 69
4.5.2 Conditions en surface 69
4.5.3 Conditions aux frontières 70
4.6 Conclusion **71**

4.1 Introduction

La circulation océanique en milieu côtier a fait l'objet d'une attention accrue ces dernières années à cause de l'évolution de la pression démographique et du niveau de pollution qui mettent en péril l'équilibre des écosystèmes côtiers. L'identification et la modélisation des différents processus côtiers ont donc été un enjeu important. Dans le cadre des programmes côtiers, la modélisation a joué un rôle important en venant compléter les campagnes en mer. Les études sur le terrain ont toujours été privilégiées mais elles ne permettent pas d'avoir une vision d'ensemble (dans le temps et dans l'espace) du problème. Ces études expérimentales étaient souvent focalisées sur un phénomène particulier : étude du CNM et de ses variations au large de Marseille (*Conan et Millot*, 1995), une étude localisée du courant (*Flexas et al.*, 2002), ou encore du Rhône (*Reffray*, 2004) (cette étude expérimentale étant accompagnée d'une étude numérique). Concernant une étude plus globale de la circulation générale en région côtière, la modélisation 3D prend alors le pas sur l'expérimental et devient un outil privilégié.

Les travaux les plus récents concernant la modélisation régionale de la circulation 3D du golfe du Lion ont été effectués avec différents modèles : le modèle NEMO-OPA (*Langlais*, 2007; *Echevin et al.*, 2003a), le modèle SYMPHONIE (*Estournel et al.*, 2003; *Hu et al.*, 2009), le modèle ROMS (*Casella et al.*, 2010), ou encore le modèle MARS3D (*André et al.*, 2005).

Dans le cadre de cette thèse, notre choix s'est tourné vers le modèle NEMO-OPA car l'équipe MEOM en a une grande connaissance et l'utilise depuis de nombreuses années (projet DRAKKAR) et étant donnée l'existence de configurations haute résolution du golfe du Lion comme celle au 1/64°, toujours exploitée au sein du laboratoire LSEET à Toulon. Le choix du modèle d'océan a fait l'objet d'une réflexion approfondie durant cette thèse car dans un système d'assimilation, le modèle est un élément clé pour obtenir de bons estimés et de bonnes prévisions (ce qui sera expliqué de manière plus approfondie dans les chapitres 5 et 6).

Le modèle océanique NEMO-OPA[1] est un code aux différences finies qui résout les équations primitives (par opposition aux autres classes de modèles utilisés : quasi-géostrophiques, shallow water) de la circulation océanique régionale et globale. A travers l'infrastructure NEMO, l'océan peut être interfacé avec un modèle de glace (LIM), des modèles biogéochimiques et de traceur passif (TOP) et, via le coupleur OASIS, à plusieurs modèles de circulation générale atmosphérique. OPA (pour Océan PArallélisé) est sa composante océanique. Cette plateforme numérique de modélisation est largement utilisée à la fois dans le cadre opérationnel (MERCATOR) et pour la recherche. Ce code a été développé initialement au LOCEAN (Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie, Expérimentation et Analyse Numérique) mais est maintenant enrichi des nombreuses contributions issues de la communauté modélisatrice. L'équipe MEOM a apporté une contribution majeure à ces développements, au travers notamment des projets DYNAMO, CLIPPER, et DRAKKAR (*Barnier et al.*, 1998).

Avant d'aborder les détails des configurations numériques utilisées dans cette thèse, qui feront l'objet du chapitre suivant, ce chapitre a pour objectif de décrire succinctement ce code NEMO-OPA : ses équations de base ainsi que les différentes hypothèses simplificatrices. Pour une description plus complète de ce code, le lecteur pourra se référer à *Madec* (2008).

[1]NEMO pour Nucleus for European Modelling of the Ocean : *http : //www.nemo − ocean.eu/*

4.2 Définition d'un modèle aux équations primitives

Ces équations dites équations primitives sont l'association des équations de Navier-Stokes et de la conservation de la température et de la salinité, avec une équation d'état non-linéaire qui couple les deux traceurs (température et salinité) avec la vitesse du fluide. Ces équations sont développées avec six approximations propres aux écoulements océaniques, qui seront détaillées au fur et à mesure. Afin de pouvoir résoudre numériquement les équations différentielles qui régissent le mouvement et la circulation thermohaline, il faut les discrétiser à la fois spatialement sur une grille 3D et temporellement. Nous verrons dans cette section les différents choix qui ont été faits à ce sujet ainsi que les conséquences de cette discrétisation sur la représentation des différents processus à l'œuvre dans cette zone côtière. L'évolution de chaque variable d'état de l'océan est calculée par itération dans le temps sur chaque point de grille.

4.2.1 Les équations de la physique et leurs approximations

Avant d'aborder les équations en elles-mêmes, nous allons introduire quelques définitions des variables et des paramètres nécessaires à la description du mouvement de l'océan :

- $\overrightarrow{u} = \overrightarrow{u_h} + w\overrightarrow{k} = (u, v, w)$ est le vecteur vitesse $[m.s^{-1}]$
- $\overrightarrow{u_h}$ est la vitesse horizontale $\left[m.s^{-1}\right]$
- $w\overrightarrow{k}$ est la vitesse verticale $\left[m.s^{-1}\right]$
- $\overrightarrow{k}$ est le vecteur unitaire ascendant
- T est la température potentielle $[°C]$
- S est la salinité
- ρ est la masse volumique $\left[kg.m^{-3}\right]$
- ψ est la fonction de courant barotrope $\left[m^3.s^{-1}\right]$
- P est la pression $[bar]$
- N est la fréquence de Brunt-Väisälä $\left[s^{-1}\right]$
- $\overline{e}$ est l'énergie cinétique par unité de masse $\left[m^2.s^{-2}\right]$
- z est la coordonnée verticale ascendante
- h est la topographie
- t est le temps $[s]$
- $\vec{g}$ est l'accélération de la pesanteur $\left[m^2.s^{-1}\right]$
- $\vec{\Omega} = 7.3.10^{-5} rad.s^{-1}$ est le vecteur rotation de la Terre
- η est le niveau de la surface libre $[m]$
- f le paramètre de Coriolis fonction de la latitude ϕ ($f = 2\Omega \sin\phi$)

Les équations

Les variables nécessaires à la description du mouvement de l'océan sont : la masse volumique, la pression, le vecteur vitesse, la température potentielle ainsi que la salinité. L'évolution temporelle de ces variables dites "pronostiques" est calculée grâce aux

équations primitives[2]. Pour résoudre le problème, nous avons donc besoin de cinq équations à la base de la dynamique océanique. Ces équations découlent des lois de conservation de la quantité de mouvement, de masse et d'énergie interne pour un fluide compressible en milieu tournant. En voici la liste :

- l'équation de la continuité, issue du principe de la conservation de la masse,
- les équations de mouvement, issues du principe de conservation de la quantité de mouvement (équations de Navier-Stokes),
- l'équation d'évolution de la température, issue du principe de la conservation de l'énergie,
- l'équation d'évolution de la salinité,
- l'équation d'état.

En raison des propriétés particulières du système considéré lors de cette thèse, ces lois générales peuvent être simplifiées. Plus particulièrement, dans le cadre de la circulation océanique, on va s'intéresser à la description de phénomènes de grandes échelles spatiales fortement affectés par la rotation terrestre. Ce sont donc des phénomènes pour lesquels la force de Coriolis est un terme prépondérant dans les équations de conservation de la quantité de mouvement.

Une série d'approximations peut donc être effectuée dans les équations de conservation générales, ce que l'on retrouve dans *Pedlosky* (1987) pour une description plus détaillée.

Les approximations

- Approximation de la Terre sphérique :

  L'océan est un fluide dont le mouvement est décrit par les équations de Navier-Stokes qui traduisent le principe fondamental de la dynamique pour un fluide :

$$\rho \left[\frac{d\overrightarrow{u}}{dt} + 2\overrightarrow{\Omega} \times \overrightarrow{u} \right] = -\overrightarrow{\nabla}(p) + \rho \overrightarrow{g} + \overrightarrow{F}(\overrightarrow{u}) + \overrightarrow{D}^u \tag{4.1}$$

  avec $\overrightarrow{F}(\overrightarrow{u})$ la force de frottement visqueux.

  Un choix de repère est nécessaire pour discrétiser ces équations du mouvement. Les surfaces géopotentielles sont supposées sphériques afin que la force de gravité soit parallèle au rayon terrestre. La force de gravité étant prédominante, on exprime ces équations dans un repère orthogonal de coordonnées curvilignes lié à la Terre $\left(\overrightarrow{i}, \overrightarrow{j}, \overrightarrow{k}\right)$, avec $\overrightarrow{k}$ un vecteur dirigé vers le haut et $\left(\overrightarrow{i}, \overrightarrow{j}\right)$ orthogonal à $\overrightarrow{k}$ et tangent aux surfaces géopotentielles.

- Approximation en couche mince :

  Soit (λ, φ, z) le système de coordonnées géographiques dans lequel une position est définie par sa latitude $\varphi(i,j)$, sa longitude $\lambda(i,j)$, et sa distance au centre de la Terre $a + z(k)$ où a est le rayon de la Terre et z l'altitude au dessus d'un niveau de référence de la mer. La déformation locale du système de coordonnées

[2]On note que les variables dites "diagnostiques" seront calculées à partir des variables pronostiques.

curvilignes est donnée par e_1, e_2 et e_3, les trois facteurs d'échelle (correspondant à la taille suivant les trois dimensions d'une maille) :

$$e1 = (a+z)\left[\left(\frac{\partial\lambda}{\partial i}cos\varphi\right)^2 + \left(\frac{\partial\varphi}{\partial i}\right)^2\right]^{1/2} \tag{4.2}$$

$$e2 = (a+z)\left[\left(\frac{\partial\lambda}{\partial j}cos\varphi\right)^2 + \left(\frac{\partial\varphi}{\partial j}\right)^2\right]^{1/2} \tag{4.3}$$

$$e3 = \left(\frac{z}{k}\right) \tag{4.4}$$

Etant donné que la profondeur de l'océan est négligeable devant le rayon terrestre (3.8 km en moyenne devant 6400 km), $a + z(k)$ peut être remplacé par a dans l'expression de la coordonnée verticale de ce type de repère. Les facteurs d'échelle horizontaux correspondants e_1 et e_2 sont alors indépendants de k alors que le facteur d'échelle vertical dépend uniquement de k étant donné que $\overrightarrow{k}$ est parallèle à z. On négligera donc les effets de courbure dans les équations primitives écrites en repère sphérique.

- Incompressibilité :

  L'équation de conservation de la masse s'écrit à l'aide de l'équation de continuité qui traduit le fait qu'en un point, la variation de la masse volumique est égale à la divergence du flux de masse (si on ne considère ni puits ni source au sein du fluide).

$$\frac{\partial\rho}{\partial t} + div(\rho\overrightarrow{u}) = 0 \tag{4.5}$$

  En effet, les variations de la masse volumique sont très faibles. Si l'on écrit $\rho = \rho_0 + \delta\rho$, où $\rho_0 = 1020\ kg.m^{-3}$ est une valeur de référence, il se trouve que $\delta\rho/\rho_0 = O(10^{-2})$ (*McWilliams*, 1996). Les termes de variation de la masse volumique sont donc de deux ordres de grandeur plus petits que le terme de divergence de la vitesse dans cette équation de conservation (*Lesieur*, 1997). Ainsi, on peut négliger ces termes de second ordre et la conservation de la masse s'écrit donc comme pour un fluide incompressible :

$$div(\overrightarrow{u}) = 0 \tag{4.6}$$

  D'autre part, si l'on considère une couche de fluide d'épaisseur H et d'échelles de mouvement caractéristiques données par L (pour l'horizontal) et U (pour la vitesse), les conditions pour que les variations de masse volumique $\delta\rho$ induites par le mouvement soient négligeables (incompressibilité) sont : i) $U \ll c$, où c tel que $c^2 = \sqrt{\frac{\partial p}{\partial\rho}}$ est la vitesse du son (pour l'eau, à $15°C$, $c = 1470 m.s^{-1}$, ii) $\frac{HN^2}{g} \ll 1$, où N est la fréquence de Brunt-Väisälä,

$$N^2 = \frac{g}{\rho_0}\frac{\partial\rho}{\partial z}, \tag{4.7}$$

qui donne une mesure de la stratification verticale (avec $N^2 = O(10^{-6})s^{-2}$), on obtient $H \ll 10^4$ km. Ces deux conditions sont donc largement compatibles avec la circulation océanique.

Finalement, cette condition n'implique pas la conservation du volume. En effet, l'incompressibilité néglige les effets de la pression sur la masse volumique, mais des effets de contraction/dilatation sont associés aux variations de température et de salinité.

- Approximation de Boussinesq :

  En raison de leurs faibles variations, la densité et la pression sont considérées comme constantes au cours du temps sauf dans les termes de flottabilité (force de gravité).

- Approximation hydrostatique :

  On considère que la profondeur moyenne de l'océan H est très petite devant les échelles horizontales du mouvement. On note que le rapport entre les échelles verticales du mouvement et les échelles horizontales est appelé le paramètre d'aspect, $\delta = H/L \simeq 0.04$. La circulation océanique aux grandes échelles est caractérisée par une très petite valeur du paramètre d'aspect. Dans ce cas, une analyse des ordres de grandeur des termes de l'équation de conservation de la quantité de mouvement verticale permet de la simplifier en la remplaçant par celle de l'équilibre hydrostatique (*Pedlosky*, 1987). Dorénavant, on définira la pression p comme la somme d'une pression de surface p_s et d'une pression hydrostatique p_h et l'équation du mouvement selon z sera régit par cet équilibre hydrostatique.

  La condition d'équilibre hydrostatique permet une grande économie de calcul, car la composante verticale de la vitesse (w) est calculée de façon diagnostique (on l'obtient à partir du calcul de la divergence de la vitesse horizontale), sans résoudre explicitement les accélérations verticales dont les échelles temporelles et spatiales sont petites. Cette approximation empêche une résolution explicite des processus convectifs et des écoulements gravitaires des équations du mouvement ($\partial w/\partial t$), il faudra donc les paramétriser. Les paramétrisations correspondantes reposent sur des schémas d'ajustement convectif introduits dans les modèles numériques basés sur les équations précédentes. Une approche alternative a été menée par *Marshall et al.* (1997) à travers l'utilisation d'un modèle de circulation générale qui ne tient pas compte de l'hypothèse d'équilibre hydrostatique, ou encore par *Wirth* (2004) qui utilise un modèle non-hydrostatique.

  Finalement, toujours en raison de la très faible valeur du paramètre d'aspect, on néglige la composante horizontale de la force de Coriolis. Cette approximation se justifie par le fait que seule la composante normale de la rotation est dynamiquement significative (*Pedlosky*, 1987).

Suite à ces approximations, les équations de base de la dynamique océanique, que l'on appelle les équations primitives s'écrivent :

$$\text{mouvement en x : } \frac{\partial u}{\partial t} = +(\zeta + f)v - w\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial B}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p_s}{\partial x} + D^u \tag{4.8}$$

$$\text{mouvement en y : } \frac{\partial v}{\partial t} = -(\zeta + f)u - w\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial B}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p_s}{\partial y} + D^v \tag{4.9}$$

$$\text{hydrostatique : } \frac{\partial p_h}{\partial z} = -\rho g \tag{4.10}$$

$$\text{continuité : } div(\vec{u}) = 0 \tag{4.11}$$

$$\text{conservation de la température : } \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial (Tu)}{\partial x} - \frac{\partial (Tv)}{\partial y} - \frac{\partial (Tw)}{\partial z} + D^T \tag{4.12}$$

$$\text{conservation de la salinité : } \frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial (Su)}{\partial x} - \frac{\partial (Sv)}{\partial y} - \frac{\partial (Sw)}{\partial z} + D^S \tag{4.13}$$

$$\text{équation d'état : } \rho = \rho\,(T, S, p) \tag{4.14}$$

où ζ est la vorticité relative $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$, B la fonction de Bernoulli $B = \frac{1}{2}(u^2 + v^2) + \frac{p_h}{\rho_0}$ où D^u, D^v, D^T, D^S (explicités plus loin), sont les paramètres des processus sous-maille sous la forme d'une diffusion pour la vitesse, la température et la salinité.

4.2.2 Calcul de la hauteur de la mer

Les variations de la hauteur de la mer sont observées par satellite. Il est donc important d'obtenir cette variable grâce aux modèles numériques pour pouvoir tirer profit des données altimétriques.

Les configurations employées dans cette thèse utilisent une condition limite de surface libre introduite par *Roullet et Madec* (2000). La hauteur de la mer devient donc une variable pronostique dans ce type de configurations. Elles font apparaître la variable η, la dénivellation de surface relativement à la surface libre moyenne (notée SSH pour *Sea Surface Height*) qui décrit la forme de l'interface air-mer. Cette variable est solution d'une équation pronostique :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \overrightarrow{u_{z=\eta}} \cdot \overrightarrow{n} + P + R - E \tag{4.15}$$

avec $\overrightarrow{n}$ un vecteur unitaire perpendiculaire à la surface ($\overrightarrow{n} = (\frac{\partial \eta}{\partial x}, \frac{\partial \eta}{\partial y}, 1)$) ; $\overrightarrow{u}$ la vitesse, E l'évaporation, P les précipitations et R le flux d'eau douce issu des apports fluviaux.

Les modes de déformation de la surface libre de l'océan sont appelés ondes de gravité barotropes. La rapidité de ces ondes ($c = \sqrt{gH}$) pose cependant un problème numérique pour ce type de formulation en surface libre. En effet, pour être modélisable, un phénomène doit à la fois être résolu spatialement, mais pour être stable, il doit aussi l'être temporellement. Le critère CFL[3] impose un pas de temps plus petit que $\Delta x/c$ (Δx étant la taille de la maille). La résolution des ondes de gravité imposerait donc un pas de temps extrêment faible ce qui est numériquement impossible. Différentes formulations peuvent être utilisées pour simuler ce mouvement et filtrer temporellement une partie (non résolue) ou la totalité

[3]critère de stabilité de Courant-Friedrichs-Lewy.

des ondes de gravité. Pour cela, l'équation 4.15 peut être résolue selon un schéma implicite ou selon la technique dite de *time splitting*. Cette dernière méthode permet de séparer les modes barotrope des modes baroclines en intégrant la partie barotrope avec un petit pas de temps (permettant la résolution des ondes de gravité) et la partie barocline avec un pas de temps plus élevé. Cette méthode de *time splitting* est généralement utilisée dans le cadre des études prenant en compte la marée (qui est négligée dans les configurations que nous utilisons du golfe du Lion). Cependant, les schémas numériques associés sont compliqués et de nombreux paramètres sont à ajuster.

Dans le cadre des configurations numériques utilisées dans cette thèse, un filtrage temporel des ondes barotropes qui ne peuvent pas être résolues temporellement est directement introduit dans les équations de Navier-Stokes. Ce filtrage est opéré en introduisant une force supplémentaire $-gT_c\dfrac{\partial\eta}{\partial t}$ qui agit comme un filtre passe-bas d'ordre 1 avec une période de coupure T_c.

$$\frac{\partial\overrightarrow{U_h}}{\partial t} = G - g\overrightarrow{\nabla}\eta - gT_c\frac{\partial\eta}{\partial t} \tag{4.16}$$

Dans l'équation du mouvement sur l'horizontal (équation 4.16), le terme G représente les autres termes de l'équation du mouvement. T_c est fixée à deux fois le pas de temps du modèle (pour une stabilité optimale) et toutes les ondes barotropes dont la période est supérieure à cette valeur seront ainsi filtrées afin de garantir la stabilité du modèle.

4.3 La discrétisation temporelle et spatiale

Pour être résolues, les équations primitives sont discrétisées sur une grille et un schéma d'évolution temporelle doit être choisi.

4.3.1 Discrétisation temporelle

Plusieurs schémas de discrétisation temporelle sont utilisés dans le code pour résoudre numériquement les équations primitives. A l'initialisation, un pas de temps d'Euler est utilisé, mais la discrétisation temporelle des termes non-diffusifs suit ensuite un schéma *leapfrog* ("saute-mouton") qui nécessite deux pas de temps : le temps *now* (t) et le temps *before* ($t-\Delta t$) :

$$u^{t+\Delta t} = u^{t-\Delta t} + 2\Delta t\ RHS^t \tag{4.17}$$

avec RHS^t le second membre non-diffusif d'une équation donnée.

Ce schéma est associé à un filtre temporel d'Asselin à chaque pas de temps (*Asselin*, 1972) pour éviter la dissociation des modes pairs et impairs.

$$u_f^t = u^t + \gamma\left(u_f^{t-\Delta t} - 2u^t + u^{t+\Delta t}\right) \tag{4.18}$$

où l'indice f dénote les valeurs filtrées.

Remarque : Dans le cadre des schémas d'assimilation "classiques" (sans l'utilisation de l'incrément IAU[4]), un redémarrage suivant le schéma d'Euler (ne nécessitant que le

[4]IAU pour Incremental Analysis Update.

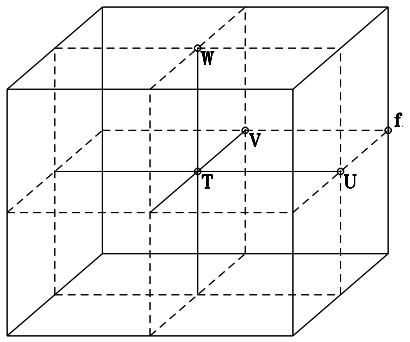


FIG. 4.1 – *Grille en C d'Arakawa : disposition des variables sur la grille C d'Arakawa. T indique le point où les grandeurs scalaires sont calculées, (u, v, w) les points où les grandeurs vectorielles sont calculées.*

champ "*now*") est utilisé car il est alors impossible d'avoir une bonne estimation (continue) des deux pas de temps (*now* et *before*) nécessaires au schéma *leapfrog*. Dans notre cas, l'utilisation de la méthode incrémentale IAU nous permet d'obtenir un champs assimilé "lisse" et ainsi, d'utiliser un schéma *leapfrog* après chaque redémarrage du modèle, ce qui fera l'objet d'une descrition plus détaillée dans le chapitre 6.

4.3.2 Discrétisation spatiale

Les équations primitives sont discrétisées spatialement selon une méthode de différences finies centrées d'ordre deux. Les variables sont discrétisées sur une grille C (figure 4.1), conformément à la classification d'Arakawa (*Arakawa et Lamb*, 1977).

Au centre de la cellule au point T, les scalaires sont définis (température, salinité, masse volumique, pression, divergence de la vitesse horizontale). Les points u, v et w, situés au centre de chaque face de la cellule, désignent la localisation des composantes du champs vectoriel. Au point f, les vorticités relative et planétaire sont définies. Lorsque l'on a besoin de définir la fonction de courant barotrope, elle se situe en surface au dessus de points f. Cette grille permet de garder une homogénéité de la solution dans l'espace 3D.

4.3.3 Coordonnées verticales

Pour les modèles aux équations primitives, il existe quatre types de coordonnées verticales qui sont liées aux caractéristiques de la dynamique de l'océan : coordonnées généralisées en z (ou géopotentielles), coordonnées sigma[5] (modèle SPEM ou ROMS), coordonnées isopycnales (modèle MICOM) (*Griffies*, 2004a) et hybrides[6] (HYCOM, SYMPHONIE). Nous ne discuterons ici que de la première qui a été la coordonnée choisie pour

[5]La coordonnée sigma "épouse" la topographie.

[6]"Hybrides" signifie que le système de coordonnées verticales est géopotentiel dans les couches supérieures homogènes, isopycnal ailleurs et σ au niveau des bords.

les configurations numériques de cette thèse.

L'importance de la force de gravité nous avait déjà amenée à distinguer les surfaces géopotentielles et curvilignes. La discrétisation verticale la plus simple repose sur un découpage en plans de profondeur constante (niveaux z) qui facilite la discrétisation des équations. Son principal avantage est une bonne représentation de la couche de mélange océanique de surface qui est le siège de nombreux processus. Cette coordonnée permet également d'avoir une discrétisation homogène de la couche de mélange sur l'ensemble du domaine étudié. Par contre, la représentation des fonds marins se fait en marches d'escalier et la bathymétrie perd de son aspect lisse avec l'apparition de murs verticaux. Les phénomènes physiques les plus pénalisés par cette discrétisation sont les écoulements géostrophiques qui suivent les lignes bathymétriques et les cascades d'eau dense sur les pentes topographiques : les effets de marche peuvent limiter, voire supprimer cet écoulement vers le fond des océans. Cet inconvénient est partiellement contourné en utilisant des cellules de fond adaptatives appelées "*partial step*" en opposition à "*full step*" comme le montre la figure 4.2. Cette paramétrisation, introduite par *Adcroft et al.* (1997), permet aux cellules de fond d'avoir une profondeur adaptative différente de celle des niveaux prescrits en fonction de la configuration.

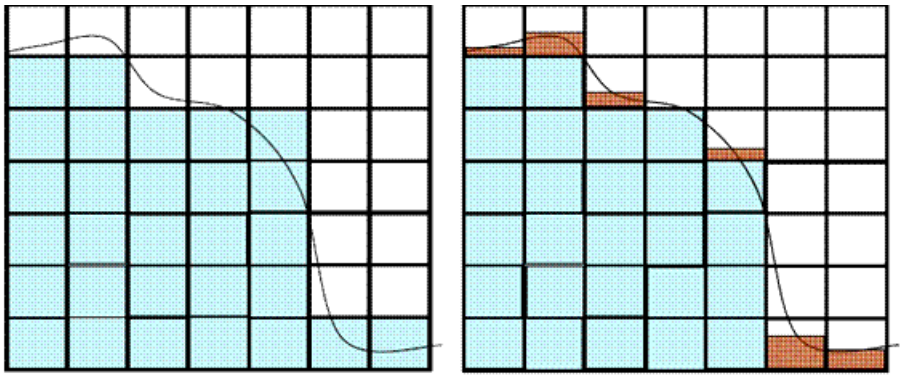


Fig. 4.2 – *Représentation du fond des océans en coordonnées z. La figure de gauche représente l'approche "full step", la figure de droite représente l'approche "partial step" : l'épaisseur de la cellule de fond varie selon la topographie.*

On remarque que le système de coordonnées σ est généralement mieux adapté à la modélisation en zone côtière, mais nous verrons dans le chapitre 5 que le grand nombre de niveaux verticaux présents dans la configuration haute résolution que nous utilisons tend à rendre le système de coordonnées en z tout aussi précis.

4.4 Paramétrisation des effets sous-maille

Les écoulements océaniques sont le résultat d'un couplage non-linéaire entre de nombreux processus dont les échelles spatiales caractéristiques sont comprises entre des distances propres à la diffusion moléculaire et des longueurs d'ondes de l'ordre du millier de kilomètres pour la circulation à grande échelle. La discrétisation spatio-temporelle utilisée afin de résoudre les équations primitives du modèle représente une limitation forte interdisant la représentation explicite de l'ensemble des processus de taille inférieure à

la maille, comme par exemple la turbulence de couche limite, la convection, la viscosité, ou la représentation des écoulements gravitaires. Cependant l'impact de ces échelles "sous-mailles" sur les échelles résolues est important. Sans prise en compte des processus sous-maille, l'énergie, qui cascade des grandes dimensions vers les petites, resterait bloquée au niveau de la taille de la maille et s'accumulerait jusqu'à l'explosion numérique. La diffusion permet d'évacuer cette énergie et d'obtenir l'effet de mélange que l'on observerait si les processus de petites échelles étaient résolus. Puisque le modèle ne peut résoudre des processus si fins, leur prise en compte s'effectue à travers des paramétrisations. La paramétrisation de la diffusion fait intervenir un coefficient de diffusion qui doit être suffisamment élevé pour permettre une évacuation de l'énergie, mais suffisamment faible pour permettre le développement de structures turbulentes résolues explicitement.

Les effets des échelles non représentées par la taille des mailles doivent donc être représentés dans le modèle par le biais de paramétrisations. Ils interviennent dans les termes de flux turbulents. Selon l'hypothèse de fermeture turbulente, il est possible d'exprimer ces flux turbulents en fonction des grandeurs résolues. Or, la prépondérance de la force de gravité conduit à séparer les flux verticaux et horizontaux. Les opérateurs paramétrisant ces effets sont donc divisés en deux composantes : une verticale (D^{vU}, D^{vT}, D^{vS}) et une horizontale (D^{hU}, D^{hT}, D^{hS}).

4.4.1 Physique sous-maille horizontale

En fonction des effets recherchés et de la résolution adoptée, on représente les termes de dissipation (D^{hU}) et de diffusion (D^{hT}, D^{hS}) sous la forme d'un opérateur laplacien ou bilaplacien (biharmonique) et d'une dépendance linéaire au gradient des quantités à grande échelle.

Ces mélanges horizontaux pour les traceurs (T et S) ou pour la quantité de mouvement sont donc paramétrisés sous la forme suivante :

$$\text{Laplacien :} \qquad D^{hT} = A_{h1}\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \tag{4.19}$$

$$\text{Bilaplacien :} \qquad D^{hT} = A_{h2}\frac{\partial^4 T}{\partial x^4} \tag{4.20}$$

avec A_{h1} (> 0) le cœfficient de diffusion horizontale harmonique (laplacien), A_{h2} (< 0) le cœfficient biharmonique (bilaplacien) et T la température grande échelle (échelle résolue du modèle).

Avec un opérateur laplacien, les temps d'amortissement sont proportionnels à l'inverse de la longueur d'onde au carré et pour un biharmonique, ils sont proportionnels à l'inverse de la longueur d'onde puissance quatre. Ainsi, les mouvements grande échelle sont beaucoup moins amortis avec un opérateur bilaplacien. Or l'amortissement des mouvements, et donc la dissipation, doit être suffisamment fort pour empêcher le développement d'instabilités numériques, mais aussi faible que possible pour que la turbulence océanique puisse se développer autant que possible dans le modèle. Un opérateur bilaplacien laisse donc passer et se développer des tourbillons qui seraient dissipés par un laplacien.

Dans nos configurations, un cœfficient de diffusion horizontale biharmonique pour la température et la salinité a été choisi, ce qui présente l'intérêt d'amortir plus fortement les petites longueurs d'onde que l'opérateur laplacien. Or, il a été montré dans les observations que le mélange des traceurs TS se faisait majoritairement le long des surfaces

isopycnales. En pratique, dans les modèles utilisant une coordonnée z, il serait trop coûteux de discrétiser les opérateurs de diffusion selon les surfaces isopycnales, c'est pourquoi il a été décidé ici de paramétriser la diffusion sous-maille des traceurs selon les surfaces géopotentielles[7]. Le bilaplacien permet donc d'obtenir une situation plus turbulente mais pose plus de problèmes pour l'observation de l'écoulement d'eau dense le long des pentes topographiques.

Pour la dynamique (diffusion visqueuse de la quantité de mouvement), un opérateur bilaplacien a aussi été choisi. La dissipation sous-maille latérale de la quantité de mouvement agit dans ce cas aussi le long des surfaces géopotentielles.

4.4.2 Physique sous-maille verticale

La taille des sources majeures de la turbulence verticale est très fine (elle est aussi bien inférieures à la taille des mailles) : il faudrait par exemple pouvoir résoudre le déferlement des ondes internes et utiliser un modèle non-hydrostatique pour s'affranchir de la paramétrisation. Dans les modèles hydrostatiques, les mouvements turbulents verticaux sont toujours traités avec des paramétrisations. Si les paramétrisations ont une justification physique, le calibrage des paramètres est quant à lui plus délicat. La performance de ces schémas est le plus souvent estimée à travers les résultats qu'ils produisent, à savoir la profondeur de la couche de mélange obtenue. C'est dans cette couche de mélange qu'agit l'essentiel des flux turbulents résultant des processus non-résolus. Pour fermer les équations, il faut donc exprimer ces flux turbulents. On fait alors l'hypothèse d'une formulation de ces flux analogue à celle des flux moléculaires (diffusion et dissipation) et on introduit une dépendance entre les flux turbulents et les gradients des quantités grande échelle.

$$\overrightarrow{D^{vU}} = \frac{\partial}{\partial z}\left(A_{vm}\frac{\partial \overrightarrow{u_h}}{\partial z}\right) \tag{4.21}$$

$$D^{vT} = \frac{\partial}{\partial z}\left(A_{vT}\frac{\partial T}{\partial z}\right) \tag{4.22}$$

$$D^{vS} = \frac{\partial}{\partial z}\left(A_{vT}\frac{\partial S}{\partial z}\right) \tag{4.23}$$

Il reste donc à déterminer les cœfficients de diffusion turbulente A_{vT} pour l'équation de T et S ainsi que le coefficient de viscosité A_{vm} pour les équations du mouvement. Dans le cas des configurations utilisées lors de cette thèse, la fermeture du système est assurée par l'utilisation d'une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente (modèle TKE).

Le schéma TKE (Turbulent Kinetic Energy) implanté par *Blanke et Delecluse* (1993) dans OPA7 est un schéma à fermeture turbulente d'ordre 1.5 assurant une modélisation des processus de mélange vertical. Pour une description détaillée de ce schéma TKE, le lecteur pourra se référer à *Langlais* (2007) ou *Madec* (2008).

La convection

[7]L'expression horizontale de la diffusion est une approximation forte dans les zones frontales, où les pentes des isopycnes ne sont pas négligeables.

Nous avons vu dans le chapitre 1 que le golfe du Lion était un des rares lieux de l'océan mondial où se produit le phénomène de convection profonde. Il est donc primordial que cette convection hivernale soit correctement modélisée grâce aux configurations que nous utilisons.

Dans les écoulements océaniques, la convection est le résultat d'instabilités hydrostatiques. Ici, la stabilité de la stratification intervient dans le calcul par la présence de la fréquence de Brunt-Väisälä. Dans la nature, lorsque la stratification est instable (par exemple lorsqu'une couche d'eau de densité potentielle plus légère se trouve sous une couche plus lourde), les processus de convection rétablissent rapidement l'équilibre en homogénéisant par mélange la portion instable de la colonne d'eau. Toutefois le schéma TKE se révèle inefficace à fournir des cœfficients suffisamment élevés pour traiter ce type d'instabilité et homogénéiser la colonne d'eau donc la convection doit être paramétrisée dans le cas de modèles hydrostatiques. En s'appuyant sur le fait que les processus de convection peuvent être considérés comme des agents de mélange plus que de transport, dans des situations de stratification instable, le schéma TKE est combiné avec un schéma de diffusion verticale augmentée. Ce schéma homogénéise la colonne d'eau en imposant une forte diffusion verticale pour les traceurs et la quantité de mouvement (de l'ordre de 1 $m^2.s^{-1}$) dans les zones de stratification instable (fréquence de Brunt-Väisälä négative).

4.5 Conditions aux limites

4.5.1 Conditions au fond océanique

Au fond, un frottement non linéaire $\overrightarrow{F_h}$ est appliqué aux vitesses horizontales dans l'équation de quantité de mouvement :

$$\overrightarrow{F_h} = C_D \sqrt{u_b^2 + v_b^2 + e_b} \overrightarrow{u_h^b} \tag{4.24}$$

où e_b est l'énergie cinétique turbulente du fond due à la marée ($e_b = 0$ dans notre cas méditerranéen), $\overrightarrow{u_h^b} = (u_b, v_b)$ est la vitesse horizontale dans la couche de fond et C_D le coefficient de friction ($C_D = 10^{-3}$).

4.5.2 Conditions en surface

Les échanges entre l'océan et l'atmosphère constituent avec les apports fluviaux d'eau douce les conditions limites de surface. Trois types de flux peuvent être distingués : les flux de quantité de mouvement générés par le vent, les flux de chaleur et les flux d'eau douce (flux E-P : évaporation moins précipitations). Il existe deux types de représentation des forçages : les forçages "à flux spécifié" et les forçages de type "*bulk*". En flux spécifié, le flux de chaleur (préalablement calculé à partir d'observations et de modèles d'atmosphère) est directement spécifié. Dans la réalité, le flux de chaleur dépend de la différence de température entre la surface de l'océan et l'atmosphère. C'est pour mieux représenter ce couplage entre l'océan et l'atmosphère que les forçages *bulk* ont été introduits (*Large et al.*, 1997). Ces derniers utilisent les conditions atmosphériques spécifiques de surface (vent, humidité, température de l'air à la surface et couverture nuageuse) associées à la température de surface pronostique du modèle d'océan, les radiations descendantes et les précipitations, pour calculer de manière interactive le flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère selon des formules semi-empiriques.

Ce couplage océan-atmosphère ainsi créé est appelé "*one way*" car il n'agit pas sur le modèle atmosphérique[8]. On déplace ainsi le problème de la spécification des flux de surface turbulents en un problème de description des données atmosphériques proches de la surface et de calcul des cœfficients de transfert appropriés entre le niveau supérieur du modèle d'océan (qui ne correspond pas à la surface même de l'océan) et le premier niveau du modèle atmosphérique.

4.5.3 Conditions aux frontières

Frontières latérales fermées

Le long des frontières latérales fermées (trait de côte, bathymétrie, frontières fermées), la vitesse normale est nulle et on applique une condition de glissement à la vitesse tangentielle, ce qui correspond à une absence de frottement ("*free slip*"), la vitesse tangentielle reste constante le long de la paroi latérale.

Frontières ouvertes

Dès lors que l'on choisit de modéliser une région particulière et non l'océan global, il devient nécessaire d'utiliser des frontières "ouvertes" forcées avec un champ grande échelle. Le but de ces frontières est donc d'imposer des conditions limites nécessaires à l'obtention d'une physique réaliste, mais également de permettre aux perturbations générées à l'intérieur du domaine de calcul de sortir de celui-ci sans détériorer ni modifier la solution du modèle. Il existe plusieurs méthodes de frontières ouvertes plus ou moins efficaces et plus ou moins coûteuses : en allant des méthodes spécifiées qui génèrent des re-circulations, vers les raffinements de maillage et autres emboîtements de modèles. Ces différentes méthodes ont été décrites et testées dans *Cailleau* (2004).

Conditions de radiation

Dans le cas de la configuration numérique utilisée lors de cette thèse, des conditions aux frontières en mer ouverte radiatives qui se basent sur l'équation de radiation de *Raymond et Kuo* (1984) combinée avec un terme de rappel vers des champs extérieurs (relaxation) ont été choisies.

La condition de radiation nécessite une équation d'onde caractérisée par des vitesses de phase dans les deux directions perpendiculaire (C_x) et tangentielle (C_y) à la frontière et par un terme de relaxation τ. Le signe de la vitesse de phase C_x détermine le sens des ondes ($C_x < 0$: ondes entrantes, $C_x > 0$: ondes sortantes et l'équation de radiation est résolue).

Cette équation régissant l'évolution de la variable ϕ est la suivante :

$$\underbrace{\frac{\partial \phi}{\partial t} + C_x \frac{\partial \phi}{\partial x} + C_y \frac{\partial \phi}{\partial y}}_{terme\ de\ radiation} = \underbrace{-\frac{1}{\tau}\left(\phi - \phi_0\right)}_{terme\ de\ rappel} \tag{4.25}$$

[8]On note que l'utilisation de ces formules *bulk* ne nécessite pas obligatoirement l'utilisation d'un modèle couplé océan-atmosphère.

$$C_x = \frac{\partial \phi}{\partial x} \frac{\left(-\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)}{\left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial y}\right)^2\right]} \qquad et \qquad C_y = \frac{\partial \phi}{\partial y} \frac{\left(-\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)}{\left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial y}\right)^2\right]} \tag{4.26}$$

En surface libre, la radiation s'applique aux composantes de la vitesse u et v et aux traceurs actifs T et S. L'élévation de la surface libre ne subit pas de condition de radiation, on applique seulement un gradient nul le long des frontières ouvertes. Dans OPA (*Talandier et Tréguier*, 2002) seule la vitesse de phase normale à la frontière est conservée (C_y est fixée à zéro), on considère que la propagation dans la direction parallèle à la frontière est négligeable (*Marchesiello et al.*, 2001) mais $\partial\phi/\partial y$ est conservé dans le calcul de C_x.

Si le flux est sortant, le temps de relaxation est pris très grand pour annuler l'effet du terme de rappel et permettre l'export des perturbations du domaine de calcul vers l'extérieur. Si on a un flux rentrant, on impose une vitesse de phase nulle et un temps de relaxation de l'ordre de la journée afin d'imposer aux frontières les champs grande échelle (fournis par le modèle global) qui vont influencer le domaine intérieur.

Dans le cas des configurations numériques utilisées lors de cette thèse, cette méthode a été évaluée avec succès par *Langlais* (2007) afin de vérifier que des perturbations générées à l'intérieur du domaine réussissent à franchir les frontières ouvertes sans détériorer la solution interne, en suivant par exemple l'évolution dans le temps de deux tourbillons du CNM, jusqu'à leur évacuation par la frontière sud du domaine. Aucune re-circulation ni déformation de ces tourbillons n'avait alors été observée lors de leur passage au travers de cette frontière ouverte.

4.6 Conclusion

Bien que la mer Méditerranée soit une région relativement bien observée et que l'apparition de nouveaux systèmes d'observation permettent de fournir des informations de plus en plus denses et fréquentes, la modélisation numérique reste un outil indispensable à la représentation de la circulation océanique globale ou régionale.

Dans le cadre de cette étude ciblée sur le golfe du Lion, nous avons choisi d'utiliser deux configurations numériques du modèle NEMO-OPA, qui est un code de calcul utilisant les équations primitives afin de représenter la dynamique de l'océan.

Ce chapitre avait pour objectif de donner un bref aperçu du code NEMO-OPA ; le chapitre suivant décrit de manière plus spécifique les caractéristiques des deux configurations qui en ont été extraites et qui ont été utilisées pour effectuer les expériences d'assimilation.

Chapitre 5

Les configurations GDL16s et GLazur64

Sommaire

5.1 Introduction **74**
5.2 Modélisation haute résolution du golfe du Lion **74**
5.2.1 Choix des configurations 75
5.2.2 Les domaines d'étude 77
5.2.3 La résolution 78
5.3 Comparaison des deux configurations utilisées **80**
5.3.1 Conditions aux limites latérales 80
5.3.2 L'apport d'eau douce 83
5.3.3 Le forçage atmosphérique 85
5.4 Autres modèles du golfe du Lion **87**
5.4.1 MFS 87
5.4.2 SYMPHONIE 88
5.4.3 MARS3D 89
5.4.4 DieCAST 90
5.5 Conclusion **90**

5.1 Introduction

Les échelles spatio-temporelles des processus en œuvre dans le milieu côtier sont relativement fines. Une imbrication de ces différents processus due à leur apparition possible de manière simultanée rend leur analyse d'autant plus complexe[1]. Un outil permettant d'évaluer la taille moyenne des structures mésoéchelles d'un bassin est le premier rayon de déformation de Rossby (premier mode barocline). Alors que ce rayon de déformation vaut environ 50 km aux moyennes latitudes dans l'océan, il se trouve réduit à une dizaine de kilomètres en mer Méditerranée. De la même manière, ce rayon interne passe de 10-30 km en milieu hauturier à quelques kilomètres (5-7 km) en milieu côtier.

Alors que les modèles de bassin ne permettent pas de faire apparaître ces processus d'échelle spatio-temporelle trop fines (processus englobés dans la turbulence sous-maille), ces structures révèlent des durées de vie conséquentes (de plusieurs jours) et jouent un rôle déterminant dans la dispersion/rétention des polluants et d'espèces planctoniques toxiques et plus généralement dans les échanges côte-large. Vouloir modéliser des domaines côtiers nécessite donc une capacité numérique à modéliser et résoudre ce genre d'échelles si petites.

Venant se rajouter à cette difficulté d'imbrication et de taille des structures mésoéchelles, le milieu côtier présente plusieurs interfaces : une interface avec le milieu littoral, une avec l'océan hauturier, l'interface air-mer ainsi que l'interface entre la colonne d'eau et les sédiments (*Petrenko*, 2008). Toutes ces interfaces engendrent autant de difficultés de modélisation comme la paramétrisation des frontières ouvertes, la prise en compte de forçages atmosphériques réalistes ou la résolution de la bathymétrie. Une importance toute particulière doit donc être apportée aux caractéristiques des configurations que nous extrayons du modèle présenté dans le chapitre 4. En effet, la résolution horizontale et verticale (le plateau continental du golfe du Lion a une profondeur de l'ordre de 100m), de même que celle de la bathymétrie et des forçages atmosphériques joueront un rôle primordial dans la résolution par le modèle de différents types de processus.

L'objectif de ce chapitre est de présenter les configurations numériques avec lesquelles j'ai travaillé pendant cette thèse. Les deux premières parties s'attacheront à les décrire et les comparer, tandis que la dernière partie décrira de manière plus générale les modèles numériques récents représentant le nord ouest de la Méditerranée avec une résolution égale à celle des configurations utilisées dans cette étude.

5.2 Modélisation haute résolution du golfe du Lion

Une approche de *downscaling*[2] est utilisée dans cette thèse. Deux configurations du golfe du Lion ont été créées à partir du modèle NEMO-OPA et de ses paramétrisations décrites dans le chapitre 4.

[1] Cette notion d'imbrication a été étudiée et schématisée à plusieurs reprises, notamment dans *Stommel* (1963) puis *Dickey* (2003) afin d'organiser, en la simplifiant, la perception de tous les phénomènes physiques et biologiques présents dans l'océan à toutes les échelles spatio-temporelles.

[2] Le *downscaling* est une technique d'imbrication de modèles : un modèle haute résolution est forcé aux frontières par des données issues d'un modèle de plus faible résolution mais possédant une emprise plus grande, permettant ainsi d'obtenir un zoom d'une région particulière.

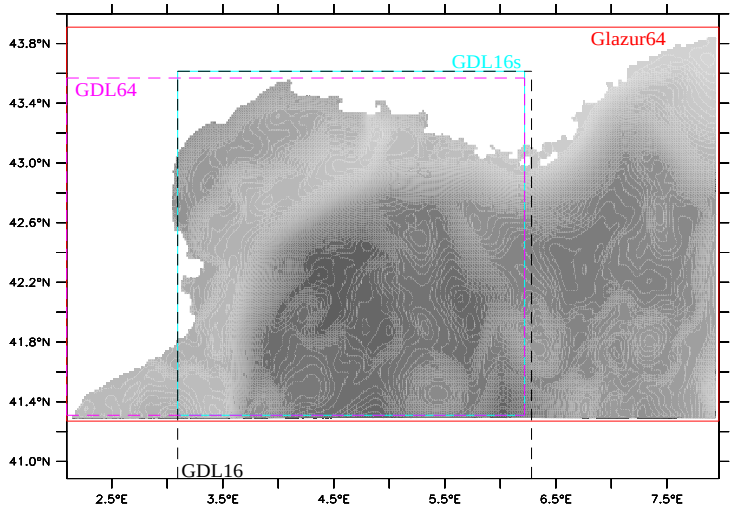


FIG. 5.1 – *Comparaison des tailles des différentes configurations numériques utilisées : GLazur64 (en rouge), GDL64 (en rose), GDL16 (en noire) et GDL16s (en bleu).*

5.2.1 Choix des configurations

Ces configurations appelées GDL16 et GDL64 ont été développées au LEGI et au LSEET par *Langlais* (2007). Elles n'ont pas été utilisées telles quelles dans cette thèse : leurs extensions géographiques ont dues être modifiées afin de répondre au mieux à la problématique de mon travail de thèse.

La description des caractéristiques de GDL16 et GDL64 fait l'objet des paragraphes suivants, ainsi que les raisons de la création de deux nouvelles configurations : GDL16s et GLazur64.

De GDL16 à GDL16s

Comme nous le verrons dans les parties III et IV, l'un des objectifs techniques de ma thèse a été d'effectuer des expériences cousines en assimilant des observations synthétiques extraites d'un modèle haute résolution dans un modèle au 1/16°. La figure 5.1 permet d'observer la couverture spatiale des différentes configurations numériques qui ont été utilisées. Si l'on souhaite utiliser une configuration au 1/64° pour extraire ces observations, on se rend compte alors qu'il ne sera pas possible d'utiliser GDL64 (en rose sur la figure) et GDL16 (en noir) comme modèle au 1/16°, puisque la couverture spatiale de GDL16 est supérieure (au sud) à celle de GDL64 censée fournir les observations. Garder ces deux modèles engendrerait donc un déficit d'information au sud de mon domaine, ce que l'on a refusé. On a donc dû développer la configuration GDL16s (représentée en bleu clair) qui se trouve parfaitement emboîtée dans GDL64. Pour ce faire, nous avons enlevé une bande complète comprenant toutes les longitudes et 10 points de grille suivant la latitude

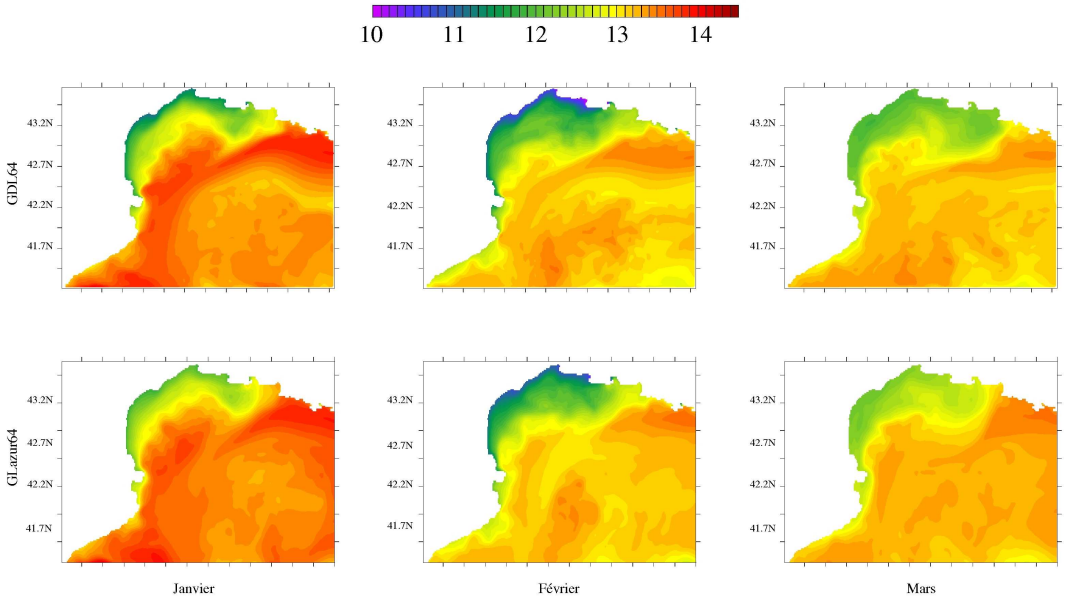


FIG. 5.2 – *Comparaison entre les températures de surface moyennées sur 1 mois des expériences GDL64 et GLazur64. De gauche à droite, on retrouve des moyennes pour les mois de janvier, février puis mars 1999. La première ligne concerne la configuration GDL64, la deuxième GLazur64.*

au sud de la configuration GDL16 pour obtenir GDL16s (pour GDL16 *small*). Il s'agit de l'unique différence entre les deux configurations. La suite de ce manuscrit se consacre entièrement à la configuration GDL16s puisqu'il s'agit de la configuration utilisée dans le cadre des expériences d'assimilation.

De GDL64 à GLazur64

Nous avons vu que vouloir reproduire la majeure partie des processus de fine échelle ayant lieu dans les milieux côtiers nécessite une résolution des modèles la plus fine possible. Dans cette région, on remarque que le rayon de déformation de Rossby au niveau du plateau est inférieur à 4-5 km et que la modélisation du panache du Rhône nécessite elle aussi un modèle haute résolution. Par exemple, vouloir reproduire les filaments dus aux *upwellings* nécessite une résolution horizontale minimale de l'ordre du kilomètre. Nous nous rendons donc compte que face à des échelles aussi petites, les modèles au 1/16° deviennent *eddy-permitting* et seul un modèle avec une résolution d'environ 1 km permettrait de résoudre ce type de processus (modèle *eddy-resolving*).

La configuration GDL64 a été développée spécifiquement pour des applications côtières dans le cadre du projet PATOM "Echanges Côte-Large dans le Golfe du Lion". Elle a été utilisée pour l'étude de la variabilité interannuelle de la circulation dans le golfe du Lion et le bilan des échanges côte-large pour la période 1990-2000 (*Langlais*, 2007). La mise en place de cette configuration a aussi permis de mener une étude de sensibilité de la circulation océanique côtière à la résolution du forçage atmosphérique via des expériences jumelles utilisant le *downscaling* REMO (18 km, sorties horaires) et la réanalyse ERA40-ECMWF (100 km, sorties toutes les 6 heures). Cette dernière étude a permis de confirmer l'importance du raffinement des forçages atmosphériques sur la dynamique de la couche

de mélange, la formation d'eaux denses et les *upwellings* côtiers (*Langlais et al.*, 2009).

GDL64 est forcée par des frontières ouvertes (configuration dite imbriquée) grâce à un modèle de plus grande emprise couvrant la totalité du bassin Méditerranéen. La description de ce forçage aux frontières fait l'objet d'un paragraphe au sein de ce chapitre. Or, le CNM entre dans le domaine par la frontière ouverte est. Comme toute configuration imbriquée, la représentation du CNM dans GDL64 est fortement conditionnée par le CNM tel qu'il est simulé par le modèle de grande emprise qui est insuffisamment précis près des côtes. De plus, il a déjà été noté que la trajectoire et la structure de ce courant à l'entrée du golfe du Lion constituaient un point critique conditionnant son comportement le long du talus continental et en conséquence, les échanges côte-large dans le golfe (*Langlais*, 2007; *Petrenko et al.*, 2005; *Auclair et al.*, 2001). Une bonne représentation de ce dernier est donc primordiale.

Un important travail a été réalisé ces dernières années au LSEET dans le but d'étendre l'emprise de GDL64 vers l'est, aboutissant à une nouvelle configuration dénommée GLazur64 permettant de couvrir la trajectoire du CNM en amont de la zone du Cap Sicié (au sud ouest de Toulon) qui marque l'entrée du CNM dans la zone du golfe du Lion. L'objectif a été de s'affranchir au mieux des effets de frontières pour la zone des côtes varoises et du golfe du Lion. Le développement de cette configuration élargie s'est fait dans la continuité de GDL64, en collaboration avec la communauté de développement des configurations NEMO du projet DRAKKAR (*Barnier* (2006), Drakkar group 2007). La figure 5.2 permet de comparer (sur le domaine de GDL64) les températures de surface moyennées au cours des mois de janvier, février et mars 1999 pour les configurations GDL64 et GLazur64. On remarque alors des différences dans la représentation des isothermes surfaciques de ces deux configurations et donc des courants surfaciques associés différents[3].

5.2.2 Les domaines d'étude

Le domaine d'étude de GDL16s s'étend des longitudes $3.094°E$ à $6.28°E$ et des latitudes $41.31°N$ à $43.61°N$ (figure 5.1). Ces dimensions permettent d'englober la totalité de la pente topographique du golfe du Lion. Trois frontières ouvertes séparent le domaine du reste de la Méditerranée. A l'est, la frontière coupe quasi-perpendiculairement l'étroit plateau continental au large des îles de Hyères. Le CNM entre dans le domaine par cette frontière et longe les isobathes du modèle, ce qui est une caractéristique du comportement moyen d'un courant de bord. Au sud, la frontière ne coupe pas le plateau Catalan de façon optimale mais la frontière a été placée à une distance suffisante de la fin du plateau du golfe du Lion et du canyon de Fonera pour permettre aux méandres et tourbillons du CNM de s'évacuer sans perturber les abords du plateau. Ces deux frontières sud et est se rejoignent au large, dans le coin sud-est du domaine qui forme un coin de mer (figure 5.1). Une troisième frontière à l'ouest du domaine est seulement présente dans cette configuration au 1/16°.

Le domaine d'étude de la configuration GLazur64 s'étend des longitudes $2.09°E$ à $7.97°E$ et des latitudes $41.26°N$ à $43.90°N$. Son extension vers l'est permet de se rapprocher au maximum de la zone où se forme le CNM dans le golfe de Gênes (chapitre 2). Aucune île n'est ici prise en compte dans ces deux configurations.

[3] A noter qu'à cette période, on n'observe pas forcément le cœur du CNM en surface car il n'est pas toujours associé à des températures élevées en surface.

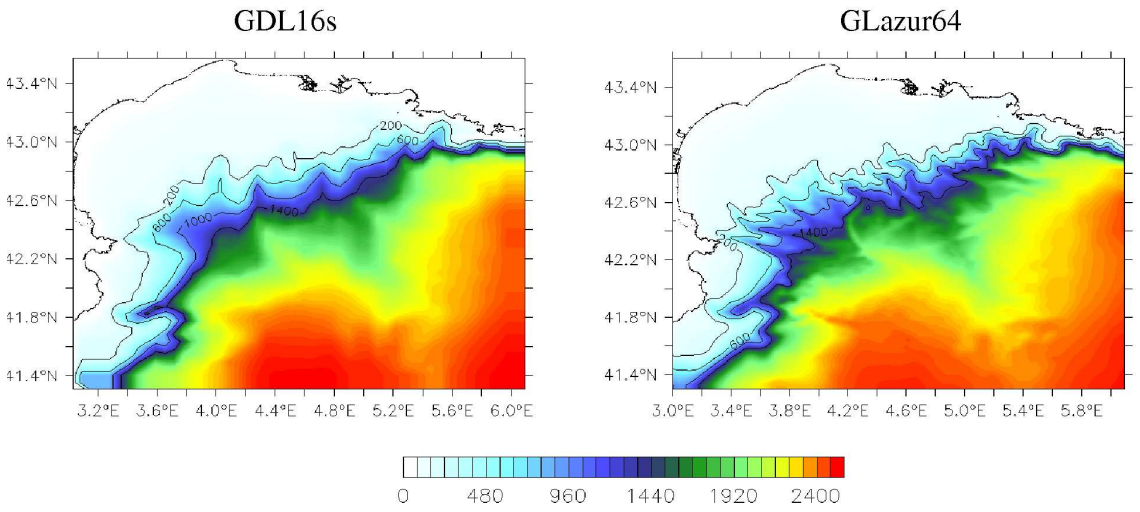


FIG. 5.3 – *Topographie du golfe du Lion dans la configuration GDL16s à gauche et GLazur64 à droite.*

La bathymétrie originale utilisée pour créer ces domaines provient d'une base de données très haute résolution ($\sim 500m$) qui couvre le plateau et les canyons sous-marins (*Berné*, 2002). Cette base de données a été utilisée pour créer la bathymétrie des deux configurations avec des résolutions différentes.

5.2.3 La résolution

GDL16s

Il s'agit de la configuration que nous utilisons pour effectuer les expériences d'assimilation de données. Cette configuration a un découpage de 52×51 points de grille suivant l'horizontal ainsi que 36 niveaux z suivant la verticale (tableau 5.1). Sa résolution horizontale est de $1/16°$ en longitude et de $1/16° \times \cos\phi$ en latitude (5 km). Une grille isotrope de type mercator est utilisée sur tout le domaine. La discrétisation temporelle est réalisée avec un pas temps de 144s. Le $1/16°$ correspond à la résolution de la configuration MFS utilisée en Italie dans un cadre opérationnel (*Pinardi et al.*, 2003) ainsi que du modèle global méditerranéen utilisé aux frontières comme nous le verrons par la suite.

GLazur64

C'est la configuration haute résolution que nous utilisons pour fournir des observations synthétiques à notre système d'assimilation dans le cadre d'expériences cousines (pour plus de détails se référer au chapitre 7). Cette configuration a un découpage de 377×170 points de grille suivant l'horizontale ainsi que 130 niveaux z suivant la verticale (tableaux 5.1 et 5.2). La résolution horizontale est de $1/64°$ en longitude pour $1/64° \times \cos\phi$ en latitude (1.25 km) sur une grille régulière de type mercator. L'optimisation de la résolution horizontale améliore la représentation discrète de la bathymétrie, en particulier les canyons et le trait de côte (figures 5.4 et 5.3). Avec l'augmentation du nombre de niveaux verticaux, on obtient une résolution de 1m en surface et pas plus de 30m près du fond du bassin

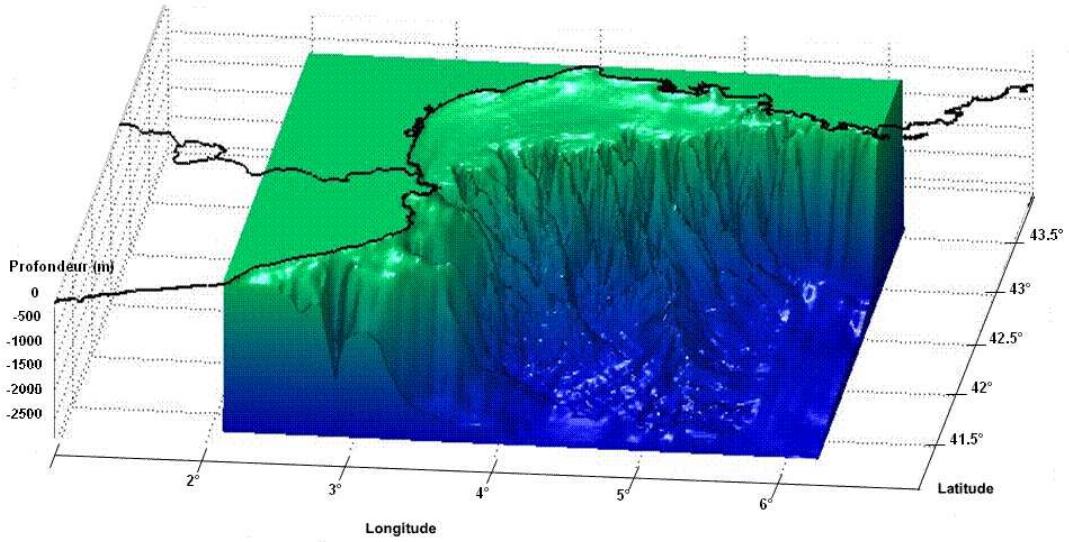


FIG. 5.4 – *Représentation tridimensionnelle de la bathymétrie de GLazur64 centrée sur le même domaine que GDL16s. Avec 130 niveaux z, la pente et les canyons sont correctement représentés. Cette figure a été extraite de Langlais (2007).*

et contrairement aux coordonnées sigma, aucun lissage de pente n'est effectué. Les 130 niveaux permettent une bonne adaptation de la grille à la bathymétrie complexe : la pente topographique et ses canyons sont correctement représentés.

La haute résolution en surface (30 premiers mètres) permet une discrétisation optimale du panache du Rhône et de la thermocline estivale (tableaux 5.1 et 5.2). De plus, l'utilisation de la maille de fond adaptative ("*partial step*") accentue cet effet. Même en utilisant un système de coordonnées en z et non les coordonnées sigma généralement utilisées en zone côtière, les 130 niveaux verticaux permettent une adaptation à la bathymétrie complexe.

La discrétisation temporelle est réalisée pour cette configuration avec un pas temps de 60s. Pour des raisons de stockage, les sorties de la simulation ont été sauvegardées tous les deux jours. Cette configuration tourne à l'IDRIS[4], sur la machine parallèle VARGAS sur 90 processeurs (contre 64 processeurs sur cette même machine pour GDL64). Elle utilise une technique de décomposition de domaines avec communication explicite de la bande de recouvrement entre les processeurs (MPI). 6000 heures (vectorielles) sont nécessaires pour obtenir 1 an de simulation soit environ 67 heures par processeur.

[4]Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique du CNRS, http ://www.idris.fr

GDL16s					GLazur64			
Niveau	gdept	gdepw	e3t	e3w	gdept	gdepw	e3t	e3w
1	3.13	0.00	6.64	6.27	0.50	0.00	1.00	1.00
2	9.77	6.27	6.64	6.27	1.50	1.00	1.00	1.00
3	17.02	13.17	7.25	6.89	2.50	2.00	1.00	1.00
4	25.09	20.81	8.07	7.64	3.50	3.00	1.00	1.00
5	34.15	29.35	9.06	8.54	4.50	4.00	1.00	1.00
6	44.39	38.98	10.24	9.62	5.50	5.00	1.00	1.00
7	56.06	49.90	11.67	10.92	6.50	6.00	1.00	1.00
8	69.42	62.38	13.37	12.48	7.50	7.00	1.00	1.00
9	84.83	76.72	15.40	14.34	8.50	8.00	1.00	1.00
10	102.65	93.28	17.82	16.56	9.50	9.00	1.00	1.00
...					...			
32	2027.35	1943.84	168.41	165.62	32.96	32.24	1.48	1.41
33	2198.40	2112.23	173.58	171.07	34.53	33.72	1.67	1.57
34	2374.33	2285.79	178.19	175.95	36.32	35.39	1.93	1.79
35	2554.60	2463.95	182.27	180.29	38.42	37.32	2.28	2.09
36	2738.70	2646.20	185.85	184.12	40.92	39.61	2.76	2.50

Tab. 5.1 – Comparaison entre les niveaux verticaux de GDL16s et GLazur64. Dans ce tableau, se trouvent la profondeur des niveaux z aux points T (gdepT) et w (gdepw) et les facteurs d'échelle aux points T (e3T) et w (e3w). Pour mettre en place la grille verticale, 5 coefficients ont dû être imposés : le nombre de niveaux (36 ou 130), la profondeur maximale (2738.7m ou 2650m) et l'épaisseur minimale (e3min= 1 m dans le cas de GLazur64).

GLazur64									
Niveau	gdept	gdepw	e3t	e3w	Niveau	gdept	gdepw	e3t	e3w
80	1202.14	1185.82	32.62	32.62	...				
81	1234.76	1218.45	32.62	32.62	125	2670.19	2653.88	32.62	32.62
82	1267.38	1251.07	32.62	32.62	126	2702.82	2686.51	32.62	32.62
83	1300.01	1283.69	32.62	32.62	127	2735.44	2719.13	32.62	32.62
84	1332.63	1316.32	32.62	32.62	128	2768.06	2751.75	32.62	32.62
85	1365.25	1348.94	32.62	32.62	129	2800.69	2784.38	32.62	32.62
86	1397.88	1381.56	32.62	32.62	130	2833.31	2817.00	32.62	32.62

Tab. 5.2 – Derniers niveaux de GLazur64.

5.3 Comparaison des deux configurations utilisées

5.3.1 Conditions aux limites latérales

De manière générale, un modèle régional est fortement influencé par les conditions limites imposées à ses frontières. Dans notre cas, cet effet est d'autant plus important que la frontière à l'est fait entrer le CNM, forçage principal de la circulation générale qui sort du domaine par la frontière sud. Si ce courant n'est pas correctement représenté, la totalité des processus physiques du golfe du Lion pourrait être affectée. La modélisation

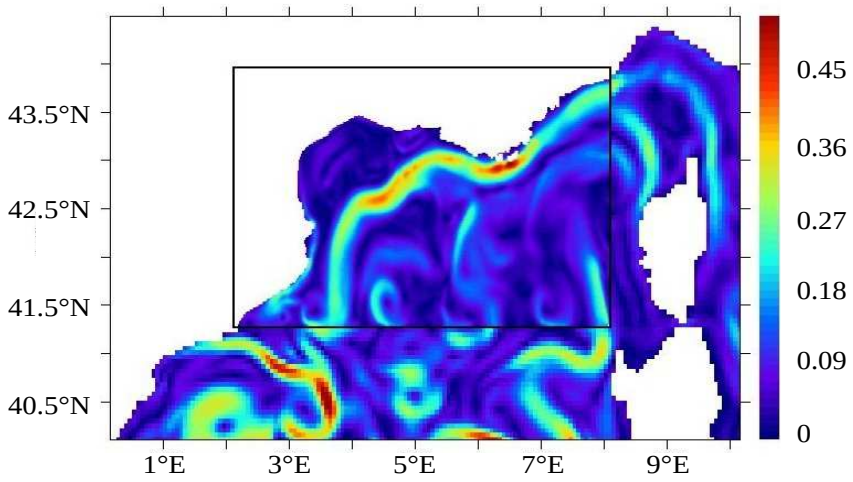


FIG. 5.5 – *Vitesses de surface moyennées sur 5 jours entre le 27 avril et le 1 mai 2000. A l'intérieur du cadre noire, se trouve une sortie de la configuration GLazur64. A l'extérieur de ce cadre, une sortie de la configuration MED16.*

de ce courant dans les deux configurations fait l'objet d'un paragraphe dans le chapitre 9.

Une des priorités clef de la modélisation côtière est donc d'avoir un modèle régional réaliste de plus grande emprise qui puisse fournir un forçage aux frontières optimal (haute fréquence, cohérent dans le temps et réaliste). Nous utilisons donc pour forcer notre modèle aux frontières, les données d'une simulation de la configuration MED16 (une donnée disponible tous les 5 jours). Il s'agit d'une configuration haute résolution globale de la mer Méditerranée (*Béranger et al.*, 2005; *Alhammoud et al.*, 2005) qui a été développée dans le cadre du projet Mercator (*Bahurel et al.*, Avril 2002). Son domaine couvre la totalité de la mer Méditerranée avec une zone tampon entre $11°W$ et $6.5°W$ pour simuler les apports de l'océan Atlantique. Sa résolution horizontale est de $1/16° \times cos\phi$ (avec ϕ la latitude) et $1/16°$ en longitude, ces mailles de 5 km sont donc deux fois plus petites que le rayon de déformation de Rossby (10-12 km en Méditerranée). La grille verticale se divise en 43 niveaux qui s'échelonnent de 6m en surface à 200m près du fond. La topographie a été obtenue par interpolation des données de *Smith et Sandwell* (1997) au $1/12°$ sur la grille au $1/16°$. Le modèle est une version du code OPA antérieure à NEMO : les ondes longues de gravité sont filtrées à l'aide d'un toit rigide (il n'y a pas de surface libre dans cette version). Comme dans notre cas un opérateur biharmonique est utilisé pour paramétriser la diffusion horizontale. Les forçages atmosphériques utilisés pour la simulation choisie sont les forçages journaliers provenant de la réanalyse ERA40 (*Uppala et al.*, 2005) du centre ECMWF[5] avec une résolution de $1°125$. Le modèle MED16 a été initialisé par des températures et salinités potentielles saisonnières moyennes extraites de la version MED4 de la climatologie MODB (*Brasseur et al.*, 1996).

Les données de cette simulation nommée MED16-ERA40 sont projetées sur les grilles de GDL16s et GLazur64 à l'aide de méthode d'interpolation et d'extrapolation. La figure 5.5 illustre l'emboîtement de GLazur64 dans l'environnement MED16, en particulier la

[5]ECMWF pour European Centre for Medium-range Weather Forecast en anglais, ou CEPMMT en français pour Centre Européen de prévision Météorologique à Moyen Terme.

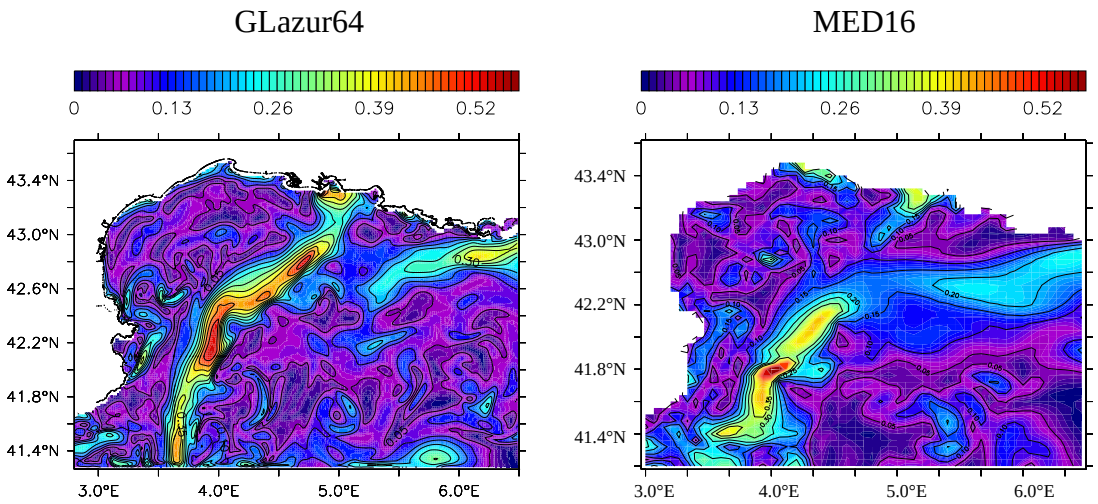


FIG. 5.6 – *Comparaison entre la norme de la vitesse de surface des configurations GLazur64 (figure de gauche) et MED16 (figure de droite), le 21 février 1999.*

continuité des écoulements près des frontières, malgré un saut d'échelle d'un facteur 4. On notera surtout la capacité de GLazur64 à développer rapidement une solution propre en amont de la zone Toulon (recollement notable du CNM à la côte par rapport à MED16), solution qui s'individualise ensuite encore plus nettement sur le golfe du Lion comme dans la zone "centrale" du domaine.

Béranger et al. (2005) montrent que la configuration MED16 reproduit correctement la circulation grande échelle au sein de la mer Méditerranée, de même que la circulation cyclonique que l'on observe dans sa partie nord-ouest. La majeur partie des structures mésoéchelles "connues" (telles que le gyre ouest alboran, les tourbillons algériens et les méandres du courant ionien atlantique) se trouvent elles aussi correctement représentées. Pour une comparaison de MED16 avec les sorties de GLazur64, le lecteur pourra se référer à *Ourmières et al.* (en préparation). Dans cet article, est présentée une validation de GLazur64 avec des données d'ADCP du navire océanographique Téthys (projet SAVED[6]) en quelques points clés du parcours du CNM, ainsi qu'une validation avec les vitesses geostrophiques extraites de l'altimétrie d'AVISO. Cette étude montre que MED16 s'éloigne quelque peu des observations à cause de son CNM modélisé trop loin des côtes, ce problème étant dû à sa résolution horizontale et verticale mais aussi celle de sa bathymétrie. GLazur64 montre un CNM bien placé mais pas assez fort en magnitude d'une manière générale. *Ourmières et al.* (en préparation) montrent que ce défaut est notamment un défaut présent dans la configuration MED16, qui vient forcer à sa frontière GLazur64 et ainsi répercuter ce problème dans cette configuration très haute résolution.

En pratique, une simulation libre au 1/16° ne permet pas de représenter les structures d'échelles trop fines et d'importants phénomènes physiques sont peu ou mal représentés sur une telle grille (*Mounier et al.*, 2005). Parmi ces processus peu ou mal représentés on note par exemple les *upwellings* côtiers ou l'absence de convection et de formation d'eau

[6]http ://saved.dt.insu.cnrs.fr/

profonde due à la résolution probablement trop faible de 1°125 des flux air-mer[7] (champs atmosphériques provenant de ERA40). Concernant le CNM, son activité mésoéchelle (ses méandres ainsi que les tourbillons pouvant s'en échapper) est elle aussi sous estimée dans les modèles au 1/16°. Dans des simulations libres d'une telle résolution, il se trouve par exemple trop large en hiver (la largeur du courant s'adapte généralement à la taille de la maille utilisée), pas assez profond et s'écoule trop loin de la côte. C'est donc avec ces caractéristiques que le CNM entre par la frontière ouverte est de GDL16s. Aucun méandre du CNM ne pourra donc être injecté par la frontière est du domaine. En effet, ce courant est également trop lisse dans MED16 : la résolution de (1/16°) ne permet pas au courant de se déstabiliser et on n'observe ni de méandre ni de tourbillon. La turbulence devra donc se mettre en place à l'intérieur du domaine.

La figure 5.6 compare la norme de la vitesse en surface dans les configurations GLazur64 (figure de gauche) et MED16 (figure de droite) le 21 février 1999. Alors qu'on s'attend à ce que ce courant soit étroit, turbulent et qu'il s'écoule proche de la côte en cette période hivernale (*Millot*, 1991), on retrouve un courant trop large qui ne colle pas assez au talus et avec des vitesses trop faibles dans le cas de MED16 alors que ces caractéristiques représentent mieux la réalité dans GLazur64. On verra dans le chapitre 9 que l'assimilation de données permet d'améliorer significativement les caractéristiques de ce courant.

5.3.2 L'apport d'eau douce

Impact de la résolution sur le panache rhodanien

La haute résolution du 1/64° apporte beaucoup d'améliorations quant à la représentation du panache, comme nous pourrons le voir dans le chapitre 10 (par exemple au niveau de la figure 10.1). En effet, une meilleure résolution limite la diffusion numérique et permet d'améliorer les gradients de salinité associés au front. En particulier, la résolution de 1m en surface améliore de manière significative la structure verticale du panache (*Langlais*, 2007).

La direction et l'extension du panache de dilution sont fortement influencées par le vent : alors que le Mistral tend à l'étendre et le diluer vers le large, les vents de sud-est le plaquent contre la côte générant un jet côtier. Ce comportement n'est visible qu'avec la haute résolution (1/64°). En effet, dans une expérience libre au 1/16°, la diffusion est trop importante et contrecarre l'effet du vent.

La figure 5.7 permet d'évaluer l'impact de la résolution sur la forme et la position du panache du Rhône. Pour comprendre la forme du panache les 21, 23 et 25 mars 1999, il est important de connaître les situations de vent précédents ces jours de mars. Or, du 28 janvier au 1er mars 1999, c'est principalement le Mistral qui a soufflé sur cette région, ce qui explique au niveau de la forme du panache, le *patch* arrondi dirigé vers le sud que l'on retrouve à la fois dans GLazur64 et GLD16s. Le 1er mars, un fort vent d'est explique le jet côtier que l'on retrouve dans les deux configurations, de manière bien plus fine dans la configuration haute résolution que dans GDL16s où le cœur du panache se trouve à la fois moins salé et plus diffus. Le 3 mars, grâce à un fort Mistral, on remarque que le panache du Rhône s'étend à nouveau vers le sud dans GLazur64 alors que le plateau voit sa salinité augmenter par manque d'apport d'eau douce dans cette région. On remarque

[7] On note que cette simulation nous apporte l'information au niveau des frontières de notre domaine, ce problème de convection ne nous affecte donc pas.

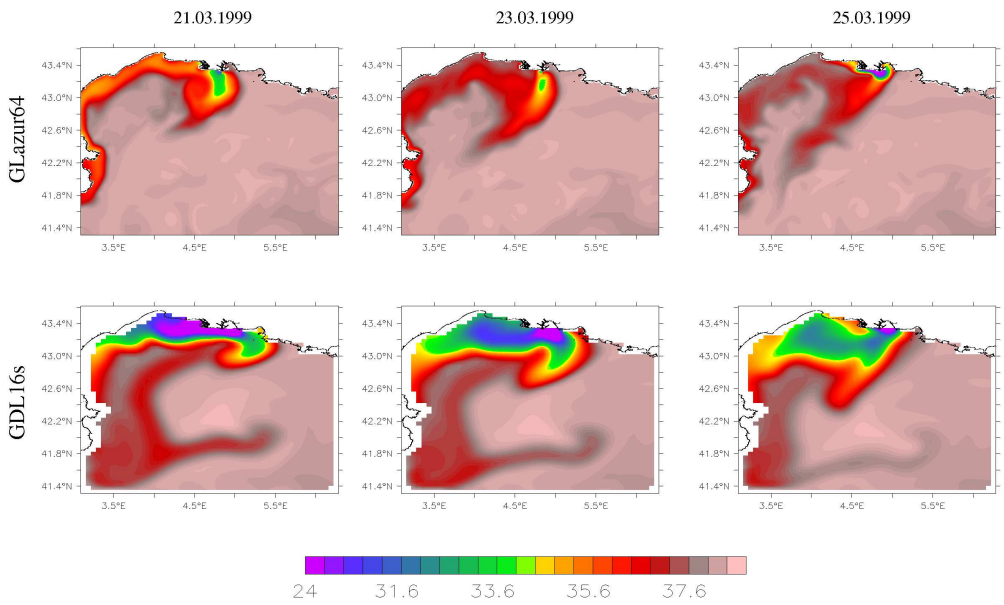


FIG. 5.7 – *Influence du Mistral, de la Tramontane et du vent de sud-est sur le panache du Rhône. Impact de la résolution sur la forme et la position de ce panache. La première ligne de cette figure représente la salinité de surface dans la configuration GLazur64 les 21, 23 et 25 mars 1999 tandis que la deuxième ligne représente les mêmes graphiques pour la configuration GDL16s. Ces deux configurations sont forcées par le même forçage atmosphérique REMO et le même forçage aux frontières MED16.*

que ce comportement est moins net dans GDL16s. En effet, l'influence du Mistral se fait nettement ressentir à travers le panache qui s'étend vers le large, mais le plateau est toujours aussi peu salé et l'impact du précédent vent de sud-est se fait toujours ressentir. La résolution limite donc non seulement l'action du vent, mais modifie également le bilan en salinité sur le plateau. Si on prend l'exemple du 21 mars 1999, la salinité moyenne est de 37.1 pour GDL16s, alors qu'elle est de 37.7 sur le même domaine pour GLazur64. Il apparaît donc que le temps de réponse à un épisode de vent soit bien plus long dans GDL16s que dans GLazur64. Ceci se retrouve aussi le 25 mars lorsqu'un vent de sud-est souffle sur le plateau, venant plaquer le panache le long de la côte dans la configuration GLazur64, alors que l'on a un panache bien plus diffus et une zone moins salée bien plus importante dans la configuration au 1/16° (figure 5.7). On verra dans le chapitre 10 que l'assimilation de données permet de réduire significativement ce problème dans cette configuration au 1/16°.

Pour finir, on peut noter qu'avec une résolution au 1/16°, l'embouchure du Rhône est beaucoup plus large, ce qui induit des vitesses trop faibles pour influencer la structure du panache.

L'introduction de l'eau douce dans ces configurations

L'apport d'eau douce dans les deux configurations numériques présentées ici ne se fait pas de manière habituelle. En effet, lorsque l'on s'intéresse à un domaine côtier l'apport en eau douce des fleuves, ici du Rhône, doit être traité avec une attention particulière. Si le vent est le forçage principal des panaches de dilution, les caractéristiques de l'entrée

d'eau douce sont importantes : débit de l'eau, caractéristiques de l'embouchure (largeur, profondeur), vitesses de l'écoulement, salinité. Une nouvelle paramétrisation adaptée aux caractéristiques du Rhône a donc été développée par *Langlais* (2007). Dans NEMO, les apports d'eau douce (pluies et rivières) sont pris en compte à travers des flux de surface. Les embouchures de rivières, alors considérées comme des zones de dilution, sont délimitées dans l'espace par des mailles de surface dans lesquelles de l'eau douce est ajoutée et la diffusion augmentée. En modélisation côtière et avec une résolution verticale fine (1m dans le cas de GLazur64), cette méthode ne permet pas une représentation optimale du panache du Rhône. Dans ces deux configurations, l'embouchure du Rhône a alors été considérée comme une frontière ouverte spécifiée (pour laquelle on spécifie des valeurs en température, salinité et vitesse). Pour ce faire, un canal de quelques mailles a été creusé artificiellement et au fond, une maille frontière spécifie la salinité, la température et la vitesse de la rivière.

Si conserver le débit de l'écoulement est important (notamment pour prendre en considération les crues), respecter les vitesses l'est également : si les vitesses ne sont pas respectées le nombre de Rossby $R_0 = U/fL$ sera alors différent et conduira à un panache lui aussi différent. En choisissant une profondeur et une largeur de canal proches des caractéristiques de l'embouchure du fleuve, le débit et les vitesses peuvent être conservés. Au point frontière, une température ne créant pas de gradient est spécifiée : à chaque pas de temps, on calcule la température moyenne des six points à l'embouchure du canal (dans le cas de GLazur64) et on l'impose comme condition limite. Pour la salinité, une valeur de zéro aurait été adaptée à de l'eau douce, mais au vue de la stabilité numérique dans le canal, une valeur constante égale à 5 a été imposée.

Afin de fournir au modèle des valeurs correctes concernant les débits du Rhône, ces données ont été collectées auprès de la Compagnie Nationale du Rhône au niveau de Arles. La valeur moyenne du débit de cette rivière est de 1700 m^3/s. Pour prendre correctement en compte ses crues, ces données doivent au moins avoir une fréquence de l'ordre de la journée.

5.3.3 Le forçage atmosphérique

L'océan et l'atmosphère constituent un système couplé dont les mouvements sont engendrés par une différence de rayonnement solaire entre l'équateur et les pôles. L'océan est mis en mouvement par l'atmosphère, il transporte la chaleur des régions chaudes vers les régions froides avant de la restituer à l'atmosphère. En modélisation océanique, les forçages atmosphériques sont cruciaux et conditionnent l'évolution réaliste d'une simulation. L'effort de zoom vers les échelles locales en modélisation océanique doit s'accompagner d'un forçage atmosphérique adapté aux nouvelles échelles que l'on veut représenter.

Afin de prendre en compte les interactions entre les deux systèmes, une solution idéale est le couplage d'un modèle d'océan avec un modèle atmosphérique, mais cette solution est coûteuse et difficile à mettre en place. Afin de limiter les dérives des modèles non couplés, un effort particulier doit être apporté à la formulation des flux et à la qualité des données de forçage. Une alternative à l'application directe des flux turbulents de surface est l'utilisation de "formules *Bulk*" : les flux turbulents air/mer sont calculés en combinant la température de surface pronostique du modèle d'océan avec des données atmosphériques de surface spécifiques (vent, température, humidité) (*Large et Yeager*, 2004). Cette association permet un couplage[8] du modèle d'océan avec des modèles atmosphériques.

[8]Ce couplage est appelé *one way* car il n'agit pas sur le modèle atmosphérique.

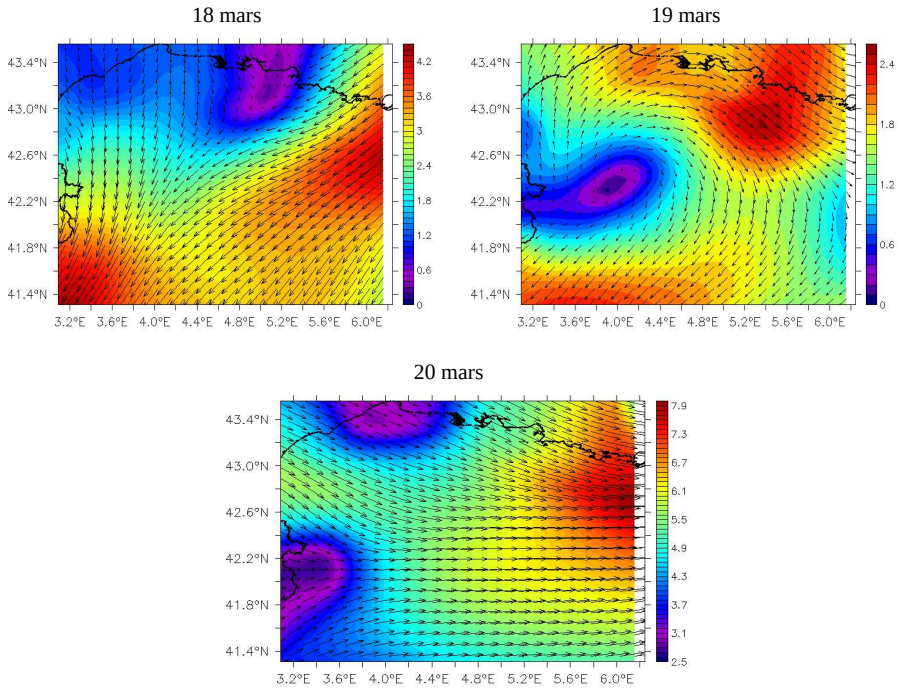


FIG. 5.8 – *Norme de la vitesse du vent à 10m du forçage atmosphérique REMO les 18 (à gauche), 19 (au centre) et 20 mars 1999 (à droite).*

Dans les régions côtières, à cause de la haute variabilité spatio-temporelle des processus côtiers, la résolution des données utilisées pour caractériser les flux air-mer doit être importante. Dans le golfe du Lion, la situation complexe au niveau du plateau est principalement influencée par le rotationnel de la tension de vent : le vent force la variabilité haute fréquence, il agit sur des échelles temporelles allant de quelques heures (pour la dynamique du panache du Rhône) à quelques jours (systèmes d'*upwellings* et *downwellings*), alors que la variabilité saisonnière basse fréquence domine l'hydrologie côtière et la structure du CNM.

Le forçage atmosphérique utilisé pour ces deux configurations est le forçage REMO. Il a été obtenu par un *downscaling* des réanalyses ECMWF (réanalyse ERA15 suivie de l'analyse opérationnelle ECMWF) réalisé par le DKRZ (Deutsches Klimarechenzentrum) à Hamburg avec le modèle régional d'atmosphère REMO. Cette réanalyse satisfait le besoin "côtier" d'une haute résolution avec un forçage horaire et une résolution spatiale de 18 km. Le forçage horaire permet de résoudre le cycle diurne et la résolution spatiale permet une bonne couverture de la zone. Dans le golfe du Lion, le système de vent est principalement influencé par l'orographie régionale. Les flux froids sont canalisés entre les Alpes, le Massif Central et les Pyrénées (chapitre 1). Pour que le forçage du vent soit correct, l'orographie doit être résolue dans le modèle d'atmosphère. La résolution spatiale de REMO permet de distinguer les deux vallées et de générer le système de vent cisaillé Mistral-Tramontane caractéristique de la région. Elle permet aussi une accélération des vents canalisés entre les reliefs montagneux.

Ce *downscaling* a été validé par *Langlais et al.* (2009), qui ont comparé la variabilité

de ce modèle avec les données du forçage atmosphérique ERA40[9] en évaluant à la fois leur variabilité interannuelle, saisonnière et journalière.

La figure 5.8 illustre l'impact d'un changement brutal de direction du vent. Le 18 mars 1999 (figure de gauche), un vent de secteur nord-est souffle sur la région impliquant des vents de secteur nord nord-est (on remarque d'ailleurs parfaitement sur cette figure sa canalisation dans la Vallée du Rhône). On remarque par contre que le 20 mars 1999 (figure de droite) ce vent de secteur nord nord-est est remplacé par une forte Tramontane soufflant jusqu'à 8 $m.s^{-1}$. Cette situation de changement rapide de direction du vent implique un fort cisaillement entre ces deux vents, à l'origine de la création de l'anticyclone clairement visible le 19 mars (figure du centre) à $4°E$, $42.4°N$. La formation de cet anticyclone ainsi que le cisaillement de ces vents joueront un rôle important sur la dynamique océanique de cette région comme par exemple la forme et la position du panache du Rhône. (Cette étude sera détaillée dans le chapitre 10 et illustrée par la figure 10.3).

5.4 Autres modèles du golfe du Lion

Outre ces deux configurations du modèle NEMO-OPA, de nombreuses autres configurations de modèles se sont attachées à modéliser cette région de la mer Méditerranée. Nous ne présenterons dans cette section que les configurations de modèle les plus récentes, ayant une résolution spatiale supérieure ou égale au 1/16° de GDL16s.

Le modèle OPA9 est utilisé dans de nombreuses autres configurations pour cette région. Parmi ces configurations, on peut citer MNATL12, utilisée de manière opérationnelle par Mercator au 1/12° dans la mer Méditerranée et l'océan Altantique Nord. *Mounier et al.* (2005) utilisent une configuration au 1/16° emboîtée dans une configuration globale de la mer Méditerranée au 1/8°, ces deux configurations étant forcées par les données du modèle météorologique ARPEGE (disponibles toutes les 6 heures avec une résolution de 0.5°). Une comparaison (et validation) du modèle régional a été effectuée avec des observations de la SSH (et des vitesses géostrophiques associées) le long des traces de TOPEX-ERS et la température de surface (données NOAA/AVHRR). Cette étude a montré un bon accord entre modèle régional et observations concernant la caractéristique des masses d'eau, la circulation grande échelle et la température de surface. Il a cependant été noté que cette résolution ne permettait pas de reproduire de manière correcte la dynamique associée aux *upwellings* côtiers, ni aucune convection profonde hivernale. *Mounier et al.* (2005) considèrent donc cette configuration régionale au 1/16° comme opérationnelle notant parallèlement que l'état initial fournit par le modèle global jouait un rôle primordial sur les prévisions que fournirait ce modèle dans un cadre opérationnel ; les défauts que présentent le 1/8° jouent donc un rôle néfaste sur le modèle régional.

5.4.1 MFS

MFS pour *Mediterranean Forecasting System* est le système d'océanographie opérationnelle développé en Italie et opérationnel depuis les années 2000 (*Pinardi et al.*, 2003) en mer Méditerranée. Ce modèle est basé sur le code aux équations primitives OPA et

[9]ERA40 est une réanalyse fournie par le centre européen ECMWF, l'inconvénient de ce forçage est sa résolution de 1°125 qui offre une couverture limitée de notre zone d'étude avec 6 points de mesure uniquement sur le domaine océan. Sa résolution temporelle de 6 heures ne permet pas la résolution du cycles diurne.

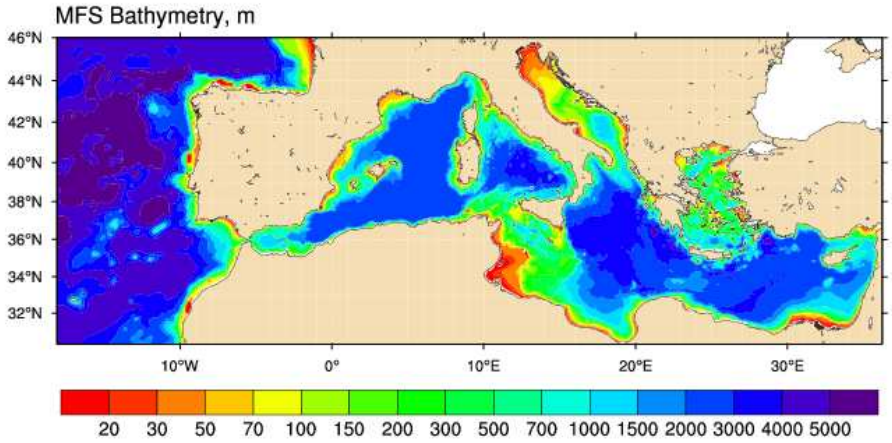


FIG. 5.9 – *Bathymétrie de la configuration utilisée de manière opérationnelle : MFS* (*http* : *//gnoo.bo.ingv.it/mfs/myocean/about.html*).

utilise une version antérieure (version 9.0 décrite dans *Madec et al.* (1998)) à la version utilisée pour GDL16s. La configuration extraite d'OPA pour ce système opérationnel a été implémentée dans la mer Méditerranée avec une résolution horizontale de 1/16° et une résolution verticale de 72 niveaux inégalement répartis suivant la verticale (*Tonani et al.*, 2008). Ces niveaux s'échelonnent de 3m en surface à environ 300m au fond du bassin. Afin de créer la ligne de côte ainsi que la bathymétrie, la base de données Digital Bathymetric Data Base Variable Resolution (DBDB-V) a été utilisée.

Le domaine de cette configuration couvre la totalité de la mer Méditerranée et une partie s'étend sur l'Atlantique Nord (figure 5.9). Il est forcé en surface grâce à des formules *bulk* utilisant les données atmosphériques du centre ECMWF (données toutes les 6 heures avec une résolution spatiale de 0.5°). La viscosité ainsi que la diffusion horizontale sont supposées bi-laplaciennes, suivant la verticale, elles dépendent du nombre de Richardson. Les processus convectifs suivant la verticale sont paramétrés en utilisant une paramétrisation de diffusion verticale augmentée. Le modèle tourne avec un pas de temps de 600s.

Ce modèle fonctionne en mode opérationnel pour la mer Méditerranée. En effet, couplé à un système d'assimilation, il permet d'obtenir des prévisions en temps réel de l'état de l'océan grâce à l'élaboration de bulletins de prévision de l'état de la mer[10] disponibles chaque jour. Le système d'assimilation variationnelle utilisé est le 3D Var (*Dobricic et Pinardi*, 2008). Les données assimilées dans ce système sont la SLA, la température de surface (SST), des profils de température par VOS XBTs ainsi que des profils de température et salinité *in situ* provenant de flotteurs ARGO et de CTDs.

Outre le modèle OPA, des études du golfe du Lion ont été menées à partir d'autres modèles numériques. Les paragraphes suivants effectuent un résumé rapide de ces configurations de modèles actuelles.

[10]http ://gnoo.bo.ingv.it/mfs/

5.4.2 SYMPHONIE

SYMPHONIE est un modèle 3D à surface libre qui résout les équations primitives en tenant compte de l'approximation de Boussinesq et des hypothèses de l'hydrostatisme et de l'incompressibilité. Plus de détails sur ce modèle peuvent être trouvés dans *Marsaleix et al.* (2006). Ce modèle a été développé au Laboratoire d'Aérologie[11] de Toulouse par *Estournel et al.* (2007) et *Marsaleix* (2008) ; sa configuration utilisée dans le golfe du Lion possède une maille horizontale de 3.3 km et 25 niveaux verticaux resserrés près de la surface et du fond. Le forçage en surface du modèle est constitué par les flux à l'interface océan-atmosphère du modèle de prévision météorologique Aladin de Météo France renouvelés toutes les 3 heures sur une grille de $0.1° \times 0.1°$. Les caractéristiques du CNM sont forcées aux frontières ouvertes du domaine. Le débit du Rhône est également imposé d'après les débits mesurés. Selon la verticale, le système de coordonnées utilisé est un système hybride qui mélange le système de coordonnées sigma et des marches d'escalier. Les conditions initiales et aux frontières sont détaillées dans *Gatti* (2008). Ce modèle a servi à de nombreuses reprises pour venir compléter les informations provenant de données *in situ* ; il a par exemple été utilisé (l'une de ces configurations) comme outil d'analyse des données recueillies pendant les campagnes MOOGLI1-FETCH (mars-avril 1998) et SARHYGOL (2000-2001). *Dufau-Julliand et al.* (2004) et *Ulses et al.* (2008) ont montré que cette configuration du modèle SYMPHONIE reproduisait de manière correcte le processus de formation d'eau dense sur le plateau du golfe du Lion ; *Herrmann et al.* (2008) ont montré que le processus de convection au large était tout aussi bien représenté ; *Hu et al.* (2009) a utilisé une configuration de ce modèle afin d'étudier les tourbillons anticyloniques pouvant être générés sur le plateau continental.

5.4.3 MARS3D

MARS3D est un modèle hydrodynamique tridimensionnel aux équations primitives dédié à des applications à l'échelle régionale et côtière élaboré à l'IFREMER[12]. Ce modèle à surface libre respecte lui aussi les hypothèses hydrostatiques et de Boussinesq. Des coordonnées sigma sont utilisées ici pour la discrétisation verticale. Pour plus de détails, le lecteur pourra se référer à *Lazure et Dumas* (2008). La configuration MENOR du modèle MARS3D s'attache à décrire le nord ouest de la mer Méditerranée. Le développement de cette configuration a pour intérêt de modéliser la dynamique du CNM, la formation d'eau dense sur le plateau et au large, la simulation du comportement du panache du Rhône, la modélisation des *upwellings* (génération et relaxation) ainsi que la modélisation des caractéristiques saisonnières de la circulation. Pour ce faire, une chaîne de modèles emboîtés a été créée avec d'une part un modèle régional d'une résolution de 1 km couvrant la Méditerranée occidentale depuis la mer des Baléares jusqu'à la mer Tyrrhénienne, puis un modèle côtier d'une résolution de 400m et pour finir un modèle local d'une résolution inférieure à 150m. Le modèle régional est forcé à ses frontières latérales et en conditions initiales soit par le modèle de MERCATOR soit par MFS (*Pinardi et al.*, 2003). La température, salinité, les courants et la SSH fournis toutes les 24H avec une résolution au 1/16° (5-7 km) ont été interpolés sur la grille de MENOR. Le forçage atmosphérique utilisé a été extrait du modèle MM5 toutes les 3 heures, le pas de temps choisi a été pris à 300s

[11] http ://poc.obs-mip.fr/
[12] *http : //www.ifremer.fr/francais/index.php*

et 30 niveaux sigma s'échelonnent sur la verticale avec une résolution raffinée en surface et au fond. Ce modèle haute résolution est surtout utilisé pour des études locales comme par exemple *Schaeffer et al.* (soumis) qui ont étudié des tourbillons anticycloniques côtiers et l'impact de l'utilisation de différents forçages atmosphériques sur la représentation de ces tourbillons dans une configuration de MARS3D avec une résolution de 300m forcée par MENOR pour des périodes de 3 mois sur 2008 et 2009.

5.4.4 DieCAST

Le modèle haute résolution espagnol DieCAST[13] présente une résolution horizontale semblable à celle de GLazur64 : 1389m dans la direction méridienne et jusqu'à 1036m dans la direction zonale et 30 niveaux verticaux en z qui s'échelonnent entre 10m en surface et 300m au fond. Il s'agit d'un modèle aux équations primitives basé sur l'hypothèse non-hydrostatique, l'hypothèse de Boussinesq et l'approximation de toit rigide. Ce modèle est emboîté dans un modèle de la mer Méditerranée globale (aux sorties journalières) au 1/8° (*Tonani et al.*, 2008) qui vient le forcer à chaque pas de temps (toutes les 150s) à ces frontières ouvertes sud et est. Ce modèle est forcé par le forçage atmosphérique du Spanish National Institute of Meteorology nommé High Resolution Limited Area Model[14] : il s'agit d'un forçage ayant des données toutes les 3 heures d'une résolution horizontale de 0.16°. *Jordi et al.* (2006) présentent une validation de ce modèle (grâce à des observations extraites de profils ARGO et température de surface AVHRR) en analysant plus précisément les échanges entre la côte et le large montrant ainsi que la totalité des eaux de plateau et de la mer Catalane sont renouvelées en quelques mois durant l'hiver.

5.5 Conclusion

La configuration haute résolution GDL16s que nous utilisons a donc la même résolution que MFS utilisée de manière opérationnelle en Italie, mais utilise un forçage atmosphérique horaire (au lieu de toutes les 6 heures) ce qui est un atout dans une région comme le golfe du Lion où les vents ont un impact déterminant sur la circulation de cette région côtière. La circulation grande échelle de ce bassin est bien représentée grâce à ces configurations au 1/16° (*Pinardi et al.*, 2003; *Mounier et al.*, 2005; *Echevin et al.*, 2003a; *André et al.*, 2005). La configuration haute résolution GLazur64 nous permet d'avoir accès à la mésoéchelle de cette zone côtière et nous apporte une information précieuse non toujours disponible dans un modèle numérique au 1/16°. Nous considérons donc dans cette étude que GLazur64 est une configuration réaliste qui représente "notre réalité" dans le cadre des expériences cousines d'assimilation de données qui seront détaillées dans le chapitre 7.

Les deux configurations que nous utilisons dans cette thèse ont été validées lors de travaux précédents ou en cours. Une validation de GDL16(s) a été faite dans *Langlais* (2007). Une validation de la configuration GLazur64 est disponible dans *Ourmières et al.* (en préparation) où cette configuration est à la fois comparée aux sorties de MED16 et à des observations réalistes. Parmi ces observations, on compte des vitesses géostrophiques issues d'AVISO et des courants issues d'ADCP du navire Téthys de la base de données Saved DT/INSU. D'autres comparaisons sont en cours avec des profils CTD de la base de données SISMER ainsi que des données satellitaires de SST. Cette validation a été faite en

[13]pour Dietrich/Center for Air-Sea Tecnhology
[14]HIRLAM, http ://www/hirlam.org

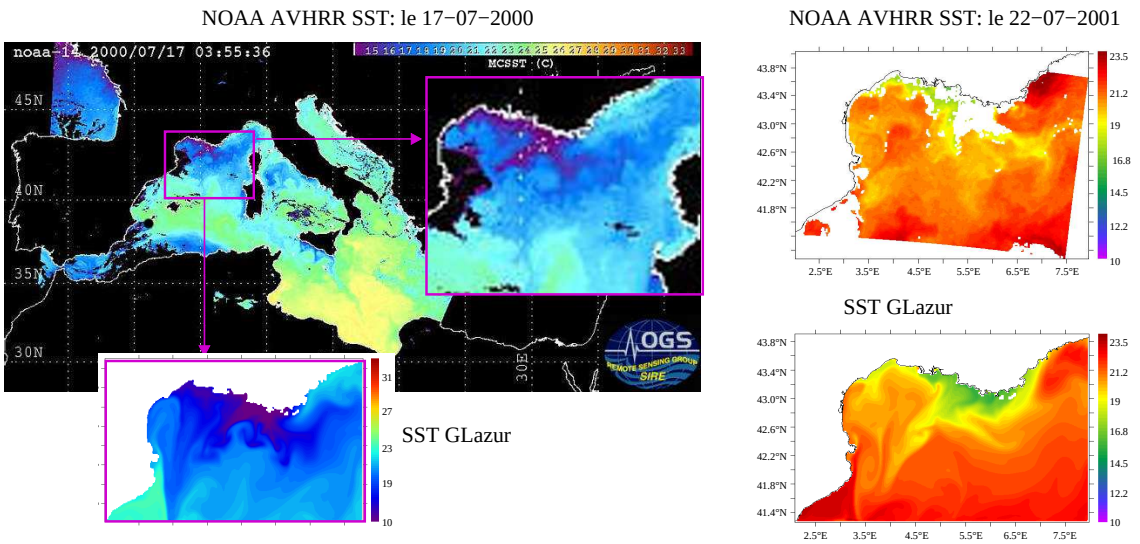


FIG. 5.10 – *Comparaison entre la température de surface d'un radiomètre avancé très haute résolution (AVHRR) de la NOAA et d'une sortie GLazur64 le 17/07/2000 (Ourmières et al., en préparation).*

quelques points clés du parcours du CNM. La figure 5.10 montre que la SST de GLazur64 est en bonne accord avec celle représentée dans les observations. L'exercice de validation est aussi poursuivi dans le cadre d'une thèse effectuée au LSEET par Karen Guihou depuis novembre 2009. Les principales conclusions de cette étude sont que la configuration MED16 présente un CNM qui s'éloigne quelque peu de la côte, ces problèmes sont dus à sa résolution mais aussi celle de sa bathymétrie. Dans GLazur64, ce courant présente des caractéristiques en bon accord avec les observations réelles. *Ourmières et al.* (en préparation) ont cependant noté qu'il n'était pas assez intense, défaut que l'on retrouve dans la configuration MED16. Les caractéristiques des simulations libres de référence que nous utiliserons comme base de données d'observations pour les expériences jumelles (base de données extraite d'une simulation de GDL16s) et les expériences cousines (base de données extraite d'une simulation de GLazur64) seront décrites dans le chapitre 7. Avant de décrire en détail ces expériences d'assimilation de données, une description de cette méthode s'impose.

Le chapitre suivant s'attache donc à décrire la méthode d'assimilation utilisée dans cette thèse pour effectuer ces expériences jumelles et cousines appelées plus généralement OSSEs (pour Observing System Simulation Experiments).

Chapitre 6

La théorie de l'assimilation de données

Sommaire

6.1 Introduction 94
6.1.1 L'assimilation de données : un outil pour la connaissance de l'océan 94
6.1.2 Les objectifs de l'assimilation de données 95
6.2 Les différentes méthodes d'assimilation de données 96
6.2.1 Introduction 96
6.2.2 Le nudging 98
6.2.3 L'approche variationnelle 98
6.2.4 L'interpolation optimale 99
6.3 Théorie du filtre de Kalman 100
6.3.1 Cadre conceptuel de l'assimilation séquentielle 100
6.3.2 L'algorithme du filtre de Kalman Etendu 103
6.3.3 Coût de calcul 104
6.4 Le filtre SEEK 104
6.4.1 La réduction d'ordre 104
6.4.2 L'initialisation du SEEK 106
6.4.3 L'étape de prévision 107
6.4.4 L'étape d'analyse 108
6.4.5 Le filtre SEEK local 109
6.4.6 Les différentes variantes dans l'algorithme SEEK 110
6.4.7 L'adaptativité dans le SEEK 111
6.4.8 Equivalence entre le filtre de Kalman et l'approche variationnelle 111
6.5 Implémentation du SEEK dans NEMO-OPA 111
6.5.1 Le logiciel SESAM 111
6.5.2 Le schéma IAU 112
6.5.3 Paramétrisations du SEEK retenues 112

6.1 Introduction

6.1.1 L'assimilation de données : un outil pour la connaissance de l'océan

Nous avons vu dans le chapitre 3 que les observations étaient de plus en plus nombreuses, précises, avaient une résolution de plus en plus haute et qu'elles permettaient une couverture de plus en plus importante de la surface des océans. Ces observations sont cependant entachées d'erreur et en dehors de la surface océanique dont les satellites fournissent une couverture quasi-synoptique, la profondeur des océans reste néanmoins largement moins observée par les mesures *in situ* et ces observations sont à la fois discontinues dans le temps et dans l'espace. Il est donc impossible de reconstruire un champ quadridimentionnel de l'état de l'océan à partir des observations seules.

Nous avons vu dans le chapitre 4 que la modélisation était un outil indispensable venant compléter les informations fournies par les observations. Toutefois, les modèles sont eux aussi imparfaits et comportent des simplifications et approximations. D'une part leur résolution ainsi que le schéma numérique utilisé auront un grand impact sur la représentation de la circulation d'une région donnée ; d'autre part, les paramétrisations de phénomènes non résolus explicitement ainsi que les conditions initiales et aux limites restent mal connues et souvent entachées d'erreur. Ainsi, même si le modèle d'océan utilisé était parfait, la dynamique océanique simulée présenterait toujours des erreurs dues à ces incertitudes (tant sur l'état moyen que sur la variabilité) et amplifiées par le caractère intrinsèquement chaotique de sa dynamique.

Ainsi, ni les observations, ni les modèles ne sont capables de fournir individuellement une description détaillée et cohérente de l'océan. L'association de ces deux sources d'information complémentaires est rendue possible grâce à l'assimilation de données qui permet de produire une estimation optimale de l'état de l'océan. Ainsi, que ce soit dans le but d'analyser historiquement un phénomène climatique ou océanique, ou bien que ce soit dans le but de faire de la prévision (recherche de la meilleure condition initiale pour le modèle), des méthodes d'assimilation de données sont employées.

Un objectif des méthodes d'assimilation est d'obtenir la restitution la plus pertinente possible des circulations océaniques ainsi que de leur variabilité à toutes les échelles spatio-temporelles. Un second champ d'applications ouvert par l'assimilation concerne l'étude des propriétés d'observabilité et l'optimisation des systèmes d'observation.

Dans le domaine des sciences de la terre, l'assimilation de données a tout d'abord commencé en météorologie et a été à la base des prévisions numériques du temps. En effet, la nécessité de prévision du temps (pour l'atmosphère) représente un besoin sociétal fort (plus fort que la prévision de l'état de l'océan) ce qui explique pourquoi les efforts de recherche se sont d'abord concentrés sur la météorologie. La communauté océanographique a donc pu tirer parti des progrès réalisés dans le domaine de la prévision du temps, avec notamment les méthodologies d'assimilation statistiques et variationnelles développées en France depuis les années 80. Cependant, le problème d'assimilation de données océaniques possède des particularités propres et il a été nécessaire de développer des méthodologies spécifiquement adaptées aux enjeux de l'océanographie. En effet, on a pu voir au chapitre 3 qu'il a fallu par exemple attendre le début des années 90 avec le lancement du satellite Topex/Poséidon pour que les océanographes aient à leur disposition une base de données

d'observation du niveau de la mer précise, globale et continue dans le temps. Une deuxième difficulté en assimilation de données océaniques concerne la taille numérique des problèmes à résoudre ; avec un espace d'état de dimension pouvant être bien supérieure à 10^{71}, soit un ordre de grandeur supérieur à la taille des problèmes atmosphériques examinés dans un contexte similaire. Pour finir, la complexité du problème dépend aussi du genre d'approximation que l'on peut faire raisonnablement (par exemple gaussienne, linéaire, ...). Même si la montée en puissance des moyens de calcul est de plus en plus importante, une adaptation des théories traditionnelles d'assimilation de données a dû être réalisée afin de s'adapter à ces systèmes d'une telle dimension. Aucun progrès notable n'aurait pu voir le jour sans la mise à disposition de moyens de calculs importants. Aujourd'hui, grâce à des super-calculateurs, les centres de prévisions atmosphériques opérationnels utilisent des méthodes d'assimilation performantes. Néanmoins, la puissance de calcul reste le facteur limitant pour le développement de méthodes d'assimilation dans le domaine des sciences de la terre. Les objectifs actuels de la communauté scientifique sont donc les suivants : réduire la taille des systèmes étudiés sans perdre d'information aux échelles fines, améliorer la connaissance des paramètres physiques, la statistique des erreurs de mesure, prendre en compte l'erreur modèle sans trop pénaliser la résolution numérique...

6.1.2 Les objectifs de l'assimilation de données

Les objectifs de l'assimilation de données en océanographie sont de satisfaire aux besoins de l'étude de la dynamique océanique en effectuant la meilleure estimation possible de l'état de l'océan au cours du temps. Elle permet d'estimer, voire d'améliorer, les paramètres du modèle numérique d'océan, les forçages ou les conditions aux frontières, en ajustant systématiquement des paramètres inconnus ou incertains afin que les prédictions du modèle soient au maximum en harmonie avec les données calibrées. Elle permet d'élaborer par exemple des réanalyses de la variabilité océanique, d'initialiser des systèmes de prévision opérationnels ou encore d'optimiser des stratégie d'observation. La capacité du système à s'ajuster vers les observations permet d'identifier certains biais ou dérives du modèle numérique d'océan. De la même manière, les écarts trop importants identifiés par l'assimilation entre les observations et le modèle peuvent mettre en évidence une incohérence dans les observations (*W.R. Holland et al.*, 1989). Cette méthode peut donc aussi être utilisée pour évaluer un système d'observation (*Miller*, 1990; *Carton et al.*, 1996).

L'assimilation de données passées disponibles sur de longues périodes rétrospectives se nomme ré-analyse. Le projet européen ENACT [2] avait ainsi pour objectif de réaliser, entre autre, des réanalyses sur la période 1962-2001. La compréhension de la circulation océanique, de la variabilité du système et des mécanismes qui engendrent les phénomènes physiques majeurs de l'océan peut être améliorée grâce aux produits issus de ces réanalyses. Comme en météorologie, la connaissance d'un état initial le plus juste possible permet des prévisions les plus fiables. L'assimilation de données a ainsi pour objectif de construire cette condition initiale afin d'améliorer les prévisions océaniques ou

[1] Par exemple, la configuration globale DRAKKAR ORCA025 du modèle NEMO-OPA qui possède 1442 $\times$ 1021 points de grille suivant l'horizontal conduit à un vecteur d'état de dimension 3.10^8, la configuration GDL16s a, elle, un vecteur d'état de dimension 4.10^5

[2] ENhanced ocean data Assimilation and Climate predicTion.

météorologiques. Pour la prévision saisonnière (qui utilise des systèmes couplés océan-atmosphère), la connaissance la plus réaliste de l'état de l'océan est primordiale. En effet, la qualité du couplage océan-atmosphère est conditionnée fortement par la composante océanique qui représente la mémoire du système : la capacité de stockage de la chaleur de l'océan est 1200 fois supérieure à celle de l'atmosphère. L'assimilation de données permet de déterminer des conditions initiales suffisamment réalistes à l'interface océan-atmosphère. En supposant que le couplage soit réalisé parfaitement entre un modèle d'océan et un modèle d'atmosphère tous deux parfaits, l'information contenue dans l'état initial de l'océan est préservée et propagée par le modèle océan, puis transmise correctement au modèle d'atmosphère. C'est pourquoi l'assimilation de données est au cœur de projet d'océanographie opérationnelle comme MERCATOR océan[3]. Les prévisions obtenues permettent de connaître au mieux la dynamique globale des courants et masses d'eau, connaître l'équilibre biologique qui en découle représente un objectif de ces travaux en assimilation de données. Tous ces produits sont directement utiles dans les domaines de la pêche, du transport maritime, de la protection des espèces marines, de la défense et plus anecdotiquement, dans celui des courses au large.

6.2 Les différentes méthodes d'assimilation de données

Ces méthodes d'assimilation peuvent être classées suivant deux catégories : l'approche stochastique (séquentielle) basée sur la théorie de l'estimation statistique et l'approche variationnelle basée sur la théorie du contrôle optimal. La méthode séquentielle du filtre de Kalman est la méthode utilisée au cours de cette thèse. Elle sera décrite dans la section 6.3.

6.2.1 Introduction

Notations et hypothèses

Soit l'espace du modèle de dimension n et l'espace des observations de dimension p. Nous utiliserons les notations conventionnelles introduites par *Ide et al.* (1997).

- x^t est l'état du modèle vrai de dimension n,
- x^b est l'état de l'ébauche (première estimation de l'état analysé) de dimension n,
- x^a est l'état analysé de dimension n,
- y^0 est le vecteur d'observation de dimension p,
- H est l'opérateur d'observation passant de la dimension n à p,
- $\mathbf{P^b}$ est la matrice de covariance d'erreur d'ébauche $(x^b - x^t)$ de dimension $n \times n$,
- $\mathbf{R}$ est la matrice de covariance d'observation $(y - Hx^t)$ de dimension $p \times p$,
- $\mathbf{P^a}$ est la matrice de covariance d'erreur d'analyse $(x^a - x^t)$ de dimension $n \times n$,
- $\mathbf{Q}$ est la matrice de covariance d'erreur modèle de dimension $n \times n$ (utilisée dans le cadre du filtre de Kalman),

[3]http ://www.mercator-ocean.fr

Modélisation des erreurs

Pour prendre en compte les incertitudes dans l'ébauche, les observations et l'analyse, il faut faire des hypothèses sur la modélisation des erreurs entre ces vecteurs et leurs équivalents "vrais". L'utilisation des fonctions de densité de probabilité, nommées pdf, est une approche adaptée pour construire des modèles d'erreur.

Variables d'erreurs

Il est possible de définir les erreurs d'ébauche, d'observation et d'analyse telles que représentées dans le tableau 6.1. L'erreur d'ébauche est la différence entre la première estimation de l'état du modèle et l'état vrai. Cette erreur n'inclut pas l'erreur de discrétisation.

Nom	Définition	Moyenne	Covariance
Erreur d'ébauche	$\epsilon^b = x^b - x^t$	$\overline{\epsilon}^b$	$\mathbf{P^b} = E[(\epsilon^b - \overline{\epsilon}^b)(\epsilon^b - \overline{\epsilon}^b)^T]$
Erreur d'observation	$\epsilon^0 = y^0 - Hx^t$	$\overline{\epsilon}^0$	$\mathbf{R} = E[(\epsilon^0 - \overline{\epsilon}^0)(\epsilon^0 - \overline{\epsilon}^0)^T]$
Erreur d'analyse	$\epsilon^a = x^a - x^t$	$\overline{\epsilon}^a$	$\mathbf{P^a} = E[(\epsilon^a - \overline{\epsilon}^a)(\epsilon^a - \overline{\epsilon}^a)^T]$

Tab. 6.1 – *Définitions des variables d'erreur.*

Les erreurs d'observation quantifient l'écart entre les données d'observation et l'équivalent de la vérité modèle dans l'espace d'observation (c'est-à-dire $\mathbf{H_i}x_i^t$), elles peuvent provenir de différentes sources. La première provient des erreurs de mesure (ϵ^m), la deuxième est due à l'opérateur d'observation $H(\epsilon^i)$ et enfin la troisième est l'erreur de représentativité (ϵ^r). Elles proviennent toutes de l'écart entre la vérité modèle et la réalité. Les erreurs de mesure sont pour l'essentiel imputables à la précision des appareils de mesure et donc totalement indépendantes du modèle utilisé. En revanche, les erreurs de représentativité sont entièrement dépendantes du modèle utilisé et englobent, par exemple, les phénomènes non représentables numériquement sur la grille du modèle, ainsi que l'ensemble des phénomènes physiques non résolus par les équations du modèle. On remarque que l'estimation de ϵ^m s'avère la plupart du temps plus facile que celle de ϵ^r, souvent difficilement quantifiable.

Le vecteur d'observation y^0 est la somme d'observations vraies y^t et de l'erreur de mesure ϵ^m :

$$y^0 = y^t + \epsilon^m \tag{6.1}$$

Ces observations vraies y^t sont construites à partir d'un opérateur d'observation continu H_c et un état vrai et continu du modèle x_c^t :

$$y^0 = H_c x_c^t + \epsilon^m \tag{6.2}$$

L'état vrai continu du modèle peut être décomposé en une partie résolue par le modèle : x^t et une erreur de représentativité : $\epsilon^r = H_c(x^t - x_c^t)$. L'équation 6.2 peut alors s'écrire :

$$y^0 = Hx^t + \epsilon^m + \epsilon^r + \epsilon^i \tag{6.3}$$

où H est l'opérateur discret d'observation (approximation de H_c) et $\epsilon^i = (H_c - H)x^t$ son erreur associée.

L'erreur d'analyse est la différence entre l'état analysé et l'état vrai. La trace de cette matrice permet de définir une estimation de l'erreur de l'état analysé qui peut servir comme objet de minimisation. Par la suite, l'assimilation de données s'attachera à minimiser cette grandeur :

$$Tr(\mathbf{P^a}) = \overline{\| \epsilon^{\mathbf{a}} - \overline{\epsilon}^{\mathbf{a}} \|^{\mathbf{2}}} \tag{6.4}$$

Toutes ces erreurs permettent donc de donner un poids plus important aux observations de confiance et minimiser l'impact des observations moins précises : c'est le principe de l'optimisation.

6.2.2 Le nudging

Cette technique d'assimilation de données est aussi appelée relaxation newtonnienne. Elle consiste à introduire dans le système d'équations dynamiques un terme de relaxation vers des variables de référence.

Le nudging ainsi que l'interpolation optimale ont constitué le standard des années 90 pour assimiler des données altimétriques (*DeMey et Robinson*, 1987; *Verron et Holland*, 1989). Au début de ces années, des études ont été réalisées au LEGI afin d'assimiler des données altimétriques dans un modèle quasi-géostrophique réaliste de l'océan Atlantique Nord (*Verron*, 1992; *Blayo et al.*, 1994, 1997) et de l'Atlantique Sud (*Florenchie et Verron*, 1998) en utilisant la méthode du nudging.

Il ne s'agit pas d'une méthode d'assimilation optimale mais d'une approche empirique précédemment utilisée alors que nous ne disposions pas de moyens de calcul aussi puissants que ceux actuellement disponibles.

Cette méthode présente l'inconvénient de ne pas prendre en compte les erreurs respectives de la donnée et du modèle. Elle n'est donc pas en mesure de rivaliser avec les autres méthodes d'assimilation dites sophistiquées qui seront explicitées par la suite. Cependant, cette méthode est aujourd'hui développée de manière théorique et conduit à des résultats prometteurs à moindre coût. En effet, l'algorithme BFN (Back and Forth Nudging)[4], introduit par *Auroux et Blum* (2008), permet d'identifier un état initial à partir d'observations réparties dans le temps. L'algorithme résout d'abord les équations avec le terme de nudging pour arriver à un état final. Le modèle est ensuite utilisé de manière rétrograde, avec un terme de rappel opposé à celui du nudging direct. On obtient ainsi une ré-estimation de l'état initial. Après répétition de ces deux étapes, l'état initial converge vers l'état recherché. Cet algorithme se rapproche des méthodes variationnelles expliquées par la suite.

6.2.3 L'approche variationnelle

Introduites par Sasaky dès 1955 (*Sasaki*, 1955, 1958), les méthodes variationnelles sont basées sur la minimisation d'une fonction coût J (se décomposant en un terme J^b lié à l'ébauche et une terme J^0 lié aux observations) mesurant les écarts entre l'état estimé et les données disponibles (théorie de l'optimisation). Alors que dans le cadre du filtrage stochastique les observations n'influaient pas sur les calculs des divers estimés qui leur étaient antérieurs, l'approche variationnelle va opérer globalement sur l'ensemble des observations disponibles dans la fenêtre d'assimilation pour réaliser la minimisation.

[4]http ://math.unice.fr/ auroux/LEFE/

Ainsi cette approche permet de calculer la trajectoire optimale du système et non plus la meilleure estimation de l'état à l'instant d'observation.

L'algorithme d'assimilation identifie un état x^a de la variable x à l'instant t_0 (condition initiale), qui, intégré par le modèle, fournit une trajectoire optimale au sens des moindres carrés (la trajectoire analysée) sur l'ensemble de la fenêtre d'assimilation.

L'équation $\nabla J = 0$ de minimisation de cette fonction coût ne peut être résolue directement. Une solution minimisant la fonction coût J par une méthode de descente itérative utilisant la valeur de ∇J est envisageable. Généralement, l'état d'ébauche x^b est utilisé comme une première estimation de l'état analysé. Le gradient de la fonction coût ∇J peut être estimé de manière très efficace par la méthode adjointe[5] (*Le Dimet et Talagrand*, 1986). La méthode adjointe permet une évaluation efficace du gradient de la fonction coût dans l'algorithme du 4D-Var. Néanmoins, cette opération implique qu'une version adjointe du modèle linéarisé soit disponible. Cette contrainte est souvent l'étape cruciale à surmonter lors de l'implémentation de l'algorithme d'assimilation 4D-Var. En effet, dans de nombreux domaines comme la météorologie et l'océanographie, les modèles sont complexes et non-linéaires. Deux étapes sont généralement nécessaires : écrire le modèle linéaire tangent du modèle, puis écrire son adjoint.

La mise en œuvre de l'assimilation 4D-Var nécessite d'intégrer de nombreuses fois le modèle sur la période d'intégration afin d'atteindre une trajectoire satisfaisant les critères de la minimisation. Cette procédure itérative et coûteuse utilise toutes les observations disponibles sur la période d'intégration et en ce sens, c'est une technique de lissage.

La méthode adjointe (*Talagrand et Courtier*, 1985; *Le Dimet et Talagrand*, 1986) permet de calculer le gradient de la fonction coût par l'intermédiaire du modèle adjoint. Diminuant le temps d'intégration et le stockage d'informations nécessaires, cette méthode a été utilisée avec succès en océanographie (*Long et Thacker*, 1989a,b; *Luong*, 1995; *Morrow et DeMey*, 1995). Cependant, l'aspect global de l'approche variationnelle sur une longue période de temps, reste limitée pour les problèmes océaniques. En effet, les non-linéarités de la dynamique océanique restreignent fortement la durée pendant laquelle le modèle adjoint peut être approximé par son linéaire tangent et donc la durée de la période d'assimilation pendant laquelle la condition initiale est un paramètre de contrôle (*Luong*, 1995). Une alternative est toutefois possible avec l'utilisation d'une stratégie séquentielle pour l'assimilation variationnelle (*Luong et al.*, 1998) sur des périodes plus courtes et récurrentes, mais au détriment de la continuité de la trajectoire globale. Il s'agit dès lors de minimiser séquentiellement la fonction coût de chacune des périodes de façon à reconstruire la trajectoire optimale globale.

6.2.4 L'interpolation optimale

L'interpolation optimale (notée OI), de la même manière que le filtre de Kalman, se base sur une simplification algébrique du BLUE (Best Linear Unbiased Estimation)[6]. Cette estimation consiste à minimiser la trace de la matrice de covariance d'erreur d'analyse P^a pour obtenir un gain de Kalman $\mathbf{K}$ optimal. La méthode généralement utilisée pour ce faire consiste à dériver la trace de cette matrice par rapport à $\mathbf{K}$ pour en extraire une

[5]Une description complète des méthodes adjointes est présentée dans *Thacker et Long* (1998).

[6]Pour plus de détail sur cet algorithme, le lecteur pourra s'intéresser à *Daget* (14 Novembre 2007)

valeur optimale de ce gain. Avec ce gain optimal, il est alors possible d'estimer x^a et $\mathbf{P^a}$. Il s'agit d'une estimation linéaire, sans biais et optimale.

La différence entre cette méthode séquentielle et le filtre de Kalman est que les matrices de covariances d'erreur ne sont pas propagées par le modèle dans ce cas alors qu'elles peuvent l'être pour le filtre. La méthode d'assimilation du filtre de Kalman utilisée lors de ma thèse fait l'objet du paragraphe suivant.

6.3 Théorie du filtre de Kalman

6.3.1 Cadre conceptuel de l'assimilation séquentielle

L'objectif ici n'est pas d'explorer la théorie de filtre de Kalman de façon rigoureuse et exhaustive (que l'on pourra trouver dans *Gelb* (1974), par exemple), mais d'introduire les concepts nécessaires à la compréhension du fonctionnement du filtre SEEK utilisé lors de cette thèse.

Le vecteur d'état contient le nombre minimal de variables indépendantes nécessaires à la description de l'état du système pour un temps i quelconque. Plusieurs vecteurs d'état peuvent être définis. Le vecteur x_c^t décrit cet état vrai de manière continue. Cependant, afin de manipuler cet état vrai à l'aide d'un modèle numérique, il est nécessaire de le discrétiser, on obtient ainsi l'état vrai discrétisé x^t qui reproduit la meilleure représentation possible de la réalité x_c^t dans un vecteur d'état nommé *état vrai*.

Dans le cas d'un modèle basé sur les équations primitives, ce vecteur d'état contient typiquement les variables 3D discrétisées : température, salinité, ainsi que les vitesses zonale et méridienne et la SSH[7] en variable 2D, calculés sur la grille aux différences finies du modèle numérique. La taille n d'un tel vecteur d'état est donnée par $N_x \times N_y \times (N_z \times 4$ variables + 1 variable), où N_x, N_y et N_z sont les dimensions horizontales et verticales de la grille. Cette dimension n est donc typiquement de l'ordre de 10^6 à 10^8 dans les applications réalistes envisagées en océanographie[8].

On s'intéresse donc à un système dynamique supposé linéaire dont on dispose d'une ébauche à l'instant initial x_0^b, d'un modèle et d'observations y_i^0.

Ce système physique est décrit par l'équation 6.5 :

$$x_{i+1}^t = \mathbf{M_i} x_i^t + \eta_i \tag{6.5}$$

où M_i est l'opérateur modèle permettant de passer de l'instant i à l'instant $i+1$. η_i correspond à l'erreur modèle, elle est supposée centrée, gaussienne et a pour matrice de covariance $\mathbf{Q_i}$. Ces erreurs modèle proviennent des différentes paramétrisations physiques du modèle (mélange, effets sous-maille, approximations diverses), de la discrétisation numérique, des forçages atmosphériques ou des conditions aux limites par exemple et peuvent être caractérisées par un large spectre d'échelles spatiales. La matrice représentant le modèle $\mathbf{M_i}$ ainsi que l'opérateur d'observation $\mathbf{H_i}$ sont des matrices supposées linéaires dans un premier temps.

Le filtre de Kalman fournit l'estimation optimale de l'état x_i^t (quelque soit i), conditionnée à la connaissance de l'ébauche x_0^b et des observations $y_0^0, ...y_i^0$. On remarque que

[7]SSH pour Sea Surface Height.

[8]Dans le cas de la configuration numérique GD16s de petite dimension que nous utilisons, ce vecteur d'état atteint une taille d'environ 10^5.

d'autres problèmes d'estimation sont possibles : estimer x_i^t conditionnellement à $y_0^0, ...y_l^0$. Si $l < k$, on se trouve dans le cas d'une prévision, si $l = k$ dans un cas de filtrage et finalement si $l > k$ dans le cas du lissage (*I. Fukumori et Eds.*, 2001; *Cosme et al.*, 2010).

L'ébauche correspond à l'information dont on dispose a priori sur l'état océanique au temps initial. Cette ébauche peut donc être considérée comme un estimé de x_0^t, l'état vrai de l'océan disponible au temps 0. La distribution statistique de l'erreur associée à cette ébauche $\epsilon_0^b = x_0^b - x_0^t$ est supposée centrée, gaussienne, avec une covariance notée $\mathbf{P_0^b}$.

Le vecteur d'observation y_i^0 à l'instant i s'écrit dans l'espace d'observation à l'aide de l'opérateur d'observation $\mathbf{H}_i$ comme décrit dans l'équation 6.6.

$$y_i^0 = \mathbf{H_i} x_i^t + \epsilon_i^0 \tag{6.6}$$

Cet opérateur permet de calculer l'équivalent modèle aux points d'observation. ϵ_i est l'erreur d'observation. Elle est supposée gaussienne (pour chaque temps i) et décorrélée de l'erreur modèle et de l'erreur de prévision (dont on parlera par la suite), on note sa matrice de covariance $\mathbf{R_i}$. On note que la dimension p du vecteur d'observation dépend de la quantité d'informations disponibles : cette dimension est en général bien plus petite que la dimension du vecteur d'état.

A l'aide de cette ébauche et des observations disponibles, on cherche donc à estimer un état x^a qui s'exprime sous la forme :

$$x_i^a = x_i^f + \mathbf{K}_i(y_i^0 - \mathbf{H}_i x_i^f) \tag{6.7}$$

Cette étape d'analyse a pour objectif de corriger x_i^f (la prévision du modèle au temps i) avec les observations disponibles. On va donc chercher à estimer le gain $\mathbf{K}$ de Kalman afin que l'estimation ci-dessus soit optimale (*Miller*, 1986). Or, l'optimalité sera atteinte quand la variance de l'erreur sera minimale. Soit ϵ^a l'erreur d'analyse qui s'exprime sous la forme : $\epsilon^a = x^a - x^t$. On va donc chercher à minimiser la trace de la matrice de covariance d'erreur associée à l'erreur d'analyse : $\mathbf{P^a}$ en résolvant l'équation : $\dfrac{d(Tr(P^a))}{dK} = 0$ (de la même manière que pour l'interpolation optimale). Après des développements matriciels non détaillés dans ce chapitre, ces calculs nous mènent à l'expression du gain suivante :

$$\mathbf{K}_i = \mathbf{P}_i^f \mathbf{H}_i^T [\mathbf{H}_i \mathbf{P}_i^f \mathbf{H}_i^T + \mathbf{R}_i]^{-1} \tag{6.8}$$

et à une matrice de covariance d'erreur d'analyse de la forme suivante :

$$\mathbf{P}_i^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_i \mathbf{H}_i)\mathbf{P}_i^f \tag{6.9}$$

D'après l'équation 6.9, on peut alors écrire le gain sous une nouvelle forme :

$$\mathbf{K}_{i+1} = \mathbf{P}_{i+1}^a \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1}, \tag{6.10}$$

à condition que $\mathbf{R}$ soit inversible. Le gain de Kalman fournit une combinaison optimale entre la prévision et les observations (au sens des moindres carrés), il peut être interprété comme le rapport entre la covariance d'erreur de prévision et la covariance d'erreur totale (la somme entre la covariance d'erreur de prévision et d'observation) projeté dans l'espace des observations.

Contrairement aux méthodes variationnelles, le calcul de $\mathbf{P}_i^a$ selon l'équation 6.9 permet de répéter de façon cyclique le processus d'assimilation au-delà de l'instant i tout en préservant les propriétés d'optimalité de l'estimation.

L'étape de prévision

On obtient l'état de prévision au temps $i+1$ après intégration du modèle à partir de l'état précédemment estimé au temps i. S'il s'agit du premier cycle d'assimilation, alors ce premier état est l'ébauche, si on se trouve aux cycles suivants, cette état précédemment estimé correspond à l'analyse précédente : x_i^a. Ainsi, la prévision x_{i+1}^f s'obtient grâce à l'équation 6.11.

$$x_{i+1}^f = M_i x_i^a \tag{6.11}$$

La matrice de covariance d'erreur associée à cette prévision est notée : $\mathbf{P}_{\mathbf{i+1}}^{\mathbf{f}}$. Elle s'écrit :

$$\mathbf{P}_{i+1}^f = \mathbf{M}_i \mathbf{P}^{\mathbf{a}}{}_i \mathbf{M}_i^T + \mathbf{Q}_i \tag{6.12}$$

On peut interpréter l'équation 6.12 de la manière suivante : l'erreur sur l'état initial ($\mathbf{P}^{\mathbf{a}}{}_i$) est transformée durant l'étape de prévision par la dynamique du modèle (l'erreur étant amplifiée par les modes instables et atténuée par les modes stables) : $\mathbf{M}_i \mathbf{P}^{\mathbf{a}}{}_i \mathbf{M}_i^T$ et par les imperfections du modèle ($\mathbf{Q}_i$) qui viennent augmenter la covariance des erreurs de prévision.

Prenons l'exemple où on aurait des observations parfaites ($\mathbf{R_i}\sim 0$) de la totalité du vecteur d'état ($\mathbf{H_i} \sim \mathbf{I}$), la matrice du gain de Kalman converge vers l'identité et l'estimé optimal correspond parfaitement aux observations. Par opposition, si on a une prévision extrêmement précise ($\mathbf{P}_{\mathbf{i+1}}^{\mathbf{f}} \sim \mathbf{0}$) comparée aux observations, la correction devient négligeable.

Synthèse : la séquence d'assimilation

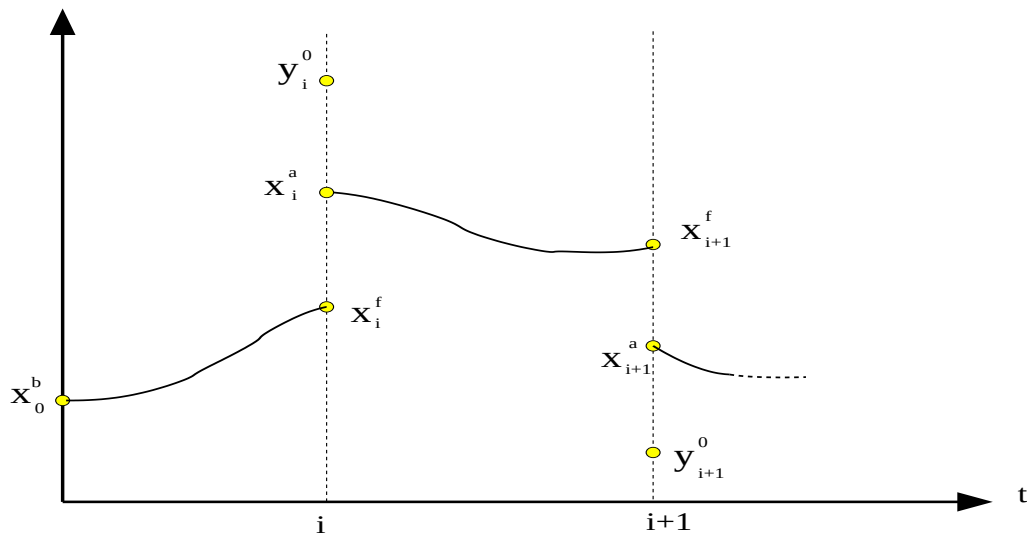


FIG. 6.1 – *Séquence d'assimilation du filtre de Kalman.*

L'état optimal estimé à l'instant i dans l'équation 6.7 peut être utilisé comme condition initiale pour une nouvelle prévision jusqu'à l'instant $i+1$ lorsque de nouvelles observations deviennent disponibles et le processus peut être répété récursivement formant une séquence de cycles de prévision/analyse. L'algorithme d'un cycle d'assimilation contient ainsi deux étapes principales : l'étape de prévision qui transporte l'état du système et l'erreur associée de l'instant i à l'instant $i+1$ et l'étape d'analyse qui permet de corriger la prévision au moyen des données disponibles à l'instant $i+1$.

L'équation 6.8 du gain de Kalman nous a montré que les incertitudes introduites lors de l'étape de prévision sont réduites durant la phase d'analyse en fonction de la quantité de nouvelles informations assimilées dans le système. 6.9 et 6.7 forment alors les équations de base utilisées dans un cycle d'assimilation séquentielle.

En résumé, l'algorithme du filtre de Kalman est une méthode séquentielle composée de deux étapes : une prévision suivie d'une analyse.

- La prévision, où l'état du modèle ainsi que les covariances d'erreur associées passent de l'instant i à l'instant $i+1$ grâce au modèle numérique.
- L'étape d'analyse fournit un nouvel estimé de l'état du système. Cette estimation est obtenue par correction de la prévision en utilisant les observations disponibles à l'instant $i+1$, tout en prenant en compte les erreurs provenant du modèle et des observations.

6.3.2 L'algorithme du filtre de Kalman Etendu

La forme canonique du filtre de Kalman est difficile à implanter dans le cas de modèle réaliste de fluide géophysiques, à cause d'une part des non-linéarités du modèle et des opérateurs d'observation (1), de notre faible connaissance des statistiques d'erreurs du système (2) et des coûts de calcul pouvant être relativement importants (3). Les points (1) et (2) affectent le comportement et la qualité du système d'assimilation, tandis que le point (3) est une limitation numérique qui nous oblige à effectuer des hypothèses simplificatrices ainsi que des approximations afin d'appliquer le filtre de Kalman à des problèmes réalistes de fluides géophysiques.

Le problème des non-linéarités est partiellement résolu en étendant l'algorithme du filtre de Kalman à des systèmes non-linéaires grâce au Filtre de Kalman Etendu (EKF : Extended Kalman Filter) (*Jazwinski*, 1970; *Verron et al.*, 1999). Dans cet algorithme, $\mathbf{M}$ et $\mathbf{H}$ ne sont plus des opérateurs linéaires et sont alors remplacés par $\mathbf{M}'$ et $\mathbf{H}'$ (opérateurs linéaires tangents) dans les équations concernant l'erreur modèle. On retrouve dans ce cas les même équations que celles expliquées dans le paragraphe précédent où la covariance des erreurs est ici propagée par le modèle linéarisé.

La connaissance des matrices de covariance d'erreur $\mathbf{R}$, $\mathbf{Q}$ et $\mathbf{P}_0^f$ ($\mathbf{P}^f$ à la première étape d'intégration) est nécessaire pour l'utilisation du filtre de Kalman, mais on n'a malheureusement que peu d'information sur ces matrices puisqu'elles ne peuvent être déduites de leur définition théorique. Les statistiques d'erreur sur les observations sont généralement déduites des erreurs de mesure (dues aux instruments de mesure), des erreurs de représentativité et des erreurs au niveau de l'opérateur d'observation. Les statistiques d'erreurs modèle sont la plupart du temps représentées par des paramétrisations simplifiées. Une des possibilités utilisées pour représenter l'erreur sur la condition initiale est

de l'extraire d'un ensemble de simulation du modèle, supposé représenter les incertitudes du modèle. Les problèmes de coût numérique important surviennent principalement lors de la propagation de la matrice de covariance d'erreur $\mathbf{P}$. L'équation 6.12 oblige un nombre d'intégration du modèle égal à la dimension du vecteur d'état, c'est-à-dire supérieur à 10^6 dans la plupart des applications en océanographie. Ceci est actuellement impossible à réaliser avec les modèles numériques et les capacités de calcul dont nous disposons. De plus, étant donné le manque de précision que nous sommes capable de fournir concernant les différentes statistiques d'erreur précédemment mentionnées, il semble relativement inapproprié de dépenser une grande quantité d'heures de calcul qui permettrait de propager des informations probablement erronées. Plusieurs directions ont déjà été suivies dans le passé dans le but de simplifier cette étape de prévision, souvent référencées comme des schémas de "filtre de Kalman suboptimal". Le principe de ces schémas est de considérer les statistiques d'erreur constantes dans le temps, ce qui correspond à l'approche suivie dans l'interpolation optimale (*Lorenc*, 1981; *Daley*, 1991), de ne propager seulement les variances et covariances d'erreur au voisinage d'un point de grille donné (*Todling et Cohn*, 1994), d'utiliser un modèle simplifié (*Dee et al.*, 1985; *Dee*, 1991), ou un modèle d'ordre réduit (*Cohn et Todling*, 1996; *Farrell et Ioannou*, 2001), pour propager les statistiques d'erreur, ou enfin de réduire l'ordre de l'espace d'état (*Cane et al.*, 1996; *Fukumori*, 1995) et de l'espace des erreurs (*Evensen*, 1994; *Verlaan et Heemink*, 1997; *Pham et al.*, 1998; *Lermusiaux et Robinson*, 1999).

6.3.3 Coût de calcul

Le coût numérique du filtre de Kalman est la somme du coût des étapes d'analyse et de prévision. Pour les systèmes de grande taille tels que l'océan ou l'atmosphère, le coût de l'étape d'analyse provient du traitement des covariances d'erreur, en particulier de l'inversion de la matrice $\left(\mathbf{H_i P_i^f H_i}^T + \mathbf{R_i}\right)$. Ensuite, la propagation par les équations de la dynamique du modèle linéaire tangent de $\mathbf{P^a}$ requiert la multiplication par la matrice $\mathbf{M}$ par chaque colonne (chaque ligne pour $\mathbf{M^T}$) de $\mathbf{P^a}$ (autour de $10^7 \times 10^7$ opérations). Au delà du coup de calcul exorbitant de ces opérations, il est impossible de stocker entre chaque étape d'analyse de telles matrices malgré les capacités de stockage déjà importantes disponibles. Pour ces raisons, l'algorithme du filtre de Kalman ne peut être appliqué qu'à des systèmes de taille réduite. Il doit donc être simplifié pour permettre son application aux systèmes océaniques et atmosphériques. Plusieurs études visent notamment à réduire le nombre d'intégrations du modèle linéaire tangent en ne propageant la matrice de covariance d'erreur que suivant certaines directions (*Evensen*, 1994; *Fukumori*, 1995; *Fisher*, 1998; *Evensen*, 2003). Il faut tout d'abord identifier un sous-espace de dimension réduite. Enfin seule la projection de la matrice de covariance dans ce sous-espace et non la matrice complète, est propagée. On retrouve parmi ces filtres le filtre SEEK et ses variantes, ou le filtre de Kalman d'ensemble (EnKF). Seul le filtre SEEK qui a été utilisé dans cette thèse, fera l'objet de la section suivante.

6.4 Le filtre SEEK

Le filtre SEEK (Singular Evolutive Extended Kalman filter) est un filtre de Kalman de rang réduit dont le principe repose sur une représentation de la covariance d'erreur d'ébauche par une matrice singulière de rang faible. Il a été crée par D. Pham, J. Verron

et M. Roubaud (*Pham et al.*, 1998), qui se sont basés sur des études précédentes de S.E. Cohn and R. Todling (*Cohn et Todling*, 1995, 1996) et Verlaan et Heemink (*Verlaan et Heemink*, 1995).

6.4.1 La réduction d'ordre

Dans l'algorithme du filtre de Kalman, il est possible d'écrire différemment l'équation 6.12 :

$$\mathbf{P^f_{i+1}} = \mathbf{M_i}[\mathbf{M_i}\mathbf{P^a_i}]^T + \mathbf{Q_i} \tag{6.13}$$

ce qui nous montre que l'on a besoin du modèle pour propager les n colonnes de $\mathbf{P^a_i}$ et l'état du modèle lui-même, ce que même les ordinateurs les puissants ne sont pas capables de faire. De plus, les incertitudes que l'on introduit lors de la définition des différentes matrices de covariance d'erreur (comme $\mathbf{R}$ et $\mathbf{Q}$) remettent en question le calcul explicite de cette équation (*Cane et al.*, 1996).

Si la densité d'observations assimilées est plus ou moins régulière dans le temps, on s'attend à ce que les erreurs estimées par la séquence d'assimilation fluctuent autour d'une valeur asymptotique après un certain nombre de cycles, traduisant une balance entre l'augmentation de l'erreur de prévision au sein d'un cycle et la réduction de l'erreur d'analyse à venir. Ainsi, le calcul explicite de l'erreur de prévision (équation 6.12) est souvent contourné grâce à l'utilisation d'une covariance d'erreur sur la condition initiale ($\mathbf{P^b_0}$) qui reflète cette limite asymptotique au lieu d'un $\mathbf{P^f_{i+1}}$ qui évoluerait dans le temps.

Durant ces 10 dernières années, différentes méthodes ont été explorées afin de rendre applicable le filtre de Kalman à des modèles de grandes dimensions. Grâce au concept de réduction d'ordre, l'objectif est de réduire le coût de calcul de l'algorithme du filtre de Kalman tout en préservant les caractéristiques essentielles de ce schéma. Un certain nombre d'arguments autres que la seule réduction des coûts de calcul vont dans le sens de l'utilisation d'un sous-espace de rang réduit.

- Premièrement, le système océan peut être considéré comme un système dynamique possédant un attracteur de dimension finie (*Pham et al.*, 1998). L'existence d'un attracteur a d'ailleurs été démontrée pour les équations de Navier-Stokes (*Lions et al.*, 1997). Pour l'océan, la géostrophie est une des propriétés dominantes de cet attracteur qui permet d'imposer des contraintes entre certaines variables dynamiques. Le fait de ne pas corriger le modèle suivant des directions dont on sait qu'il y a de fortes chances qu'elles soient rejetées du fait de la nature attractive du système paraît sensé.
- Deuxièmement, du fait du nombre limité d'observations disponibles, il existe toujours un déficit d'information pour caractériser complètement la statistique d'erreurs du système, ce qui rend alors superflue l'utilisation d'un filtre de Kalman de rang complet (*Cane et al.*, 1996), tout particulièrement pour le système océan qui est, de plus, sous-observé. Le lecteur pourra trouver une synthèse récente des développements du filtre SEEK appliqué à l'assimilation de données en océanographie dans *Brasseur* (2006) depuis le papier original *Pham et al.* (1998).

L'idée de réduction d'ordre consiste à diminuer le nombre de degrés de liberté intervenant dans le problème d'estimation, que ce soit en simplifiant la description de l'état

du système, ou de l'erreur qui le caractérise. Le filtre SEEK peut être défini comme un filtre de Kalman étendu qui est initialisé au moyen d'une matrice de covariance d'erreur d'ébauche $\mathbf{P_0}$ singulière et de rang r beaucoup plus petit que la dimension de l'espace d'état n. Cela permet de définir un sous-espace vectoriel pour décrire cette erreur et de représenter la matrice de covariance d'erreur d'ébauche sous une forme factorisée, notée par exemple :

$$\mathbf{P_0} = \mathbf{S_0}\mathbf{S_0}^T \tag{6.14}$$

On considère que le filtre SEEK possède les propriétés suivantes :

- Premièrement, les modes qui composent l'erreur d'ébauche sont construits au moyen du modèle M, selon un protocole qui peut varier en fonction des objectifs recherchés mais dont l'utilité est d'obtenir des covariances d'erreur multivariées compatibles avec les propriétés dynamiques du modèle utilisé.
- Deuxièmement, le filtre SEEK permet, comme le filtre de Kalman étendu, de calculer l'évolution de l'erreur en fonction de la dynamique du modèle et de tenir compte des non-linéarités éventuelles lors de l'étape de prévision.
- Troisièmement, l'algorithme récursif du filtre SEEK permet, par construction, de conserver la dimension de l'espace réduit r au cours des cycles d'assimilation successifs, sans avoir à effectuer de nouvelle factorisation de la matrice $\mathbf{P_i^a}$. La conservation d'un rang r beaucoup plus faible que n ou même p permet (sous certaines conditions) de réaliser l'opération d'inversion des observations dans l'espace réduit plutôt que dans l'espace des observations, ce qui peut s'avérer très avantageux en pratique.

6.4.2 L'initialisation du SEEK

Une spécificité du filtre SEEK tient au fait que la matrice de covariance d'erreur est déterminée à l'instant initial sous la forme présentée à l'équation 6.14 et que les r vecteurs de base que constituent les colonnes de $\mathbf{S_0}$ sont ensuite transformés au cours du processus d'assimilation en fonction seulement de la dynamique du modèle, de son erreur supposée et des observations assimilées. Dès lors, on conçoit bien que l'étape initiale de spécification de $\mathbf{S_0}$ puisse être déterminante pour le succès ultérieur de l'assimilation.

Une manière pratique proposée par *Pham et al.* (1998) pour initialiser une séquence d'assimilation avec le filtre SEEK, est d'utiliser le modèle lui-même (simulations libres) pour générer les modes d'erreur, en effectuant une analyse en Fonctions Empiriques Orthogonales (EOF) d'une série d'états représentatifs de la variabilité du système autour de son état moyen. L'état moyen de l'expérience libre est pris comme premier estimé x_i^a et la covariance des erreurs initiales associée est construite à partir des modes dominants de la variabilité simulée autour de cet état moyen. On fait pour cela l'hypothèse sous-jacente que la variabilité intrinsèque du modèle est suffisamment (statistiquement) correcte pour représenter la variabilité de l'océan réel. Dans le cadre d'expériences jumelles, cette approche est totalement consistante avec le filtre de Kalman étant donné que le modèle est non biaisé et que la variabilité simulée a les mêmes propriétés statistiques que la variabilité de l'océan "vrai". Cependant, dans le cas d'assimilation de données réelles, ces conditions

idéalisées ne sont plus vérifiées avec une simulation libre et il faut utiliser des stratégies plus complexes.

En pratique, ces états sont échantillonnés à partir d'une simulation du modèle suffisamment longue pour espérer parcourir l'espace de variabilité du système. Les modes dominants issus d'une analyse en EOFs fournissent alors une description compacte de la variabilité spatio-temporelle du modèle. Généralement, un petit nombre de modes (quelques dizaines) suffit à expliquer un pourcentage élevé de la variance contenue dans l'échantillon.

D'autres méthodes comme celles utilisant des EOFs issues de prévisions d'ensemble existent. Plutôt que de considérer une série d'états obtenus à partir d'une seule simulation, on considère alors un ensemble d'états résultant de l'intégration du modèle avec différents forçages par exemple. Pour plus de détail sur ces méthodes d'ensemble, le lecteur pourra se référer à l'article *Broquet et al.* (2006).

Enfin d'autres approches alternatives ont été explorées comme l'utilisation de vecteurs singuliers, vecteurs de Lyapounov et vecteurs de breeding dont les explications ne figureront pas dans ce manuscrit, mais pourront être trouvées par exemple dans la thèse de *Durbiano* (2001).

6.4.3 L'étape de prévision

L'intégration de la matrice $\mathbf{P^f}$ est alors rendue possible par la réduction d'ordre. Il s'agit d'une matrice réelle positive (hermitienne) d'ordre n donc diagonalisable avec valeurs propres réelles et des vecteurs propres orthogonaux. On peut ainsi l'écrire de la manière suivante :

$$\mathbf{P^f} = \mathbf{N}_n \mathbf{\Lambda}_n \mathbf{N}_n^T \tag{6.15}$$

où $\mathbf{\Lambda}_n$ est une matrice diagonale d'ordre n (n étant la dimension du système dynamique) contenant les valeurs propres et $\mathbf{N}_n$ est une matrice d'ordre $n \times n$ contenant les vecteurs propres associés. La réduction d'ordre consiste à n'utiliser qu'un petit nombre r de vecteurs propres pour exprimer $\mathbf{P^f}$; c'est-à-dire utiliser une matrice $\mathbf{N}_n$ d'ordre $n \times r$ au lieu de $n \times n$. L'espace complet des erreurs est alors réduit à un sous-espace dont la dimension r correspond désormais au nouveau rang de $\mathbf{P^f}$.

$$\mathbf{P^f} = \mathbf{N}\mathbf{\Lambda}\mathbf{N}^T \tag{6.16}$$

où $\mathbf{\Lambda}$ est une matrice diagonale d'ordre r contenant les valeurs propres et $\mathbf{N}$ est une matrice d'ordre $n \times r$ contenant les vecteurs propres associés.
En transformant l'équation 6.16, on peut écrire la matrice $\mathbf{P}$ de la manière suivante :

$$\begin{aligned} \mathbf{P^f} &= \mathbf{N}\mathbf{\Lambda}^{1/2}\mathbf{\Lambda}^{1/2}\mathbf{N}^T \\ \mathbf{P^f} &= \mathbf{S^f}\mathbf{S^f}^T \end{aligned} \tag{6.17}$$

où $\mathbf{S^f}$ est donc une matrice de dimension $n \times r$.
L'équation 6.12 devient alors :

$$\mathbf{P^f_{i+1}} = \mathbf{St^f_{i+1}}\mathbf{St^f_{i+1}}^T + \mathbf{Q_i} \tag{6.18}$$

avec

$$\mathbf{St^f_{i+1}} = \mathbf{M^f_i}\mathbf{S^a_i}. \tag{6.19}$$

Le coût de calcul associé à l'équation 6.18 dépend essentiellement du rang r, qui détermine le nombre d'intégrations modèles nécessaire à l'évaluation de la matrice de covariance d'erreur de prévision. La nouvelle base décrite par $\mathbf{St^f_{i+1}}$ traduit la manière dont le modèle transforme l'incertitude durant l'étape de prévision. Un schéma alternatif à l'équation 6.18 peut être utilisé pour calculer l'évolution de la base réduite (*Brasseur et al.*, 1999) :

$$\alpha\{\mathbf{St}^f_{i+1}\}_j = M_{i,i+1}(x^a_i + \alpha\{\mathbf{St}^a_i\}_j) - x^f_{i+1} \tag{6.20}$$

où $\{\}_j$ est la $j$ème colonne de la matrice et α un paramètre ajustable en fonction de l'amplitude des erreurs dans chaque direction.

L'équation 6.20 représente alors une approximation par différence finie de l'évolution linéaire de l'erreur lorsque α est petit. Cependant, la valeur de α est souvent prise de l'ordre de 1 pour simuler l'évolution de perturbation de taille comparable aux erreurs estimées.

Pour préserver l'avantage de la réduction d'ordre pour le cycle suivant, $\mathbf{P^f_{i+1}}$ doit garder le même rang que $\mathbf{P^a_i}$ à cause du caractère récursif du filtre de Kalman. La difficulté vient du fait que le rang de $\mathbf{P^f_{i+1}}$ dépend intimement de la structure de $\mathbf{Q_{i+1}}$. Pour une erreur modèle arbitraire, une solution simple consiste à projeter la matrice $\mathbf{Q}$ dans le sous-espace correspondant aux colonnes de $\mathbf{St^f_{i+1}}$. Comme les informations disponibles pour caractériser l'erreur modèle sont quasiment toujours insuffisantes, une autre approche consiste à adopter une paramétrisation de l'erreur modèle, en supposant par exemple que $\mathbf{Q}$ peut s'exprimer comme :

$$\mathbf{Q_i} = \frac{1}{\rho}(1-\rho) \times (\mathbf{St^f_i}\mathbf{St^f_i}^T) \tag{6.21}$$

où ρ est une quantité scalaire appelée "facteur d'oubli" ($0 < \rho < 1$). Cette paramétrisation conduit alors à une expression de l'erreur de prévision de la forme :

$$\mathbf{P^f_i} = \frac{1}{\rho}\mathbf{St^f_i}\mathbf{St^f_i}^{\mathbf{T}} = \mathbf{S^f_i}\mathbf{S^f_i}^{\mathbf{T}} \tag{6.22}$$

avec

$$\mathbf{S^f_i} = \frac{1}{\sqrt{\rho}}\mathbf{St^f_i}^{\mathbf{T}} \tag{6.23}$$

qui est singulière et a le même rang r que la matrice de covariance d'erreur d'analyse à l'instant précédent.

Dans de nombreuses situations pratiques, le calcul de l'évolution dynamique de la base d'erreur peut tout simplement s'avérer impossible pour des raisons de coût de calcul. On est alors tenté de simplifier radicalement l'étape de prévision en négligeant dans l'équation 6.18 la transformation de la base réduite, ce qui revient à faire l'approximation suivante :

$$\mathbf{St}^f_{i+1} = M_i\mathbf{S^a_i} \approx \mathbf{IS^a_i} \tag{6.24}$$

où $\mathbf{I}$ est la matrice identité. Cette simplification revient à considérer que la base de l'espace réduit est fixe, comme dans l'OI (*Evensen*, 2003). L'amplitude des erreurs se modifie toujours lors de l'étape d'analyse selon le schéma qui sera décrit dans le paragraphe suivant, mais ses directions dans l'espace d'état restent désormais constantes. L'impact de l'approximation que l'on fait en supposant la persistance des directions d'erreur peut s'avérer négligeable devant celle liée aux défauts de spécification de l'erreur du modèle.

6.4.4 L'étape d'analyse

Lorsque la covariance d'erreur de prévision utilisée pour calculer le gain de Kalman est de rang réduit, il est alors possible de simplifier l'équation 6.7. D'après les équations 6.8, 6.22 et 6.23 et l'égalité des matrices :

$$[\mathbf{X_1} + \mathbf{X_{12}}\mathbf{X_2^{-1}}\mathbf{X_{21}}]^{-1} = \mathbf{X_1}^{-1} - \mathbf{X_1}^{-1}\mathbf{X_{12}}[\mathbf{X_2} + \mathbf{X_{21}}\mathbf{X_1}^{-1}\mathbf{X_{12}}]^{-1}\mathbf{X_{21}}\mathbf{X_1}^{-1}, \quad (6.25)$$

on peut transformer l'équation du gain de Kalman de la manière suivante (à condition que les matrices inverses existent) :

$$\mathbf{K}_i = \mathbf{S}_i^f[\mathbf{I} + (\mathbf{HS}_i^f)^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{HS}_i^f)]^{-1}(\mathbf{HS}_i^f)^T\mathbf{R}^{-1}. \quad (6.26)$$

L'équation 6.26 montre que le coût de l'opération d'inversion est alors déterminé par la dimension de l'espace réduit, alors que l'expression originale du gain de Kalman (équation 6.10) nécessitait une inversion dans l'espace des observations. Comme le nombre d'observations disponibles à l'issue d'un cycle est habituellement beaucoup plus grand que la dimension de l'espace réduit, le coût de l'étape d'inversion devient alors négligeable.
Le schéma d'inversion en espace réduit permet encore d'estimer la covariance de l'erreur d'analyse comme suit :

$$\mathbf{P_i^a} = [\mathbf{I} - \mathbf{K_i}\mathbf{H}]\mathbf{P_i^f} = \mathbf{S_i^a}(\mathbf{S_i^a})^T \quad (6.27)$$

et les vecteurs de la base réduite peuvent alors s'exprimer par :

$$\mathbf{S_i^a} = \mathbf{S_i^f}[\mathbf{I} + (\mathbf{HS_i^f})^T\mathbf{R^{-1}}(\mathbf{HS_i^f})]^{-1/2}. \quad (6.28)$$

Ces équations montrent que si le rang de $\mathbf{P_i^f}$ est égal à r, alors le rang maximum de $\mathbf{P_i^a}$ est égal à r également. Par récursivité, la dimension du sous-espace est donc conservée d'un cycle d'assimilation au suivant.

6.4.5 Le filtre SEEK local

L'utilisation d'une analyse en EOFs pour initialiser la base repose sur plusieurs hypothèse implicites (*Brankart et al.*, 2003) :

- la covariance associées à la variabilité du système est représentative de l'erreur initiale,
- la variabilité du modèle est assimilable à la variabilité du système,
- la série des états échantillonnés caractérise correctement la variabilité du système,
- et l'information contenue dans les EOFs de rang plus grand que r est négligeable.

Dans la pratique, ces hypothèses sont souvent violées, avec des conséquences néfastes sur les performances de l'assimilation. Par exemple, la troncature de la base d'EOFs est une source de difficulté pour la représentation de la covariance d'erreur entre variables éloignées (dont on s'attend à ce qu'elle décroisse vers 0 à grande distance). Lorsque l'on utilise des modes d'erreur couvrant la totalité du domaine, on se trouve face au problème de l'estimation des faibles corrélations entre les variables distantes. *Houtekamer et Mitchell* (1998) ont montré que l'utilisation du filtre SEEK avec des modes d'erreur globaux nécessiterait un très grand nombre de modes pour contraindre correctement la mésoéchelle.

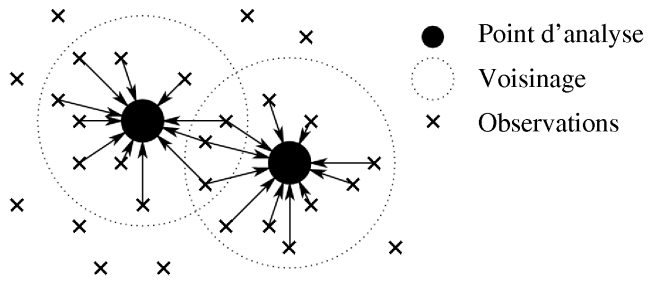


FIG. 6.2 – *Représentation schématique de la sélection des observations au voisinage de deux points. Les analyses en ces deux points n'utilisent pas les mêmes observations bien qu'ils soient proches. Le champ analysé n'est donc généralement pas continu. De plus, le coût de l'analyse augmente avec la taille du voisinage utilisé.*

Une technique a été développée (*Testut*, 2000) afin de représenter le sous-espace d'erreur au moyen d'EOFs définies sur des régions géographiques d'extension limitée, obtenues en divisant le domaine océanique en sous-domaines de plus petite taille en fonction des échelles physiques de décorrélation (figure 6.2). Cette approche trouve une justification dans le fait que la variabilité océanique locale est représentable dans un sous-espace de bien plus petite dimension que l'espace du modèle complet (*Patil et al.*, 2001).

La représentation locale du sous-espace d'erreur s'est montrée particulièrement efficace pour représenter les structures de mésoéchelle de la turbulence océanique.

6.4.6 Les différentes variantes dans l'algorithme SEEK

A partir de l'algorithme SEEK que nous venons de décrire, on peut dériver trois variantes qui se distinguent par la spécification de l'erreur d'ébauche à chaque étape :

- la variante évolutive, c'est l'algorithme SEEK tel qu'on l'a introduit. Le sous-espace d'erreur d'analyse évolue selon la dynamique du modèle conformément aux équations 6.20 et 6.22.

$$\mathbf{P^f_{i+1}} = \frac{1}{\rho}\mathbf{M_{i,i+1}}\mathbf{P^a_i}\mathbf{M_{i,i+1}}^T + \mathbf{Q_i} = \frac{1}{\rho}(\mathbf{M_{i,i+1}}\mathbf{S^a_i})(\mathbf{M_{i,i+1}}\mathbf{S^a_i})^T + \mathbf{Q_i} \qquad (6.29)$$

  La variante évolutive est très coûteuse. Elle nécessite un nombre d'intégration modèle égal au nombre de vecteurs de la base réduite pour propager l'erreur d'analyse.

- la variante fixe : dans cette variante simplifiée, le sous-espace d'erreur d'analyse n'évolue pas selon la dynamique du modèle. Cela revient à ne pas considérer l'équation 6.20. La formulation de l'erreur d'ébauche pour l'étape d'analyse suivante devient alors :

$$\mathbf{P^f_{i+1}} = \frac{1}{\rho}\mathbf{P^a_i} + \mathbf{Q_i} = \frac{1}{\rho}\mathbf{S^a_i}\mathbf{S^a_i}^T + \mathbf{Q_i}. \qquad (6.30)$$

  Par rapport à la variante évolutive, l'application de cette variante peut se révéler suffisante dans certains cas.

- la variante stationnaire : encore plus simple que la variante fixe, dans cette version, la covariance d'erreur d'analyse $\mathbf{P_i^a}$ est uniquement diagnostiquée, dans la mesure où elle ne sert pas à évaluer la covariance d'erreur d'ébauche $\mathbf{P_{i+1}^f}$ de l'étape d'analyse. Cela revient à ne pas considérer les équations 6.27, 6.20 et 6.22. La matrice de covariance des erreurs de l'instant initial est alors systématiquement utilisée comme matrice de covariance d'erreur d'ébauche. Cette variante est très similaire à l'interpolation optimale :

$$\mathbf{P_i^f} = \mathbf{P_0}. \tag{6.31}$$

Il s'agit de la variante qui sera utilisée lors de cette thèse.

6.4.7 L'adaptativité dans le SEEK

L'adaptativité dans le SEEK n'est pas véritablement une variante du filtre SEEK, mais un procédé d'ajustement qui a été utilisé dans plusieurs études pour la matrice $\mathbf{S^f}$. Dans ce cas, l'adaptativité consiste à ajuster l'amplitude des modes qui constituent la matrice $\mathbf{S^f}$ par rapport à celle du vecteur d'innovation ($i = y - Hx$) calculé avant chaque étape d'analyse. Un facteur λ est estimé de telle sorte que l'égalité $\left\langle ii^T \right\rangle = trace(\lambda \mathbf{H S_{na}^f H}^T + \mathbf{R})$ soit vérifiée. $\mathbf{S_{na}^f}$ est la matrice d'amplitude non adaptée. Cela suppose évidemment que $\mathbf{R}$ soit bien spécifié. Ainsi, la matrice $\mathbf{S^f} = \lambda \mathbf{S^f}_{na}$ a une amplitude statistiquement bien définie. Cette méthode d'adaptativité peut a priori s'appliquer à chacune des variantes du SEEK précédemment présentées.

6.4.8 Equivalence entre le filtre de Kalman et l'approche variationnelle

Si les opérateurs H et M sont linéaires, alors la fonction coût J est quadratique. Si de plus le modèle est parfait alors la solution du 4D-Var à la fin de la fenêtre d'assimilation est identique à celle du filtre de Kalman (*Ghil et al.*, 1981; *Jazwinski*, 1970; *Lorenc*, 1986). En météorologie comme en océanographie, H et M sont souvent faiblement non-linéaires. Dans ce cas la minimisation peut être effectuée avec un algorithme adapté aux fonctions coûts non-quadratiques. Généralement, l'opérateur généralisé d'observation linéarisé $\mathbf{H_i}$ et le modèle linéaire tangent $\mathbf{M_{0\rightarrow i}}$ sont supposés de bonnes approximations de H_i et $M_{0\rightarrow i}$ sur la fenêtre temporelle d'assimilation. La validité du linéaire-tangent dépend d'une part de la formulation du modèle numérique et de l'opérateur d'observation considérés mais aussi du contexte de l'assimilation, notamment de la durée de la fenêtre d'assimilation, de la physique des phénomènes représentés et de la région d'étude.

6.5 Implémentation du SEEK dans NEMO-OPA

6.5.1 Le logiciel SESAM

Avant l'existence du logiciel SESAM[9], l'algorithme d'assimilation du filtre SEEK était directement codé au sein même du code modèle, ce qui posait des problèmes de limitation de mémoire, des problèmes au moment de mise à jour lorsqu'une nouvelle version du code OPA apparaissaient, ou encore des problèmes d'intercomparaison des résultats du SEEK

[9]System of Sequential Assimilation Modules :
http : //www − meom.hmg.inpg.fr/Web/Outils/SESAM/sesam.html

entre les différents modèles. Le code SESAM est un système de modules d'assimilation de données multivariées conçu pour mettre en œuvre le filtre SEEK dans les modèles réalistes d'océan. Ce logiciel a été développé au sein de l'équipe MEOM par J.-M. Brankart, C.-E. Testut et L. Parent. La philosophie générale consiste à fournir un seul et unique programme assurant la gestion des nombreuses tâches relatives à la problématique de l'assimilation de données : l'étape d'analyse, l'extraction des observations de leur base de données, le traitement des données, la production de diagnostics statistiques comme les écarts RMS aux observations, le calcul d'EOFs, la présentation des paramètres statistiques, ...

Pour obtenir des informations plus détaillées au sujet de ce logiciel, le lecteur pourra se reporter à la documentation technique du code SESAM.

6.5.2 Le schéma IAU

Le schéma temporel classique d'assimilation utilisé dans le cadre du filtre SEEK et des méthodes d'assimilation séquentielle de manière plus générale suit la discrétisation temporelle décrite dans le chapitre 4. La représentation graphique de ce schéma temporel (figure 6.1) nous a montré l'existence d'une discontinuité entre l'étape de prévision et l'étape d'analyse pour toutes les variables.

En pratique, cette discontinuité n'est pas compatible avec les processus physiques où des changements brutaux peuvent avoir lieu, mais de manière continue. Si on prend pour exemple la variable SSH, une variation brutale et discontinue de cette variable pourrait être à l'origine de la création d'oscillations au niveau de la surface océanique, créées par le modèle. La solution à ce type de problème est d'utiliser le schéma IAU. Cette méthode provient de la météorologie et a été introduite par *Bloom et al.* (1996). Elle a été implémentée en océanographie dans une configuration de l'Altantique Nord du modèle NEMO-OPA par *Ourmières et al.* (2006). Le principe de base de l'IAU est d'incorporer directement l'incrément d'analyse $\delta = x^a - x^f$ dans les équations pronostiques du modèle sous forme d'un terme de forçage. Pour une variable pronostique V donnée, l'équation d'évolution devient :

$$\frac{\partial V}{\partial t} = M + \gamma(t)(V^a - V^f) \tag{6.32}$$

avec M les membres de l'équation d'évolution de la variable V et γ la fonction de répartition temporelle de l'incrément telle que :

$$\int_0^{\Delta t} \gamma(t)dt = 1 \tag{6.33}$$

Δt étant la durée de la fenêtre temporelle d'assimilation.

Pour un cycle d'assimilation de données, l'utilisation du schéma IAU implique donc de faire tourner le modèle deux fois. La première est identique à l'algorithme SEEK classique, c'est-à-dire elle consiste à effectuer une étape de prévision entre les temps t_i et t_{i+1}. S'en suit ensuite l'étape d'analyse qui permet d'obtenir la valeur de l'incrément : $\delta = x^a - x^f$ pour les variables pronostiques du modèle soit la température, la salinité ainsi que le vitesses zonale et méridienne. La fonction de répartition $\gamma(t)$ qui apparaît dans l'équation 6.33 est choisie constante et vaut : $\gamma(t) = 1/\Delta t$. La deuxième étape consiste donc à faire tourner une deuxième fois le modèle toujours entre les temps t_i et t_{i+1} en utilisant ces incréments sous la forme de termes de forçage additionnels dans les équations pronostiques

de la température, de la salinité et de la vitesse zonale (ces équations suivent le modèle de l'équation 6.32). On obtient ainsi à la fin de cette deuxième intégration un nouvel état analysé ainsi qu'un nouveau fichier *restart* contenant les états "*now*" et "*before*" qui seront utilisés comme condition initiale pour effectuer une nouvelle prévision entre les pas de temps t_{i+1} et t_{i+2}. L'intégration temporelle peut alors se faire en utilisant un schéma *Leap-frog* dès le premier pas de temps.

6.5.3 Paramétrisations du SEEK retenues

Le vecteur d'état et le vecteur d'observation

Le vecteur d'état contient l'ensemble minimum de variables indépendantes suffisant à décrire le système à chaque pas de temps. Les variables de ce vecteur que l'on utilise dans cette thèse sont d'une part les variables tridimensionnelles : température, salinité et les vitesses zonale et méridienne, ainsi que la variable bidimentionnelle qu'est la SSH.

Le vecteur d'observation que nous utilisons dans le cadre des OSSEs[10] faites au cours de cette thèse contient la SSH (qui sera assimilée selon les traces du satellite SARAL/AltiKa) ainsi que la température et la salinité (quelques profils TS seront extraits de la base de données d'observation). Les vitesses zonale et méridienne sont rarement assimilées dans les expériences d'assimilation classiques, ces données en surface ont été inclues dans le vecteur d'observation lors de l'assimilation de données radar.

Version du SEEK utilisée

Les différentes versions du SEEK se distinguent par la façon dont la base réduite évolue au cours du temps. La version stationnaire du SEEK a été utilisée dans cette thèse. Dans cette version, la matrice de covariance des erreurs de l'instant initial est alors systématiquement utilisée comme matrice de covariance d'erreur d'ébauche. L'initialisation du filtre SEEK nécessite un premier estimé x_0 à l'instant initial t_0 ainsi qu'une matrice de covariance des erreurs du premier estimé $\mathbf{P_0}$. Le filtre SEEK est très sensible à cette phase d'initialisation (*Ballabrera-Poy et al.*, 2001) et la méthode utilisée afin d'initialiser le SEEK est fortement liée au type d'erreur que l'on veut modifier. En plus de l'état x_0 et de la matrice de covariance associée $\mathbf{P_0}$, il convient de spécifier la covariance des erreurs modèle $\mathbf{Q}$ et la matrice de covariance des erreurs d'observation $\mathbf{R}$. La description des choix faits pour paramétrer ces différentes matrices se trouve dans le chapitre 7.

[10] Les OSSEs pour "Ovserving System Simulation Experiment" sont des expériences d'assimilation avec simulation du système d'observation. Elles sont décrites plus en détail au sein du chapitre 7

Troisième partie

OSSEs et expériences de sensibilité : l'approche statistique

Chapitre 7

Présentation technique des OSSEs

Sommaire

7.1 Pourquoi des OSSEs ? 118
7.2 Validation de l'assimilation par des expériences jumelles 119
7.2.1 L'expérience de référence 119
7.2.2 Conditions expérimentales 119
7.2.3 Validation et premières expériences jumelles 120
7.3 Description des expériences cousines 123
7.3.1 Conditions expérimentales 123
7.3.2 Base de données d'observation utilisée 125
7.3.3 Paramétrisation des différentes erreurs du système 126
7.4 Conclusion 128

7.1 Pourquoi des OSSEs ?

Les OSSEs[1] regroupent toutes les expériences d'assimilation de données que l'on peut faire en utilisant des observations synthétiques. Leur objectif est principalement d'optimiser la mise en place de systèmes d'observation.

On distingue deux catégories d'expériences : les expériences jumelles et cousines. Dans le cadre des expériences jumelles, les observations sont extraites du même modèle numérique que le modèle utilisé pour effectuer l'assimilation de données. Dans le cadre d'expériences cousines, les observations sont là aussi simulées, mais proviennent d'un modèle numérique différent par ses forçages, ses paramétrisations, ou par la conception même du modèle.

Deux principales raisons nous ont poussés à effectuer des OSSEs dans la configuration GDL16s décrite au chapitre 5. La première est de pouvoir tester l'influence de l'assimilation de données futures dans une telle configuration. On compte parmi ces observations les données altimétriques du satellite SARAL/AltiKa ou les données radar prochainement implantées dans le cadre du projet ECCOP (chapitre 11). La deuxième raison est d'évaluer l'impact de l'assimilation de ces données sur la représentation de la physique dans ce bassin. En effet, de nombreuses études ont montré (voir le chapitre 9) qu'une simulation libre au 1/16° ne représentait pratiquement pas de processus de petite échelle observés dans cette région comme la convection hivernale, les *upwellings*, la formation d'eau dense, le *cascading* de cette eau dense le long des canyons ou encore présentait une forme et une position du panache du Rhône quelque peu différentes de celles apparaissant dans les observations réelles (chapitre 10). Ces études ont aussi montré quelques différences entre le CNM simulé et celui des observations réelles : il ne développe que très peu de méandres, est trop large et quelque peu éloigné de la côte durant l'hiver.

Le choix de la configuration GDL16s dans laquelle est faite l'assimilation de données a été fait car sa haute résolution correspond à celle utilisée dans le cadre de l'océanographie opérationnelle dans le golfe du Lion (MFS)[2] d'une part et puisque cette même résolution permet d'effectuer des expériences avec un coût de calcul raisonnable. L'objectif de ces expériences est de faire converger la solution de cette configuration au 1/16° vers une réalité que l'on a choisi d'extraire de la configuration GLazur64. Si on parle ici d'**une** réalité et non de **la** réalité c'est que les observations que l'on utilise sont entachées d'erreurs. Dans le cas d'observations extraites de données réelles, on parvient à les estimer[3] et les prendre en compte durant l'assimilation. Que ce soit donc pour des expériences d'assimilation de données réelles ou synthétiques, il convient de définir ce que l'on souhaite être notre réalité. On cherchera donc à paramétrer au mieux le système d'assimilation afin que les sorties de la configuration dans laquelle sera faite l'assimilation se rapprochent le plus de cet état.

Les expériences d'assimilation de données décrites principalement dans cette thèse sont des expériences cousines pour lesquelles la configuration numérique utilisée est GDL16s et la configuration utilisée pour extraire la base de données d'observation est GLazur64. Etant donné que le système d'assimilation que nous utilisons n'avait jamais été implanté auparavant dans GDL16s et que j'ai utilisé au cours de cette thèse une toute nouvelle version du logiciel Sesam (Sesam 4.0), il a d'abord fallu valider cette implémentation avant de l'utiliser pour effectuer des expériences cousines. Cette validation a été faite avec

[1] pour Observing System Simulation Experiment.

[2] A noter que Mercator-Océan fournit aussi des prévisions en mer Méditerranée au 1/12°.

[3] Parmi ces erreurs, on compte les erreurs de mesure, les erreurs de représentativité ainsi que les erreurs dues aux conditions extérieures (conditions atmosphériques, couverture nuageuse...).

des expériences jumelles dont la première section fait l'objet. Une fois cette validation décrite, la dernière section a pour objectif de décrire les principales caractéristiques des expériences cousines dont il est question dans cette thèse.

7.2 Validation de l'assimilation par des expériences jumelles

Afin de valider le système d'assimilation mis en place et avant de le configurer de manière plus réaliste pour des expériences cousines en prenant en compte correctement les erreurs que l'on cherche à corriger, des expériences jumelles ont été réalisées. Ces expériences ont été menées avec GDL16 (cette validation est donc aussi valable pour GDL16s car seules les dimensions du domaine différent entre ces deux configurations).

7.2.1 L'expérience de référence

Pour ces expériences jumelles, on considère que "notre réalité" (que l'on appelle aussi parfois "l'océan vrai") est une simulation libre de référence de la configuration GDL16 et que l'on souhaite corriger un "océan faux" que l'on aura préalablement perturbé par rapport à cette simulation de référence. L'objectif de l'assimilation est de faire converger les états assimilés vers les états de référence. Cette simulation est initialisée avec la climatologie MEDATLAS le 01.01.1998 et s'étale sur trois années (1998, 1999, 2000) avec des sorties journalières. Les sorties de cette expérience ont donc été utilisées afin de créer la base de données d'observation utile aux expériences jumelles. Une extraction sur tous les points de grille sera faite pour ces expériences jumelles.

7.2.2 Conditions expérimentales

Les caractéristiques initiales du SEEK que l'on a utilisées pour ces expériences sont donc une version du SEEK global stationnaire, des erreurs d'observation paramétrées avec un bruit blanc de 3 cm RMS (pour la SSH), une matrice de covariance d'erreur d'ébauche construite en utilisant les 20 premières EOFs d'une simulation numérique de référence non perturbée, et ce, en utilisant le schéma incrémental IAU. Plusieurs expériences jumelles ont été faites, chacune avec un nombre de cycles et une durée du cycle particulière. Ces caractéristiques seront donc décrites par la suite en fonction de l'expérience analysée.

Concrètement, on perturbe donc les données entrantes dans le modèle, créant ainsi des prévisions qui viennent s'écarter des prévisions obtenues dans l'expérience de référence (création d'un "océan faux") et on souhaite que l'assimilation de données parvienne à faire converger ces prévisions modèle vers les observations que l'on n'a pas perturbées. Afin de générer un "océan faux" suffisamment décorrélé des champs de référence, nous avons procédé à différentes perturbations de l'expérience de référence. Le premier type de perturbation effectué (le plus commun) a été un décalage temporel des conditions initiales. Ce décalage engendre donc des conditions initiales pour lesquelles les caractéristiques de la dynamique du golfe du Lion (comme la trajectoire du CNM par exemple) sont bien différentes des conditions initiales qui ont été utilisées pour l'expérience de référence non perturbée.

Nous verrons dans la suite de ce chapitre l'importance d'introduire de bonnes données aux frontières et notamment au niveau de la frontière est du domaine : un second type de

perturbation a donc été un décalage temporel des données fournies au niveau des frontières ouvertes du domaine.

Finalement, nous avons vu dans les chapitres consacrés à l’étude de la physique du golfe du Lion que la plupart de ses phénomènes physiques sont influencés de près ou de loin par les vents violents et fréquents soufflant sur la région (chapitres 1 et 2). Ils sont par exemple à l’origine de l’apparition d’*upwellings* le long de la côte. Ils favorisent la formation d’eau dense en surface durant les hivers en refroidissant les couches superficielles et en augmentant l’évaporation. Ces vents permettent aussi l’intrusion de branches du CNM sur le plateau et constituent le principal facteur à l’origine des différentes “formes” du panache de dilution du Rhône. Perturber les forçages atmosphériques a donc été le dernier type de perturbation que nous avons utilisé, là aussi en décalant temporellement ces données avant de les fournir au modèle.

7.2.3 Validation et premières expériences jumelles

Expérience blanche

L’expérience blanche analysée dans ce paragraphe a permis de valider l’implémentation de notre système d’assimilation. Elle a consisté en l’assimilation d’observations extraites de la simulation de référence de GDL16s dans GDL16s sans perturbation (assimilation de la “réalité” dans la “réalité”), l’objectif de ce test étant de vérifier le bon fonctionnement de l’implémentation du système d’assimilation via l’observation d’une innovation et d’un incrément quasi nuls à la fin de chaque cycle. Cette expérience est composée de 16 cycles d’une journée, la SSH et la température sont assimilées sur la totalité du domaine.

La figure 7.1 représente les écarts RMS en SSH et température calculés pour l’expérience blanche en 1998.

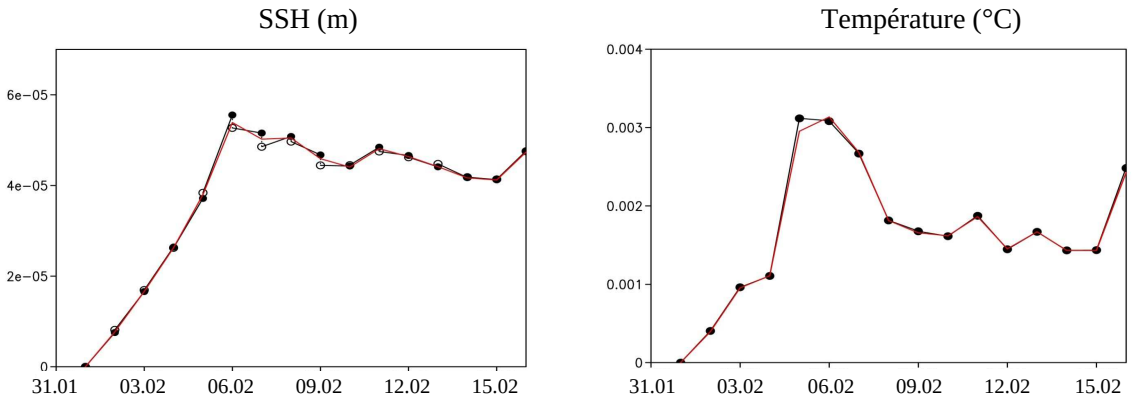


Fig. 7.1 – *Ecarts RMS aux observations (expérience de référence) calculés dans le cadre de l’expérience blanche pour la SSH (figure de gauche) et la température (figure de droite) durant l’année 1998. Sur ces figures, les cercles vides représentent les analyses, les cercles pleins les prévisions, le trait plein noir l’océan faux et le trait plein rouge l’océan assimilé (après injection de l’incrément IAU).*

A la fin du premier cycle, on note un écart RMS strictement nul entre les observations et les prévisions du modèle alors que dès le second cycle, cette erreur augmente tout en

restant minime. On observe en effet une erreur résiduelle finale de l'ordre de 0.05 mm pour la SSH et 0.002°C pour la température. Ces petits écarts s'expliquent grâce aux troncatures effectuées avant chaque redémarrage du modèle dès le début d'un cycle.

Cette expérience montre que le système d'assimilation n'engendre aucune erreur notable sur les sorties assimilées qu'il produit, il peut donc être utilisé pour de plus fines expériences jumelles puis cousines.

Expériences jumelles

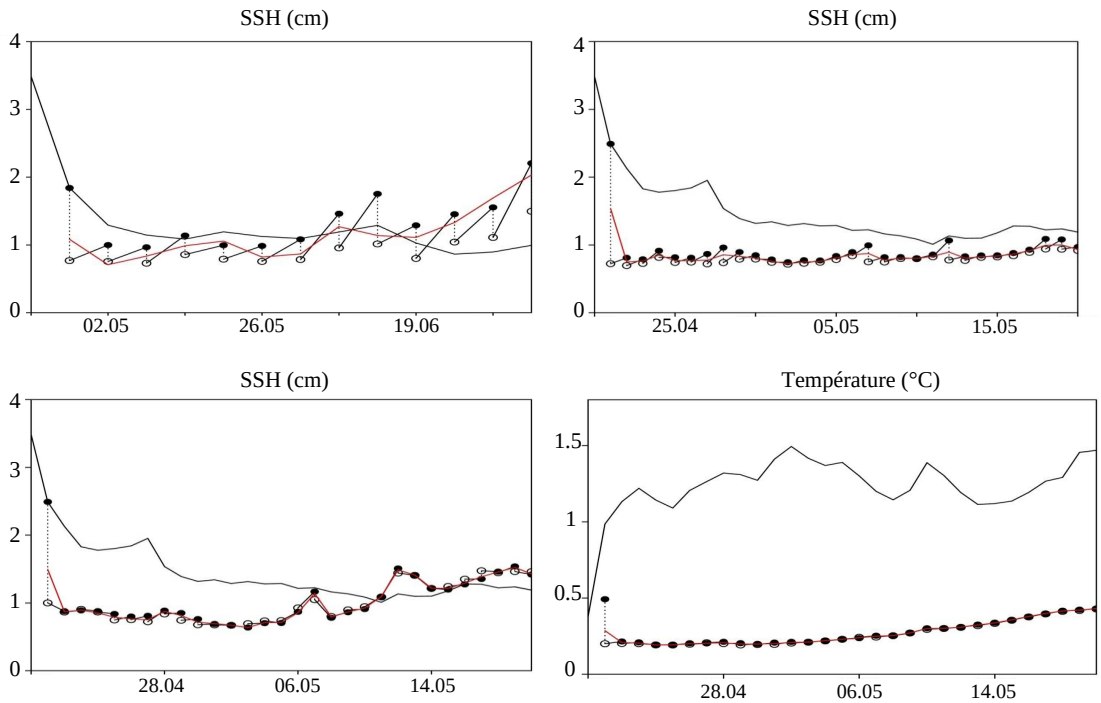


FIG. 7.2 – *Ecarts RMS aux observations (expérience de référence) pour différentes expériences jumelles ayant lieu durant l'année 2000.*
Pour les expériences de la première ligne, seule la SSH est assimilée, pour celles de la deuxième ligne, cette variable est assimilée conjointement à la température et la salinité sur les 500 premiers mètres. La première expérience (première ligne sur la gauche) se décompose en 20 cycles de 6 jours, les trois autres en 30 cycles de 1 jour. Sur ces figures, les cercles vides représentent les analyses, les cercles pleins les prévisions, le trait plein noir l'océan faux et le trait plein rouge l'océan assimilé.

Les résultats présentés sur la figure 7.2 concernent des expériences pour lesquelles l'océan faux a été généré en décalant de 30 jours les conditions initiales. Pour les figures avec assimilation de la SSH seule, on observe alors un écart moyen de l'ordre de 1 cm entre les états analysés et les observations, alors que pour les variables non observées, ces écarts divergent largement jusqu'à atteindre par exemple 10°C après 20 cycles pour la température. La correction appliquée sur la SSH entraîne donc une détérioration de l'analyse des autres variables du vecteur d'état, ce qui vient par la suite détériorer l'état de prévision de la SSH jusqu'à des écarts de 2 cm RMS. Si on utilise maintenant des cycles plus courts, on observe de meilleures prévisions du modèle (écarts RMS en SSH de 1 cm).

Lorsque l’on assimile cette fois la température et la salinité sur les 500 premiers mètres en plus de la SSH (deuxième ligne de la figure 7.2) on observe une réduction significative de l’écart RMS entre états analysés et observations pour la température et la salinité (non montré dans ce manuscrit) et une légère détérioration de la correction pour la variable SSH sur la fin de la période d’assimilation.

Lorsque l’on regarde la courbe des écarts RMS entre l’expérience perturbée et les observations (ligne pleine noire), on se rend compte que sans assimilation, cet écart tend à diminuer au cours du temps. La perturbation introduite par le décalage temporel des conditions initiales est donc partiellement corrigée par les données introduites aux frontières. Cette remarque témoigne de l’importance du forçage par les frontières dans une configuration de ce type (c’est-à-dire de petite taille : $250km \times 260km$), dont la dynamique est principalement influencée par le CNM entrant quasi perpendiculairement par le frontière est du domaine.

Comme nous le verrons dans la partie consacrée aux perspectives de cette thèse, une des principales difficultés rencontrées lors de ce travail avec des expériences jumelles a été d’effectuer des perturbations de l’expérience de référence les plus pertinentes possibles en rapport avec les processus physiques que l’on souhaite contrôler. L’objectif de base fixé par ces expériences jumelles est d’évaluer l’impact de l’assimilation de données altimétriques et de quantifier l’amélioration qu’elles apportent dans la représentation de la physique du golfe du Lion. Dans le cadre d’expériences jumelles, si l’on ne parvient pas à créer un océan perturbé dont la SSH s’éloigne suffisamment des observations, l’objectif de ce travail ne pourra que difficilement être atteint.

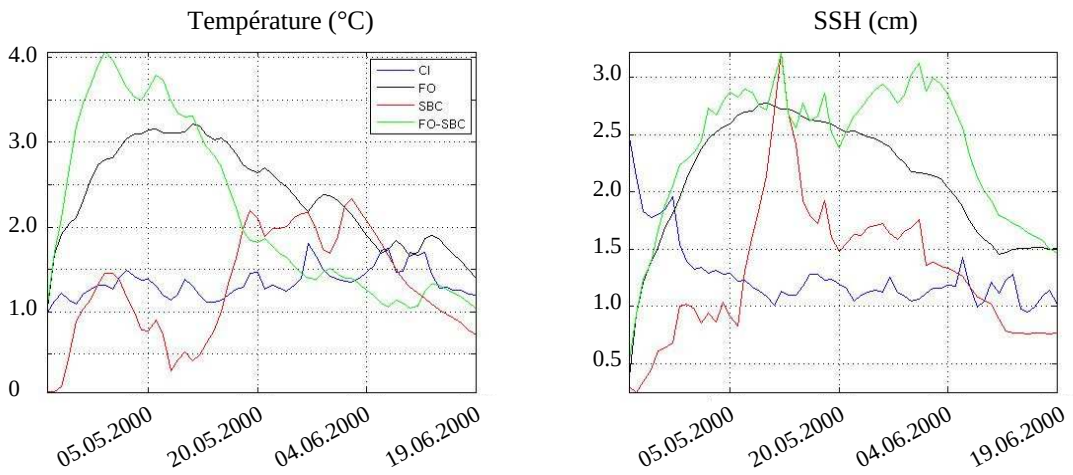


Fig. 7.3 – *Ecarts RMS entre différentes simulations perturbées (dans le cadre d’expériences jumelles) et une simulation de référence (représentant les observations) pour la température (figure de gauche) et la SSH (figure de droite). La courbe bleue représente une simulation perturbée en décalant les conditions initiales (de 30 jours plus tôt), en noire, en décalant temporellement les données fournies aux frontières (de 5 mois plus tard), en rouge, en décalant temporellement les données du forçage atmosphérique et en vert, en décalant temporellement à la fois les données forçant aux frontières ouvertes et les forçages atmosphériques.*

La figure 7.3 représente les écarts RMS à une simulation de référence, de différentes simulations perturbées. On remarque que l’erreur maximale que l’on peut créer sur la SSH

est de 3 cm alors que d'importantes erreurs peuvent être générées pour la température pouvant aller jusqu'à $4°C$[4].

Effectuer ces expériences jumelles nous a donc permis d'obtenir plusieurs conclusions utiles avant de commencer toute expérience cousine. D'une part, l'assimilation de données altimétriques seules (même sur tout le domaine) n'est pas suffisante pour parvenir à corriger notre océan sur toute sa profondeur (nous vérifierons à nouveau ce résultat dans le cadre des expériences cousines dans le chapitre 8), l'altimétrie sera donc assimilée en conjonction d'autres systèmes d'observation. D'autre part, il est préférable d'utiliser des cycles de courte durée afin d'éviter une divergence du modèle entre chaque étape d'analyse.

Le paragraphe suivant s'attache à décrire les expériences cousines mises en place.

7.3 Description des expériences cousines

Les expériences cousines utilisées dans cette thèse sont donc des expériences où les observations assimilées proviennent d'une configuration différente de celle dans laquelle l'assimilation de données a été faite. Une version stationnaire du SEEK a ici aussi été utilisée. Nous nous sommes rendu compte qu'utiliser un SEEK local (avec la paramétrisation décrite dans le chapitre 6) engendrait de meilleurs résultats qu'avec une version globale. Cette nouvelle paramétrisation a donc été retenue pour toutes les expériences cousines présentées dans ce manuscrit.

7.3.1 Conditions expérimentales

Caractéristiques du cycle d'assimilation

On a vu dans les chapitres 1 et 2 les caractéristiques bien particulières du golfe du Lion et plus particulièrement celles du CNM durant l'hiver. Durant cette saison, les forçages atmosphériques particulièrement intenses viennent forcer l'océan en surface et générer ainsi des phénomènes comme des méandres et tourbillons du CNM, ou la création d'eau dense que l'on ne peut observer qu'à cette période. Un des objectifs principal de cette thèse étant le contrôle de la dynamique du CNM, j'ai choisi comme période d'assimilation le mois de février étant donné qu'il s'agit de la période de l'année durant laquelle ce courant s'écoule au plus proche de la côte, où il est le plus fin et le plus turbulent. La plupart des expériences et diagnostics de réussite de ces expériences auront donc lieu en ce mois, ce qui n'empêchera pas des études durant d'autres saisons de l'année, afin de pouvoir évaluer la qualité de ces expériences en fonction de la saison.

L'année 1999 a été choisie pour ces expériences pour les caractéristiques de son hiver (1998-1999) particulièrement rude, durant lequel de l'eau dense s'est formée en grande quantité en surface et son *cascading* a été modélisé (*Langlais*, 2007; *Dufau-Julliand et al.*, 2004; *Guarracino*, 2004; *Herrmann et al.*, 2008) et observé (*Monaco et al.*, 1990; *Gaudin et al.*, 2006; *Heussner et al.*, 2006; *Canals et al.*, 2006; *Palanques et al.*, 2006) à de nombreuses reprises (l'étude de ces eaux denses fera l'objet du chapitre 10).

[4]Les décalages temporels utilisés dans le cadre de cette étude ont été déterminés de sorte à introduire un décalage maximal entre la date de l'expérience et celle de la condition de forçage ; par exemple, le décalage de 5 mois des OBC correspond à l'utilisation de deux saisons différentes...

Une durée du cycle d’assimilation de deux jours a été choisie en fonction de la disponibilité des sorties d’une simulation de référence de GLazur64 ayant des sorties tous les deux jours. J’ai choisi d’effectuer des expériences d’un mois (15 cycles de deux jours) car on s’est aperçu qu’un mois suffisait à obtenir une solution stable dans le temps (c’est-à-dire une solution dont les écarts RMS aux observations n’évoluaient plus).

Les conditions initiales

Les conditions initiales utilisées pour ces expériences proviennent d’un fichier de redémarrage (dit *restart*) d’une simulation de référence de GDL16s. Cette simulation a été faite dans les mêmes conditions que celles décrites pour GDL16 au début de ce chapitre : elle a donc démarrée le 01.01.1998 de la climatologie MEDATLAS s’étale sur 3 ans (jusqu’au 31.12.2000). Le fait d’utiliser un *restart* de février 1999 nous assure que la période de *spin-up*, due à l’initialisation du modèle lorsqu’il démarre grâce des fichiers de climatologie, a été largement dépassée. L’influence de cette condition initiale sur la réussite de l’expérience d’assimilation sera étudiée au chapitre 8.

Adaptation de l’incrément IAU à cette situation complexe

L’utilisation des incréments IAU a pour principal intérêt d’obtenir une solution assimilée lisse au cours du temps en évitant la discontinuité de chaque fin de cycle lors de la création de l’état analysé qui sera notre nouveau point de départ pour le prochain cycle (chapitre 6). A la fin d’un cycle d’assimilation et après le calcul de l’incrément (différence entre la prévision et l’analyse), on fait donc tourner à nouveau ce cycle en injectant à chaque pas de temps une portion de l’incrément IAU. En pratique, l’écart entre les observations et le modèle numérique au 1/16° est tel que, dès le premier cycle, le modèle ne supporte pas la première portion de l’incrément IAU qui engendrerait à lui seul un changement trop brutal de sa dynamique. La solution que nous avons apportée à ce problème est de n’appliquer un incrément IAU complet qu’au bout du cinquième cycle comme l’illustre le schéma 7.4.

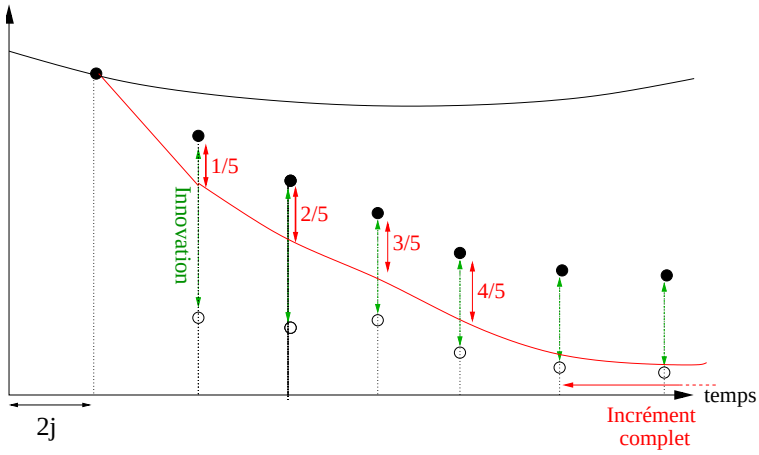


FIG. 7.4 – *Adaptation de méthode incrémentale IAU à cette situation comlexe : application de l’incrément complet après 5 cycles d’assimilation.*

Les 5 premiers cycles de ces expériences d’assimilation sont donc considérés comme des cycles transitoires. Cette méthode sera appliquée dans toutes les expériences présentées

dans les chapitres suivants. Elle a tout d'abord été utilisée par *Skandrani et al.* (2009) afin de contrôler par assimilation de données les paramètres du forçage atmosphérique d'un modèle global.

7.3.2 Base de données d'observation utilisée

La validation de la configuration GLazur64 par rapport aux observations (*Ourmières et al.*, en préparation) atteste que cette configuration est capable de représenter de manière satisfaisante la dynamique complexe de la région du golfe du Lion et peut donc être considérée comme une "réalité" à laquelle il semble juste de vouloir se rapprocher.

La base de données d'observation utilisée provient donc d'une simulation de référence de la configuration GLazur64 qui couvre les années 1998-2001. Cette simulation a démarrée plus précisément dès début juillet 1998 à partir de conditions initiales issues d'une simulation de MED16 (ayant elle-même débutée au début des années 1990). Après un *spin-up* s'étalant d'août à octobre 1998, les données de l'année 1999 de cette simulation peuvent donc être utilisées et s'éloignent donc de cette phase d'ajustement.

Une description complète du choix des variables extraites de cette base de données en fonction de l'expérience d'assimilation est effectuée dans le chapitre 8. Dans ce chapitre consacré à des études de sensibilité, un choix optimal des observations extraites de cette simulation au 1/64° est fait afin de constituer pour l'expérience AltiKa (expérience cousine dont les résultats sont analysés dans cette thèse), une base de données à la fois riche et réaliste par rapport aux observations disponibles dans cette zone côtière.

Conservation du volume

Etant donnée que des frontières ouvertes radiatives sont utilisées dans cette étude, il est donc nécessaire de contrôler le volume à l'intérieur du domaine car ces frontières ouvertes travaillent indépendemment les unes des autres. Afin de maintenir un volume d'eau constant à l'intérieur du domaine à chaque pas de temps, la moyenne de la SSH sur tout le domaine est mise à zéro dans NEMO. Pour ce faire, on calcule en premier lieu (avec l'algorithme des frontières ouvertes) un champ de vitesse sur les points frontières à l'aide d'une condition de radiation, on évalue ensuite le flux de masse total à travers ces frontières latérales (y compris les eaux du Rhône) et la surface libre (bilan évaporation - précipitation). Si on veut une SSH stable, il faut que ce flux de masse soit nul. On détermine alors une correction de vitesse (en pratique une vitesse constante, barotrope) qui est ajustée pour compenser l'excès ou le déficit de flux. Cette correction est ajoutée à toutes les vitesses normales aux frontières ouvertes.

Pour le domaine de GDL16s dans lequel est faite l'assimilation, on se retrouve donc à chaque pas de temps avec une SSH moyenne nulle. Il en est de même pour la configuration GLazur64 qui a, à chaque pas de temps, une SSH nulle moyennée sur la totalité de son domaine. Or, les domaines des deux configurations diffèrent. Pour ne pas introduire de biais lors de l'assimilation de l'altimétrie de GLazur64 dans GDL16s, j'ai donc dû retirer à chaque pas de temps la valeur moyenne de la SSH de GLazur64 moyennée spatialement sur le même domaine que GDL16s.

La figure 7.5 présente l'évolution temporelle de la moyenne sur tout le domaine de GDL16 de la SSH (représentée en cm) entre le 1er janvier 1998 et le 31 décembre 2000 pour la simulation de référence[5].

[5]On remarque que sur ces trois années, la SSH moyenne augmente d'environ 1 cm, ce qui est du même

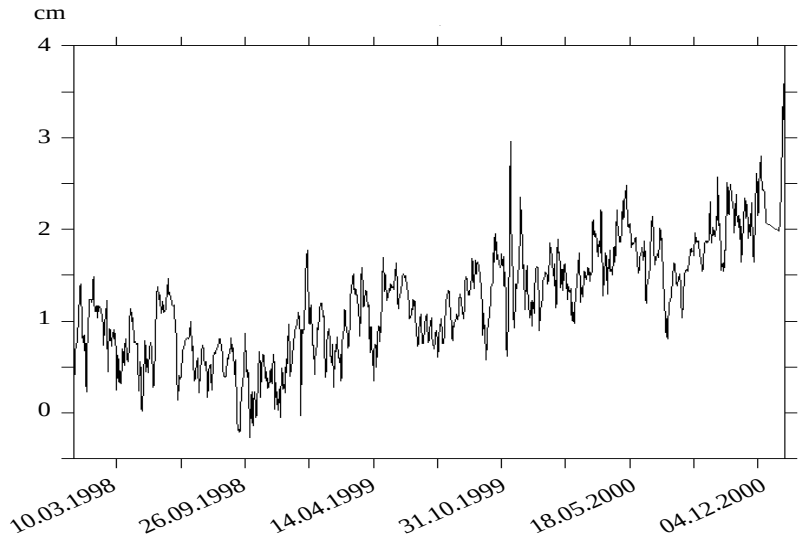


FIG. 7.5 – *SSH (en cm) moyennée entre les longitudes* $3.1°E$ *et* $6.3°E$ *et les latitudes* $40.9°N$ *et* $43.6°N$ *du 1er janvier 1998 au 31 décembre 2000 pour l'expérience de référence de GDL16.*

7.3.3 Paramétrisation des différentes erreurs du système

La différence de résolution entre ces deux configurations a rendu complexe la paramétrisation des différentes matrices de covariance d'erreur.

Erreurs d'observation

Cette erreur d'observation comprend les erreurs de mesure (qui ne sont pas prises en compte dans le cadre de ces expériences cousines étant donné que les observations proviennent d'un modèle numérique), ainsi que des erreurs de représentativité.

L'erreur d'observation initialement utilisée (dans le cas des expériences jumelles par exemple) a été prise constante pour toutes les variables[6] à la fois dans le temps et dans l'espace égale à 0.03 ($0.03°C$ pour la température, 0.03 pour la salinité, 3 cm pour la SSH, et 0.03 $m.s^{-1}$ pour les vitesse zonale et méridienne).

Pour obtenir de bons résultats en terme d'assimilation de données, il faut être capable de paramètrer correctement les différents types d'erreurs de notre système. Dans le cadre de ces expériences cousines, la principale erreur d'observation est une erreur de représentativité due à la différence de résolution entre le modèle au 1/16° où est faite l'assimilation de données et le modèle qui fournit les observations au 1/64°. Nous faisons donc l'approximation (considérée comme réaliste) de ne prendre en compte que l'écart dû à la différence de résolution. Pour obtenir une nouvelle erreur d'observation au mieux adaptée à la période considérée, il a été choisi de ne la calculer que sur les 30 jours correspondants aux dates exactes des expériences d'assimilation.

ordre de grandeur que le taux d'élévation de 3 mm par an de l'océan mondial observé depuis 1992 par le satellite altimétrique TOPEX/Poséidon (*Houghton et al.*, 2001).

[6]à noter que ces valeurs de départ seront assignées dans le cadre de la paramétrisation du SEEK.

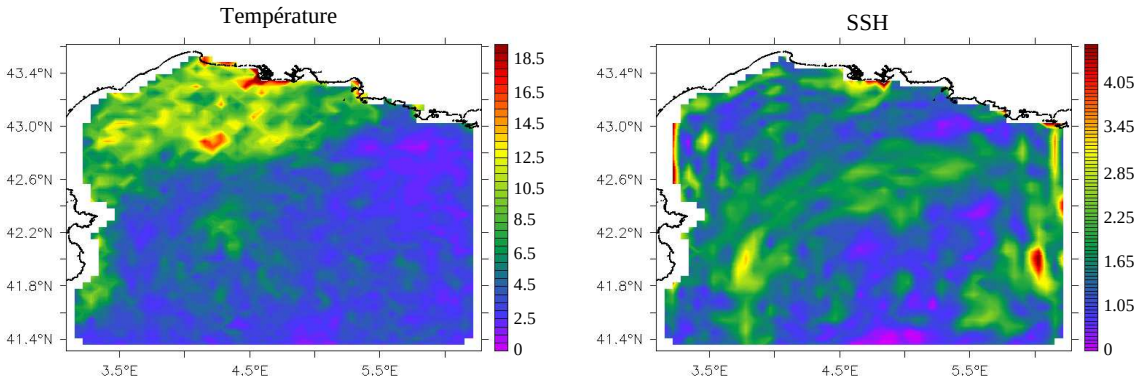


FIG. 7.6 – *Carte spatiale de l'erreur d'observation pour la température de surface (à gauche) : l'échelle est de* 10^{-2} *degrés et la SSH (à droite) : en mm.*

Les différentes étapes suivies afin d'obtenir cette erreur ont été, tout d'abord, d'appliquer un filtre passe-bas aux observations afin d'éliminer la haute fréquence de cette base de donnée qui ne pouvait être "représentée" sur une grille au 1/16° (lissage grâce à un filtre de Lanczos de longueur d'onde 16) et ainsi récupérer une variabilité semblable à celle de GDL16s, puis de faire la différence entre les observations brutes et les observations filtrées (pour supprimer cette basse fréquence) et pour finir de calculer l'écart-type de cette différence sur 30 jours et interpoler ce résultat sur la grille au 1/16°.

La carte des erreurs d'observation pour la température de surface (figure 7.6), nous montre que la plus grande partie des erreurs d'observation se trouve sur le plateau et au niveau de l'embouchure du Rhône. Quand on regarde les erreurs sur la SSH, on voit clairement apparaître les erreurs sur la variabilité du CNM. Nous retiendrons cette dernière paramétrisation de l'erreur d'observation pour l'ensemble des expériences présentées par la suite.

L'erreur d'ébauche

Il est important de se poser la question de la nature de l'erreur que l'on cherche à contraindre par l'assimilation. C'est en effet en répondant à cette question que l'on pourra déterminer une paramétrisation du SEEK adaptée qui permettra d'utiliser l'information contenue dans les observations de manière efficace. La détermination de la matrice de covariance d'erreur de prévision est l'une des difficultés les plus importantes puisqu'elle demande a priori de connaître la nature des erreurs du modèle, afin de les prendre en compte de la manière la plus juste possible, ainsi que l'erreur sur la condition initiale (erreur d'ébauche). Dans le cas de cette étude, les bases de réduction n'évoluent pas avec la dynamique. La matrice de covariance des erreurs initiales est donc identique à celle de prévision. Ainsi, nous considérons que la matrice $\mathbf{P^f_{i+1}}$ contient l'erreur modèle ainsi qu'une erreur due à la condition initiale mais cette matrice reste identique au cours de l'expérience et nous ne propageons pas la matrice P^a avec le modèle.

La matrice de covariance d'erreur d'ébauche a jusqu'à présent été paramétrée en utilisant les 20 premières EOFs calculées à partir de l'expérience libre de référence de GDL16s (paramétrisation utilisée pour les expériences jumelles). Or nous nous sommes aperçus que

cette paramétrisation (basée sur la variabilité de GDL16s) ne représentait pas correctement ces erreurs modèle et les corrections obtenues n'étaient pas satisfaisantes.

Plusieurs paramétrisations différentes de cette matrice de covariance d'erreur ont été testées. La configuration retenue a été celle pour laquelle une amélioration maximale de la trajectoire du CNM a été obtenue après assimilation de données. Une décomposition en EOFs des différences entre la simulation de référence de GDL16s et la simulation de référence de GLazur64 interpolée au 1/16° est apparue comme une manière adéquate de paramétrer le SEEK dans ce cadre expérimental. Cette décomposition a été calculée sur une période strictement identique à la période d'assimilation de sorte que les modes de variabilité retenus pour paramétrer cette matrice concernent bien la variabilité de cette période.

Nous retiendrons cette dernière paramétrisation de l'erreur d'ébauche pour l'ensemble des expériences présentées par la suite.

7.4 Conclusion

Après avoir validé l'implémentation du système d'assimilation utilisé dans la configuration GDL16 via des expériences jumelles (l'expérience blanche), des premières expériences jumelles paramétrées de manière simple ont été menées. Une partie des perspectives de cette thèse se consacre à ces expériences jumelles et au travail complémentaire qui pourrait être fait à ce sujet afin de générer d'autres types de perturbations de l'expérience de référence et ainsi tester la robustesse de notre système grâce à d'autres paramétrisations. Suite à ces expériences jumelles, des expériences cousines plus adaptées à la problématique de cette thèse ont pu être réalisées. Au lieu de créer des perturbations d'un état de référence afin de tester la capacité du système d'assimilation à faire converger la solution assimilée vers cet état de référence, ces expériences cousines ont pour objectif d'améliorer la représentation de la circulation océanique dans la configuration GDL16s grâce à l'assimilation de données réalistes extraites de la configuration GLazur64 décrite au chapitre 5. D'importantes différences existant entre ces deux configurations, des développements spécifiques à ce problème ont dû être effectués comme l'injection de l'incrément IAU complet après cinq cycles d'assimilation. La base de données d'observation GLazur64 utilisée sera échantillonnée de manière réaliste avant d'être assimilée dans GDL16s. L'élaboration d'une base de données d'observation optimale ainsi que l'évaluation statistique d'expériences cousines de la plus idéalisée à la plus réaliste fera l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 8

Expériences de sensibilité

Sommaire

8.1 Critère d'évaluation des expériences 130
8.1.1 Ecarts RMS 130
8.1.2 Diagnostics synthétiques 133
8.2 Expérience de référence 134
8.2.1 Ecarts RMS 134
8.2.2 Diagnostics synthétiques 135
8.3 Sensibilité au système d'observation 136
8.3.1 Sensibilité aux données thermohalines 136
8.3.2 Sensibilité aux données altimétriques 138
8.4 Sensibilité aux conditions d'expérience 141
8.4.1 Sensibilité à la durée de l'expérience 141
8.4.2 Sensibilité à la saison 143
8.4.3 Sensibilité à la condition initiale 144
8.5 Expérience AltiKa 146
8.5.1 Validation de l'expérience 146
8.5.2 Ecarts RMS 148
8.5.3 Diagnostics synthétiques 148
8.6 La prévision océanique 149
8.7 Conclusion 150

La capacité des outils d'assimilation à contrôler la circulation océanique dépend étroitement de la manière dont les systèmes d'observation sont capables de capturer sa variabilité. Le principe des études menées sur les systèmes d'observation consiste à évaluer l'apport de nouveaux types de mesures sur le contrôle du système, en fonction de différents scénarios d'observation envisagés. Le premier objectif des expériences cousines dont les caractéristiques ont été présentées au chapitre 7, est d'effectuer des études de sensibilité au système d'observation dans cette région côtière afin d'évaluer l'impact de l'assimilation de données altimétriques de type AltiKa d'une part puis en conjonction avec d'autres systèmes d'observation, sur la physique du golfe du Lion. Le deuxième objectif de ces expériences est d'améliorer la représentation de la physique que l'on observe dans une telle configuration au 1/16°. Le choix des observations à assimiler dans GDL16s doit se faire en fonction de ce que l'on veut améliorer dans cette configuration. Dans notre cas, nous verrons dans les chapitres 9 et 10 que d'un point de vue physique, on souhaite contrôler les caractéristiques du CNM ainsi que les processus de fine échelle présents dans le golfe du Lion que l'on simule très bien dans les observations alors qu'ils sont absents ou mal représentés dans GDL16s. Le système d'observation que nous avons donc choisi d'assimiler à l'intérieur de notre système comprend la SSH (le CNM étant un courant majoritairement géostrophique, sa signature en SSH est particulièrement visible), la température et la salinité. Des tests d'assimilation de données courantométriques (vitesses zonale et méridienne en surface) seront aussi fait au sein du chapitre 11.

L'objectif de ce chapitre est donc de construire une expérience d'assimilation ayant une base de données d'observation réaliste, que l'on a décidé de nommer "expérience AltiKa". Pour ce faire, nous avons effectué une série d'expériences de sensibilité qui nous permet d'étudier l'impact de l'assimilation de différents types d'observations ayant une couverture spatiale plus ou moins importante sur notre système côtier du golfe du Lion.

Afin d'évaluer la qualité de ces expériences nous n'utiliserons dans ce chapitre que des critères statistiques qui seront décrits dans un premier temps. Dans un second temps, nous évaluerons (en utilisant ces critères) la qualité d'une expérience de référence dans laquelle un nombre "idéal" (mais pas forcément réaliste) d'observations est assimilé. Une dégradation de la couverture en température/salinité et SSH a ensuite été réalisée dans le but d'évaluer l'impact de l'assimilation de ce type de données (en fonction de leur couverture spatiale). Pour finir, après avoir défini le système d'observation qui sera utilisé dans l'expérience AltiKa, une analyse statistique de la qualité de cette expérience sera faite.

L'impact de ces expériences d'assimilation sur la dynamique du golfe du Lion sera abordé grâce à une étude menée sur l'expérience AltiKa, dans les chapitres 9 et 10.

8.1 Critère d'évaluation des expériences

8.1.1 Ecarts RMS

La moyenne quadratique ou Root Mean Square (RMS) est définie de la manière suivante :

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N * M} \sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{M} \left(y_{i,j}^{0} - Hx_{i,j}^{a} \right)^{2}} \tag{8.1}$$

où l'on se place à un instant t donné, en considérant $i = 1 : N$, l'ensemble des longitudes, et $j = 1 : M$, l'ensemble des latitudes.

L'objectif de cet outil est de calculer l'écart quadratique moyen au temps t sur toute la zone (allant des longitudes 1 à N et des latitudes 1 à M), entre les observations et une sortie modèle (ici l'état analysé noté $x^a_{i,j}$). L'évaluation des différentes expériences présentées dans les paragraphes suivants se base sur un calcul d'écarts RMS aux observations.

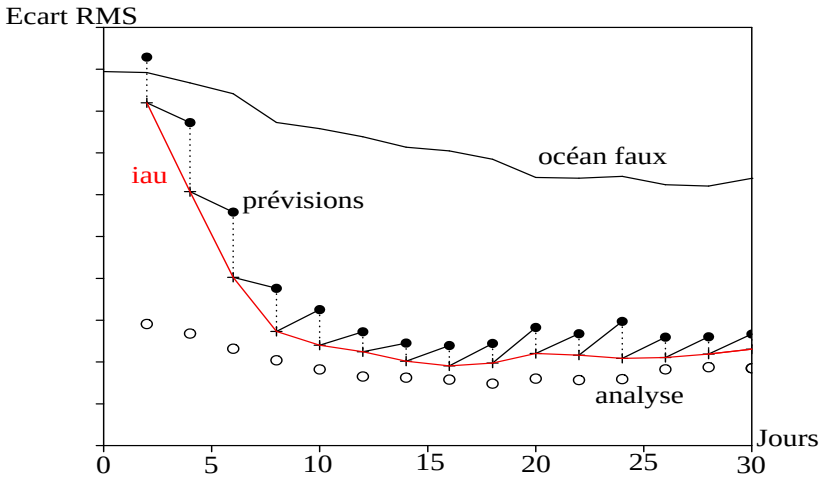


FIG. 8.1 – *Graphique type d'écarts RMS temporels aux observations. L'axe des abscisses représente le temps, l'axe des ordonnées les écarts RMS aux observations d'une variable donnée, y=0 représente les observations, la courbe en trait plein noir représente la simulation libre de GDL16s, les cercles vides représentent les états analyses, les cercles noirs pleins représentent les prévisions et la courbe rouge représente l'océan assimilé.*

La figure 8.1 illustre un graphique utilisant ces écarts RMS. Ce type de graphique sera utilisé à plusieurs reprises dans ce manuscrit. L'axe des abscisses représente le temps, y=0 représente les observations, les différentes courbes de ce graphique nous donnent donc l'écart RMS à ces observations. La courbe noire pleine représente ce que l'on appelle "l'océan faux", c'est-à-dire une expérience libre (sans assimilation de données) de GDL16s, les cercles vides, les états analysés après chaque cycle d'assimilation, les cercles noirs pleins représentent les prévisions du modèle une fois un cycle d'assimilation achevé et la courbe rouge représente l'océan assimilé, c'est-à-dire l'océan corrigé par assimilation de données après avoir réinjecté une portion de l'incrément à chaque pas de temps du modèle par la méthode incrémentale de l'IAU.

Par définition, ces écarts RMS nous donnent donc des valeurs d'écarts aux observations moyennées sur tout le domaine, pour un temps donné. En pratique, il n'est pas suffisant de se satisfaire d'écarts RMS globaux dans cette région étant données les caractéristiques bien particulières de sous-régions pouvant être définies en son sein. Le découpage présenté dans la figure 8.2 permet d'isoler des zones ayant des caractéristiques dynamiques bien particulières. Chacune d'elles ne réagit donc pas de la même manière en fonction de la nature et de la quantité des observations assimilées.

Une première zone nous permettra d'étudier l'impact de l'assimilation sur le panache

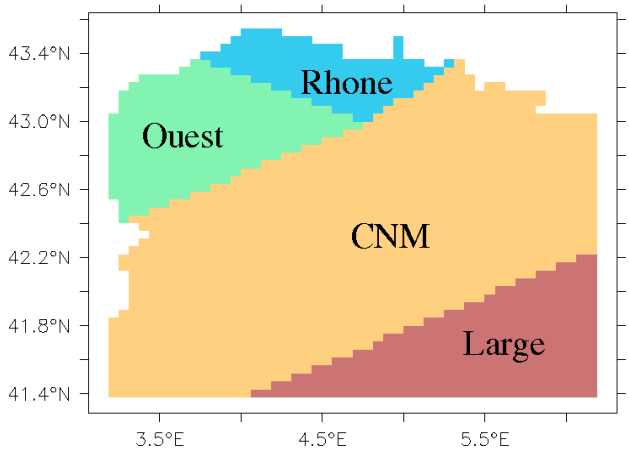


FIG. 8.2 – *Partition du domaine en 4 zones dans le cadre du calcul d'écarts RMS aux observations.*

du Rhône (représentée en bleu), une deuxième (en vert) fortement influencée par la Tramontane, permettra d'étudier l'impact de l'assimilation sur les *upwellings* côtiers à l'ouest du domaine (chapitre 10), la troisième zone (en orange) nous permettra de contrôler la trajectoire et la structure du CNM (chapitre 9) et la dernière zone (en rouge) nous permettra d'évaluer ce qu'il se passe au large du domaine. En effet, cette région la plus au large est la moins influencée par le Mistral, la Tramontane et le panache du Rhône, mais elle peut être influencée par la présence du vent de sud-est. Elle n'en reste pas moins une zone intéressante à contrôler. Le choix des délimitations de ces différents sous-domaines est réaliste (si l'on souhaite contrôler les différents phénomènes physiques précédemment énoncés) pour une simulation avec un fort vent de sud-est où le panache du Rhône longe la côte. Il est à noter que ce découpage serait moins pertinent dans une situation après un fort Mistral où le panache du Rhône se retrouverait bien plus étalé vers le sud. Cette délimitation a donc été choisie en analysant les cartes d'incrément ($x^a - x^f$) issus d'une expérience d'assimilation sur la période de février (période durant laquelle nous avons choisi de travailler). Les frontières de la zone du Rhône ont par exemple été choisies après avoir repéré l'extension maximale du panache sur ces cartes d'incrément.

On a donc calculé ces écarts RMS de manière indépendante sur ces quatre zones pour comprendre comment elles étaient corrigées par l'assimilation de données et avons tout de même continué à calculer des écarts RMS globaux. Ces écarts RMS calculés indépendamment suivant les zones, ont pu nous permettre, par exemple, d'interpréter de mauvais résultats obtenus avec les écarts RMS globaux. En effet, dans la configuration initiale de GDL16s, le débit du Rhône se partageait entre le petit Rhône (libérant 10% du débit total) et le grand Rhône (libérant les 90% restants), alors que la configuration GLazur64 n'avait que le grand Rhône libérant à lui seul 100% du débit. En regardant zone par zone les écarts RMS alors obtenus, nous nous sommes rendu compte que seule la zone du Rhône avait de gros écarts aux observations. Ne plus compter cette zone dans les écarts RMS globaux nous avait alors permis d'obtenir de meilleurs résultats.

La configuration de GDL16s retenue dans cette thèse ne comprend elle aussi que le grand Rhône de la même manière que les observations. Les écarts RMS utilisés dans ce chapitre de diagnostics statistiques ont été calculés par rapport à la totalité des observa-

tions (SSH, température et salinité sur tous les points de grille et toute la profondeur) et non simplement aux endroits où des données sont assimilées.

8.1.2 Diagnostics synthétiques

Ces diagnostics synthétiques sont basés sur les écarts RMS globaux précédemment présentés.

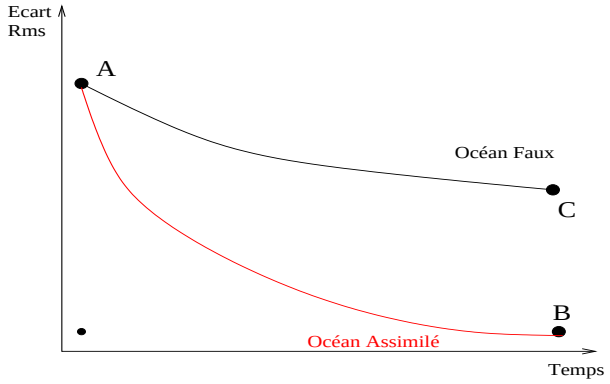


FIG. 8.3 – *Diagnostics statistiques.*

Diagnostic $N°1$: Pourcentage de réduction de l'erreur en 15 cycles d'assimilation

L'objectif de ce diagnostic est d'évaluer la performance de l'expérience au cours du temps. On calcule ici le pourcentage de la différence entre les écarts RMS aux observations après le premier et le dernier cycle d'assimilation, c'est-à-dire aux jours 2 et 30, dans le cadre de nos expériences durant 15 cycles soit 30 jours. Le pourcentage résultant de ce diagnostic nous permet donc de répondre à la question : en 30 jours, de combien avons-nous réduit l'écart entre l'état assimilé et les observations ?
L'équation 8.2 représente ce diagnostic.

$$diag1 = \frac{A - B}{A} * 100 \tag{8.2}$$

Diagnostic $N°2$: Ecarts RMS moyennés

Ce diagnostic statistique est le plus couramment utilisé. On calcule ici la moyenne sur les 10 derniers jours des écarts RMS aux observations : plus cette moyenne est faible, meilleure est l'expérience. Afin d'obtenir un critère statistique normalisé qui nous permette de comparer les scores des différentes variables entre elles, le diagnostic retenu consistera à calculer le pourcentage de réduction de l'écart aux observations de l'état assimilé par rapport à l'expérience libre. Concrètement, il s'agira d'une part de moyenner sur les dix derniers jours les écarts RMS de l'expérience libre, puis faire de même avec l'océan assimilé. La différence entre ces deux valeurs divisée par la moyenne sur les dix derniers jours des écarts aux observations de l'expérience libre (multipliée par 100) nous donnera finalement ce pourcentage de réduction de l'écart aux observations par rapport à l'expérience libre.

Diagnostic $N°3$: Statistiques sur l'erreur finale

L'objectif de ce dernier diagnostic est d'avoir une évaluation de la performance de l'expérience au temps final de l'expérience d'assimilation (c'est-à-dire après 30 jours d'assimilation). Le pourcentage résultant traduit la différence entre l'écart RMS de l'océan faux et celui de la solution assimilée. L'équation 8.3 représente ce diagnostic.

$$diag3 = \frac{C - B}{C} * 100 \tag{8.3}$$

8.2 Expérience de référence

Nous appelons expérience de référence une expérience dans laquelle un nombre "idéal" d'observations est assimilé sur toute la profondeur. Dans cette expérience, la SSH, la température et la salinité sont assimilées sur la totalité des points de grille du modèle. L'expérience dure un mois et s'étend du 24 janvier au 23 février 1999 avec les caractéristiques décrites au sein du chapitre 7.

8.2.1 Ecarts RMS

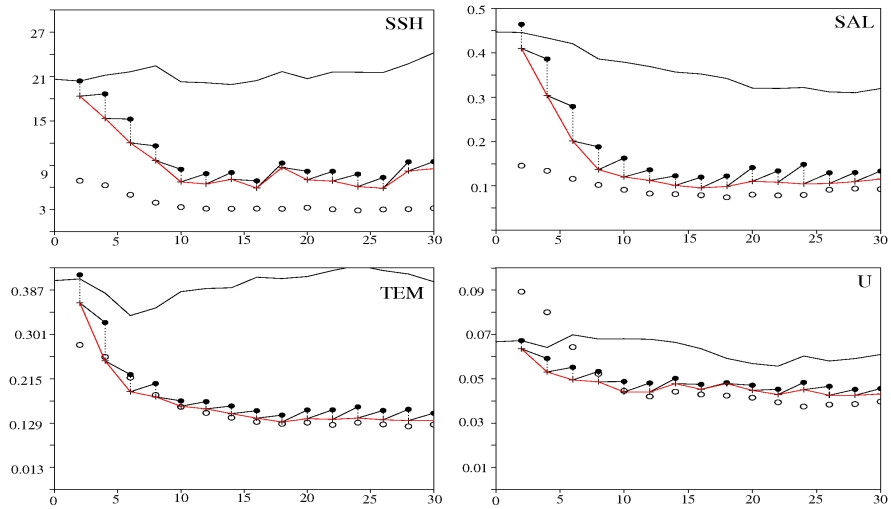


FIG. 8.4 – *Ecarts RMS temporels globaux aux observations pour l'expérience de référence pour la SSH (en mm), la salinité : première ligne, puis la température (en $\circ C$) et la vitesse zonale (en $m.s^{-1}$) : deuxième ligne.*

On remarque tout d'abord (sur la figure 8.4) que l'écart RMS entre l'océan faux et les observations ne s'atténue pas au courant du temps et reste à peu près constant pour toutes les variables. L'assimilation de données est donc seule responsable du rapprochement (en terme d'écarts RMS) de l'état assimilé vers les observations. On se rend compte ici que l'assimilation a globalement, et ce, pour toutes les variables, bien fait converger notre système vers les observations. Les diagnostics suivants vont alors nous permettre d'évaluer la qualité de ces résultats.

8.2.2 Diagnostics synthétiques

Diagnostic $N°1$

	SSH	TEM	SAL	U	V
Expérience de référence	53.6%	63%	71.8%	32.1%	18.6%

Tab. 8.1 – Pourcentage de réduction de l'erreur entre l'océan assimilé et les observations dans le cadre de l'expérience de référence suivant le diagnostic $N°1$.

Le tableau 8.1 permet de comparer les pourcentages de réduction de l'erreur en 30 jours d'expérience pour les différentes variables du vecteur d'état. On note grâce à ce diagnostic une très forte correction de l'état de notre système pour toutes les variables ainsi que toutes les zones (ce tableau ne présente que des diagnostics calculés à partir d'écarts RMS globaux). On se rend compte sans surprise que les corrections les plus importantes sont appliquées à la température et la salinité. Les pourcentages plus faibles obtenus pour les vitesses zonale et méridienne montrent qu'il est difficile de contrôler ces variables en assimilant des champs thermohalins.

Diagnostic $N°2$

Après une comparaison entre état initial et état final (diagnostic $N°1$), ce diagnostic permet de juger la réussite de l'expérience au cours des 10 derniers jours de l'expérience. Il nous permet ainsi d'estimer la qualité de l'état stable atteint durant cette période finale de l'expérience.

	SSH	TEM	SAL	U	V
Expérience de référence	68.2%	67.8%	65.7%	26.5%	40.7%

Tab. 8.2 – Pourcentage de réduction de l'erreur entre l'océan assimilé et les observations dans le cadre de l'expérience de référence suivant le diagnostic $N°2$.

D'après le tableau 8.2, on se rend compte que la SSH est la variable pour laquelle l'assimilation a le mieux fonctionnée. En effet, même si ce n'est pas la variable dont la qualité a le mieux été améliorée entre l'état intial et l'état final (diagnostic $N°1$), c'est bien celle pour laquelle l'état final moyen est le plus proche des observations (par rapport à l'océan faux). En dépit du fait que les vitesses zonale et méridienne ne soient pas assimilées dans cette expérience, on se rend compte que l'on a tout de même de bons scores pour ces variables. Les pourcentages élevés obtenus grâce à ce diagnostic montrent que cette expérience permet d'obtenir un écart moyen final aux observations relativement stable et faible, par rapport à l'écart moyen existant entre l'expérience libre et les observations.

Diagnostic $N°3$

Le tableau 8.3 montre qu'à l'état final de l'expérience, c'est-à-dire après 15 cycles d'assimilation, l'écart RMS aux observations a été considérablement réduit par rapport à l'écart que nous avions pour l'expérience libre le même jour.

	SSH	TEM	SAL	U	V
Expérience de référence	64.8%	66.8%	63.9%	29.3%	45%

TAB. 8.3 – Pourcentage de réduction de l'erreur entre l'océan assimilé et les observations dans le cadre de l'expérience de référence suivant le diagnostic $N°3$.

On remarque que ces trois diagnostics, fournissant pourtant des évaluations différentes, nous donnent tous des résultats de bonne qualité sensiblement identiques. Etant donnée la stabilisation de la qualité des résultats durant les derniers jours de l'expérience (diagnostic $N°2$) et que ces résultats restent tout aussi bon le dernier jour de l'expérience (diagnostic $N°3$), une expérience de 30 jours est donc suffisante pour obtenir un état assimilé qui ne serait guère plus amélioré avec une expérience plus longue dans le temps. Ce résultat sera confirmé au sein du paragraphe 8.4.1.

8.3 Sensibilité au système d'observation

8.3.1 Sensibilité aux données thermohalines

Partant d'une couverture optimale en profil TS assimilés dans l'expérience de référence, nous cherchons dans ce paragraphe à réduire la quantité de profils thermohalins assimilés afin de se rapprocher au mieux d'un système d'observation réaliste. Cette dégradation progressive du nombre de profils TS va nous permettre d'évaluer la sensibilité de notre système à l'assimilation de ce type de données. Pour ne prendre en considération que l'influence de l'assimilation des données TS, nous assimilerons ici la totalité des données altimétriques (assimilation de la SSH sur tous les points de grille).

Expérience	Sous-échantillonnage	Distance entre les profils
TS1	1 profil sur 2	1 profil tous les 10 km
TS2	1 profil sur 3	1 profil tous les 15 km
TS3	1 profil sur 4	1 profil tous les 20 km
TS4	1 profil sur 5	1 profil tous les 25 km
TS5	1 profil sur 10	1 profil tous les 50 km
TS6	1 profil sur 20	1 profil tous les 100 km

TAB. 8.4 – *Tableau récapitulatif des expériences de sensibilité aux données thermohalines et de leurs caractéristiques en terme de quantité de profils TS assimilés.*

Pour définir si une expérience est de "bonne ou mauvaise" qualité, on peut utiliser plusieurs critères statistiques tels ceux présentés dans les paragraphes précédents. J'utiliserai dans ce paragraphe le diagnostic $N°2$ qui nous permettra en plus de comparer les différentes expériences entre elles. Le tableau 8.4 récapitule l'ensemble des expériences de sensibilité à la couverture TS réalisées ainsi que leurs caractéristiques en terme de nombre de profils TS assimilés sur la grille de GDL16s. Les écarts RMS utilisés lors de ces diagnostics calculent des différences par rapport à l'ensemble des observations et non simplement

les écarts aux points observés.

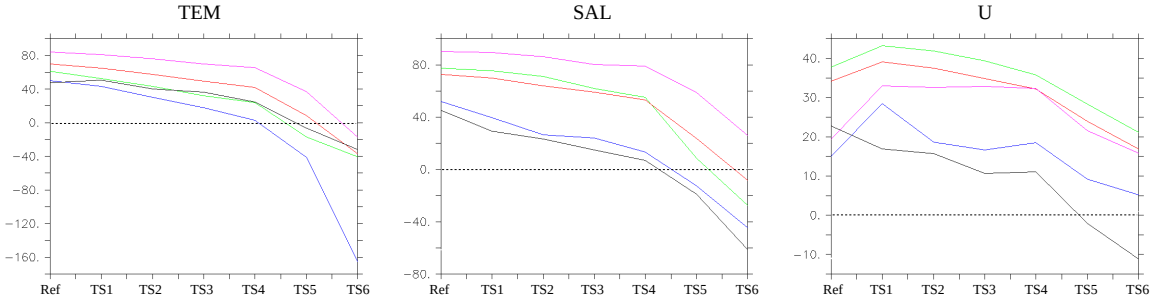


FIG. 8.5 – *Diagnostic N°2 appliqué aux expériences de sensibilité ainsi qu'à l'expérience de référence. La courbe rouge a été obtenue à partir d'écarts RMS globaux, la verte, d'écarts RMS sur la région du CNM, la bleu sur l'embouchure du Rhône, la rose sur la région ouest et la noire, sur la région du large.*

La figure 8.5 illustre la dégradation de la qualité de l'expérience d'assimilation au fur et à mesure que l'on diminue la couverture spatiale en données thermohalines assimilées. Chaque point de ces courbes a été obtenu grâce au diagnostic $N°2$. L'axe des abscisses représente les différentes expériences du tableau 8.4, tandis que l'axe des ordonnées fournit le pourcentage de réussite de l'expérience selon ce diagnostic. On se rend compte sans surprise que plus on supprime de profils TS dans la base de données d'observation, plus la qualité de l'expérience d'assimilation en question se dégrade. Regardons maintenant l'impact de cette dégradation sur les différentes régions. Pour la température et la salinité, on se rend compte que quelle que soit la couverture TS assimilée, c'est dans la région ouest que les résultats obtenus sont les meilleurs et dans la région du Rhône (la région du large pour la salinité) que ces statistiques se dégradent le plus avec la diminution du nombre de profils TS assimilés. On remarque aussi que lorsque l'on assimile un grand nombre de profils TS, la qualité des résultats reste à peu près semblable pour toutes les zones. Par contre, pour l'expérience TS6 (où un profil TS est assimilé tous les 100 km), on note que les différentes zones du domaine se comportent de manière relativement différente avec par exemple pour la variable U des statistiques allant de 21% pour la zone du CNM à -10% pour le large. Nous utiliserons par la suite des écarts RMS globaux afin de prendre en compte la "qualité moyenne" des résultats de toutes ces zones.

La couverture spatiale en données TS assimilées de l'expérience TS6 (figure 8.6) n'est plus suffisante pour contrôler la structure thermohaline de cette région. En effet, même si la correction se fait correctement aux points d'observation (graphique de droite de la figure 8.6), cette couverture spatiale n'est pas suffisante pour apporter, par extrapolation une correction correcte aux points où il n'y pas d'observation. Avec une telle couverture spatiale, aucune observation n'est assimilée dans les régions du Rhône et du large, ce qui entraîne une divergence (entre terme d'écarts RMS) des champs TS assimilés par rapport à l'océan faux dans ces deux zones. Les expériences TS5 et TS4, où 1 point de grille sur 10 et sur 5 est assimilé, ne sont pas non plus satisfaisantes étant donné qu'au niveau du Rhône par exemple, l'écart entre les observations et l'océan assimilé finit par être plus important que l'écart entre ces observations et l'océan faux dès le 9ème cycle (18ème jour). Il semble donc que l'expérience TS3 soit l'expérience la plus satisfaisante utilisant le moins de profil

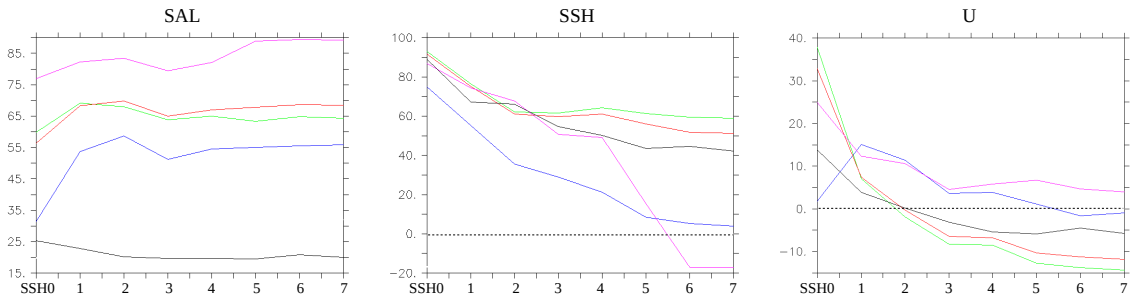


FIG. 8.6 – *Ecarts RMS globaux en température de l'expérience TS6 : comparaison entre des écarts RMS calculés par rapport aux données assimilées (à gauche) et par rapport à la totalité des observations (à droite).*

TS. Nous garderons donc cette couverture spatiale de un profil assimilé sur quatre pour le reste des expériences à venir.

Ces expériences de sensibilité nous montrent donc que même en assimilant la totalité de la SSH, l'assimilation d'un nombre suffisant de profil TS reste primordiale afin d'obtenir des résultats de bonne qualité. Intéressons nous maintenant à l'impact de l'assimilation de la SSH sur notre système.

8.3.2 Sensibilité aux données altimétriques

Dans ce paragraphe, nous allons étudier l'impact de l'assimilation de données altimétriques. Comme nous l'avons vu précédemment, nous assimilerons en plus un profil TS sur quatre (c'est-à-dire tous les 20 km).

Sous-échantillonnage régulier

De la même manière que nous avons procédé pour le sous-échantillonnage en données TS, nous avons effectué ici une dégradation progressive du nombre de données altimétriques assimilées, jusqu'à assimiler des données simplement le long de traces de satellites.

SSH0	tous les points
SSH1	1 point sur 2
SSH2	1 point sur 3
SSH3	1 point sur 4
SSH4	1 point sur 5
SSH5	1 point sur 10
SSH6	Couverture le long des traces d'AltiKa
SSH7	Aucune SSH assimilée

TAB. 8.5 – *Tableau récapitulatif des expériences de sensibilité aux données altimétriques et de leurs caractéristiques.*

Le figure 8.7 nous montre l'impact de la dégradation de la couverture spatiale en SSH

assimilée sur la salinité, la SSH et la vitesse zonale. On observe que pour cette vitesse (cette remarque est aussi valable pour la vitesse méridienne) et la SSH, la qualité de l'expérience (au sens du diagnostic $N°2$) décroît avec la quantité de SSH assimilée, ce qui n'est pas évident pour la température et la salinité. Les écarts RMS ne sont donc pas forcément le meilleur diagnostic à utiliser pour témoigner de l'impact de l'assimilation de la SSH.

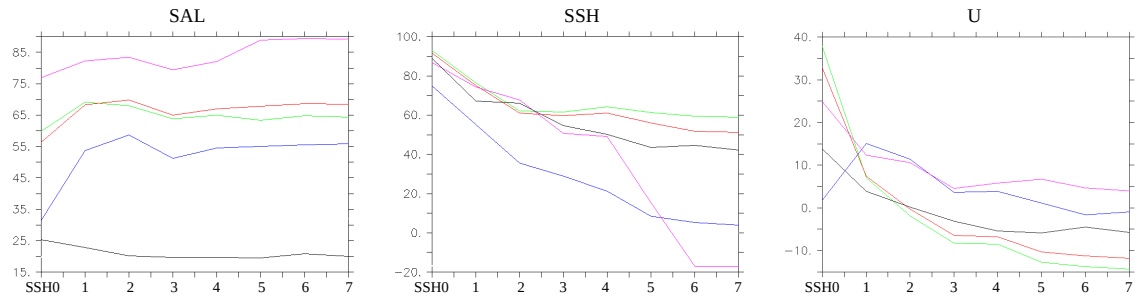


FIG. 8.7 – *Sensibilité à l'assimilation de données altimétriques. La courbe rouge a été obtenue à partir d'écarts RMS globaux, la verte, des écarts RMS sur la région du CNM, la bleue sur l'embouchure du Rhône, la rose sur la région ouest et la noire sur la région du large.*

Sous-échantillonnage le long des traces satellitaires

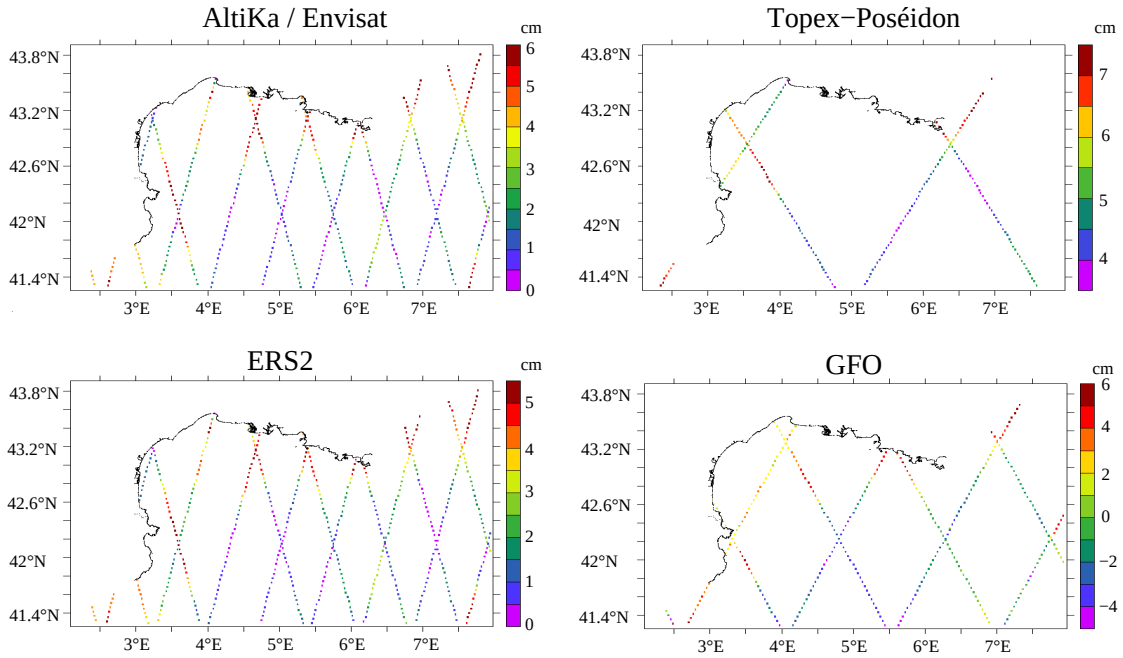


FIG. 8.8 – *Traces des satellites altimétriques SARAL/AltiKa, Topex-Poséidon, ERS2 et GFO sur les 30 jours de la période d'assimilation : du 24 janvier au 23 février 1999.*

La figure 8.8 illustre les traces des différents satellites altimétriques dans la zone du golfe du Lion sur la période durant laquelle se déroulent les expériences d'assimilation. Il est clair qu'assimiler des données thermohalines sur toute la profondeur, même si cela ne concerne qu'un profil tous les 20 km par exemple, aura un impact plus important qu'assimiler de la SSH simplement suivant les traces d'un satellite altimétrique. Contrairement aux données thermohalines, nous nous sommes rendu compte que les écarts RMS ne sont pas ici l'outil privilégié pour montrer l'influence de l'assimilation de la SSH dans cette zone côtière. Nous avons donc utilisé une méthode bien différente. Deux expériences de 200 jours ont été réalisées commençant toutes les deux avec des conditions initiales "idéales" (conditions initiales issues d'une expérience de 30 jours avec assimilation des profils TS sur tous les points de grille et toute la profondeur et de la SSH sur tous les points de grille). L'une de ces expériences est libre (sans assimilation de données) et on assimile dans la deuxième expérience simplement la SSH suivant les traces d'AltiKa. Les écarts RMS aux observations de ces deux expériences sont représentés sur la figure 8.9 par des courbes rouges.

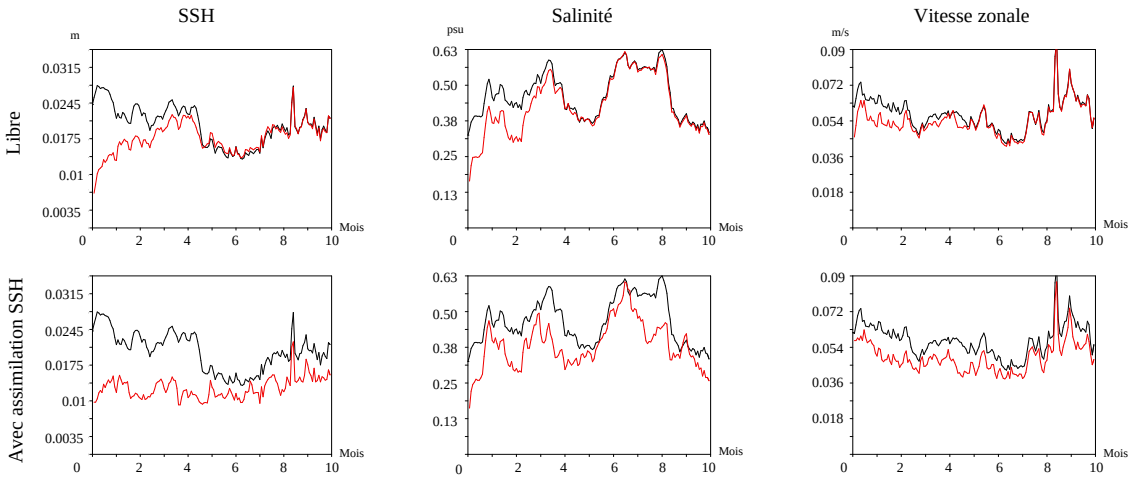


FIG. 8.9 – *Impact de l'utilisation d'une condition initiale "idéale". Sur la première ligne, les courbes rouge et noire représentent des écarts RMS aux observations de deux expériences libres : la courbe noire avec une condition initiale "traditionnelle" et la courbe rouge avec une condition initiale "idéale". Sur la deuxième ligne, la courbe noire représente elle aussi cette même expérience libre avec des conditions initiales "traditionnelles", tandis que la courbe rouge représente une expérience où la SSH selon les traces du satellite SARAL/AltiKa est assimilée. Cette dernière expérience commence avec des conditions "idéales". Ces écarts RMS nous permettent d'évaluer la sensibilité à l'assimilation de ce type de données altimétriques.*

Sur cette même figure, les courbes noires correspondent aux écarts RMS aux observations d'une expérience libre avec conditions initiales "traditionnelles" (c'est-à-dire extraites de cette même simulation libre de référence décrite au paragraphe 7.3.1 du chapitre 7). On se rend compte que pour la SSH, dans la première expérience, la prévision obtenue (en rouge) met 5 mois avant de "coller" parfaitement à la courbe d'écarts RMS de l'expérience libre sans conditions "idéales". Dans ce cas, nous perdons donc les bénéfices de la condition initiale "idéale" au bout de 5 mois. La deuxième expérience nous montre que l'assimilation

de la SSH nous permet de maintenir cet effet bénéfique bien au delà du dixième mois de l'expérience. Cette figure nous permet aussi de constater que l'assimilation de la SSH a un impact positif sur les autres variables qui ne sont pas assimilées. Nous voyons par exemple au niveau des deuxième et troisième colonnes de cette même figure que sans assimilation de la SSH, les écarts RMS en salinité se rapprochent de l'expérience libre dès le 4ème mois et en vitesse zonale dès le 5ème mois, alors qu'avec assimilation de la SSH et même après dix mois d'expérience, les écarts RMS de l'expérience diffèrent toujours de ceux de l'expérience libre pour ces deux variables.

L'assimilation de données altimétriques le long des traces du satellite SARAL/AltiKa a donc une influence effective sur la qualité statistique de l'expérience d'assimilation.

8.4 Sensibilité aux conditions d'expérience

En nous basant sur une expérience où l'on assimile un profil TS sur quatre ainsi que la SSH suivant les traces du satellite SARAL/AltiKa, l'objectif de ce paragraphe est d'étudier la sensibilité de notre système à différents critères.

Les expériences faites jusqu'à présent se sont déroulées en hiver (pour des raisons physiques concernant les caractéristiques du CNM que nous verrons plus tard) et ont duré un mois. Nous allons nous intéresser à l'influence des saisons sur l'assimilation ainsi que l'influence de la durée de l'expérience en analysant une expérience qui se déroule sur un an. De plus, on sait que les conditions initiales de notre expérience vont jouer un rôle important sur la qualité des résultats de cette dernière. Le dernier paragraphe de cette partie sur les études de sensibilité va nous permettre de savoir si notre système est vraiment sensible aux conditions initiales et quel serait l'impact de l'utilisation de conditions intiales "idéales" sur la qualité des résultats obtenus.

8.4.1 Sensibilité à la durée de l'expérience

La figure 8.10 représente les écarts RMS aux observations d'une expérience d'assimilation de un an. On a remarqué que l'allure générale de ces courbes d'écarts RMS ne dépendait pas de la zone considérée (non présenté ici), c'est pourquoi je ne parlerai ici que d'écarts RMS globaux. Intéressons nous tout d'abord aux écarts RMS aux observations de l'expérience libre représentée par la courbe noire de cette figure. Au cours d'une année complète, ces écarts ne varient pas beaucoup pour la salinité. On se rend compte d'ailleurs que leur valeur moyenne sur un an vaut 0.47 et on ne trouve que peu de fluctuations autour de cette moyenne. Il en est de même pour la zone spécifique du Rhône (non montré ici), où l'on trouve une moyenne annuelle de 1.58 et peu de fluctuations autour de cette moyenne. Le comportement annuel des écarts RMS aux observations pour la variable température est quant à lui bien différent et est davantage marqué par l'influence des saisons. La valeur moyenne de ces écarts sur un an vaut $0.45°C$, mais on se rend compte d'une différence nette entre la moyenne des écarts des six premiers mois ($0.34°C$) et celle des six derniers mois ($0.56°C$).

Intéressons nous maintenant aux courbes colorées qui correspondent aux écarts RMS des états après assimilation de données et regardons par exemple l'état analysé (en vert sur la figure 8.10). Pour la salinité, et ce de la même manière que pour l'expérience libre, ces écarts RMS ne varient que très peu au cours du temps. La moyenne annuelle de ces écarts

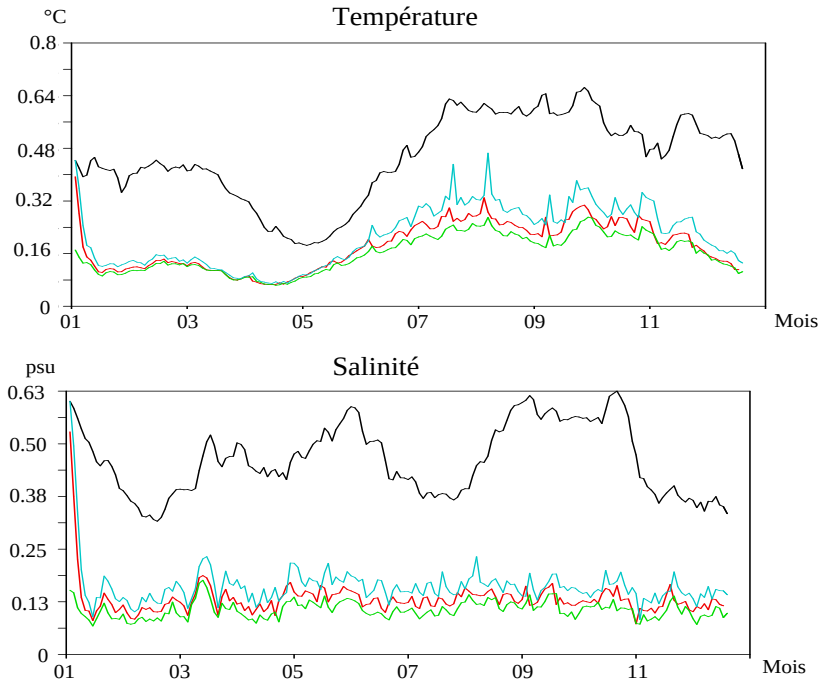


FIG. 8.10 – *Sensibilité à la durée de l'expérience : écarts RMS globaux aux observations pour la température et la salinité dans le cadre d'une expérience de 1 an. La courbe noire représente l'expérience libre, la courbe bleue les prévisions, la courbe rouge, l'océan assimilé et la courbe verte, l'analyse.*

pour l'océan analysé après les dix premiers jours (considérés comme une phase d'ajustement comme on l'a vu au chapitre 7) est de 0.11, ce qui correspond à un pourcentage de réduction par rapport à la valeur moyenne des écarts de l'expérience libre de 77.2%. Concernant la température, on peut faire la même observation que pour l'expérience libre. En effet, deux valeurs moyennes sont à distinguer entre les six premiers et six derniers mois de l'expérience. La valeur moyenne annuelle (toujours prise après les 10 premiers jours) de l'écart en température est de $0.16°C$ pour l'état analysé, ce qui correspond à un pourcentage de réduction de 64.4%. La moyenne de ces écarts pour les six premiers mois est de $0.12°C$ soit un pourcentage de réduction de 66.3%, alors que pour les six derniers mois, cette moyenne est de $0.2°C$ avec un pourcentage de réduction de 63.2%. Pour la température, on en conclut donc que même si les écarts RMS aux observations sont plus importants pour les six derniers mois, l'assimilation n'a pas forcément moins bien fonctionné durant cette période. En effet, on se rend compte que l'expérience libre est davantage éloignée des observations qu'elle ne l'était durant la première partie de l'année. L'assimilation a donc plus de travail à fournir sur cette période de l'année pour se rapprocher des observations. A travail identique durant ces deux périodes, on comprend ainsi ces écarts RMS plus importants durant les six derniers mois. Les pourcentages de réduction précédemment évoqués viennent confirmer cette idée. En effet, ils sont très proches dans les deux cas, ce qui témoigne d'un fonctionnement et d'une réussite de l'assimilation identiques quel que soit le mois de l'année.

De la même manière que pour la salinité, les variables SSH, U et V ont des écarts RMS annuels qui ne varient globalement pas en fonction des mois de l'année. Le pourcentage de

réduction basé sur une moyenne (diagnostic $N°2$) est de 53.5% pour la SSH, 21.6% pour U et 25.6% pour V. On remarque cependant une légère dégradation de la réduction de l'erreur à partir du 9ème mois pour les vitesses zonales et méridiennes. En effet, lorsque l'on calcule ce pourcentage de réduction à partir de moyennes sur les 9 premiers mois, on obtient 22.5% pour U et 31.4% pour V.

On en conclut donc que même au bout d'un an et malgré les fluctuations des statistiques dues à la période de l'année considérée, la qualité de l'expérience d'assimilation est tout aussi bonne. Nous nous sommes donc limité à des expériences d'une durée d'un mois étant donnée que la durée de l'expérience n'influençait pas la qualité statistique des résultats obtenus.

Regardons maintenant ce qu'il se passe au niveau de deux périodes bien définies de l'année, à travers une étude sur la sensibilité de l'assimilation à la saison.

8.4.2 Sensibilité à la saison

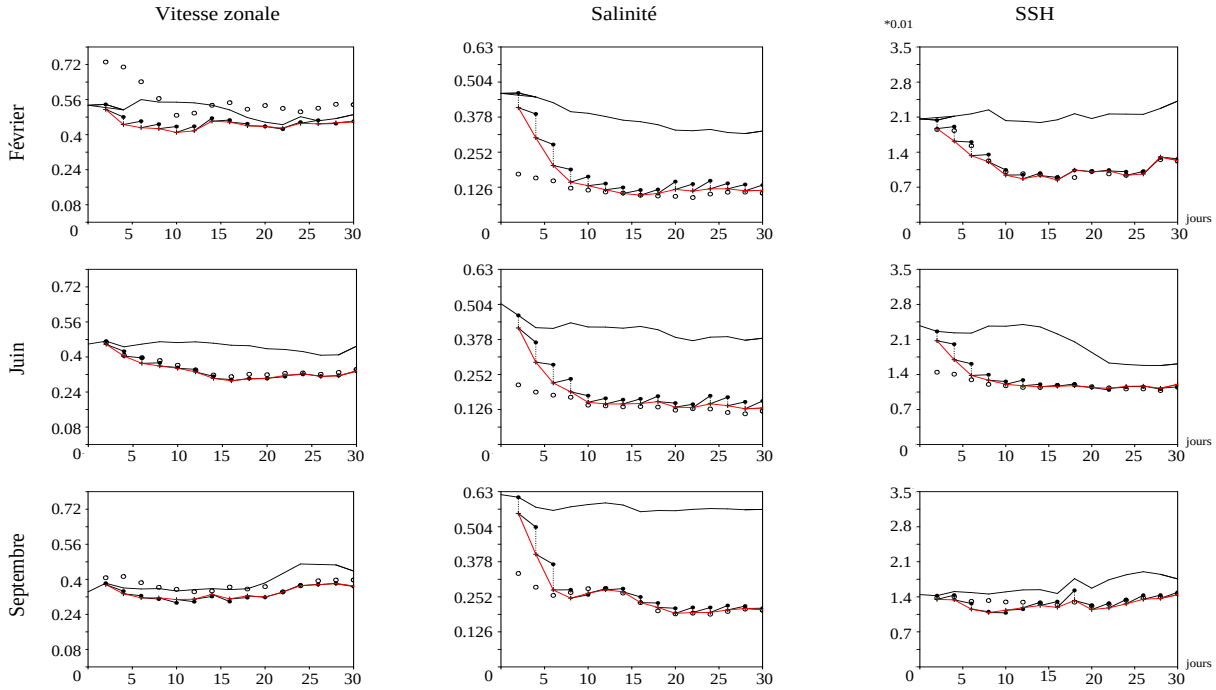


FIG. 8.11 – *Sensibilité à la saison : écarts RMS globaux aux observations pour des expériences allant du 24 janvier au 23 février pour la première ligne, du 19 juin au 19 juillet pour le deuxième ligne et du 17 septembre au 17 octobre pour la troisième ligne. La première colonne représente la vitesse zonale (en m.s^{-1}), la deuxième, la salinité et la troisième, la SSH (en m).*

Les forçages atmosphériques et notamment le vent et la température de l'air ont une influence capitale sur la dynamique de cette région. La circulation du golfe du Lion change en effet radicalement avec les saisons. Nous avons donc choisi de reproduire l'expérience décrite au début de cette section entre le 19 juin et le 19 juillet, puis entre le 17 septembre et le 17 octobre afin d'évaluer l'influence de la saison sur la qualité de l'expérience d'assimilation. La figure 8.11 permet de comparer les résultats de ces expériences. Pour la variable

salinité, on peut ici confirmer les remarques effectuées au paragraphe précédent, c'est-à-dire qu'aux mois de juin et septembre l'expérience libre est globalement plus éloignée des observations qu'au mois de février, il y a ainsi plus de travail à fournir par l'assimilation de données pour se rapprocher des observations, ce qui se traduit en terme d'écarts RMS par des écarts plus importants que pour le mois de février. Le tableau 8.6 permet de quantifier et comparer grâce au diagnostic $N°2$ la qualité de ces expériences. On remarque alors que les résultats les moins bons sont obtenus au mois de septembre pour ces diagnostics calculés à partir d'écarts RMS globaux. Cependant, ces résultats dépendent beaucoup de la zone sur laquelle les écarts RMS sont calculés. En fonction de la zone considérée, le mois de septembre n'est par forcément celui où les résultats obtenus sont toujours les plus mauvais. Le tableau 8.7 présente par exemple ce même diagnostic obtenu à partir d'écarts RMS calculés sur la zone "ouest".

	SSH	**TEM**	**SAL**	**U**	**V**
Février	51.1%	61.8%	64.5%	4.7%	28.3%
Juin	27.7%	25.3%	64.3%	24.7%	23.2%
Septembre	64.3%	2.6%	27.4%	18.9%	9.9%

TAB. 8.6 – *Tableau de comparaison des pourcentages de réduction de l'erreur suivant le diagnostic $N°2$ (utilisant des écart RMS globaux) pour des expériences ayant lieu en février (première ligne), juin (deuxième ligne) et septembre (troisième ligne).*

	SSH	**TEM**	**SAL**	**U**	**V**
Février	-23.5%	78.9%	89.4%	6.8%	16.7%
Juin	67.1%	42.1%	88.3%	41%	35%
Septembre	37.8%	61.9%	90.9%	30.5%	39.9%

TAB. 8.7 – *Tableau de comparaison des pourcentages de réduction de l'erreur suivant le diagnostic $N°2$ utilisant des écart RMS sur la zone "ouest", pour des expériences ayant lieu en février (première ligne), juin (deuxième ligne) et septembre (troisième ligne).*

On remarque ainsi que sur cette zone, la qualité des résultats est globalement meilleure pour les mois de juin et septembre que pour le mois de février. Pour le mois de septembre, d'excellents résultats sont obtenus comme par exemple 90.9% de réduction de l'erreur pour la salinité, qui est un résultat jamais égalé pour le mois de février. On en conclut donc que quelle que soit la saison durant laquelle l'expérience a lieu, on obtient des résultats de bonne qualité avec cependant d'importantes différences suivant la zone considérée.

Comme nous l'avons vu précédemment, la condition initiale utilisée détermine fortement la réussite de l'expérience d'assimilation. L'objectif du paragraphe suivant est d'évaluer la sensibilité de notre système à cette condition.

8.4.3 Sensibilité à la condition initiale

Les conditions initiales fournies au système d'assimilation vont déterminer la réussite de l'expérience principalement durant ses premiers cycles. Durant les expériences précédentes, la condition initiale utilisée provenait d'un fichier de redémarrage (dit *restart*) extrait

d'une expérience libre de GDL16s. Or, nous avons vu dans le chapitre 7 que l'incrément de correction IAU avait été appliqué en l'étalant sur 5 cycles pour que le modèle accepte une correction aussi importante. Ceci nous montre l'écart important qu'il existe entre la condition initiale imposée au modèle et les observations vers lesquelles il doit se rapprocher. Avoir une bonne condition initiale va de manière évidente, nous permettre d'obtenir des premiers cycles plus proches des observations. Mais cette amélioration peut aussi avoir un impact positif sur l'ensemble des cycles. Pour créer des conditions initiales "idéales", on peut imaginer plusieurs méthodes. D'une part on pourrait utiliser un fichier de redémarrage directement extrait des observations que l'on interpolerait au 1/16°, mais la configuration spéciale de ces fichiers les rend difficiles à manipuler. La solution pour laquelle nous avons opté utilise l'assimilation de données. Nous avons donc utilisé un fichier de redémarrage provenant de l'expérience de référence après 30 jours d'assimilation.

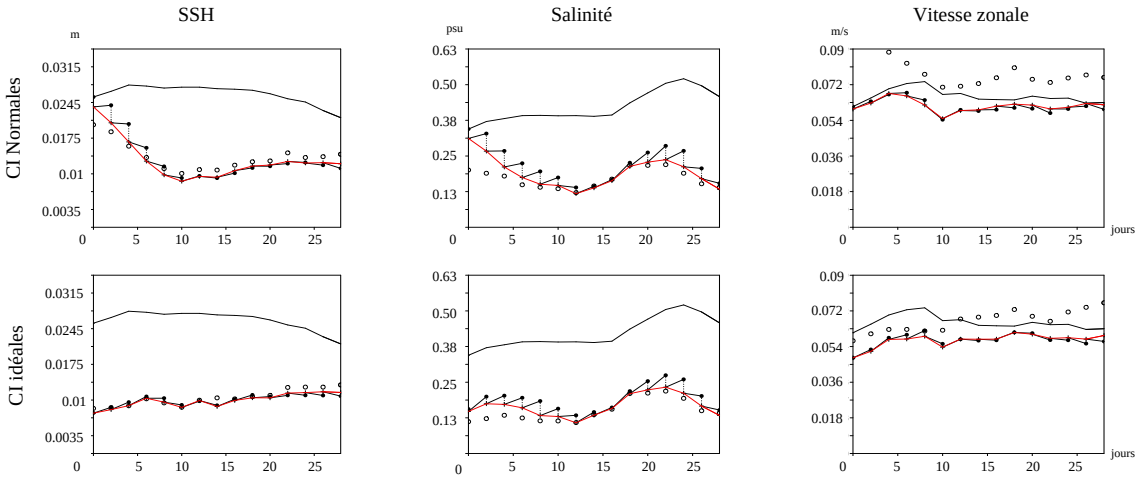


FIG. 8.12 – *Ecarts RMS aux observations pour la SSH, la salinité et la vitesse zonale de deux expériences d'assimilation. L'expérience de la première ligne est une expérience ayant des conditions initiales "traditionnelles", alors que celle de la deuxième ligne a des conditions initiales "idéales". Ces deux expériences s'étendent du 23 février au 25 mars 1999.*

Pour effectuer cette étude de sensibilité, nous avons mis en place deux expériences débutant le 23 février 1999 (date à laquelle finissait l'expérience de référence pour pouvoir obtenir un fichier de redémarrage "idéal"). On assimile dans une première expérience (dont les écarts RMS aux observations sont présentés sur la première ligne de la figure 8.12) un profil TS tous les 20 km et la SSH suivant les traces du satellite SARAL/AltiKa. Le fichier de redémarrage de cette expérience provient simplement d'une simulation libre de GDL16s comme le reste des expériences effectuées dans cette thèse. La deuxième expérience (sur la deuxième ligne) présente des caractéristiques identiques, la seule différence concerne les conditions initiales qui cette fois-ci sont "idéales" car provenant de l'expérience de référence. On se rend compte que cette condition initiale "idéale" a un impact clair sur les premiers cycles de l'expérience et nous permettrait même de nous affranchir d'appliquer la correction complète en 5 cycles. Il est cependant difficile de conclure quand à l'amélioration apportée par cette condition initiale "idéale" sur l'ensemble des cycles en regardant simplement ces cartes d'écarts RMS. Nous avons donc appliqué le diagnostic statistique $N°2$ à ces deux expériences (tableau 8.8).

	SSH	TEM	SAL	U	V
CI normales	42.3%	45.8%	62.5%	-16.7%	-11.5%
CI "idéales"	46.9%	50.6%	62.6%	-10.9%	-8.5%

TAB. 8.8 – *Tableau de comparaison des pourcentages de réduction de l'erreur des deux expériences avec et sans condition initiale "idéale".*

On se rend compte qu'avec une condition initiale "idéale", on a une amélioration du pourcentage de réduction de l'erreur pour toutes les variables, ce pourcentage étant faible, ceci explique qu'il est difficile de les observer sur les courbes d'écarts RMS.

Notre système est donc faiblement sensible aux conditions initiales. Dans la suite des expériences menées dans cette thèse, nous utiliserons donc des conditions initiales dites "traditionnelles", c'est-à-dire extraites de la simulation libre de référence décrite au paragraphe 7.3.1 du chapitre 7, en appliquant toujours l'incrément de correction progressivement en 5 cycles.

8.5 Expérience AltiKa

L'expérience AltiKa est l'expérience que nous avons retenue. Comme on a pu le voir dans les paragraphes précédents, on assimile dans cette expérience un profil TS sur quatre ainsi que la SSH suivant les traces du satellite SARAL/AltiKa. On note que la base de données d'observations utilisée pour cette expérience se doit d'être la plus réaliste possible ; avec des données TS assimilées tous les deux jours tous les 20 km, cette zone reste encore "sur-observée" par rapport aux observations actuellement disponibles dans cette région.

Les paragraphes suivants ont pour objectif d'évaluer statistiquement cette expérience tout en la comparant avec l'expérience de référence analysée au sein du paragraphe 8.2.

8.5.1 Validation de l'expérience

La validation proposée dans ce paragraphe est à rapprocher avec la théorie du filtre SEEK exposée dans le chapitre 6. Elle est illustrée par les figures 8.13 et 8.14. Sur la figure 8.13, l'image de gauche représente l'innovation, c'est-à-dire la différence entre les observations et la prévision projetée dans l'espace des observations. Or, après un premier cycle d'assimilation, on obtient une prévision qui est identique quel que soit le système d'observation assimilé. On aura donc la même innovation pour toutes les expériences considérées. Les deux figures de droite correspondent à l'incrément, c'est-à-dire la différence entre l'analyse et la prévision dans l'espace du modèle. On se rend compte qu'il n'y a pas beaucoup de différences entre l'innovation et les incréments des différentes expériences. La comparaison des deux incréments nous montre qu'il n'y a pas beaucoup de différences entre l'expérience de référence et l'expérience AltiKa pour la température (exposée sur cette figure). Cette dernière expérience a donc l'avantage d'être plus réaliste et présente une qualité comparable à celle de l'expérience de référence.

Lorsque l'on regarde les mêmes grandeurs après 15 cycles d'assimilation (figure 8.14) pour l'expérience de référence et l'expérience AltiKa, la prévision est bien entendue différente pour les deux expériences. L'objectif de la dernière colonne de la figure 8.14, est de montrer que la technique incrémentale de l'IAU utilisée pour lisser la solution assimilée ne

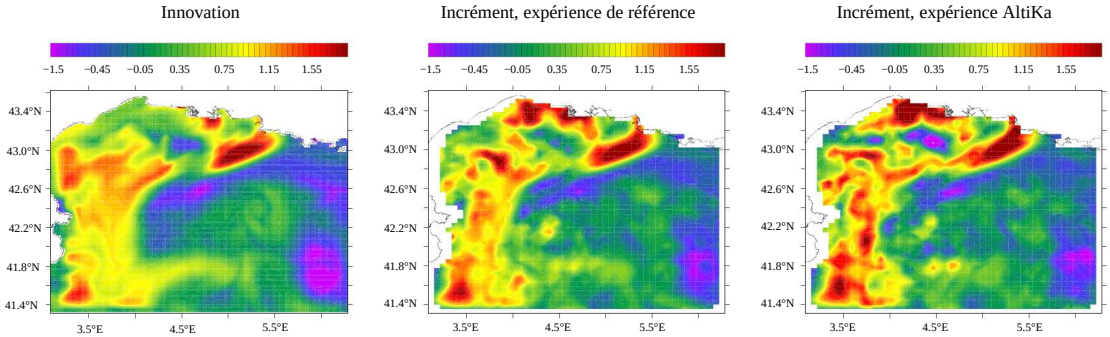


FIG. 8.13 – *Température de surface après un cycle d'assimilation (le 26 janvier 1999) pour l'expérience de référence et l'expérience AltiKa. La première colonne représente la différence entre l'état vrai (observations complètes) et la prévision obtenue après le premier cycle dans l'espace des observations et les deuxième et troisième colonnes représentent la différence entre l'état analysé et la prévision cette fois-ci dans l'espace du modèle pour les deux expériences.*

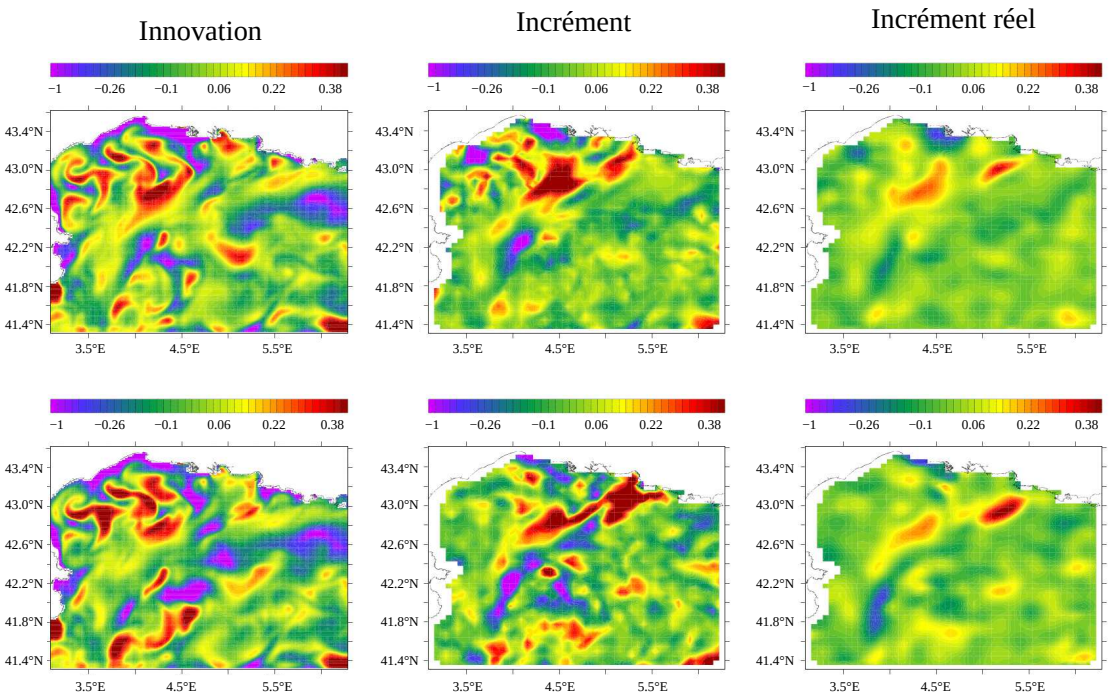


FIG. 8.14 – *Température de surface à la fin du 15ème cycle (le 23 février 1999) pour l'expérience de référence (1ère ligne) et l'expérience AltiKa (2ème ligne). La première colonne représente la différence entre l'état vrai et la prévision obtenue à la fin du 15ème cycle dans l'espace des observations, la deuxième colonne représente la différence entre l'état analysé et la prévision dans l'espace du modèle et enfin la dernière colonne représente la différence entre "l'état IAU" (océan assimilé) et la prévision.*

dégrade pas la solution obtenue. On se rend compte en effet en comparant les deuxième et troisième colonnes de cette figure que la solution IAU (incrément réel) est aussi proche (voir plus proche) de l'innovation, que la solution analysée (incrément) et on observe bien ce lissage opéré sur l'incrément réel.

Cette validation nous montre donc la qualité statistique de l'expérience AltiKa, très proche de l'expérience de référence.

8.5.2 Ecarts RMS

La figure 8.15 représente les écarts RMS globaux par rapport aux observations de l'expérience AltiKa pour la SSH, la salinité, la température et la vitesse zonale.

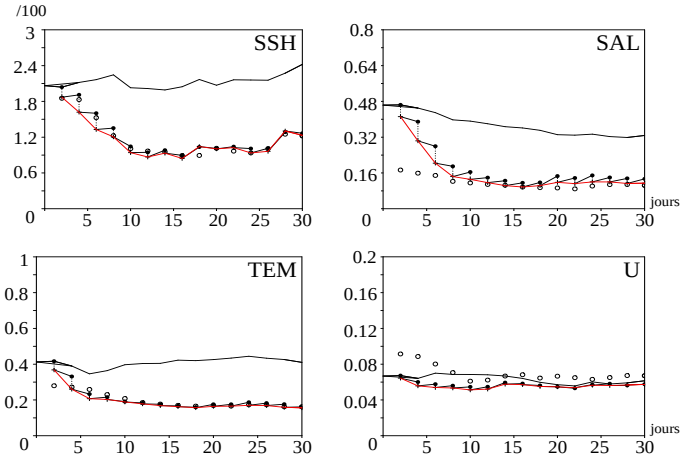


FIG. 8.15 – *Ecarts RMS globaux (calculés par rapport à la totalité des observations) pour l'expérience AltiKa pour la SSH (en m) et la salinité sur la première ligne, ainsi que la température (en °C) et la vitesse zonale (en m) sur la deuxième ligne.*

Dès le cinquième jour, une fois que l'incrément est appliqué de manière complète, on observe des écarts aux observations qui restent stables jusqu'à la fin de l'expérience et une différence importante par rapport à ceux de l'expérience libre. Pour comparer ces résultats à ceux obtenus pour l'expérience de référence, il est nécessaire d'utiliser les diagnostics précédents.

8.5.3 Diagnostics synthétiques

	SSH	**TEM**	**SAL**	**U**	**V**
Diagnostic $N°1$	34.1%	57.6%	72.2%	10.9%	-0.3%
Diagnostic $N°2$	51.1%	61.8%	64.4%	4.7%	28.3%
Diagnostic $N°3$	43%	64%	65.2%	-3%	12.6%

TAB. 8.9 – *Ensemble des diagnostics statistiques appliqués à l'expérience AltiKa sur l'état assimilé.*

On remarque globalement une dégradation de ces résultats par rapport à ceux obtenus pour l'expérience de référence et ce, pour toutes les expériences. Les statistiques négatives obtenus pour les vitesses zonale et méridienne nous montrent que les écarts RMS ne sont pas ici le bon diagnostic à utiliser pour témoigner de la qualité de cette expérience. En effet, nous verrons dans les chapitres suivants où l'on étudiera l'impact de l'assimilation sur la physique du golfe, que malgré ces statistiques négatives, la trajectoire du CNM par exemple se trouve bien corrigée grâce à cette expérience AltiKa.

8.6 La prévision océanique

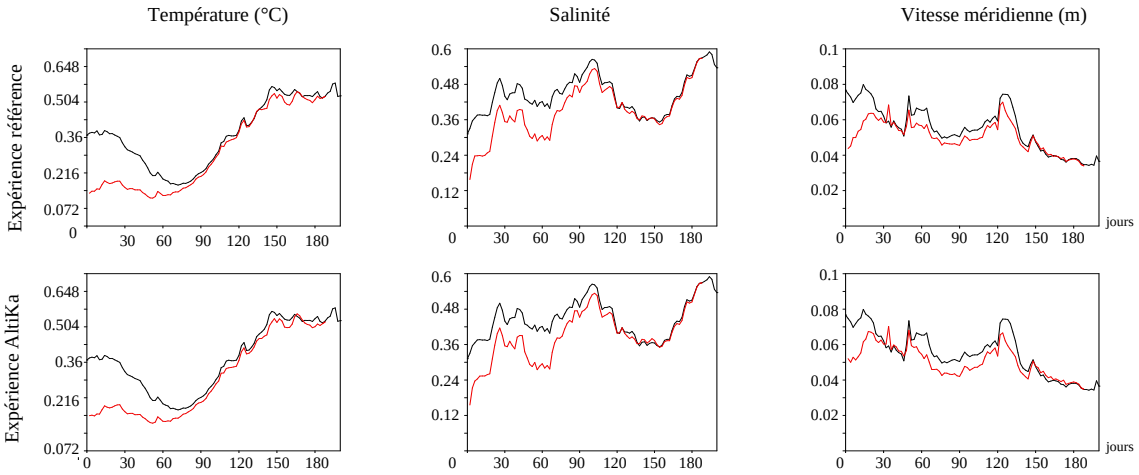


FIG. 8.16 – *Ecarts RMS globaux aux observations des prévisions obtenues en utilisant des conditions initiales extraites de l'expérience de référence (1ère ligne) et de l'expérience AltiKa (2ème ligne). La courbe noire représente l'écart RMS entre l'océan faux et les observations, la courbe rouge représente l'écart entre la prévision obtenue et les observations.*

Il s'agit dans ce paragraphe de tester la qualité de l'état obtenu à la fin de l'expérience d'assimilation (le 23 février 1999), en regardant s'il fournirait une bonne condition initiale à une nouvelle expérience libre démarrant à cette même date. Il s'agit ici de la méthode utilisée dans les centres de prévision océanique (ou météorologique) qui utilisent la meilleure condition initiale possible pour prédire l'état futur de l'océan (ou le climat de demain).

Que ce soit grâce à la condition initiale fournie par l'expérience de référence ou l'expérience AltiKa, on arrive à créer une prévision plus proche des observations (en terme d'écart RMS) que l'océan faux durant les 3 premiers mois de l'expérience libre. L'expérience AltiKa fournit donc une condition initiale aussi satisfaisante que l'expérience de référence (figure 8.16), ceci pour toutes les variables du vecteur d'état.

Toujours en analysant les résultats des écarts RMS et en comparant ce qu'il se passe région par région, on remarque qu'au niveau du Rhône, de la côte ouest et du large, les prévisions deviennent alors identiques à la simulation libre pratiquement dès les premiers jours pour la salinité, U et V comme l'illustre la figure 8.17.

La condition initiale que l'on obtient grâce à l'expérience AltiKa permettrait donc d'obtenir des prévisions relativement fiables pendant les trois premiers mois d'une expérience.

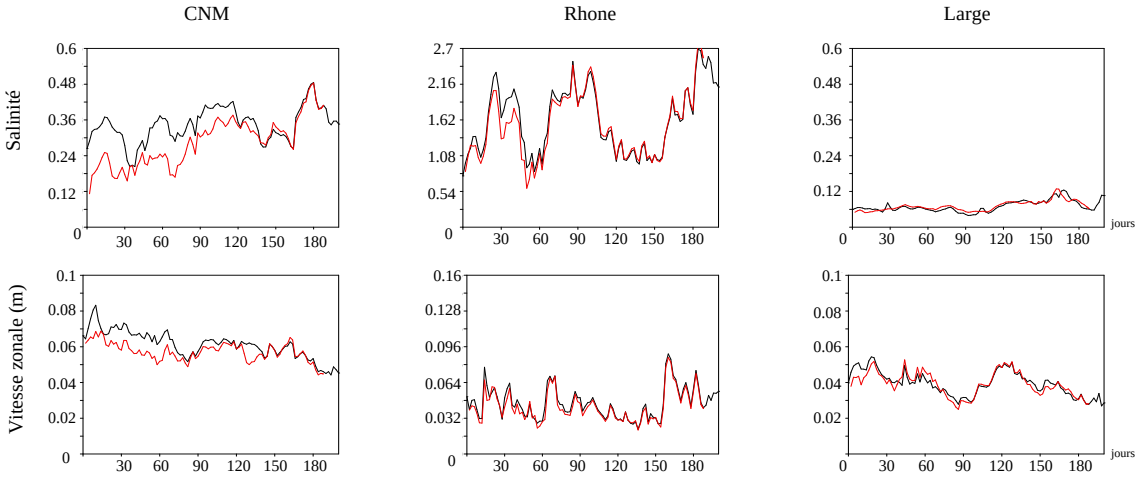


FIG. 8.17 – *Ecarts RMS aux observations des prévisions de l'expérience de référence et AltiKa, la courbe noire représente l'écart RMS entre l'océan faux et les observations, la courbe rouge représente l'écart entre la prévision obtenue et les observations.*

8.7 Conclusion

Ce chapitre avait pour objectif de définir une base de données d'observation optimale pour l'expérience AltiKa, afin que cette expérience soit à la fois réaliste et qu'elle fournisse des résultats de suffisamment bonne qualité pour être utilisés dans les chapitres 9, 10 et 11 afin d'évaluer l'impact de l'assimilation de données sur la physique du milieu. Pour ce faire, nous avons mis en place des expériences de sensibilité à l'assimilation de données thermohalines et à l'altimétrie d'AltiKa. On s'est rendu compte de manière claire que notre système était très sensible au nombre de profil TS assimilés et que l'assimilation de données altimétriques jouait aussi un rôle dans l'amélioration de la qualité de ces expériences. La sensibilité du système à l'assimilation de données radar sera étudiée au sein du chapitre 11.

Un profil TS tous les 20 km ainsi que la SSH suivant les traces du satellite SARAL/AltiKa sont donc assimilés dans l'expérience AltiKa que nous avons choisie pour être étudiée plus en profondeur dans cette thèse. Cette couverture spatiale a été choisie car elle fournit des résultats statistiques de bonne qualité comparables à ceux de l'expérience de référence (où la totalité des profils TS sont assimilés ainsi que la SSH sur tous les points de grille). On remarque qu'avec un tel système d'observation assimilé tous les deux jours, cette zone reste néanmoins "sur-échantillonnée" par rapport aux observations actuellement disponibles dans le golfe du Lion.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 7, cette expérience se déroule durant le mois de février 1999 et dure 1 mois. Nous avons donc fait dans ce chapitre d'autres études de sensibilité à la durée de l'expérience et à la saison durant laquelle elle se déroule. Nous en avons ainsi conclu que malgré des fluctuations saisonnières (principalement visibles sur la température), cette expérience présente des résultats tout aussi bons au bout d'un an et que la qualité statistique de ses résultats était tout aussi bonne en juin-juillet qu'aux mois de septembre-octobre. Après une étude de sensibilité de notre système à la condition initiale, nous nous sommes rendu compte qu'il n'était que faiblement sensible à cette condition. Nous garderons donc pour la suite de cette étude une condition initiale "traditionnelle",

c'est-à-dire extraite d'une simulation libre de référence de GDL16s. L'étude que nous avons faite pour tester la qualité de la condition initiale que nous pourrions utiliser à la fin de cette expérience pour effectuer une expérience de prévisions (c'est-à-dire une expérience libre utilisant cette condition initiale), nous a montré que nous pourrions obtenir de bonnes prévisions mais que l'effet de cette condition disparaîtrait après trois mois d'expérience.

Pour juger cette qualité, nous nous sommes pour l'instant contentés de diagnostics statistiques. Les chapitres suivants vont donc nous permettre d'évaluer, à l'aide de l'expérience AltiKa, la physique que l'on peut contrôler au sein du golfe du Lion grâce à l'assimilation de données. Nous allons donc regarder dans un premier temps si les caractéristiques du CNM sont améliorées grâce à l'utilisation de cet outil (chapitre 9), puis si les processus de petite échelle qui n'apparaissaient pas (ou étaient mal modélisés) dans une simulation libre de GDL16s parviennent à être représentés sur une telle grille grâce à l'assimilation de données.

Quatrième partie

Impact de l'assimilation de données sur la dynamique du golfe du Lion : l'approche physique

Chapitre 9

Etude du Courant Nord Méditerranéen

Sommaire

9.1 Introduction 156
9.2 Modélisation du CNM dans les différentes configurations . . . 157
9.3 Contrôle du CNM 158
9.3.1 Contrôle des caractéristiques thermohalines du CNM 159
9.3.2 Contrôle de la trajectoire et de la structure du CNM 164
9.4 Influence du CNM sur l'activité mésoéchelle du plateau 171
9.5 Conclusion 175

9.1 Introduction

Les critères statistiques utilisés dans le chapitre 8 sont une première méthode permettant d'évaluer la qualité d'une expérience d'assimilation. Ces critères mathématiques révélant une convergence vers de petits écarts RMS (rapprochement important entre l'océan assimilé et les observations), on s'attend à ce que d'autres critères, permettant de conclure quant à l'amélioration de la représentation de la physique du 1/16°, donnent des résultats tout aussi bons ainsi qu'un éclairage différent sur l'apport de l'assimilation de données dans une perspective physique. Les critères physiques décrits dans ce chapitre apportent un nouveau type de validation des expériences d'assimilation venant ainsi compléter les validations statistiques précédemment évoquées. Grâce au contrôle des caractéristiques du CNM, nous définissons ainsi un nouveau critère de qualité des expériences se basant cette fois-ci sur l'amélioration du réalisme de la physique dans notre configuration au 1/16°.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 5, le modèle MFS, actuellement opérationnel en mer Méditerranée, a une résolution de 1/16°. Grâce à l'assimilation de données réalistes, il permet d'obtenir des prévisions satisfaisantes relatives à la circulation générale en mer Méditerranée. Or, *Millot* (1990), *Conan et Millot* (1995) et *Albérola et al.* (1995) ont montré que le CNM présentait une variabilité saisonnière bien marquée et qu'en hiver, sa faible largeur ($<$ 30 km alors qu'elle est comprise en 40 et 60 km en été), son importante profondeur ($>$ 250m contre une profondeur inférieure à 200m en été), son intensité (flux d'environ 1.5-2 Sv : *Petrenko* (2003)) et son écoulement au plus proche de la côte, rendaient sa modélisation particulièrement complexe. Avec un rayon interne de déformation inférieur à 5 km sur le plateau, un modèle au 1/16° devient alors *eddy-permitting* et l'activité turbulente du CNM de même que la plupart des processus de fines échelles du plateau (telle que nous le verrons au chapitre 10) sont mal ou non représentés.

Nous avons vu dans le chapitre 3 que l'apparition de nouveaux systèmes d'observation devrait permettre d'avoir accès à des informations de petite échelle actuellement manquantes ou partiellement représentées. On compte par exemple parmi ces nouveaux systèmes l'altimètre du satellite SARAL/AltiKa qui devrait fournir des données jusqu'à 5 km des côtes, ou encore les données radar de courantologie de surface qui seront disponibles grâce au projet ECCOP dans la partie nord-ouest de la mer Méditerranée.

Comme on a pu le voir dans le chapitre 5, la configuration GLazur64 au 1/64° devient alors *eddy-resolving* et permet ainsi de modéliser des processus à l'échelle kilométrique et d'avoir ainsi accès à une physique mal représentée avec un modèle au 1/16°. Nous rappelons que dans le cadre de l'expérience AltiKa, nous avons extrait notre base de données d'observation d'une simulation libre de cette configuration. Nous appellerons simplement par la suite "observations" cette base de données extraite de GLazur64. On remarque qu'avec ou sans assimilation de données, les mailles du modèle que l'on utilise resteront évidemment de 5 km, cependant, les petites échelles turbulentes ayant un impact significatif sur des structures de plus grande échelle telles que la trajectoire du CNM ou la position du panache du Rhône, cette assimilation de données devrait améliorer significativement la représentation de la plupart des processus du golfe du Lion à toutes les échelles.

Au sein de ce chapitre, après avoir comparé les caractéristiques du CNM dans la configuration GDL16s et les observations, nous allons étudier l'impact de cette assimilation de données sur les caractéristiques du CNM (sa trajectoire, sa structure ainsi que ses caractéristiques thermohalines), puis sur l'activité mésoéchelle dont il est responsable sur

le plateau voire au large. Le chapitre suivant s'attachera à étudier l'impact de l'assimilation de données sur d'autres processus de petite échelle du golfe du Lion.

9.2 Modélisation du CNM dans les différentes configurations

Comme on a pu le voir dans le chapitre 2, le CNM a une forte variabilité saisonnière (*Birol et al.*, 2010) avec un flux maximal en hiver et au printemps. Durant cette période, on s'attend à ce que ce courant soit profond, étroit, barocliniquement instable et tende à s'écouler au plus proche des côtes (*Millot*, 1991). En effet, *Auclair et al.* (2001) ont montré que la trajectoire du CNM dans les modèles numériques réalistes se trouvait trop éloignée de la côte par rapport à sa trajectoire telle qu'elle a été identifiée grâce à des mesures *in situ*. En pratique et sans assimilation de données, ces caractéristiques bien particulières ne se retrouvent qu'avec la configuration au 1/64° (figure 9.1).

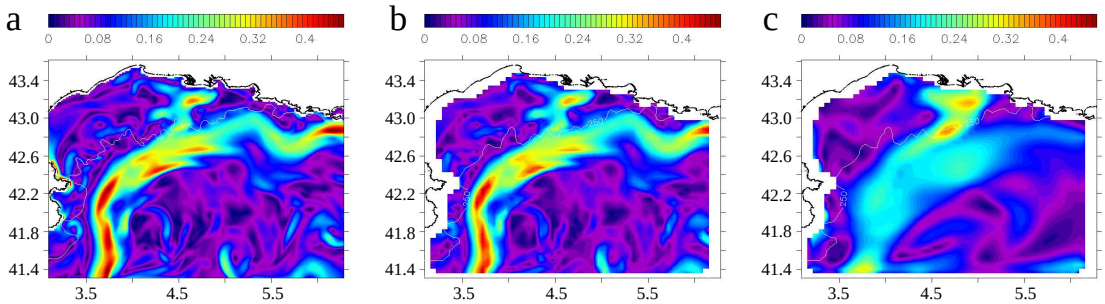


FIG. 9.1 – *Norme de la vitesse de surface instantanée le 15 février dans GLazur64 (a), GLazur64 interpolé sur la grille au* 1/16° *(b) et GDL16s (c). Dans GLazur64, le CNM est étroit, intense et s'écoule le long de la côte dès son entrée dans le domaine. Un méandre de ce courant apparaît clairement à* 5.5°*E. Sur la figure "c", ce courant est large, de faible intensité et ne créé aucun méandre.*

La figure 9.1 permet de comparer la norme de la vitesse de surface dans les observations (figure a) et une simulation libre au 1/16° (c), le 15 février. La figure "b" représente le même champ d'observations interpolé au 1/16°. Alors que dans les observations, le CNM possède des caractéristiques proches de celles des observations réelles à cette saison (*Ourmières et al.*, en préparation), la configuration GDL16s (sans assimilation de données) modélise un CNM trop large, s'écoulant trop loin des côtes et avec des caractéristiques TS non conformes aux propriétés TS des observations. Or, ce courant joue un rôle prédominant dans ce bassin : sa modélisation quelque peu éloignée des observations empêche par exemple de représenter correctement les tourbillons de mésoéchelle du plateau comme ceux du large et perturbe ainsi les échanges côte-large ayant lieu notamment grâce à cette activité turbulente. Durant l'hiver, cette activité turbulente est particulièrement intense, ce qui est bien visible dans les observations (figure 9.1). La résolution au 1/16° ne permettant pas de résoudre des processus d'une taille inférieure à au moins 20 km, la plupart de ses tourbillons ne sont pas créés dans GDL16s et ceux qui sont créés ont la plupart du temps une taille non réaliste ce qui perturbe l'écoulement des eaux environnantes et éloigne la simulation libre de GDL16s des observations (figure 9.13).

Concernant les problèmes de modélisation de ce courant dans la simulation libre au 1/16°, plusieurs facteurs rentrent en jeu. Le premier est la résolution horizontale au 1/16°. Il est évident qu'en ne reproduisant pas les processus de petite taille, toute une partie de l'activité turbulente visible au 1/64° ne sera pas présente dans cette configuration. Le deuxième facteur limitant une bonne représentation du CNM dans GDL16s est la résolution verticale ainsi que celle de sa bathymétrie et plus particulièrement la représentation des canyons. En effet, en hiver, lorsque le courant est plus proche des côtes et donc sous une influence plus forte de la topographie accidentée, l'activité turbulente devient plus importante. Nous verrons dans ce chapitre (figure 9.4) que la bathymétrie du 1/16° ne laisse pas apparaître une couche d'eau inférieure au CNM, le faisant s'écouler directement contre la bathymétrie, créant des interactions courant-bathymétrie non présentes dans les observations. Un autre facteur empêchant une représentation correcte du CNM dans GDL16s est sa frontière est. En effet, on a pu voir au chapitre 5 que ces deux configurations étaient forcées par MED16, qui est une configuration globale de la mer Méditerranée au 1/16° dans laquelle ce courant a des caractéristiques quelque peu différentes des observations (pour une comparaison approfondie des sorties de MED16 avec celles de GLazur64 et de données provenant d'observations réelles du golfe du Lion, le lecteur pourra se référer à *Ourmières et al.* (en préparation)). Ceci n'affecte pas GLazur64 étant donné que sa frontière est est située bien en amont non loin de la zone de formation du CNM. Même si ce courant entre dans GLazur64 avec des caractéristiques légèrement différentes des observations, la résolution du 1/64° parvient à modifier sa trajectoire de telle sorte qu'il entre dans notre domaine d'étude (défini dans le chapitre 5), avec des caractéristiques plus conformes aux observations (*Ourmières et al.*, en préparation), ce qui n'est pas le cas pour GDL16s où ce courant entre tel qu'il a été modélisé dans MED16.

De la même manière que pour les diagnostics statistiques du chapitre précédent, plusieurs diagnostics de nature physique se basant sur l'évaluation de la circulation dans cette région seront utilisés dans ce chapitre. Plusieurs niveaux de diagnostics existent suivant la variable utilisée. Un premier niveau utilise les variables observées du vecteur d'état (température, salinité, SSH) : nous utiliserons ce niveau de diagnostic pour comparer les caractéristiques TS du CNM ainsi que la SSH dans l'expérience de référence (décrite au sein de la section 8.2), l'expérience AltiKa (section 8.5) et les observations. Un diagnostic plus avancé utilise les variables non observées du vecteur d'état (vitesses zonale et méridienne) : ces variables seront utilisées pour comparer la trajectoire et la structure du CNM dans les trois simulations.

Nous comparerons donc dans ce chapitre la trajectoire du CNM dans l'expérience de référence et l'expérience AltiKa (dont les caractéristiques ont été détaillées dans le chapitre 8) et présenterons dans un second temps les conséquences des améliorations apportées par l'assimilation sur l'activité turbulence du golfe.

9.3 Contrôle du CNM

Comme on a pu le voir dans le chapitre 2, le CNM est composé de deux principales masses d'eau : l'eau altlantique (AW), s'écoulant entre 0 et 200-400m de profondeur (avec une salinité comprise entre 38 et 38.3 et une température moyenne comprise entre 14 et 15°C sous la couche de mélange (*Millot*, 1999; *Albérola et al.*, 1995), mais des caractéristiques thermohalines très variables en surface), l'eau levantine intermédiaire

s'écoulant entre 200-400m et 700-800m de profondeur (ayant une salinité comprise entre 38.45 et 38.75) et d'un peu d'eau profonde de l'ouest de la Méditerranée, comprise entre 700-800m et 3000m de profondeur (avec une salinité entre 38.4 et 38.48).

Ces eaux bien différentes des eaux de plateau et du large environnantes sont à l'origine d'un gradient de densité créé grâce au contraste entre les eaux du plateau et celles du CNM. On rencontre couramment dans la littérature que le CNM peut être localisé grâce à ses caractéristiques chaudes et salées contrastant avec celles du plateau : froides et peu salées. En pratique, ce n'est cependant pas toujours le cas. En effet, des mesures de température de surface et de vitesses horizontales ont été effectuées à travers le CNM durant la campagne GOLTS de décembre 2003 ; le CNM a alors pu être associé à un gradient de température entre les eaux côtières plus chaudes et les eaux du large plus froides (*Gatti*, 2008). Ce gradient de densité est à l'origine d'une forte signature en température, salinité et SSH : les variables du vecteur d'état que nous avons choisies d'assimiler dans l'expérience AltiKa.

9.3.1 Contrôle des caractéristiques thermohalines du CNM

Diagrammes TS

Grâce à ses caractéristiques bien particulières, le CNM est donc facilement identifiable sur un diagramme TS représentant les caractéristiques thermohalines d'une région donnée.

La figure 9.2 nous permet de comparer les caractéristiques TS des masses d'eau des observations (diagramme de gauche), de l'expérience libre (diagramme du centre) et de l'expérience AltiKa (diagramme de droite) le 23 février sur deux zones "a" et "b" définies par des rectangles vert et rouge. Si on s'intéresse aux eaux de la première zone verte comprise entre $4.2°E$ et $5.4°E$ en longitude et $42.3°N$ et $43.4°N$ en latitude, cette zone couvre à la fois une partie des eaux du CNM ainsi que des eaux du panache de dilution du Rhône. Les eaux de surface du Rhône moins salées et plus froides, sont visibles sur la partie gauche des diagrammes. Alors qu'elles ont une température avoisinant les $12°C$ dans les observations, elles ont environ $1°C$ de moins dans l'expérience libre de GDL16s, ce qui est bien corrigé dans l'expérience AltiKa. On remarque aussi l'existence d'une masse d'eau ayant une température entre $11°C$ et $12°C$ et une salinité entre 30 et 35 que l'on n'observe que dans l'expérience libre de GDL16s. L'existence de cette masse d'eau est due à la modélisation d'un panache du Rhône trop large et trop diffus sans assimilation de données.

L'objectif de ces diagrammes, en plus de représenter les caractéristiques TS des eaux d'une région donnée, est de visualiser grâce aux couleurs la quantité d'eau ayant cette caractéristique en température/salinité particulière. Les pixels de ce diagramme se trouvant dans les tons chauds correspondent à une quantité importante de points de grille ayant une valeur donnée de température/salinité. Cette technique nous permet de repérer plus aisément les eaux du CNM car ce sont les eaux présentes dans les deux régions de la figure 9.2 en plus grande quantité. Ces eaux ont donc une salinité d'environ 38 (ce qui est conforme aux caractéristiques de ce courant dans la littérature) et des températures entre $12.6°C$ et $14.3°C$. On remarque que pour une salinité d'environ $38°C$, des eaux plus froides que celles du CNM (températures allant de $11°C$ à $12.5°C$) sont présentes dans les observations en grande quantité ("colonne orange"), alors que l'on n'observe pas cette masse d'eau dans les simulations au 1/16°. Ceci est sûrement dû à l'impact de la résolution sur la modélisation du panache du Rhône (voir chapitre 10).

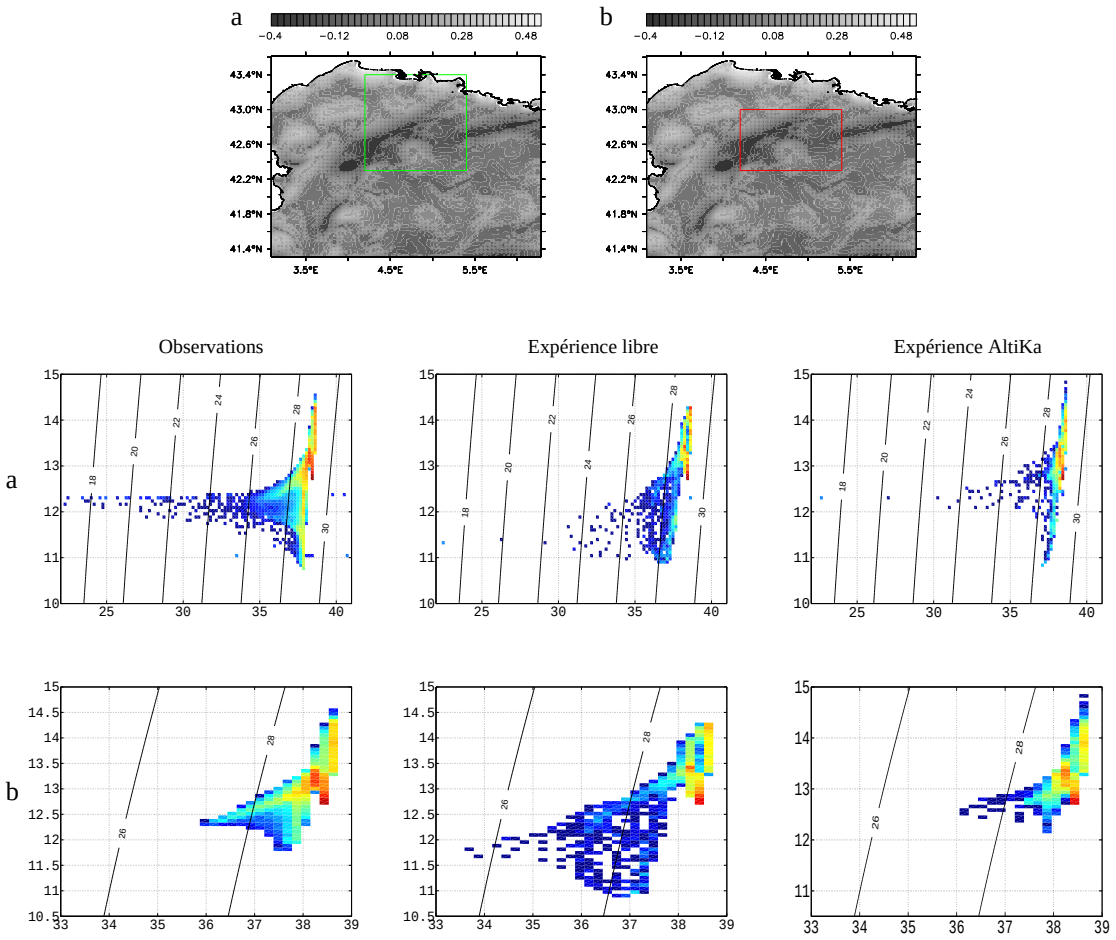


FIG. 9.2 – *Diagrammes TS décrivant les caractéristiques en température et salinité des eaux des deux zones géographiques décrites sur la première ligne de cette figure. La première zone définie par un cadre vert (a) est comprise entre les longitudes* $4.2°E$ *et* $5.4°E$ *et les latitudes* $42.3°N$ *et* $43.4°N$*. La deuxième zone centrée sur le CNM définie par le cadre rouge (b) est comprise entre les longitudes* $4.2°E$ *et* $5.4°E$ *et les latitudes* $42.3°N$ *et* $43°N$*. Les lignes noires représentent les isocontours de densité potentielle référencée à la surface (la température potentielle fournie par le modèle étant elle aussi référencée en surface). Ces diagrammes ont été tracés pour les observations (figure de gauche), l'expérience libre de GDL16s (figure du centre) et l'expérience AltiKa (figure de droite) le 23 février. Les couleurs représentent une mesure de la quantité de points de grille ayant une caractéristique TS donnée.*

Si on s'intéresse maintenant à la zone délimitée par le rectangle rouge davantage ciblée sur le CNM (ligne "b" de la figure 9.2), on retrouve dans cette région une forte signature des eaux du Rhône au niveau de la simulation libre de GDL16s, que l'on n'a pas dans les observations. L'assimilation de données réduit cependant considérablement ce problème, comme on peut le voir sur le diagramme TS de l'expérience AltiKa. Une autre amélioration amenée par l'assimilation de données concerne les eaux de surface du CNM. Ces eaux se localisent aisément sur les diagrammes TS grâce à leur température chaude entre $14°C$ et

15°C et leur salinité élevée d'environ 38.5. Cette masse d'eau est totalement absente de l'expérience libre alors qu'elle apparaît parfaitement dans les observations et l'expérience AltiKa.

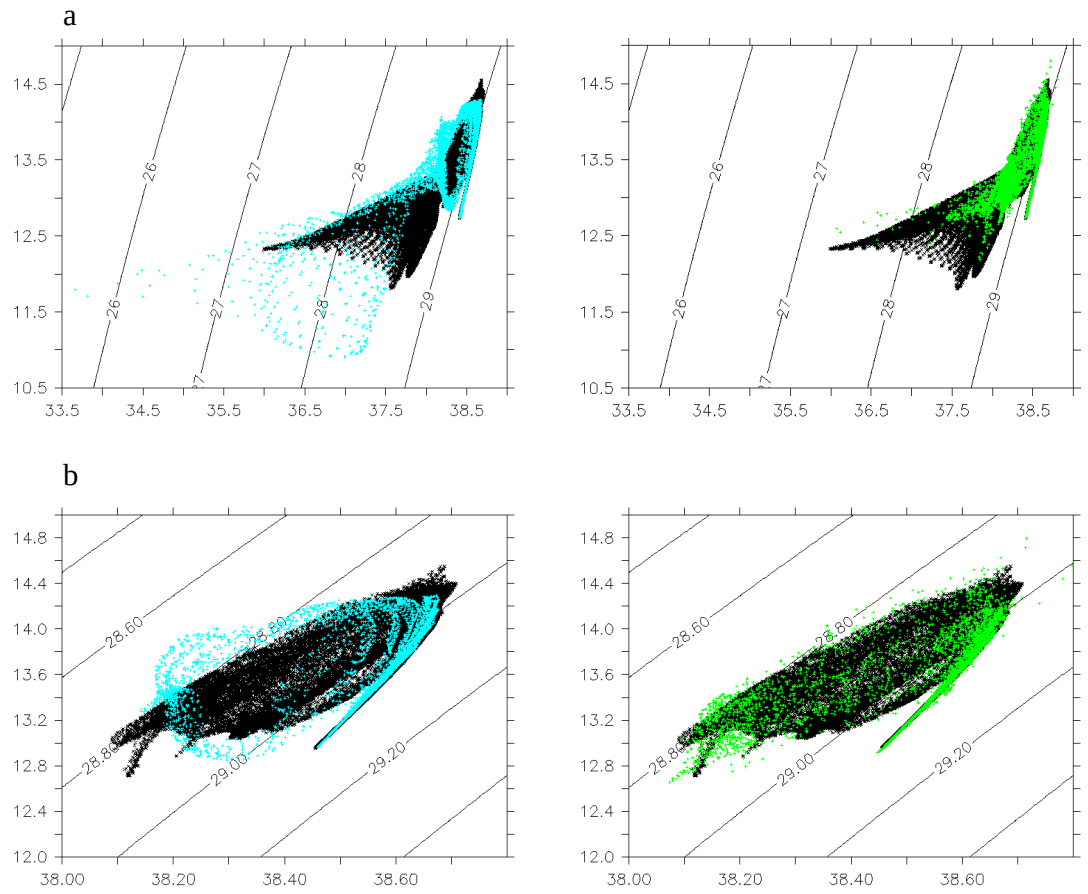


FIG. 9.3 – *Diagrammes TS décrivant les caractéristiques en température et salinité de la zone définie par le cadre rouge décrit sur la figure 9.2 comprise entre les longitudes* 4.2°E *et* 5.4°E *et les latitudes* 42.3°N *et* 43°N *le 23 février. Les diagrammes de la première ligne de cette figure ("a") comprennent toutes les profondeurs, alors que ceux de la deuxième ligne ("b") concernent les masses d'eaux comprises entre 100m et 800m de profondeur. Chaque point de grille de cette zone est représenté par un couple TS sur ces diagrammes. Les lignes noires représentent les isocontours de densité potentielle référencée en surface. Les caractéristiques TS des observations (points noirs) sont comparées à celles de l'expérience libre (points bleus) sur les figures de gauche et de l'expérience AltiKa (points verts) sur les figures de droite.*

Afin de comparer plus précisément les caractéristiques TS des eaux du CNM dans ces trois simulations, un autre type de diagramme TS a été élaboré ne prenant cette fois-ci pas en compte la quantité des différentes masses d'eau présentes dans la région du CNM délimitée par le rectangle rouge de la figure 9.2. La figure 9.3 superpose les diagrammes TS des observations avec celles de l'expérience libre (diagramme de gauche) et

celles de l'expérience AltiKa (diagramme de droite). On se rend compte que l'assimilation de données a permis de recaler les caractéristiques TS des eaux présentes dans la simulation libre de GDL16s vers les caractéristiques TS des eaux présentes dans les observations. En effet, les diagrammes de la deuxième ligne de cette figure ne prenant en compte que les masses d'eau entre 100m et 800m de profondeur, elles décrivent majoritairement les eaux du CNM : on se rend compte que la masse d'eau de salinité comprise entre 38.2 et 38.5 et de température comprise entre $13°C$ et $13.8°C$ est absente de la simulation libre alors qu'on parvient à la créer dans l'expérience AltiKa.

Si on s'intéresse maintenant aux diagrammes présents sur la première ligne de la figure 9.3, en plus des eaux au centre de ce diagramme TS qui représentent exclusivement les eaux au cœur du CNM, on voit apparaître les caractéristiques des eaux de surface et de fond. Les eaux de surface sont visibles dans la partie gauche des diagrammes, ce sont des eaux froides et peu salées qui tiennent leurs caractéristiques des eaux du Rhône environnantes. On voit ici aussi apparaître une masse d'eau dans la simulation libre ayant des températures les plus froides de la zone (inférieures à $11.5°C$) et des salinités très faibles, qui n'existe pas dans les observations et disparaît dans l'expérience AltiKa.

Les eaux profondes sont représentées sur la partie extrême droite du diagramme. Ce sont en effet les eaux les plus denses du domaine (densité de 29) qui viennent se mélanger avec des eaux d'une densité supérieure (branche que l'on voit se détacher sur la partie droite du diagramme). Ce phénomène de mélange se visualise bien dans les trois simulations. L'assimilation de données ne dégrade donc pas le mélange qui opère dans cette zone, ce qui n'est pas le cas dans toutes les configurations où un système d'assimilation de données a été implémenté comme par exemple en Atlantique Tropical, où l'assimilation venait détériorer ce phénomène de convection présent dans la simulation libre ORCA025 (*Ubelmann*, 2009).

L'influence de la bathymétrie

On vient donc de voir que l'assimilation de données était capable de reproduire de manière satisfaisante les caractéristiques TS du CNM telles qu'elles apparaissaient dans les observations. Cependant, la bathymétrie étant bien différente dans les deux configurations (figure 5.3 du chapitre 5), les interactions entre le CNM et cette dernière ne pourront pas avoir lieu de la même manière dans les deux configurations.

Pour étudier l'influence de la bathymétrie sur la trajectoire et la structure du CNM, nous avons regardé ce qu'il se passait le long de deux coupes transversales (figure 9.4) le 23 février. Pour s'assurer que le courant passe bien par ces coupes, nous avons aussi tracé l'amplitude des vitesses de surface pour les observations durant ce même jour. Ces coupes ont donc la particularité de couper la trajectoire du CNM et de traverser le canyon de l'Aude (coupe en noire représentée sur la deuxième ligne de la figure) et le canyon de Creus (coupe en rouge représentée sur la troisième ligne). Le coeur du CNM se repère sur ces graphiques vers 500m de profondeur. La présence d'eau dessalée et plus froide (non montrée dans ce manuscrit) sur les 200 premiers mètres est due aux températures atmosphériques faibles de février ainsi qu'à la présence d'eau douce provenant du panache du Rhône (celui-ci étant amené jusqu'au sud du plateau par les vents). On se rend compte que dans l'expérience libre, cette couche est trop froide et trop dessalée par rapport aux observations et occupe la majeur partie de la surface océanique représentée par cette coupe ; ce panache d'eau plus douce (salinité de l'ordre de 35) pouvant s'étendre jusqu'à 100m de profondeur. Ce défaut est bien corrigé par l'assimilation où l'on voit que la langue

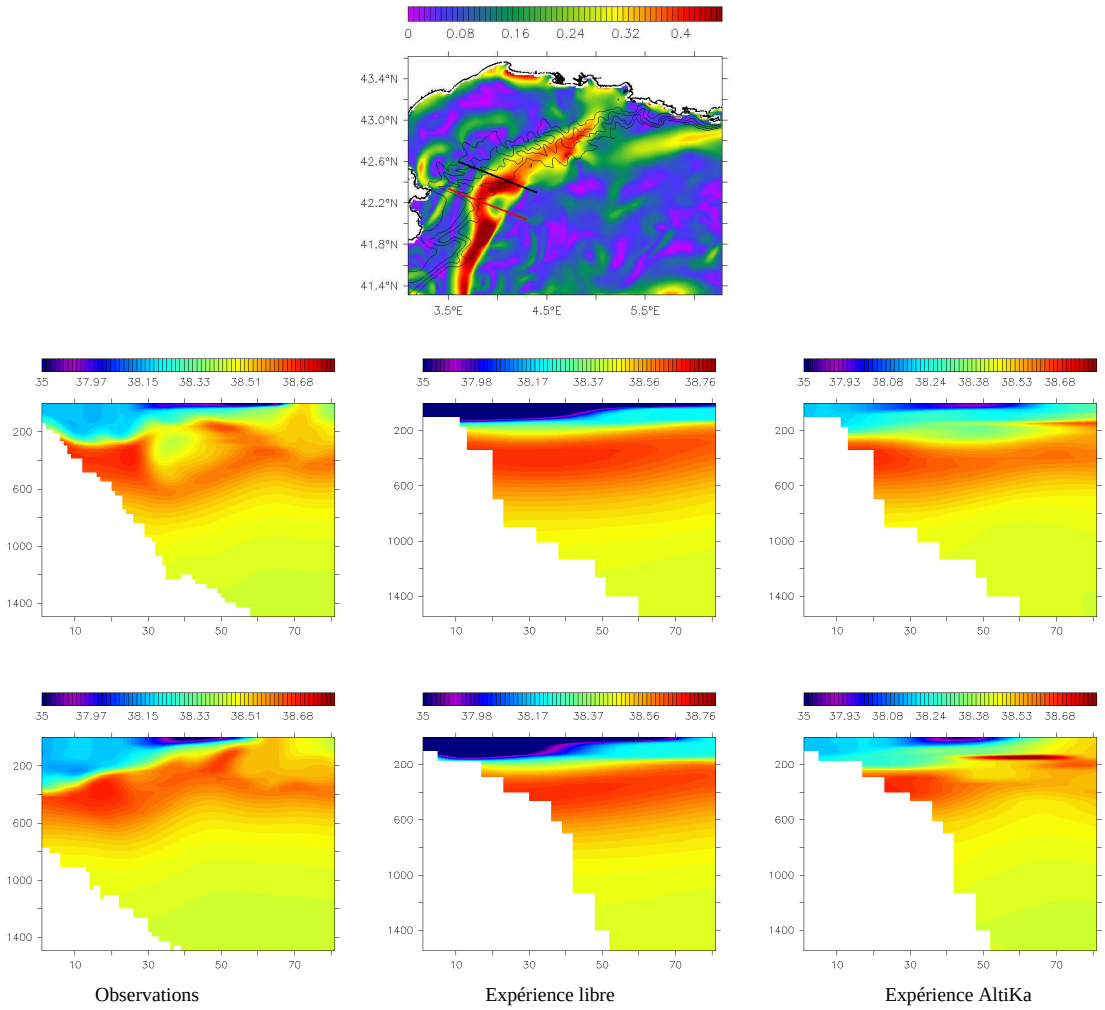


FIG. 9.4 – *Coupes transversales de salinité le 23 février pour les observations (première ligne et colonne de gauche), l'expérience libre (colonne centrale) et l'expérience AltiKa (colonne de droite). La première ligne de cette figure représente l'amplitude des vitesses de surface dans les observations pour cette même date. La ligne noire représente une première coupe allant du point* $(3.6°E, 42.6°N)$ *au point* $(4.4°E, 42.2°N)$*, la ligne rouge représente une seconde coupe allant du point* $(3.5°E, 42.3°N)$ *au point* $(4.3°E, 42.2°N)$*. La première coupe est représentée sur la deuxième ligne, la deuxième coupe sur la troisième ligne.*

d'eau dessalée de l'expérience AltiKa se limite comme dans les observations, à une zone restreinte au milieu de ces coupes sur les 50 premiers mètres.

Alors que les isosurfaces de salinité se trouvent être pratiquement horizontales dans l'expérience libre, nous nous rendons compte sur ces deux coupes que l'assimilation a permis d'incliner ces isosurfaces de la même manière que dans les observations. Cependant, la bathymétrie moins fine du 1/16° est un frein à une bonne représentation des écoulements au niveau des canyons. En effet, on constate sur la deuxième coupe que la bathymétrie du canyon de Creus se trouve creusée à partir des 100 premiers mètres de fond, contre 800m dans les observations, ce qui a une conséquence bien visible au niveau de la deuxième

coupe sur la représentation du CNM. La résolution que l'on a au 1/16° ne nous permet pas non plus d'observer certains phénomènes de petite échelle tels que le méandre que fait le CNM entre 200m et 500m de profondeur qui apparaît dans les observations sur la première coupe ; ce méandre détournant légèrement le CNM vers le nord.

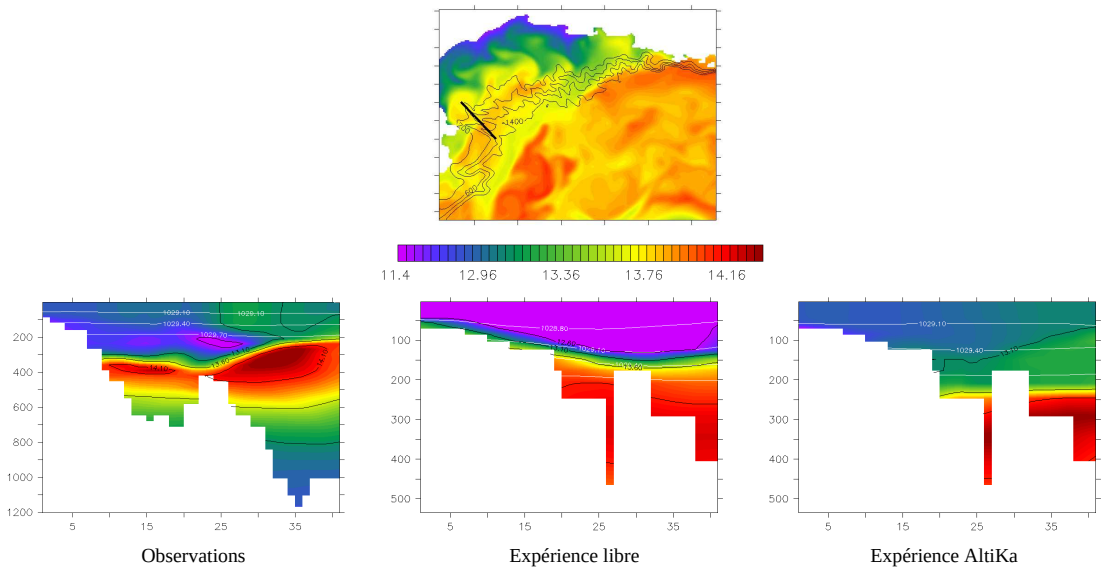


FIG. 9.5 – *Coupe transversale en température le long du canyon Lacaze-Duthiers pour les observations (figure de gauche), l'expérience libre (figure du centre) et l'expérience AltiKa (figure de droite) le 23 février. Les ispoycnes sont représentées en blanc.*

On remarque sur la figure 9.5 que la bathymétrie du 1/16° est bien moins fine que celle de la configuration au 1/64° d'où l'on extrait les observations, ce qui se voit clairement au niveau des canyons sous-marins. Cette figure nous permet de voir l'impact de la représentation de ces canyons sur le CNM. Il s'agit en effet d'une coupe transversale de température à travers le canyon de Lacaze-Duthiers dans les observations, l'expérience libre et l'expérience de référence. Un rappel de la localisation de ce canyon est fait grâce à un segment noir sur la figure en première ligne. Le coeur chaud et salé du CNM se localise sur cette figure entre 200m et 600m de profondeur dans les observations, avec les températures les plus chaudes que l'on trouve sur cette coupe aux environs de 14°C. On se rend compte que le canyon de Lacaze-Duthiers est creusé jusqu'à 1200m de profondeur dans les observations, alors qu'il atteint à peine les 500m dans GDL16s. Alors que les eaux de surface (200 premiers mètres) ainsi que celles situées au cœur du CNM étaient trop froides dans l'expérience libre de GDL16s (ceci étant dû à la proximité du canyon au panache de dilution du Rhône), l'assimilation de données a globalement bien augmenté la température à ces endroits. On se rend compte par contre qu'une masse d'eau plus froide située en dessous de 700m de profondeur s'écoule dans les observations en dessous du CNM et non dans les configurations au 1/16° avec ou sans assimilation de données, ce qui est dû à la bathymétrie s'arrêtant à 500m pour cette configuration.

9.3.2 Contrôle de la trajectoire et de la structure du CNM

Afin d'évaluer les caractéristiques du CNM, on parle dans ce manuscrit de sa trajectoire (ou parfois de sa position si on se place à un temps t précis) et de sa structure. On appellera "structure du CNM", l'ensemble des caractéristiques de ce courant permettant de le discerner des eaux environnantes (dont sa largeur et sa profondeur). On peut aussi voir cette structure comme l'enveloppe (la "forme") de ce courant, ou sa dynamique, c'est-à-dire l'ensemble des particules d'eau ayant une vitesse commune (ou des vitesses voisines) caractérisant ce courant.

Le CNM étant un courant de densité quasi-géostrophique (les forces principales régissant son mouvement sont la force de pression et la force de Coriolis), les vitesses géostrophiques de l'écoulement sont alors calculables si l'on connaît la densité et l'élévation de la surface libre[1]. Il a une forte signature altimétrique. La variable observée SSH est donc un bon diagnostic pour comparer la trajectoire du courant dans les différentes simulations.

Contrôle de la trajectoire du courant par l'altimétrie

Les zones bleues/violettes de la figure 9.6 représentent des zones de haute pression ayant une SSH faible. On remarque tout d'abord qu'au large de la simulation libre de GDL16s, cette pression est beaucoup plus importante que dans les observations.

Parallèlement, on observe au niveau de la côte ouest du domaine une zone d'*upwelling* correspondant elle aussi à une zone de haute pression. Cette remontée d'eau froide due à un fort épisode de Tramontane ayant précédé le 23 février a permis de transporter les eaux de surface vers le large et à des eaux plus fraîches de se retrouver en surface (une carte des vents ayant soufflés sur la région entre le 3 et le 23 février 1999 se trouve sur la figure 10.1 du chapitre 10). On se retrouve donc avec deux zones de haute pression de part et d'autre du talus continental bien plus importantes dans l'expérience libre que dans les observations.

D'autre part, aux alentours de $3.5°E$, $42.4°N$, on observe un tourbillon anticyclonique dû à une branche de recirculation du CNM beaucoup trop large et rapide dans l'expérience libre. Ce tourbillon voit son intensité renforcée par le cisaillement généré entre le jet côtier s'écoulant vers le nord-est, en opposition avec le CNM s'écoulant vers le sud-est.

L'intensité exagérée de ce tourbillon empêche donc le CNM de se positionner correctement au niveau du Cap Creus et l'empêche de s'écouler le long de la bathymétrie dans cette région.

Dans l'expérience AltiKa, on remarque que le fort jet côtier à l'ouest du domaine est toujours présent. En effet, ne disposant que de peu d'information lorsque l'on se rapproche des côtes, l'endroit où apparaît ce jet est peu ou mal observé. Cependant, on se rend compte que l'assimilation parvient à créer une branche de recirculation du CNM d'une taille similaire à celle observée dans les observations (vers $42.4°N$) et génère ainsi un tourbillon d'une taille identique à celle des observations. Le CNM s'écoule donc davantage le long de la côte espagnole grâce à l'assimilation ce qui nous permet d'observer dans l'expérience AltiKa un CNM que l'on pourrait décomposer en deux parties : une partie zonale dès son entrée dans le domaine (jusqu'à environ $4°E$) puis une partie méridienne jusqu'à sa sortie par la frontière ouverte sud du domaine, contrairement à l'expérience libre où ce courant a une trajectoire bien plus arrondie.

[1]Dans le golfe du Lion et en absence de mesures *in situ*, le débit du CNM a souvent été estimé de cette manière (*Conan et Millot*, 1995).

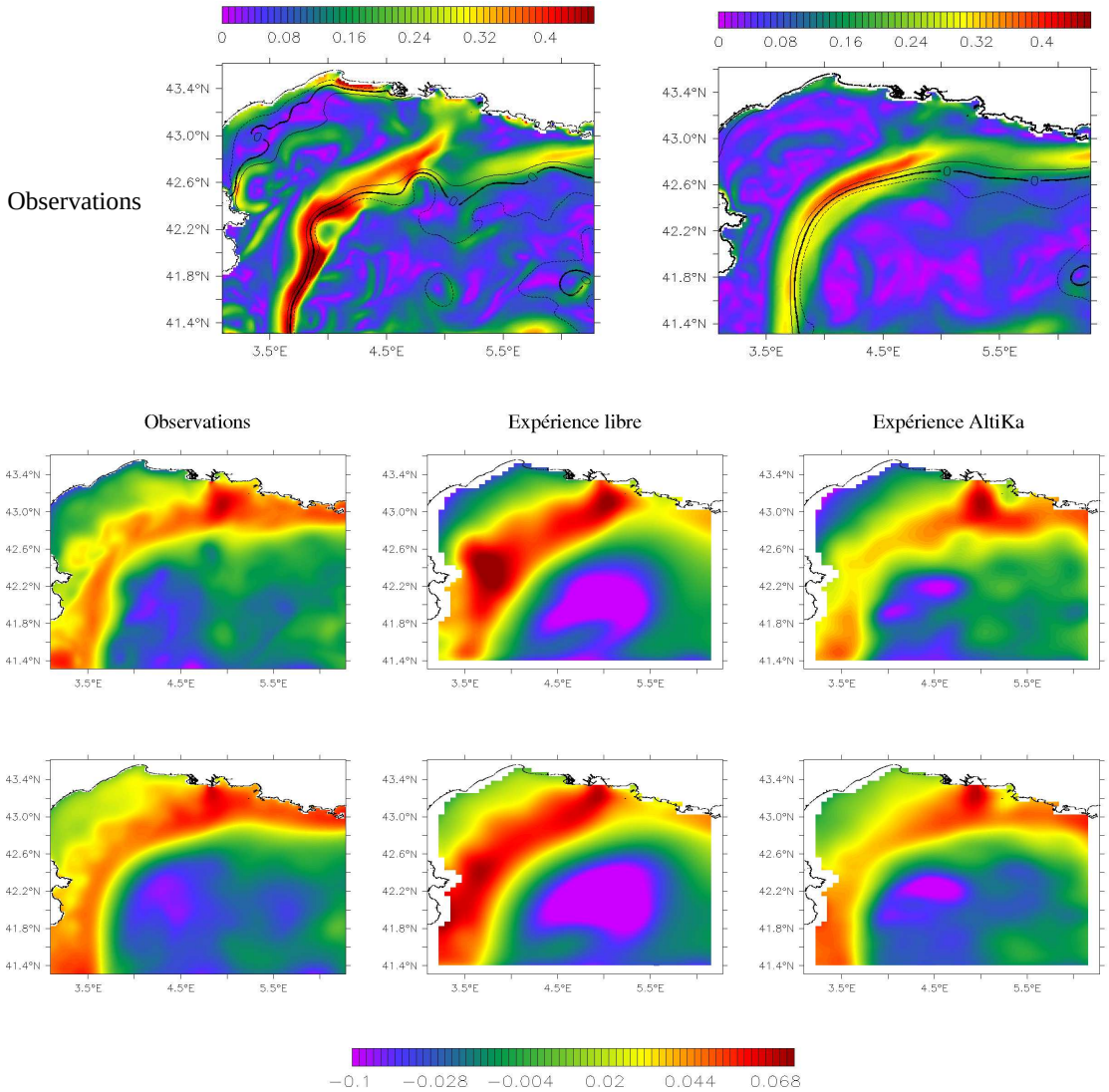


FIG. 9.6 – *SSH (en mètres) instantanée le 23 février (deuxième ligne) et SSH moyennée sur les 20 derniers jours de l'expérience d'assimilation du 3 au 23 février (troisième ligne) des observations (colonne de gauche), de l'expérience libre (colonne centrale) et de l'expérience AltiKa (colonne de droite). Les figures de la première ligne représentent l'amplitude de la vitesse de surface des observations le 23 février (à gauche) et moyennée entre le 3 et le 23 février (à droite). L'isocontour noir représenté sur ces figures représentent l'isocontour de SSH nulle pour ces mêmes dates.*

La figure 9.6 nous a permis de comparer la SSH journalière et moyenne des observations, de l'expérience libre et l'expérience AltiKa. Nous nous sommes rendu compte qu'à cette période de l'année, l'isocontour de SSH nul (représenté par des lignes noires sur la première ligne de cette figure) était un bon indicateur de la position du CNM ; cet isocontour représente plus précisément le bord extérieur de ce courant. En effet, grâce à sa superposition avec l'amplitude de la vitesse de surface, on remarque qu'il représente bien la trajectoire de la veine du CNM, et ce, principalement sur la partie méridienne du cou-

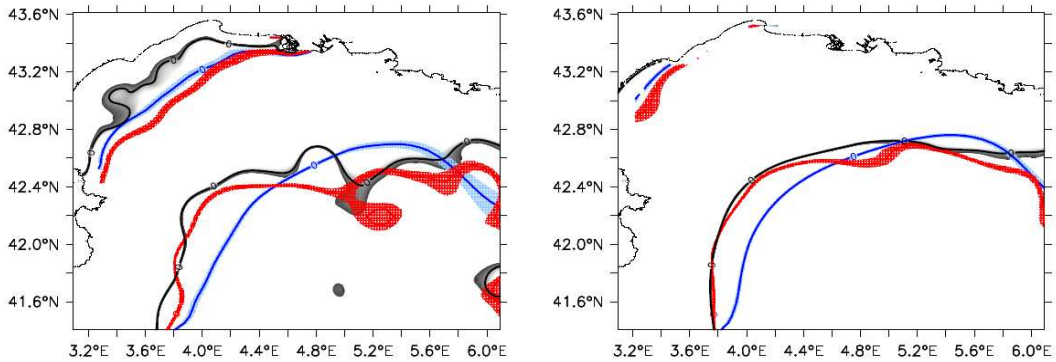


FIG. 9.7 – *Comparaison entre la trajectoire du CNM dans les observations (en gris), l'océan faux (en bleu) et l'état assimilé de l'expérience AltiKa (en rouge). La figure de gauche représente l'isocontour de SSH nulle le 3 février, alors que la figure de droite représente ce même isocontour pour une moyenne sur les 20 derniers jours de l'expérience d'assimilation du 3 au 23 février.*

rant (entre 3° E et 5° E) alors qu'elle se trouvent légèrement au nord de cet isocontour à l'entrée du domaine. La figure 9.7 nous permet alors de comparer de manière plus fine la trajectoire du CNM dans les observations ainsi que les simulations de GLD16s avec et sans assimilation de données. Etant donnée la forte signature altimétrique de ce courant, nous nous sommes donc servis de cet isocontour comme moyen d'évaluation de sa trajectoire. Alors que sa partie méridienne (entre $41.6°N$ et $42.5°N$) se trouve trop à l'est de sa position attendue dans les observations pour l'expérience libre de GDL16s, que ce soit pour des valeurs instantanées ou moyennées de SSH, l'expérience AltiKa le repositionne correctement par rapport aux observations.

On remarque que la partie zonale (de $4.2°E$ à $6.2°E$) de ce courant[2] se trouve rapidement corrigée et devient en accord avec les observations dès $5.8°E$ soit après avoir parcouru environ 30 km depuis la frontière est.

Diagnostic utilisant les variables non observées

Les diagnostics physiques que nous avons utilisés jusqu'à présent utilisaient des variables observées du vecteur d'état c'est-à-dire la température, la salinité et la SSH. Utiliser des variables non observées (vitesses zonale et méridienne) pour évaluer la qualité d'une expérience d'assimilation représente alors un niveau de diagnostic plus élevé que nous avons utilisé dans cette partie pour évaluer si l'assimilation de données nous permettait de contrôler la trajectoire ainsi que la structure du CNM.

Comme on a pu le voir sur les coupes de température du paragraphe précédent (figures 9.4 et 9.5), le coeur du CNM est situé principalement entre 200m et 800m de profondeur durant l'hiver. La figure 9.8 nous montre l'importante signature de ce courant en surface que l'on peut observer aisément grâce à la norme de la vitesse.

La figure 9.8 compare l'amplitude des vitesses de surface dans les observations, l'expérience libre et l'expérience de référence le 13 février. Au niveau de l'expérience libre, on se rend compte que le CNM a une structure et une trajectoire différentes de celles des observations.

[2]Même si à l'entrée du domaine l'isocontour de SSH nul représente le bord externe du courant, il n'en reste pas moins intéressant de comparer sa trajectoire dans les trois simulations.

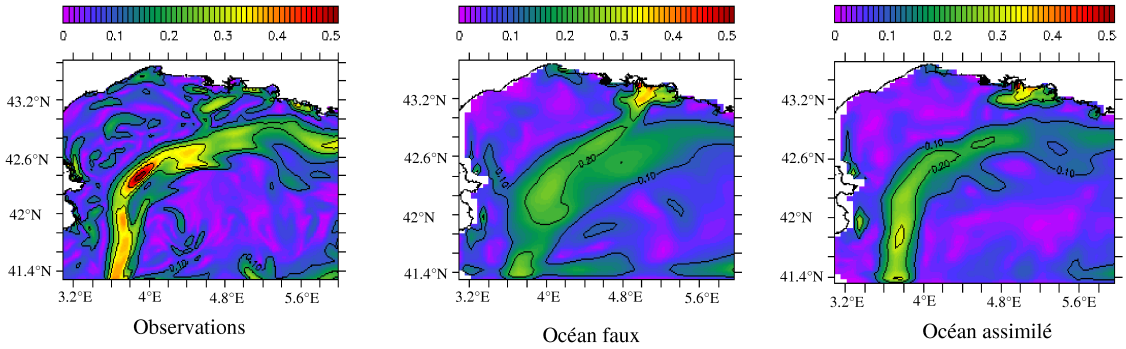


FIG. 9.8 – *Norme de la vitesse de surface instantanée le 13 février dans les observations, l'expérience libre et l'expérience de référence.*

En effet, malgré une entrée dans le domaine où sa largeur est relativement proche de celle du CNM dans les observations, sa structure se trouve totalement modifiée peu après son entrée dans le domaine. Alors qu'on s'attend à une remontée de ce courant au niveau du banc de Blauquières (aux environs de Toulon) comme on le voit dans les observations, ce courant descend directement vers le sud dès $5.6°E$ tout en s'élargissant et ne suivant plus la bathymétrie. On remarque bien une accélération de ce courant au niveau des observations lors de son passage aux environs du Cap Creus (cette augmentation de la vitesse étant due à une diminution de la section formée entre la côte et le talus continental, le débit du courant étant censé rester identique).

Dans l'expérience AltiKa, on retrouve cette forme fine du CNM ainsi qu'une légère accélération du courant à la suite de son passage aux environs du Cap Creus. On retrouve aussi grâce à l'assimilation de données un courant pour lequel on peut distinguer une partie zonale à l'est et une partie méridienne à l'ouest, alors que l'expérience libre présentait un courant bien trop arrondi.

Etude de l'expérience de référence

Intéressons nous tout d'abord à l'amplitude et la position du maximum de vitesse de ce courant pour une longitude donnée. Le diagnostic présenté sur la figure 9.9 représente la norme de la vitesse de surface pour les longitudes $4°E$, $5°E$, $5.5°E$ et $6°E$ pour les observations, l'expérience libre ainsi que l'expérience de référence. Pour une longitude donnée, le maximum de vitesse négative indique donc le lieu de passage du CNM (à $42.8°N$ par exemple pour la longitude $6°E$ à l'entrée du domaine). Pour toutes les longitudes présentées sur la figure 9.9, on voit que la courbe rouge de l'océan assimilé voit son amplitude maximale de vitesse atteint pour la même latitude que les observations, alors que le maximum d'amplitude de l'expérience libre est atteint bien plus au sud. On se rend compte de la même manière que pour les diagnostics précédents, que l'amélioration apportée par l'assimilation de données reste minime vers $6°E$ à l'entrée est du domaine, ceci étant dû au forçage à cette frontière.

Si on compare maintenant l'amplitude de ce courant dans les trois simulations à des longitudes données, on se rend compte que l'amplitude des vitesses du CNM de l'océan assimilé n'est que peu améliorée par rapport à celle obtenue pour l'expérience libre (appelée "océan faux" sur cette figure). L'amplitude de la vitesse du courant est bien plus élevée

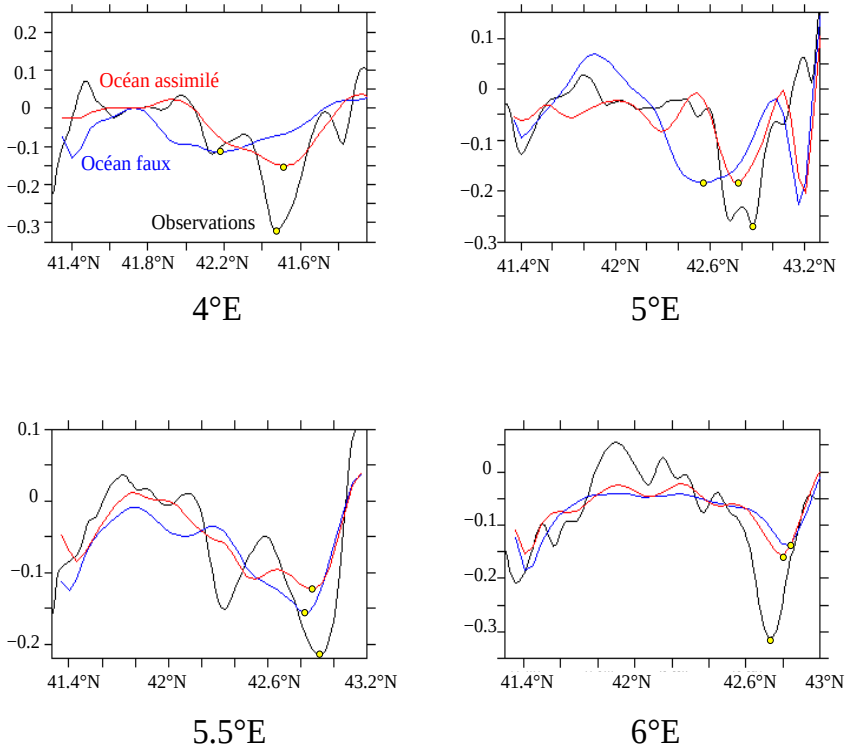


FIG. 9.9 – *Vitesses zonales de surface le 13 février 1999 pour une longitude donnée, en noir pour les observations, en bleu pour l'expérience libre et en rouge pour l'expérience de référence. Diagnostic permettant de localiser le CNM à une longitude donnée ainsi que l'amplitude de sa vitesse zonale. Le CNM se repère sur ces graphiques grâce à des points jaunes.*

dans les observations qu'au 1/16° ce que l'on ne parvient pas à corriger par cette expérience d'assimilation.

Afin de comparer la trajectoire et la structure du CNM entre les observations, la simulation libre et l'expérience de référence, un diagnostic similaire à celui de la figure 9.7 a été élaboré.

La figure 9.10 permet de comparer la structure de ce courant sur la totalité de sa trajectoire. La forme grise en arrière-plan représente le CNM dans les observations, la forme bleue superposée dans l'expérience libre et la forme rouge dans l'océan assimilé (c'est-à-dire l'expérience de référence dans ce cas). Ces formes représentent l'isocontour de la norme de la vitesse. L'isocontour 0.14 $m.s^{-1}$ a été choisi dans ce cas étant donné qu'il représentait au mieux le CNM à cette date. La trajectoire de ce courant dans les trois simulations est comparée entre les 13 et 23 février ainsi que sur une moyenne des 20 derniers jours de l'expérience, c'est-à-dire du 3 au 23 février. On se rend compte que la trajectoire et surtout la structure du courant sont globalement très bien corrigées grâce à l'assimilation de données, que ce soit pour des champs instantanés que pour des champs moyennés. Si l'on s'intéresse maintenant à l'intensité des vitesses de ce courant, on se

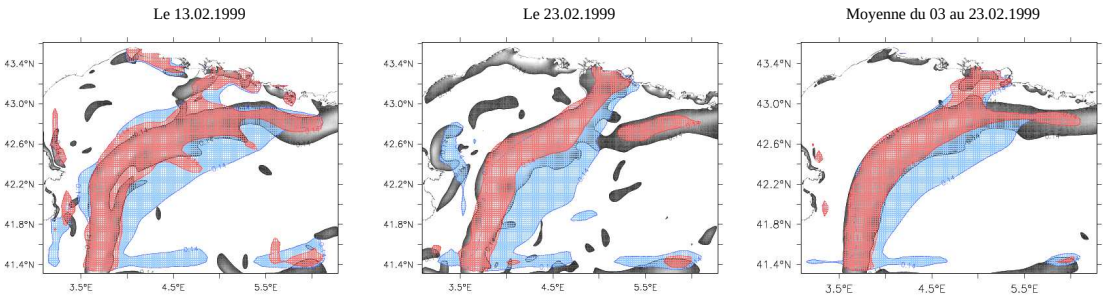


FIG. 9.10 – *Comparaison entre la trajectoire du CNM dans les observations (en gris), l'océan faux (en bleu) et l'océan assimilé de l'expérience de référence (en rouge). Les deux figures de gauche représentent l'isocontour à 0.14 $m.s^{-1}$ de la norme de la vitesse instantanée les 13 et 23 février, alors que la figure de droite illustre des données moyennées sur les 20 derniers jours de l'expérience d'assimilation.*

rend compte que dans l'expérience libre (représentée en bleu sur ces graphiques), la partie zonale du CNM n'est pas représentée par l'isocontour à 0.14 $m.s^{-1}$ (particulièrement le 23 février) : elle a donc des vitesses différentes à cet endroit alors que dans les observations, ses parties zonale et méridienne sont parfaitement représentées par cet isocontour (de 0.14 $m.s^{-1}$). Quand on regarde l'isocontour rouge représentatif du CNM dans l'expérience de référence, on se rend compte que l'assimilation de données a permis de modifier l'intensité des champs de vitesse du CNM et ainsi faire apparaître la branche zonale de ce courant avec une vitesse de 0.14 $m.s^{-1}$.

On remarque tout de même que, malgré une très bonne correction sur l'ensemble de sa trajectoire, ce courant est mal corrigé par l'assimilation de données au niveau de la frontière est du domaine.

Etude de l'expérience AltiKa

La figure 9.11 permet de comparer la qualité des expériences de référence et AltiKa en terme d'amélioration de la trajectoire et de la structure du CNM. On retrouve sur cette figure les iso-normes de la vitesse 0.06 $m.s^{-1}$ à 300m de profondeur (qui correspondent aux vitesses du cœur du CNM à cette profondeur). De la même manière que précédemment, le CNM est représenté en gris pour les observations, en bleu pour l'expérience libre et en rouge pour l'état assimilé de l'expérience de référence (première ligne) et de l'expérience AltiKa (seconde ligne). Si on regarde les vitesses instantanées le 23 février (colonne de gauche), on se rend compte que l'expérience de référence a de meilleurs résultats au niveau de la frontière est et améliore la largeur de la partie méridienne de ce courant. Si on regarde la trajectoire du CNM obtenue à partir de champs moyennés sur les 20 derniers jours de l'expérience d'assimilation (colonne de droite), on se rend compte que l'expérience de référence présente l'avantage de corriger la trajectoire du courant dans sa partie zonale.

Ces deux expériences d'assimilation améliorent significativement la structure et la trajectoire de ce courant par rapport à l'expérience libre. L'amélioration apportée par l'expérience de référence (comparée à l'expérience AltiKa) reste minime comparée à l'éloignement entre l'expérience libre et les observations.

La figure 9.12 nous permet de comparer la structure et la trajectoire du CNM dans les

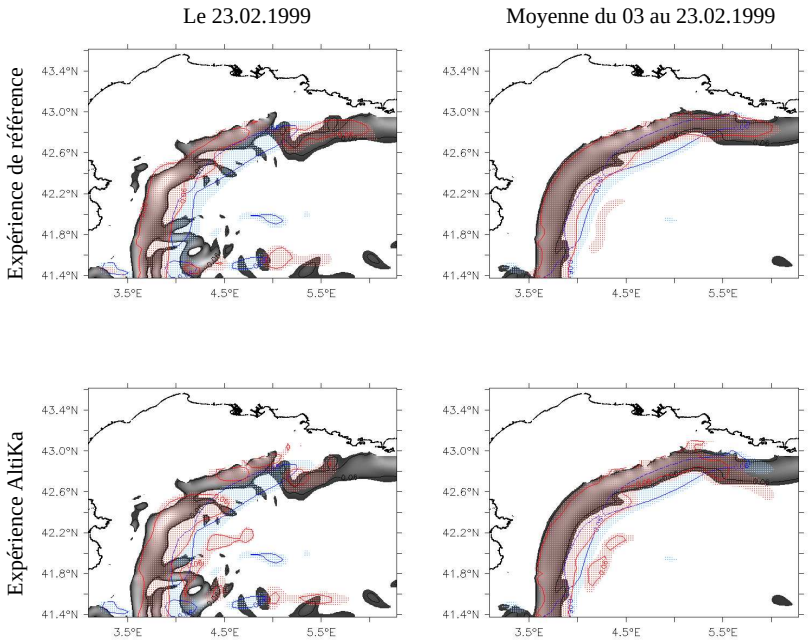
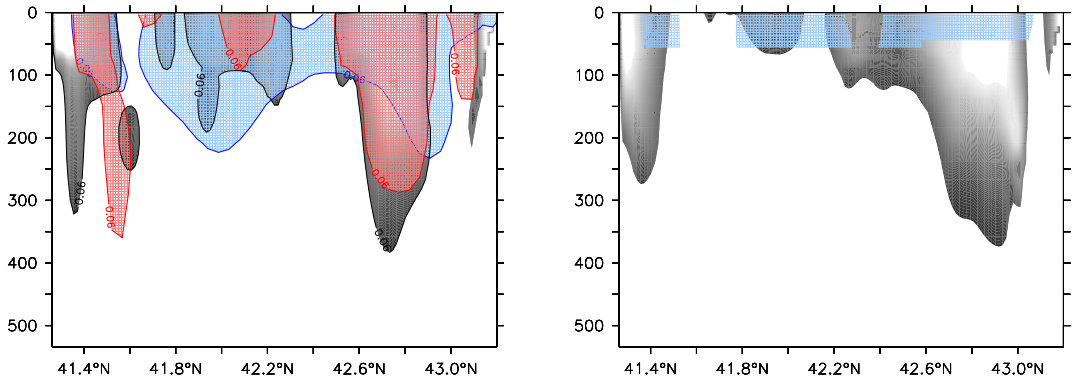


FIG. 9.11 – *Isocontour à 0.06 $m.s^{-1}$ de la norme de la vitesse à 300m de profondeur le 23 février pour la colonne de gauche, et de cette norme de la vitesse à 300m moyennée sur les 20 derniers jours de l'expérience d'assimilation (du 3 au 23 février) sur la colonne de droite, tracés pour les observations en gris, l'océan faux en bleu et les expériences d'assimilation en rouge. La première ligne représente l'expérience de référence, la deuxième ligne, l'expérience AltiKa.*

observations (en gris), l'expérience libre (en bleu) et l'expérience de référence (en rouge) suivant la verticale en présentant une coupe à $5.5°E$ des iso-normes de la vitesse 0.06 $m.s^{-1}$. On se rend compte que le nombre de niveaux (voir les tableaux 5.1 et 5.2) moins important dans GDL16s (36 contre 130 dans GLazur64) empêche une bonne représentation de ce courant suivant la verticale. Grâce à l'assimilation de données provenant d'une configuration où l'échantillonnage suivant la verticale est très fin (un mètre en surface et pas plus de 30m au fond), on se rend compte que la structure du CNM est tout aussi bien corrigée suivant la verticale dans l'expérience AltiKa.

9.4 Influence du CNM sur l'activité mésoéchelle du plateau

L'activité mésoéchelle du golfe du Lion est souvent corrélée aux méandres du CNM (*Echevin et al.*, 2003a). Cependant, de nombreux tourbillons de mésoéchelle liés à d'autres mécanismes ont été récemment observés et étudiés. *Estournel et al.* (2003) ont par exemple mis en évidence l'existence d'un tourbillon anticyclonique localisé au centre du golfe du Lion sous la couche de mélange grâce à des mesures d'ADCP, qui serait dû au rotationnel du vent. *Hu et al.* (2009) ont modélisé un tourbillon anticyclonique de mésoéchelle estival comparable aux structures observées sur les images SeaWifs sur la partie ouest du golfe du Lion. *Rubio et al.* (2009a) ont modélisé un tourbillon anticyclonique du plateau continental


0
100
200
300
400
500
41.4°N
41.8°N
42.2°N
42.6°N
43.0°N
0
100
200
300
400
500
41.4°N
41.8°N
42.2°N
42.6°N
43.0°N

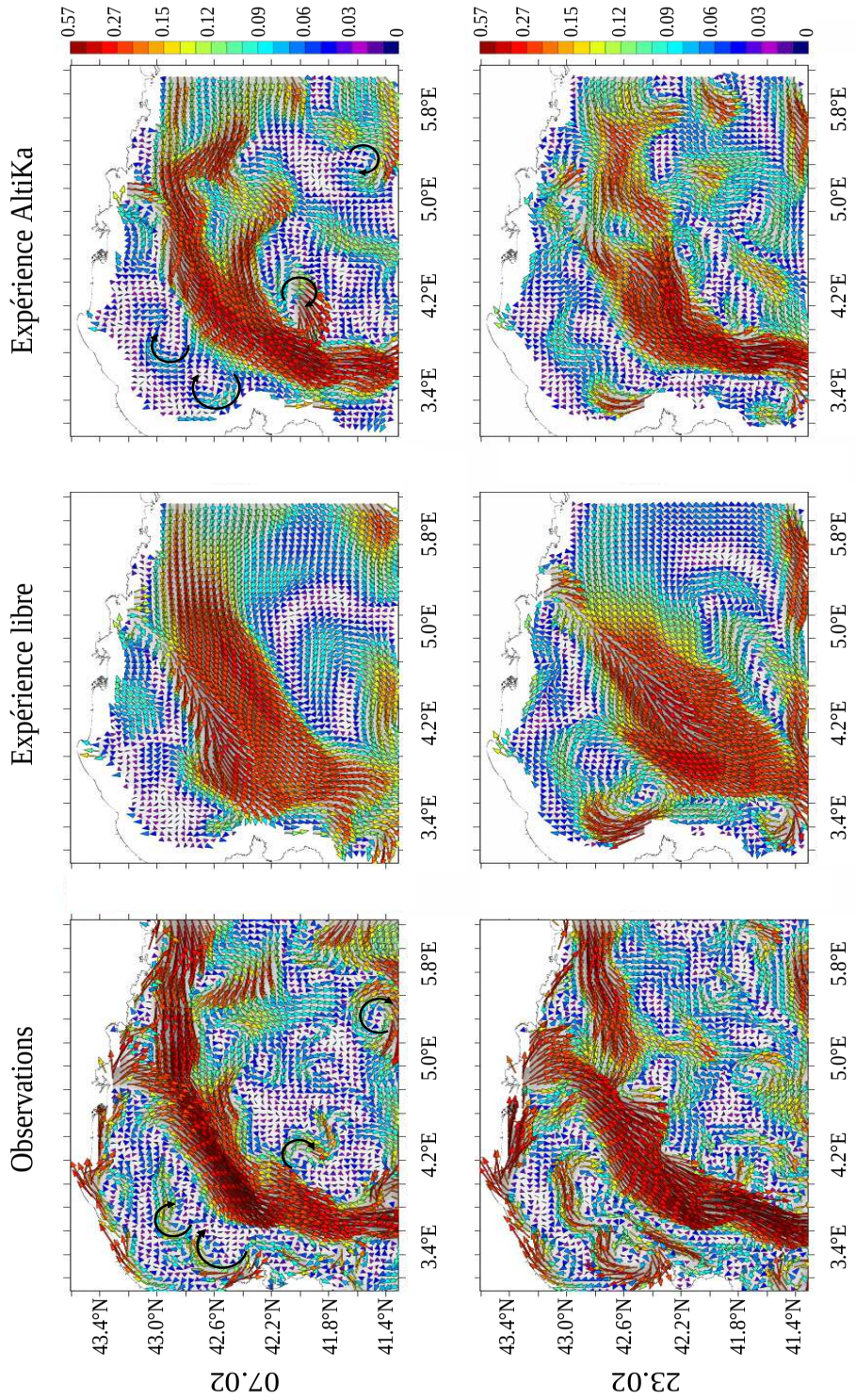


FIG. 9.13 – *Norme de la vitesse de surface les 7 et 23 février. Comparaison entre les observations (colonne de gauche), l'expérience libre (colonne du milieu) et l'expérience AltiKa (colonne de droite).*

activité tourbillonnaire intense (surtout en hiver), la plupart du temps due au détachement de branches du CNM formant ainsi des méandres qui tendent à se détacher du courant pour former des tourbillons s'échappant sur le plateau comme au large.

Il est évident que des tourbillons d'une taille inférieure à 5 km ne pourront jamais se créer dans une configuration au 1/16°, mais ils peuvent à leur tour générer des structures plus grandes que 5 km de large qui pourront être, elles, observées et ainsi assimilées sur une telle grille.

La figure 9.13 représente l'activité mésoéchelle du golfe du Lion grâce à la norme de la vitesse de surface les 7 (8ème cycle d'assimilation) et 23 février. On visualise le CNM en rouge grâce à ses vitesses les plus importantes de toutes les eaux du golfe. L'assimilation de données telle que nous l'avons paramétrée nous permet d'observer dans l'expérience AltiKa un CNM dont la structure et l'intensité de ses vitesses sont très proches des observations comme on a pu le voir dans les paragraphes précédents. Prenons l'exemple du 7 février (première ligne de la figure 9.13). On remarque que dès son entrée à l'est du domaine, ce dernier est constitué du rassemblement de deux branches (vitesse moyenne d'environ 5 $m.s^{-1}$), ce qui est bien visible dans les observations, bien représenté dans l'expérience AltiKa, mais que très peu visible dans l'expérience libre. En effet, dans cette expérience sans assimilation, le courant entre dans le domaine avec des vitesses de l'ordre de 0.12 $m.s^{-1}$ (elles restent tout aussi faibles jusqu'à environ 5.4°E) alors qu'il entre dans le domaine avec une vitesse supérieure à 0.57 $m.s^{-1}$ dans les observations. Cette vitesse d'entrée est améliorée dans l'expérience AltiKa où l'on observe dès 5.8°E des vitesses de l'ordre de 0.5 $m.s^{-1}$. On se rend compte de plus que l'assimilation de données nous permet d'obtenir dans l'expérience AltiKa un CNM avec une structure et une trajectoire très proches de celles des observations. Une conséquence directe de cette représentation correcte est bien visible au niveau de l'activité mésoéchelle du plateau où l'on voit notamment apparaître ce même jour pour l'expérience AltiKa deux tourbillons anticycloniques se détachant du CNM vers 42.8°N, 3.6°E. De la même manière à l'est de ce courant, on voit aussi apparaître un tourbillon anticyclonique à 42°N, 4.4°E dû au détachement d'une fine branche du CNM qui n'apparaît pas dans l'expérience libre, mais que l'assimilation nous permet de reproduire dans l'expérience AltiKa.

Finalement au large, on voit que l'assimilation a aussi permis de reproduire un tourbillon anticyclonique totalement inexistant dans l'expérience libre aux coordonnées 5.4°E, 41.4°N.

Le 23 février, (deuxième ligne de la figure 9.13) on note que l'on reproduit bien dans l'expérience AltiKa un CNM très turbulent formant de nombreux méandres, avec en particulier une activité tourbillonnaire au large très bien représentée dans l'expérience AltiKa et quasiment inexistante dans l'expérience libre. Cependant, on remarque sur la partie nord-ouest du domaine dans les observations un fort jet côtier dû à un épisode de vent de sud-est ayant eu lieu les jours précédents. Une configuration au 1/16°, ne permet pas de voir apparaître ce jet côtier, avec ou sans assimilation de données, car la taille des mailles ne permet pas de représenter un processus aussi fin et puisqu'il s'agit d'une zone peu ou non observée. La conséquence de l'absence de ce jet est bien visible le 23 février. Malgré une bonne représentation du CNM dans l'océan assimilé, l'intensité des tourbillons anticycloniques générés à l'ouest du plateau se trouve amoindrie par rapport aux observations (tourbillons qui existaient mais étaient trop larges dans l'expérience libre). Ceci est dû au cisaillement qui se crée au niveau du plateau, entre les eaux du CNM s'écoulant vers le sud-ouest et ce jet côtier dont les eaux s'écoulent vers le nord-est. Le jet côtier étant plus

intense dans les observations, le cisaillement ainsi créé est d'autant plus important, ce qui est à l'origine de ces tourbillons plus intenses. Une autre conséquence de l'absence de la modélisation de ce jet côtier au 1/16° (avec ou sans assimilation de données) est l'absence d'une "branche de retour" du CNM, localisée aux environs de $43.2°N$, $5°E$. A cet endroit, ce jet vient alors alimenter le CNM en rejoignant la branche de ce courant venant de l'est et participe sûrement ainsi à la variabilité du CNM, uniquement dans les observations.

9.5 Conclusion

La configuration GLazur64 (utilisée pour extraire les observations de notre système d'assimilation) réussit à reproduire des *upwellings* côtiers, des jets côtiers, un CNM et une activité tourbillonnaire très proches de ceux que l'on trouve dans les observations (*Ourmières et al.*, en préparation).

Lors d'une comparaison entre des données altimétriques retraitées et un modèle régional de la mer Méditerranée occidentale (utilisation d'une configuration haute résolution avec des mailles de 3 km du modèle SYMPHONIE), *Bouffard et al.* (2008b) ont montré un manque de variabilité mésoéchelle et sub-mésoéchelle dans les sorties de ce modèle. Grâce à l'étude menée dans ce chapitre, nous nous rendons compte de la même manière que tous ces processus de petite échelle ne peuvent pas être reproduits correctement non plus dans une simulation libre au 1/16°, considérée comme *eddy-permitting* dans une telle région. Ainsi, on observe dans GDL16s un panache de dilution du Rhône ayant une forme relativement large, aucun *upwelling* côtier (cette étude sera détaillée dans le chapitre 10) et principalement un CNM ayant des caractéristiques globales satisfaisantes, mais une variabilité saisonnière et une activité mésoéchelle que trop peu précises (durant l'hiver, ce courant est trop large, il s'écoule trop loin des côtes, a des températures trop froides, une salinité trop faible et présente une activité turbulente trop faible).

Les origines des différences entre la représentation du CNM dans GDL16s et GLazur64 proviennent de l'écart de résolution existant entre ces deux configurations, de la résolution verticale de GDL16s, de sa bathymétrie ayant des canyons bien moins creusés que dans les observations et de sa frontière ouverte est (provenant d'une configuration globale de la mer Méditerranée au 1/16°) où le CNM entre avec des caractéristiques quelque peu différentes de celles des observations. *Petrenko et al.* (2005) ont montré, grâce à une comparaison entre les sorties du modèle SYPMHONIE (avec une résolution horizontale de 3 km) et les observations extraites de la campagne océanographique SARHYGOL 3 que le CNM était modélisé trop au sud, à l'est du golfe du Lion, et trop au nord, dans la partie ouest de ce golfe. A l'est, ceci serait dû en partie à la stratification du modèle qui se trouve plus profonde (sur le plateau) que la stratification observée, ce qui vient décaler offshore le CNM modélisé par rapport à sa position réelle.

L'assimilation de données telle qu'elle a été paramétrée pour l'expérience AltiKa nous a donc permis d'améliorer significativement la représentation de la physique de ce milieu apportant ainsi, en plus de la validation statistique de cette expérience présentée au chapitre 8, une autre validation cette fois basée sur l'amélioration de la physique de ce milieu. On note que l'expérience de référence (pour laquelle un nombre idéal d'observations est assimilé) présente des résultats d'une qualité similaire à ceux de l'expérience AltiKa. Le jeu de données assimilé dans l'expérience AltiKa est donc bien suffisant.

Grâce à l'assimilation, on a donc réussi à corriger les caractéristiques TS du CNM

(en faisant apparaître une masse d'eau réaliste mais inexistante dans l'expérience libre) et corriger sa trajectoire et sa structure. Ces modifications ont un impact sur la mésoéchelle du golfe du Lion. En effet, représenter correctement ce courant ainsi que les branches de recirculation qui s'en détachent a permis de représenter correctement les tourbillons ainsi formés et l'activité mésoéchelle du large et du plateau qui sont des facteurs favorisant les échanges entre la côte et le large.

Cependant, on remarque que l'assimilation ne pourra pas reproduire dans une configuration au 1/16° des phénomènes d'une taille inférieure à 5 km ou ceux trop près des côtes (phénomènes non observés), ce qui est par exemple le cas du jet côtier présent sur la côte ouest du golfe, ce qui a aussi un impact sur la représentation de l'activité tourbillonnaire du plateau.

La bathymétrie et plus particulièrement la finesse des canyons tels qu'ils sont représentés dans la configuration au 1/16° est aussi un frein à une bonne représentation du CNM. En effet, on a vu l'exemple du canyon de Lacaze-Duthiers dont la profondeur maximale était de 500m dans GDL16s (contre 1200m dans les observations), ce qui empêchait de voir s'écouler une masse d'eau en dessous du CNM, le laissant s'écouler directement contre la bathymétrie et créant ainsi une interaction courant-bathymétrie qui n'existe pas dans les observations.

Le chapitre suivant permet d'évaluer l'impact de l'assimilation de données sur la représentation des processus de petite échelle du plateau.

Chapitre 10

Impact de l'assimilation de données sur la dynamique du plateau

Sommaire

10.1 Introduction **178**
10.2 Forme et position du panache du Rhône **179**
10.2.1 Caractéristiques du panache en fonction du vent 179
10.2.2 Caractéristiques du panache suivant la verticale 183
10.3 Les *upwellings* côtiers **185**
10.3.1 La représentation des fines échelles en zone côtière en hiver . . . 185
10.3.2 Représentation des *upwellings* dans l'expérience AltiKa 186
10.4 Formation et *cascading* d'eau dense du plateau **189**
10.4.1 Etude de la convection 191
10.4.2 La formation d'eau dense 193
10.4.3 Export de l'eau dense vers le large 196
10.5 Conclusion **198**

10.1 Introduction

Le CNM peut être considéré comme un véritable régulateur des échanges entre la zone côtière et le large (chapitre 9). En longeant le talus, il forme une barrière entre ces deux milieux mais facilite également les échanges par l'intermédiaire de ses instabilités mésoéchelles (méandres et tourbillons). Il joue parfois un rôle central dans les échanges lorsque des veines de courant pénètrent sur la plateau continental. Ces intrusions d'eau au niveau du plateau et du large vont donc modifier les caractéristiques TS de ces milieux et modifier localement la circulation apportant en hiver des eaux chaudes et salées au niveau d'un plateau dont les eaux sont dessalées par les eaux du Rhône et refroidies par les températures atmosphériques froides de l'hiver.

Outre le CNM, de nombreux processus physiques interviennent sur le plateau continental. La complexité des régimes de vents, pouvant changer plusieurs fois de direction de manière radicale en quelques jours, entraîne des situations de transition entre ces régimes souvent très turbulentes et complexes (comme sur l'exemple de la figure 5.8 du chapitre 5 entre le 2 et le 25 mars 1999, où le cisaillement entre Mistral et Tramontane crée un anticyclone à $4°E$, $42.4°N$)[1]. Or, le plateau continental étant de faible profondeur (profondeur maximale d'environ 200m) la totalité de ses eaux reste largement influencée par ces conditions de vent : sa dynamique est donc de petite échelle temporelle, ainsi que spatiale. Les processus que l'on retrouve dans cette région sont donc la plupart du temps des phénomènes de petite échelle qu'il est difficile d'observer sans un modèle de haute résolution à la fois horizontale et verticale.

La forme et la position du panache du Rhône jouent un rôle important dans l'étude des caractéristiques des eaux du plateau continental. Elles sont largement influencées certes par le débit du Rhône, mais aussi par les conditions atmosphériques (principalement les conditions de vent). Son apport en eau douce va influencer les caractéristiques en salinité du plateau et leur densité, et ce, relativement loin de son embouchure. L'étude de ce panache fera l'objet de la première section de ce chapitre.

Les vents jouent un rôle prédominant dans cette région côtière. Les forts épisodes de Mistral et de Tramontane soufflant sur ce plateau vont entraîner vers le large les eaux superficielles de ce bassin, engendrant par la même occasion une remontée des eaux froides venant combler le déficit d'eau en surface. L'étude de ce phénomène d'*upwelling* côtier fait l'objet de la deuxième section de ce chapitre. Pour finir, les derniers processus importants étudiés dans ce chapitre sont la formation, l'export et le *cascading* des eaux denses.

On a vu qu'une simulation libre au 1/16° ne nous permettait pas de reproduire correctement le CNM, ce qui induit des caractéristiques TS des eaux de ce milieu différentes de celles du CNM dans les observations et une perturbation de son activité tourbillonnaire. A travers l'étude des trois phénomènes décrits précédemment, l'objectif de ce chapitre est d'évaluer l'apport de l'assimilation de données quant à la représentation des processus de petite échelle du plateau. Nous comparerons donc les observations avec les sorties provenant d'une expérience libre et avec assimilation de données de GDL16s.

Les comparaisons proposées dans ce chapitre sont événementielles et ne se basent que sur des champs journaliers principalement durant l'hiver 1999. L'objectif ici n'est pas d'analyser avec précision les processus dynamiques du plateau du golfe du Lion durant l'année 1999 mais plutôt d'évaluer la capacité du système d'assimilation que nous

[1] On note que sans le forçage horaire REMO que l'on utilise dans les deux configurations, l'apparition de tels phénomènes ne serait peut être pas possible.

avons mis en place à reproduire dans une configuration au 1/16°, des processus correctement représentés par une configuration haute résolution au 1/64°. Ces comparaisons événementielles nous permettent donc d'évaluer si un processus apparaissant dans les observations au temps t est reproduit de la même manière et au même moment dans une configuration au 1/16° avec et sans assimilation de données. En effet, si nous arrivons à reproduire la majeure partie de ces processus dans un modèle au 1/16°, cela nous permettrait d'obtenir des informations sur les petites échelles du golfe du Lion sans pour autant faire tourner une configuration au 1/64° très coûteuse numériquement.

10.2 Forme et position du panache du Rhône

10.2.1 Caractéristiques du panache en fonction du vent

La position du panache du Rhône ainsi que les circulations associées à cette introduction d'eau douce sur le plateau ont été examinées à l'aide d'observations et de modélisation par *Broche et al.* (1998), *Marsaleix et al.* (1998), *Estournel et al.* (2001), *Reffray* (2004), *Ulses et al.* (2005) et *Gatti et al.* (2006). La forme et la position du panache du Rhône dépendent du débit de ce dernier mais surtout de la présence et de l'intensité des vents soufflant sur le golfe du Lion. Regardons tout d'abord ce qu'il se passe pour une situation simple de vent de secteur nord nord-ouest (cas le plus fréquent).

La figure 10.1 permet d'observer la forme de ce panache dans les trois simulations grâce à des cartes de salinité de surface moyennées entre le 3 et le 23 février. Alors qu'un vent moyen de secteur nord nord-ouest souffle sur cette région, le panache (repéré ici par une salinité autour de 30) reste centré autour de son embouchure (faible extension vers le sud-ouest) dans les observations et l'expérience AltiKa alors qu'il occupe la majeur partie du plateau dans l'expérience libre. Ce problème de représentation du panache est dû à la résolution de la maille du 1/16° qui ne permet pas de représenter toutes les petites formes (comme les filaments) de ce panache. Il est aussi dû à une diffusion numérique trop importante que l'on arrive à corriger en augmentant la résolution (*Langlais*, 2007), mais aussi grâce à l'assimilation de données.

Si on s'intéresse maintenant à une situation de vents plus complexe, la figure 10.2 nous permet d'obtenir un historique des vents ayant soufflés sur la région entre le 8 et le 22 mars. Elle représente en effet la norme de la vitesse du vent soufflant à 10m au dessus de la surface, provenant du forçage atmosphérique horaire REMO en mars 1999. Si on regarde une moyenne de ces vents entre le 8 et le 15 mars, on note une situation de vent de sud-est (figure de gauche), une moyenne du 16 au 19 mars montre un vent de secteur nord nord-est (figure centrale), puis la Tramontane souffle en ce même lieu du 20 au 22 mars (figure de droite).

Cet historique est nécessaire à la compréhension de la forme du panache le 21 mars ainsi que les jours suivants tel qu'on l'étudie sur la figure 10.3. Du 8 au 15 mars d'une part, on remarque un vent moyen de secteur sud sud-est (figure 10.2) qui va plaquer le panache du Rhône le long de la côte au nord du domaine, ce qui crée un jet côtier s'étalant du golfe du Lion jusqu'au plateau catalan (colonne de gauche de la figure 10.3). Ce jet est visible le 21 mars dans les observations ainsi que l'expérience AltiKa (même s'il s'étend bien moins au sud dans la configuration au 1/16°) avec une salinité de l'ordre de 36.5 alors qu'il se trouve bien plus large et moins salé sans assimilation de données (salinité pouvant aller jusqu'à 25 bien à l'ouest de l'embouchure du Rhône).

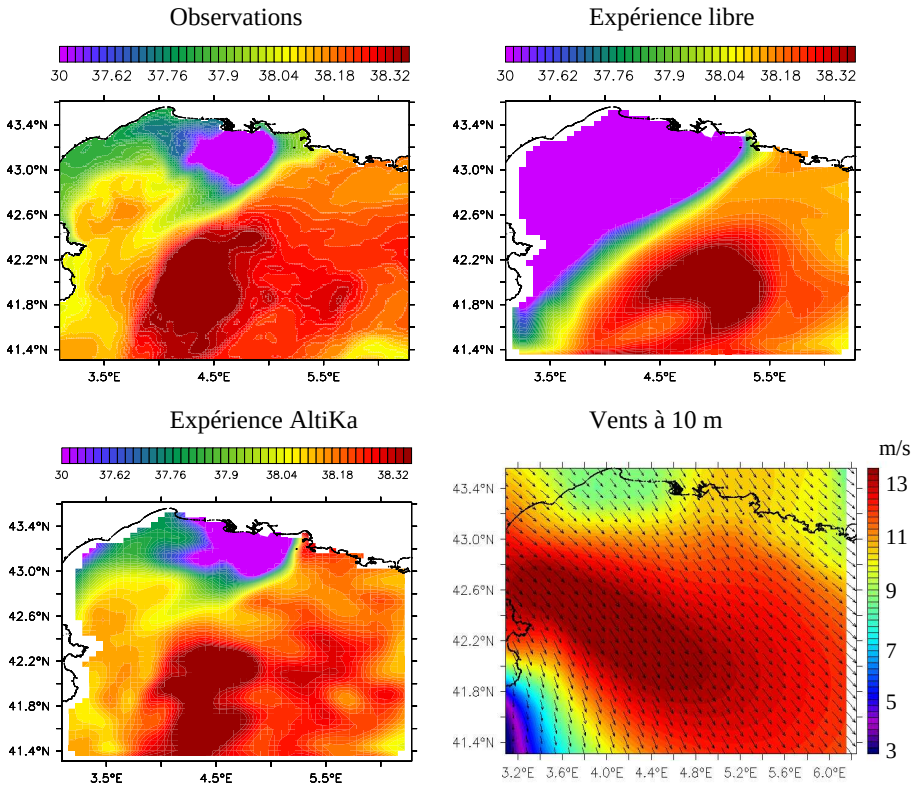


FIG. 10.1 – *Salinité de surface moyennée entre le 3 et le 23 février (20 derniers jours de l'expérience d'assimilation) pour les observations (à gauche), l'expérience libre (au milieu) et l'expérience AltiKa (à droite). La carte des vents représente la moyenne du 3 au 23 février des vents ayant soufflés sur la région.*

Du 16 au 19 mars, le vent de sud-est est remplacé par le Mistral. On se rend compte alors que le jet côtier que l'on apercevait bien le 21 mars voit sa salinité augmenter de plus en plus les 23 et 25 mars par manque d'apport d'eau douce dans cette région. La carte des vents représentant une moyenne du 16 au 19 mars (figure 10.2) nous montre bien durant cette période un vent résultant de secteur nord-est. Ce Mistral va donc être à l'origine d'un décalage du panache du Rhône vers le large au sud de son embouchure, la force de Coriolis étant à l'origine de son déplacement vers le sud-ouest. Ce déplacement engendre souvent un mélange des eaux du Rhône avec celles du CNM venant dessaliniser ce courant. En effet, lorsque le panache s'étire jusqu'à la cassure topographique au large de Marseille au niveau du canyon du Planier, alors que le CNM est régulièrement perturbé par la bathymétrie à cet endroit, un anticyclone de mésoéchelle se forme. Ce tourbillon va donc entraîner régulièrement un filament d'eau douce qui permet de tracer l'interaction entre le CNM et les eaux de plateau. Les 23 et 25 mars, on remarque que les eaux du Rhône sont effectivement entraînées par le CNM vers le sud. Aucune intrusion de ce courant à l'est du domaine ne paraît cependant entraîner une partie d'eau douce après $5°E$. Une modélisation correcte de la position de ce panache influence donc les caractéristiques en salinité des eaux du plateau, mais aussi des eaux qui seront exportées vers la mer des Baléares par le courant de bord grâce aux interactions entre le panache et le CNM. En

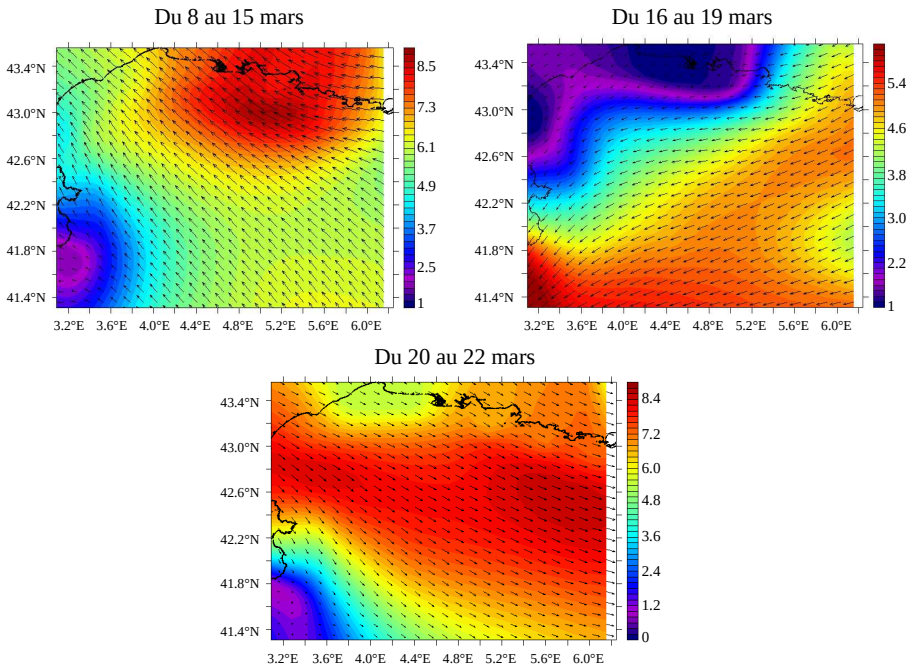


FIG. 10.2 – *Norme de la vitesse du vent à 10m provenant du forçage atmosphérique REMO en mars 1999. Ces moyennes ont été calculées à partir de données disponibles toutes les heures.*

effet, nous avions remarqué au chapitre 5 que la résolution de GLD16s ne permettait pas d'obtenir un bilan de salinité correct sur le plateau. On se retrouvait par exemple le 21 mars avec une salinité moyenne de 37.06 pour GDL16s, alors qu'elle était de 37.67 sur le même domaine pour GLazur64. On obtient alors une salinité moyenne de 37.79 pour la configuration GDL16s dans l'expérience AltiKa. L'assimilation de données nous a donc permis d'améliorer le bilan de salinité global de cette zone. Pour finir, du 20 au 22 mars la Tramontane remplace les vents qui soufflaient précédemment sur la région, empêchant le panache de trop s'étendre vers le sud ouest et le déplaçant légèrement vers l'est comme cela se voit le 23 mars dans les trois simulations. Les 24 et 25 mars, c'est un vent de sud-est qui reprend le relais mais cela n'a pas encore d'impact significatif sur la salinité de surface le 25 mars. Ces changements brutaux de direction du vent interviennent donc au cours d'une période temporelle relativement courte amenant des situations de transition complexes. Une réactivité importante est donc attendue de la part du modèle numérique afin de capter et d'interpréter ces changements brutaux du forçage atmosphérique, ce que le 1/16° (trop diffusif) n'est pas capable de faire sans assimilation de données. On remarque aussi qu'avec une telle résolution, l'embouchure du Rhône est beaucoup trop large, ce qui induit des vitesses trop faibles pour influencer la structure du panache : la physique est donc principalement sous le contrôle de la diffusion qui est excessive.

Malgré ce problème, et toujours en utilisant cette configuration au 1/16°, l'assimilation de données parvient à limiter les conséquences de ce problème. La figure 10.4 permet d'évaluer l'apport de l'assimilation de données quant à l'amélioration de la forme et la position du panache du Rhône au cours de l'année. Les observations sont représentées

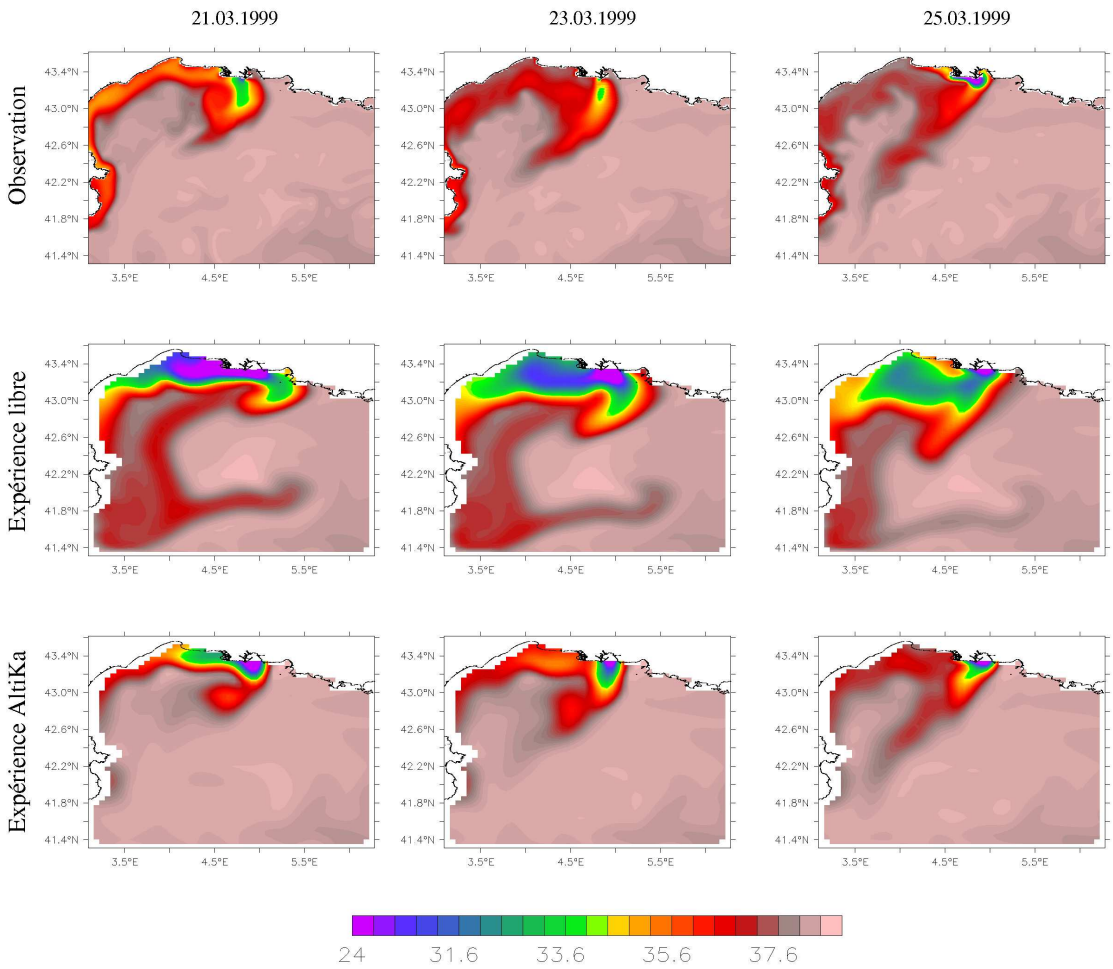


FIG. 10.3 – *Influence du Mistral, de la Tramontane et du vent de sud-est sur le panache du Rhône. Impact de l'assimilation de données sur la représentation de ce panache d'eau douce. La première ligne de cette figure représente la salinité de surface dans la configuration GLazur64 les 21, 23, et 25 mars, la deuxième ligne représente les mêmes graphiques pour une expérience libre de la configuration GDL16s et la dernière ligne montre ces mêmes figures pour l'expérience AltiKa.*

par des isocontours gris, l'expérience libre par des isocontours bleus et l'expérience AltiKa par des rouges. En fonction de la date selectionnée au cours de l'année, ces isocontours ont été choisis pour représenter au mieux le panache et diffèrent donc d'un mois sur l'autre. On compare cependant les mêmes isocontours dans les trois simulations pour un jour donné. Les 23 février, 16 mai, 1er juillet et 6 novembre ont en commun, et ce, quelque soit l'isocontour de salinité choisi, d'avoir un panache du Rhône qui s'étale sur la quasi totalité du plateau dans l'expérience libre. On remarque aussi que quelque soit le jour choisi dans l'année, l'expérience AltiKa (en rouge) reproduit très bien la forme et la position du panache tel qu'il apparaît dans les observations. Par exemple, ces eaux sont bien emportées par le CNM le 23 février et le 1er juillet, elles longent correctement la côte le 23 février, le 16 mai et 8 novembre et ce panache est représenté de manière très fine le 1er juillet. La résolution horizontale ne nous permet évidemment pas de modéliser un jet

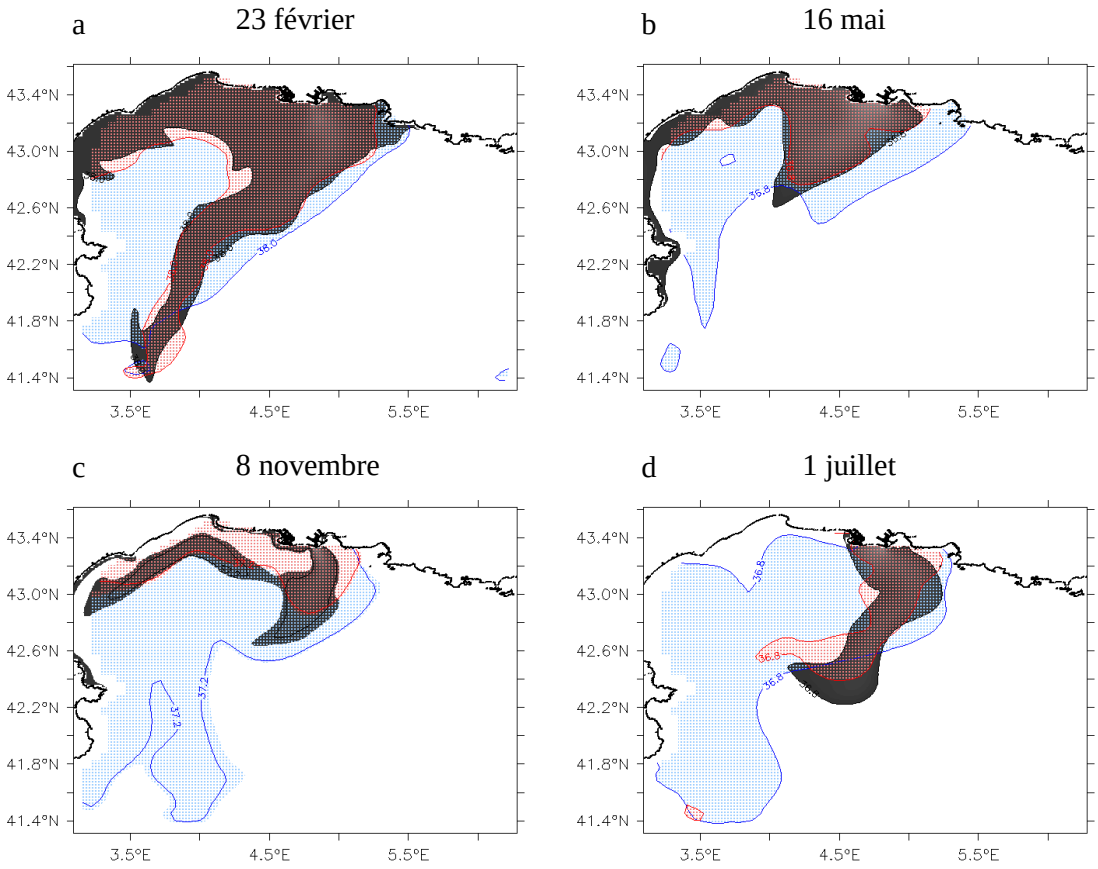


FIG. 10.4 – *Isocontours de salinité de surface dans les observations (en gris), l'expérience libre (en bleu) et l'expérience AltiKa (en rouge). Le panache du Rhône est représenté par l'isocontour de salinité 38 le 23 février(a), 36.8 le 1er juillet (b), 37.2 le 8 novembre(c) et 36.8 le 16 mai (d).*

côtier identique à celui des observations, par manque d'observation et de points de grille lorsqu'on s'approche de la côte catalane.

10.2.2 Caractéristiques du panache suivant la verticale

De par sa faible épaisseur (quelques mètres) et sa dynamique de front complexe, la modélisation du Rhône est difficile dans un modèle de circulation régionale sans développement spécifique.

Sur la figure 10.5, les résultats numériques portant sur une coupe à $4.8°E$ des champs de salinité le 29 septembre sont représentés pour les observations et la configuration GDL16s avec et sans assimilation de données.

La salinité de surface des observations sur la première ligne de cette figure montre qu'un épisode de vent de sud-est a précédé cette date et l'on voit clairement apparaître un jet côtier d'eau douce jusqu'à $42.6°N$. Sur les coupes de salinité présentes sur la deuxième ligne, on remarque que les eaux douces du Rhône apparaissent entre la surface et 8m de

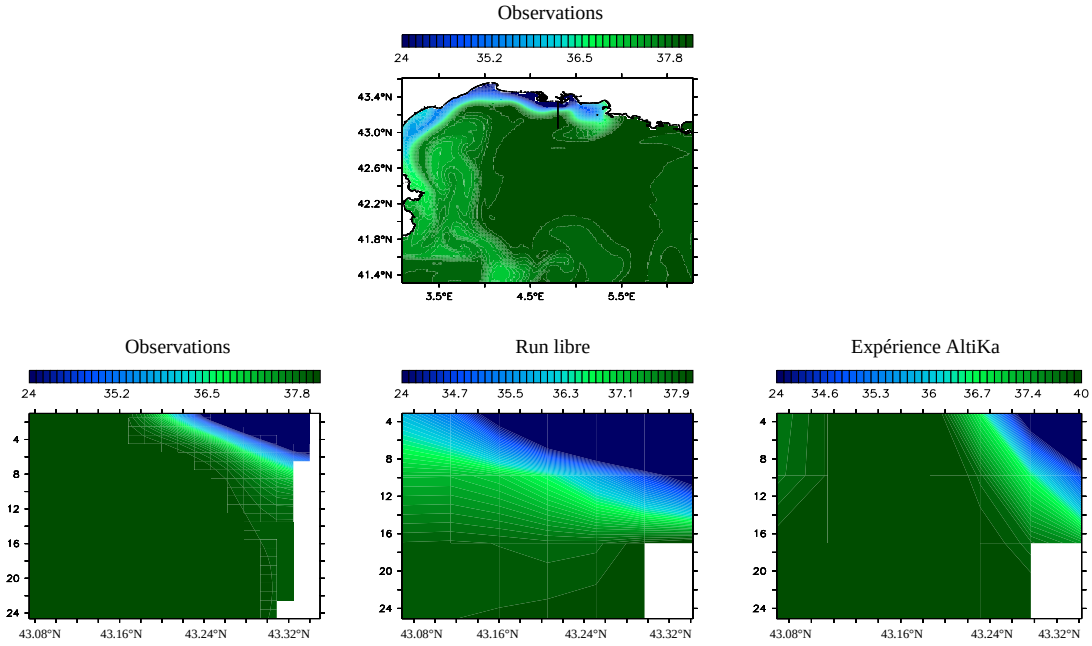


FIG. 10.5 – *Coupe zonale de salinité à 4.8°E permettant de visualiser le panache du Rhône le 29 septembre. La première ligne permet de localiser cette coupe dans le golfe du Lion grâce à une ligne noire. Cette carte représente la salinité de surface dans les observations ce même jour. Les cartes de la deuxième ligne représentent cette coupe zonale pour les observations (figure de gauche), l'expérience libre (au centre) et l'expérience AltiKa (à droite).*

profondeur dans les observations, jusqu'à 14m dans l'expérience AltiKa et l'expérience libre. La profondeur du panache a été choisie en ne sélectionnant que les eaux comprises entre 24 et 36.3. On remarque que l'assimilation de données ne permet pas de réduire la profondeur de ce panache. Ceci est dû aux différences d'échantillonnage des niveaux suivant la verticale dans les deux configurations (en particulier la résolution verticale de 1m en surface de GLazur64). En effet, les 17 premiers mètres de profondeur se partagent en trois niveaux dans GDL16s, alors qu'ils représentent 18 niveaux dans GLazur64. Cette résolution verticale nous empêche donc d'améliorer la profondeur de ce panache qui ne s'enfonce que de quelques mètres. On a vu précédemment que la représentation horizontale du panache était très bien corrigée par l'assimilation de données, ce qui se retrouve sur cette figure. En effet, alors que le cœur du jet côtier formé par ces eaux douces s'étale sur environ 14 km dans les observations et l'expérience AltiKa (de $43.2°N$ à $43.34°N$), il occupe plus de 26 km dans l'expérience libre, s'étalant de la côte à plus de $43.08°N$. On remarque aussi que malgré une bonne représentation de sa largeur depuis la côte, il reste plus diffus au 1/16° que dans les observations. Cette diffusion se voit clairement sur la figure 10.5 grâce à la palette de couleurs utilisée. En effet, alors que le cœur du panache est représenté par un dégradé de bleu (salinité comprise entre 24 et 36.3), la diffusion représentée par une dessalinisation des eaux environnantes (représentée en vert clair avec des salinités entre 36.3 et 37.4) s'étale sur une bande bien plus large sans assimilation qu'avec assimilation.

L'assimilation de données permet donc de réduire cette diffusion inhérente à la résolution du 1/16° (amélioration des gradients de salinité entre ce panache et les eaux environnantes).

10.3 Les *upwellings* côtiers

La faible profondeur des fonds marins ainsi que l'orographie locale donnent aux vents un rôle central. Ces vents vont contrôler les schémas de circulation et influencer la quasi totalité de la colonne d'eau. Ils sont à l'origine de l'apparition de phénomènes de fine échelle tels que les *upwellings* côtiers (*Millot*, 1979, 1990; *André et al.*, 2005; *Hua et Thomasset*, 1983) dont l'étude fait l'objet de cette section. L'extension vers le large de ces processus est du même ordre de grandeur que le rayon interne de déformation d'environ 10 km dans cette région (parfois même encore plus importante). Ces phénomènes dus à des remontées d'eau froide le long de la côte après un épisode de vent, ne se localisent que sur de très fines régions et leur représentation grâce à des modèles numériques dépend entièrement de la résolution horizontale et verticale des configurations utilisées. A l'aide du modèle OPA et d'une configuration du golfe du Lion au 1/16° imbriquée dans une configuration de la mer Méditerranée au 1/8°, *Mounier et al.* (2005) ont étudié l'apparition de ce phénomène d'*upwelling* au sein de la configuration régionale au 1/16° et ont comparé ces sorties numériques en décembre 2000 avec des observations de température de surface de NOAA/AVHRR[2] et de vitesses géostrophiques calculées perpendiculairement aux traces de TOPEX. Ils ont ainsi montré que les vitesses géostrophiques générées aux environs des *upwellings* étaient beaucoup trop faibles (par rapport aux vitesses observées) et que la résolution du 1/16° ne suffisait pas pour observer avec précision de tels phénomènes. Le paragraphe suivant a pour objectif d'étudier l'impact de la résolution horizontale sur la représentation de ces *upwellings*, dans les observations ainsi que la configuration GDL16s.

10.3.1 La représentation des fines échelles en zone côtière en hiver

La figure 10.6 permet d'observer la température de surface dans GLazur64 (au 1/64° puis interpolé au 1/16°), l'expérience libre et les expériences d'assimilation de référence et AltiKa.

Par la présence d'eau d'une température de l'ordre de $10°C$ au bord de la côte dans les observations, un *upwelling* est visible dans cette simulation même si de l'eau aussi froide n'apparaît que sur une fine bande aux abords de la côte. Si maintenant on s'intéresse à cette même simulation mais filtrée sur la grille de GDL16s, on se rend compte que l'on ne voit pratiquement plus apparaître cette langue d'eau froide (sauf vers $4.6°E$). La résolution du 1/16° ne permet donc pas le développement et l'observation de phénomènes aussi proches de la côte. Concernant maintenant la configuration GDL16s, l'expérience libre présente un plateau ayant des eaux bien trop froides et aucun *upwelling* alors que l'expérience de référence présente un plateau dont les températures s'approchent clairement de celles des observations. On remarque qu'aucun *upwelling* n'est créé dans cette expérience de référence alors que ce processus est visible sur l'expérience AltiKa.

Les *upwellings* sont des phénomènes qui ne concernent qu'une fine bande du littoral méditerranéen. Leur représentation est donc limitée par la résolution horizontale de la

[2]AVHRR pour Advanced Very High Resolution Radiometer.

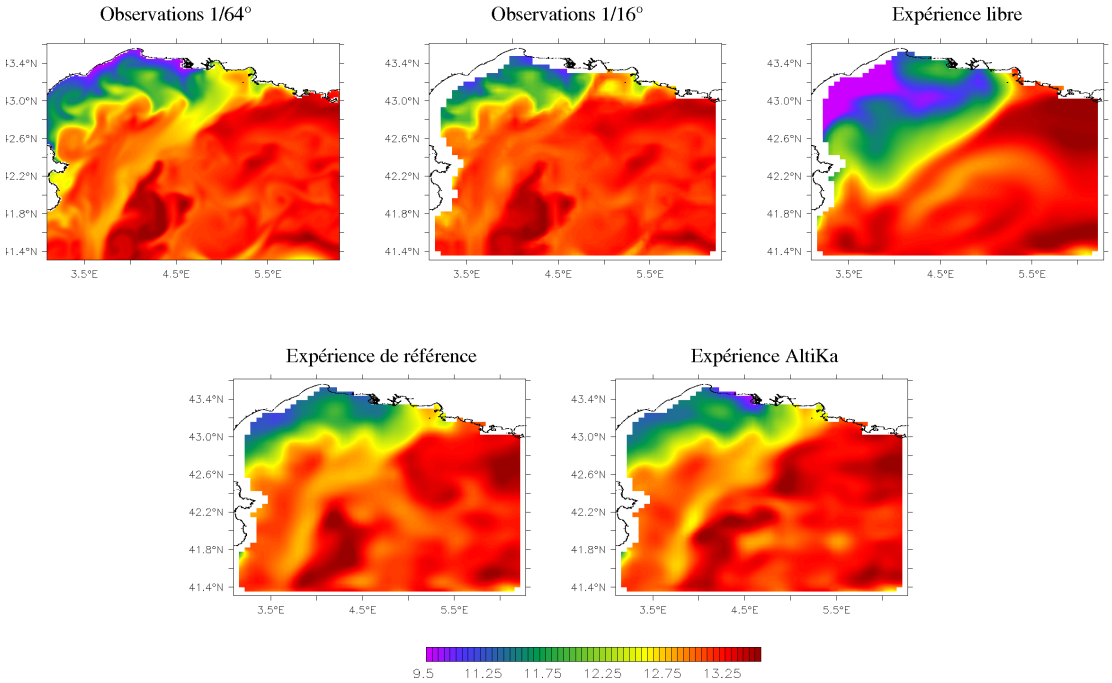


FIG. 10.6 – *Température de surface et observation de méandres le 23 février. La première ligne concerne des expériences libres et la seconde avec assimilation de données. Sur la première ligne, on trouve (de gauche à droite) la température de surface dans les observations au* 1/64°*, puis cette même température pour ce champs d'observations filtré au* 1/16°*, puis dans l'expérience libre de GDL16s. Au niveau de la deuxième ligne, se trouvent les températures de surface dans l'expérience de référence (à gauche) et l'expérience AltiKa (à droite). La carte représentant le vent moyen soufflant sur la région entre le 3 et le 23 février se trouve sur la figure 10.1.*

grille. Ils ne seront donc que rarement représentables au 1/16°. Il est clair qu'une simulation libre de GDL16s ne représentera pas de tels phénomènes. La capacité de l'assimilation de données à reproduire de tels phénomènes observés au 1/64° sur une grille au 1/16° dépendra donc des observations utilisées. L'assimilation de données altimétriques permet donc de fournir à notre système des données précieuses relativement proches des côtes (juqu'à 5 km grâce à la précision apportée par l'altimètre AltiKa). Il s'agit donc d'un atout pour représenter ce type de phénomènes.

10.3.2 Représentation des *upwellings* dans l'expérience AltiKa

Après avoir étudié la représentativité de ce phénomène d'*upwelling* sur une grille au 1/16°, nous allons donc regarder plus en détail leur formation, la raison de leur apparition au 1/64° ainsi que leur reproduction possible dans GDL16s grâce à l'assimilation de données. Nous n'avons pas regardé dans cette partie si les vitesses verticales associées à ces remontées d'eaux froides étaient bien représentées grâce à l'assimilation de données. En effet, cette technique d'assimilation permet d'améliorer les caractéristiques thermohalines de GDL16s et viennent modifier par la même occasion les vitesses géostrophiques, mais il

n'est pas évident que les vitesses verticales soient elles aussi correctement modifiées[3]. Nous nous contenterons donc dans cette partie d'évaluer si les eaux froides issues d'*upwellings* dans les observations sont bien représentées en surface dans l'océan assimilé de GDL16s.

Sans vent, il n'y a pas d'*upwelling*. De la même manière que pour l'étude des caractéristiques du panache du Rhône, une étude détaillée des vents ayant soufflés dans la région les jours ayant précédé l'apparition d'*upwellings* est nécessaire afin d'expliquer la forme des différents fronts de température et salinité du plateau.

La figure 10.7 présente les cartes des vents soufflant sur le golfe les 7 et 9 juillet ainsi que sur une moyenne entre les 3 et 7 juillet. Dès le début de ce mois, la Tramontane souffle sur le golfe ce qui se voit clairement sur la carte des vents le 7 juillet ainsi que sur la moyenne des vents entre le 3 et le 7 juillet, alors que le Mistral se lève dès le 8 juillet, jour durant lequel on se trouve dans une situation de cisaillement entre ces deux vents. Le 9 juillet, le Mistral souffle seul sur cette région.

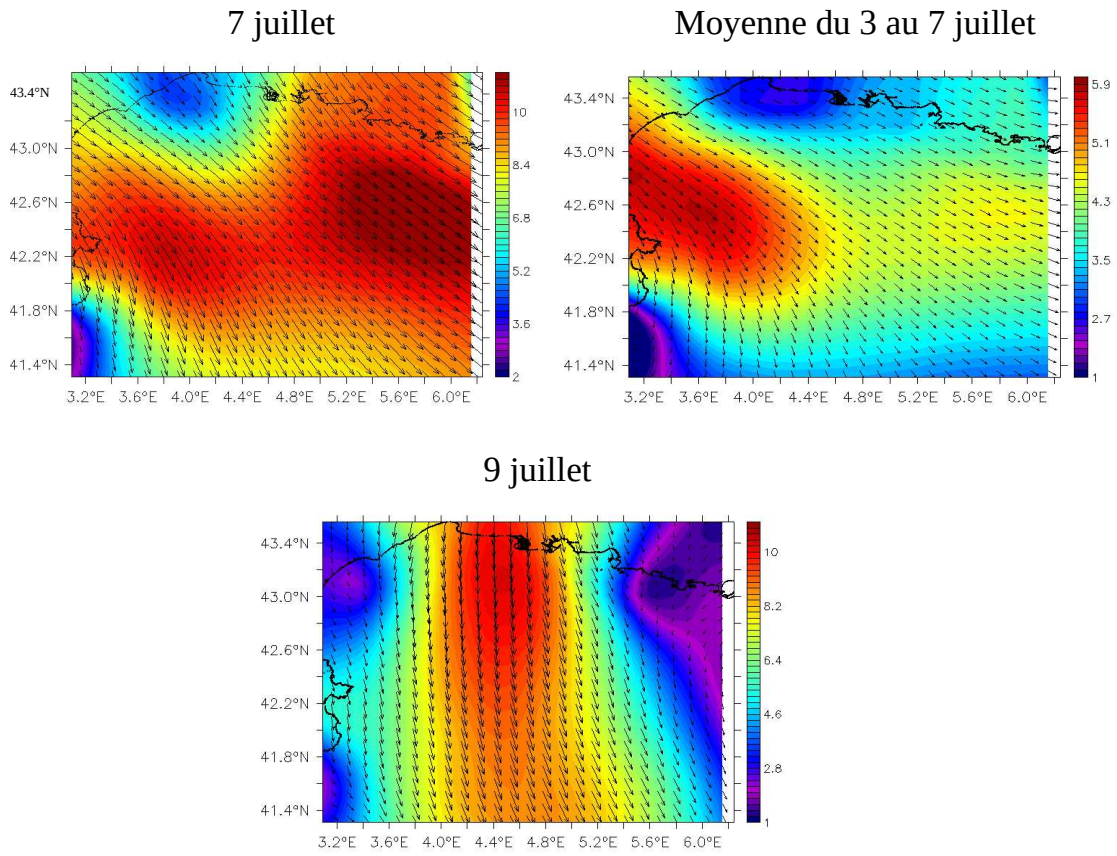


FIG. 10.7 – *Norme de la vitesse du vent à 10m au dessus de la surface de l'océan provenant du forçage atmosphérique REMO. Sur la première ligne, se trouvent une carte des vents moyennés le 7 juillet (moyenne sur les 24 heures) ainsi qu'une carte représentant la moyenne entre les 3 et 7 juillet de ces vents. Sur la deuxième ligne, on trouve une carte des vents moyennés le 9 juillet.*

[3]En effet, après assimilation de données (avec le filtre SEEK), la solution assimilée que l'on obtient n'est plus solution exacte des équations primitives du modèle NEMO-OPA mais a été modifiée.

Outre un refroidissement des eaux de surface et une évaporation accrue, ces vents intenses (pouvant aller jusqu'à 14 $m.s^{-1}$ le 7 juillet) vont aussi être à l'origine d'*upwellings* côtiers. En effet, sous des conditions de Mistral-Tramontane, un pompage d'eau froide est généré le long des côtes de Camargue et de Provence. De part la forme du trait de côte, des cœurs isolés d'eau froide sont créés (*Millot et Wald*, 1980) et les fortes variations de vent entraînent une forte variabilité spatio-temporelle de ces *upwellings* côtiers. Ces phénomènes sont bien illustrés dans les observations, ce qui se voit sur la figure 10.8 qui représente des cartes de température de surface les 7 et 9 juillet pour les observations (colonne de gauche), l'expérience libre (colonne centrale) et l'expérience AltiKa (colonne de droite).

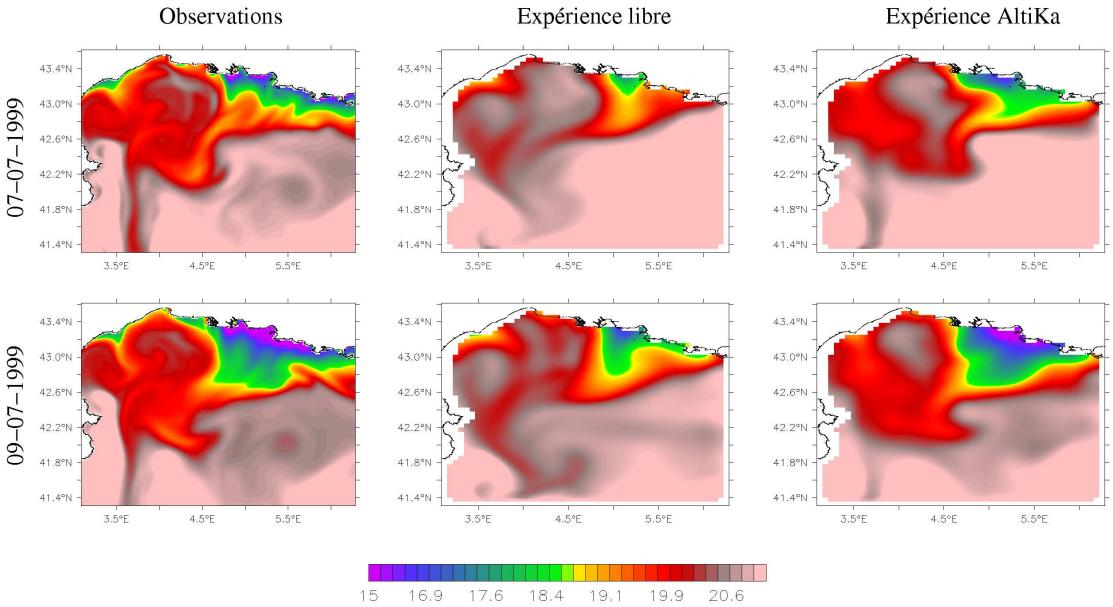


FIG. 10.8 – *Upwellings côtiers observés après un épisode de Mistral les 7 (première ligne) et 9 juillet (deuxième ligne). Comparaison entre la température de surface des observations (colonne de gauche), de l'expérience libre (colonne centrale) ainsi que de l'expérience AltiKa (colonne de droite).*

L'expérience AltiKa dont il est question sur cette figure est identique à l'expérience que l'on a étudiée jusqu'à présent (mêmes matrices de covariance d'erreur, mêmes paramétrisations du SEEK) mais se déroule entre le 19 juin et le 19 juillet, période estivale où ces *upwellings* se visualisent aisément après de forts épisodes de vents grâce au contraste entre les températures élevées des eaux du plateau et les températures froides des eaux venant des profondeurs.

La genèse et l'évolution de ces processus sont donc intimement liées au forçage atmosphérique. Dans le cadre de cette étude, GLazur64 et GDL16s sont forcées par le même forçage atmosphérique horaire REMO, ce qui présente l'avantage de pouvoir comparer l'impact d'un même vent sur ces deux simulations. Cependant, même si ces deux configurations possèdent le même forçage, il est évident que la différence de résolution horizontale existant entre elles, engendrera une différence dans la manière dont ces forçages agiront sur la surface de l'océan (ceci étant principalement dû à l'utilisation de formules *bulk*). La résolution kilométrique de GLazur64 permet de représenter correctement ces processus

fins. En effet, sur la figure 10.8, on remarque bien ces remontées d'eau froide le long de la côte d'Azur dues à l'épisode de Mistral-Tramontane du 7 juillet et une légère remontée d'eau froide le long de la côte catalane due à la fin de l'épisode de Tramontane qui a eu lieu les jours précédents (figure 10.7). L'expérience libre ne représente pas du tout de la même manière ces remontées d'eau froide que l'on a pu noter dans les observations. Le 7 juillet, cette simulation ne fait pas remonter des eaux suffisamment froides (eaux d'environ $18°C$ contre $15°C$ dans les observations), la fine langue d'eau froide que l'on voit apparaître est renforcée par les eaux froides du Rhône et ne correspond donc pas forcément à un *upwelling*. De plus, on remarque que cette zone est très ponctuelle, alors qu'elle s'étale tout au long de la côte d'Azur dans les observations. Dans l'expérience AltiKa, on parvient à faire ré-apparaître ces eaux froides en surface. En effet, de $4.6°E$ à $5.6°E$, on voit apparaître des eaux d'environ $16.5°C$ (eaux qui se trouvaient à $18°C$ dans l'expérience libre) et qui s'étalent le long de la côte d'Azur. Alors que cette zone d'*upwelling* s'étale jusqu'à la frontière est dans les observations, l'assimilation de données ne parvient pas à représenter ces eaux froides aussi loin (ceci étant dû à la proximité de la frontière ouverte est). Au niveau du plateau, l'extension vers le large des eaux froides est améliorée grâce à l'assimilation de données où l'on avait en moyenne des eaux un degré plus chaudes dans l'expérience libre.

Concernant la zone d'*upwelling* due à la Tramontane que l'on localise le long de la côte ouest vers $43.2°N$ dans les observations, cette remontée d'eau froide apparaît légèrement dans l'expérience libre (les 7 et 9 juillet) mais elle est par contre moins présente dans l'expérience AltiKa puisqu'il s'agit d'une zone peu observée par l'assimilation. On avait eu le même problème dans le chapitre 9 où l'on ne pouvait pas représenter de jet côtier. On remarque donc une légère détérioration de la représentation de ce phénomène sur la côte ouest.

Le 9 juillet, alors que le Mistral est le seul vent soufflant sur le plateau, des eaux de $15°C$ remontent des profondeurs aux environs de Marseille dans les observations et se retrouvent aussi dans l'expérience AltiKa alors qu'elles restent à $17°C$ dans l'expérience libre. On se rend compte ce jour là, que les eaux de surface de l'expérience libre paraissent toujours sous l'influence de la Tramontane ayant soufflée les jours précédents (légers *upwellings* sur la côte ouest) alors que les observations ne paraissent plus que sous l'influence du Mistral (langues d'eau froide toutes dirigées vers le sud). Le temps de réponse de la configuration au $1/16°$ paraît donc bien plus long que celui au $1/64°$ (ce que l'on a pu observer dans l'étude du panache du Rhône), mais l'assimilation parvient à corriger ce défaut et l'expérience AltiKa ne paraît qu'influencée par le Mistral à cette date alors que le problème au niveau de la frontière est reste persistant.

La figure 10.9 illustre ce phénomène d'*upwelling* sur la verticale en montrant une montée d'eaux froides autour de $15°C$ le long de la côte à $5.3°E$. Ce phénomène est bien illustré dans les observations et on retrouve des eaux tout aussi froides le long de toute la colonne d'eau dans GDL16s grâce à l'assimilation de données. Dans l'expérience libre de GDL16s, on ne retrouve pas cette remontée des isothermes à l'approche de la côte.

10.4 Formation et *cascading* d'eau dense du plateau

De nombreux échanges entre la côte et le large ont lieu sur le site du golfe du Lion et sont renforcés durant la période hivernale par l'existence de coups de vent intenses ren-

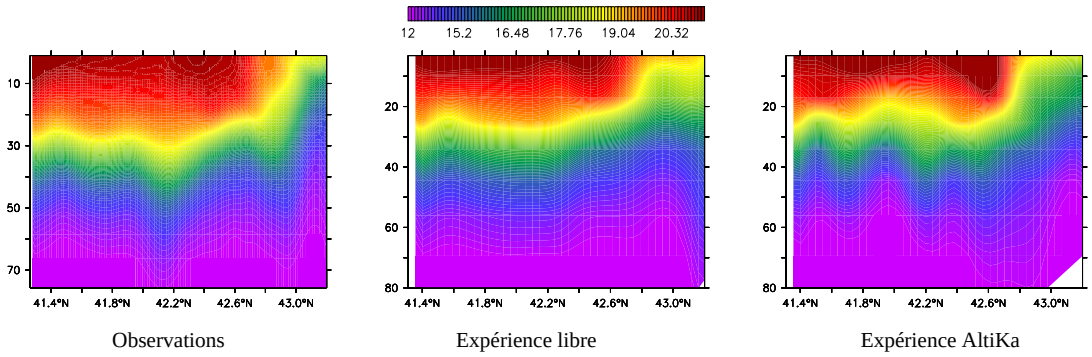


FIG. 10.9 – *Upwelling côtier observés après un épisode de Mistral le 7 juillet pour les observations (colonne de gauche), l'expérience libre (colonne centrale) ainsi que l'expérience AltiKa (colonne de droite). Cette figure représente une coupe à* $5.3°E$ *de la température.*

dant l'activité mésoéchelle du CNM plus importante et favorisant ainsi ses intrusions sur le plateau (chapitre 2). Ces échanges se trouvent aussi favorisés par la formation, l'export et parfois le *cascading* d'eau dense. Comme on a pu le voir au chapitre 1, tous les hivers, de l'eau dense et froide est formée sur le plateau et au large (*Ulses et al.*, 2008; *Dufau-Julliand et al.*, 2004) au niveau de l'interface air-mer grâce aux conditions atmosphériques (forts vents continentaux froids et secs). La formation de ces eaux denses sur le plateau peut se décomposer en plusieurs étapes. La première (appelée préconditionnement) est une déstratification de la couche de surface. Cette étape a lieu au début de l'hiver, quand les flux de chaleur négatifs refroidissent l'interface et la thermocline s'enfonce jusqu'à atteindre le fond du plateau. Une fois la couche d'eau homogène, la deuxième étape de formation peut commencer : les forts coups de vent associés à des flux de chaleur négatifs permettent la formation de cellules d'eau dense verticales appelées "cheminées" qui présentent de fortes vitesses verticales. La densité augmente tant que le coup de vent perdure. Si sa densité le permet, la masse d'eau dense nouvellement formée entame la troisième étape appelée "*cascading*" : elle plonge sous l'effet de la gravité jusqu'à atteindre le fond du plateau et y former un panache d'eau dense qui s'écoule alors sur le fond puis cascade le long du talus en se mélangeant aux eaux sous-jacentes. Elle s'écoule alors par les différents canyons grâce au *cascading* jusqu'à atteindre son équilibre hydrostatique. En février, l'eau dense formée est la plus dense de tout l'hiver. En avril, l'eau dense du fond du plateau qui ne s'est pas écoulée à travers le talus disparaît par mélange en se réchauffant progressivement avec les eaux environnantes. Les exports d'eau dense vers le large durant l'hiver représentent 26% du volume d'eau exportée (statistique obtenue sur la période 1999-2000 par *Langlais* (2007)). Les lieux privilégiés de ces échanges sont principalement l'est, pour les imports, aux alentours du canyon de Planier et l'ouest, pour les exports, principalement aux environs des canyons de Creus et Lacaze-Duthiers (en accord avec une zone de formation de cette eau dense de manière privilégiée à l'ouest du plateau). En effet, *Palanques et al.* (2006) ont observé que le *cascading* d'eau dense était plus intense sur la partie ouest du plateau et que le flux de sédiments transportés durant ces événements était d'un ordre de grandeur une à deux fois plus important dans le canyon de Creus que dans les autres canyons.

Leur formation sur le plateau et leur *cascading* le long des canyons sous-marins ont été étudiés durant 11 hivers (1990-2000) à l'aide de la configuration GDL64, afin d'évaluer la

variabilité interannuelle de leurs caractéristiques TS, de leur quantité formée, ainsi que du volume d'eau dense exporté au travers du talus (*Langlais*, 2007). L'hiver 1998-1999 s'est alors avéré être un événement exceptionnel en terme de formation et de *cascading* d'eau dense (*Dufau-Julliand et al.*, 2004; *Guarracino*, 2004). Nous avons donc choisi d'étudier la formation et le *cascading* de ces eaux en février 1999.

Modéliser correctement ces échanges exige une bonne représentation du CNM (afin de modéliser correctement ses instabilités) mais aussi du panache du Rhône qui vient influencer les caractéristiques TS de la quasi totalité du plateau. La formation et le *cascading* des eaux denses dépendent particulièrement des caractéristiques des eaux du plateau et de la capacité de la configuration numérique à représenter correctement le phénomène de convection.

Dans la configuration globale au 1/8° (mailles d'environ 10 km) utilisée par *Mounier et al.* (2005)[4], une correction en salinité en surface est apportée (*Castellari et al.*, 2000) au sud du golfe du Lion pour augmenter la salinité en janvier au moment où la phase de préconditionnement de la formation de l'eau dense se produit (phase de densification des eaux superficielles). Cette correction présente l'avantage de permettre le déclenchement de cette convection profonde comme par exemple en février 2000 où une masse d'eau froide ($\sim 13.05°C$) et salée (38.4 - 38.5) a convecté en moyenne jusqu'à 1800m de profondeur. Elle présente cependant l'inconvénient de modifier les caractéristiques en salinité de l'eau levantine intermédiaire à la fois dans la configuration globale et la configuration régionale (emboîtée dans cette dernière) qui ne sont plus semblables à celles des observations ou de la climatologie. *Mounier et al.* (2005) ont noté parallèlement que cette correction permet le déclenchement d'événements convectifs dans la configuration globale (1/8°) mais qu'aucune convection profonde n'avait lieu dans la configuration régionale au 1/16°. Cette étude montre que sans correction de la salinité de surface, une configuration au 1/8° ne serait pas capable de reproduire ce phénomène de convection. Elle nous montre aussi qu'une configuration au 1/16° n'est pas non plus capable de générer ce type de processus même si la configuration en question est forcée à ses frontières par une configuration capable de générer ce processus hivernal. Si on applique maintenant ces résultats au cadre de notre étude, on en conclut donc que MED16 forcée par ERA40[5] (sans correction spécifique en surface qui permettrait d'initier le processus de convection profonde) n'est pas capable de reproduire ce processus, ni d'ailleurs GDL16s.

On vérifiera cette affirmation au cours du paragraphe suivant dont l'objectif est d'étudier si ce processus est initié d'une part et si le processus de *cascading* peut ensuite avoir lieu durant l'hiver particulièrement rude de l'année 1999, et ce, dans les trois simulations numériques dont nous disposons.

10.4.1 Etude de la convection

Connaître la profondeur de la couche de mélange est un bon diagnostic pour savoir si le processus de convection est correctement représenté par le modèle[6]. La variable utilisée ici pour diagnostiquer la profondeur de mélange est la densité. La profondeur de la couche

[4]Les caractéristiques de la configuration au 1/16° emboîtée dans celle au 1/8° utilisée dans le cadre de cette étude sont présentées dans le chapitre 5.

[5]Outre la résolution au 1/16°, ce problème vient aussi du forçage atmosphérique utilisé, qui ne permet pas de créer des eaux suffisament denses afin qu'elles puissent cascader en dessous de 600m de profondeur.

[6]Il s'agit donc d'un moyen permettant de comparer la profondeur de la pycnocline dans les trois simulations.

de mélange est donc la profondeur pour laquelle la densité a varié de 0.01 $kg.m^{-3}$ depuis la surface. La haute résolution du forçage atmosphérique utilisé pour ces deux configurations permet de mieux reproduire les extrêmes atmosphériques spatiaux et temporels qui influent sur l'approfondissement de la couche de mélange. La figure 10.10 représente la profondeur de la couche de mélange pour des valeurs instantanées le 23 février dans les trois simulations.

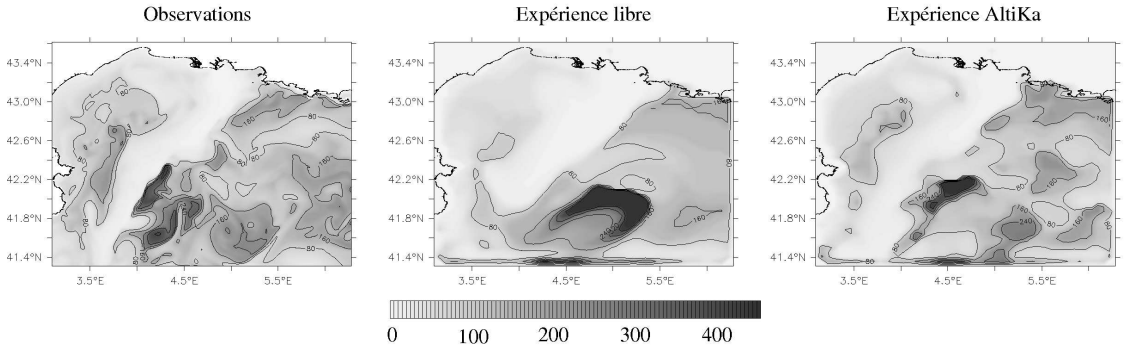


FIG. 10.10 – *Profondeur de la couche de mélange ou profondeur de la pycnocline (en m) dans les observations (figure de gauche), l'expérience libre (figure centrale) et l'expérience AltiKa (figure de droite) le 23 février.*

La zone ayant la couche de mélange la plus profonde se trouve située au large dans les trois simulations. Cette zone de convection est due à la circulation cyclonique de cet endroit. Alors que le cœur de cette zone peut se localiser aux alentours de $4.3°E$, $42°N$ dans les observations, ce cœur se trouve légèrement déplacé vers l'est ($4.5°E$) dans l'expérience AltiKa. Dans l'expérience libre, elle se trouve bien trop au sud-est et se localise aux alentours de $5°E$, $41.7°N$. Ce mauvais positionnement pourrait provenir, à nouveau, d'un mauvais positionnement du CNM dans cette simulation libre et d'une mauvaise amplitude du gyre cyclonique qui viendrait advecter cette zone de convection vers le sud-est du domaine. En effet, la résolution horizontale du 1/16° ne permettrait pas de reproduire les phénomènes petite échelle dus au vent ce qui pourrait entraîner la faiblesse du gyre cyclonique qui ne "piègerait" pas suffisamment l'eau dans cette zone de fort refroidissement et de forte évaporation.

La profondeur de la couche de mélange à cet endroit dépasse les 1300m au large dans l'expérience libre alors qu'elle n'excède pas les 450m au même endroit dans les observations. Plus la profondeur de la couche de mélange est importante, plus il y a eu de mélange et donc de convection dans les eaux de surface. Au large, on remarque donc qu'il y a "trop" de mélange dans une simulation libre au 1/16°. Au niveau du plateau, on remarque par opposition qu'il n'y a pratiquement pas de mélange alors que la profondeur de la couche de mélange à cet endroit dépasse les 80m dans les observations. On retrouve bien cette caractéristique des observations dans l'expérience AltiKa, de même qu'aucune convection au niveau du CNM (couche d'eau homogène chaude et salée), ce qui n'est pas vérifié pour l'expérience libre où la couche de mélange est située à 80m vers $41.8°N$. Dans la simulation libre au 1/16°, on observe sur le plateau une couche d'eau relativement homogène où peu de convection ne se produit, contrairement au large où les masses d'eau présentes ne sont pas assez homogènes. On s'attend donc à ce que peu d'eau dense soit formée durant les

hivers dans la simulation libre de GDL16s. Outre le positionnement du CNM, la résolution de GLazur64 explique aussi la présence de ces zones convectives sur le plateau pour cette simulation. En effet, on a vu dans le chapitre 9 que la haute résolution de GLazur64 permettait une meilleure représentation des processus de mésoéchelle. Or ces processus ont une influence importante sur la structure de la colonne d'eau pendant et après la convection profonde en raison de leur rôle dans la formation, le mélange et les transports horizontaux et verticaux des différentes masses d'eau. La figure 10.14, qui sera analysée plus en détail dans le paragraphe dédié à l'étude du *cascading*, montre bien ces cheminées de convection présentes dans les observations et l'expérience AltiKa le 23 février alors que les 200 premiers mètres de l'expérience libre ont une densité potentielle bien trop homogène et aucun mélange ne s'y produit.

L'assimilation a donc globalement bien amélioré ce paramètre qu'est la profondeur de la pycnocline, directement liée à la convection. La position corrigée du CNM joue son rôle ici aussi.

10.4.2 La formation d'eau dense

Avant de pouvoir suivre la formation, l'export et le *cascading* d'eau dense, il est indispensable de définir un critère qui nous permettra de les repérer parmi les eaux environnantes.

Critère de caractérisation de l'eau dense

Plusieurs critères sont envisageables afin de décrire ces eaux denses. Pour des travaux se basant sur une étude interannuelle de ces eaux, il est impossible d'utiliser un simple critère consistant à les décrire comme des eaux ayant une densité supérieure à une densité fixée, étant donné que ces eaux spéciales ont des caractéristiques en température et salinité pouvant varier d'une année sur l'autre (ceci étant dû principalement aux conditions atmosphériques et au débit du Rhône).

Dans notre cas, nous avons choisi d'étudier ce phénomène durant l'hiver 1999, hiver durant lequel ces eaux ont été formées en grande quantité et dont la formation et le *cascading* ont pu être observés[7]. On peut donc sélectionner ces eaux denses comme des eaux supérieures à une densité donnée. *Langlais* (2007) a par exemple défini les eaux denses de l'hiver 1998-1999 comme ayant une température inférieure à $13.2°C$, une salinité comprise entre 37 et 38.2 et une densité supérieure à 28.55. Il s'agit ici d'un premier critère que nous pourrons utiliser pour repérer ces eaux denses.

Une fois ces eaux denses repérées, *Herrmann et al.* (2008) ont défini un nouveau critère permettant d'observer leur *cascading* le long du talus, un critère se basant sur la localisation de forts gradients de densité depuis le fond marin sur des plans verticaux dans le canyon de Creus. En effet, grâce à des sections verticales de densité dans ce canyon, les eaux denses se visualisent grâce à des variations brutales de cette variable entre la densité de fond et celle des eaux environnantes[8]. Ce critère se résume grâce à la formule suivante :

$$\rho_{eaudense} = \rho_{fond} + \Delta\rho \tag{10.1}$$

[7] A titre d'exemple, *Béthoux et al.* (2002) ont estimé à environ 440 km^3 le volume d'eau dense ayant cascadé le long de la pente durant cet hiver 1998-1999 et ont observé des courants s'écoulant le long du canyon de Lacaze-Duthiers pouvant atteindre 60 $cm.s^{-1}$ durant les *cascadings* de cet hiver.

[8] Outre les contrastes de densité, d'autres critères existent afin de repérer le *cascading* de ces eaux denses : des critères basés sur leurs caractéristiques géographiques, la vitesse des courants dans les canyons et le volume d'eau dense formé.

où ρ_{fond} est la densité moyenne de fond et $\Delta\rho$ est une constante représentant une anomalie de 0.03 $kg.m^{-3}$. On considère donc dans ce cas que les eaux denses ont une densité égale à la valeur au fond plus 0.03 $kg.m^{-3}$.

Etant donnée la mauvaise représentation que l'on a de ces eaux denses dans une simulation libre de GDL16s, notre objectif pour ce travail n'est pas d'étudier précisément la valeur de la densité des eaux denses dans GLazur64 et l'expérience d'assimilation AltiKa, ni de quantifier avec précision la quantité d'eau dense formée ni la quantité de ces eaux ayant cascadées le long du talus. Notre objectif ici est d'observer si ces phénomènes inexistant dans notre simulation libre au 1/16° peuvent apparaître avec une telle résolution grâce à l'assimilation de données.

Nous utiliserons donc deux types de critères. Le premier consistera à repérer les densités les plus importantes (devant aussi être supérieures à 28.55) de la zone considérée. Le second utilisera des coupes verticales de densité dans le but d'observer le resserrement des isopycnes au niveau des canyons et des fonds marins afin d'observer le *cascading* de ces eaux denses. Ces critères bien que simples nous permettront de détecter la présence de tels phénomènes dans les simulations libre et avec assimilation de données de GDL16s, ainsi que dans les observations.

La formation d'eau dense

La formation d'eau dense s'effectue entre fin décembre et début avril (*Palanques et al.*, 2006). Elle est principalement due aux flux de surface. Alors que de l'eau dense se forme tous les hivers, son devenir dépend entièrement de la rigueur de l'hiver. Nous verrons en effet par la suite qu'elle ne colonise le fond des océans que lors d'hivers très froids comme celui de 1998-1999.

Afin de voir si de l'eau dense se forme et à quel endroit elle se forme sur le fond du plateau, la figure 10.11 représente des cartes de densité le 23 février à 100m de profondeur (la profondeur maximale du plateau étant de 200m) ainsi qu'une moyenne du 3 au 23 février à 70m de profondeur. La délimitation entre le plateau et le large est marquée par l'isobathe 200m tracée en noire sur cette figure. Deux lieux de résidence d'eau dense sont à noter à cette profondeur : le premier à 3.5°E, 42.8°N sur le plateau et le deuxième autour de 42°N au large. L'eau dense du large est bien représentée dans les trois expériences, bien qu'elle soit trop dense et trop à l'est dans l'expérience libre (ce défaut a bien été corrigé par l'assimilation de données).

A 100m, le CNM est représenté par des densités de l'ordre de 28.5 dans les observations, de même que pour l'expérience AltiKa. Dans cette expérience avec assimilation, on note une augmentation locale de la densité au niveau de la zone où de l'eau dense apparaît clairement dans les observations ; il se pourrait que la bathymétrie au 1/16° ne permette pas de représenter correctement cette zone de formation. On remarque par contre deux lieux de formation d'eau dense dans l'expérience AltiKa : un premier au nord-est du plateau (5.2°E, 43.2°N) et le deuxième au sud-ouest (3.2°E, 41.7°N) que l'on ne retrouve pas dans les observations. Une partie de cette eau dense s'écoulerait à cette profondeur au dessus du canyon de l'Aude (3.8°E, 42.7°N) pour rejoindre les eaux denses du large, ce qui se voit difficilement au 1/16° dans l'expérience AltiKa, bien qu'une zone de mélange paraisse exister aux environs de 4°E, 42.4°N. A cette même profondeur, la densité du courant de bord est assez mal représentée dans l'expérience libre, avec des valeurs de l'ordre de 28. Cette faible valeur est en partie due au fait que ce courant entre avec des caractéristiques non conformes aux observations à l'est du domaine, ce qui est ensuite renforcé par l'eau

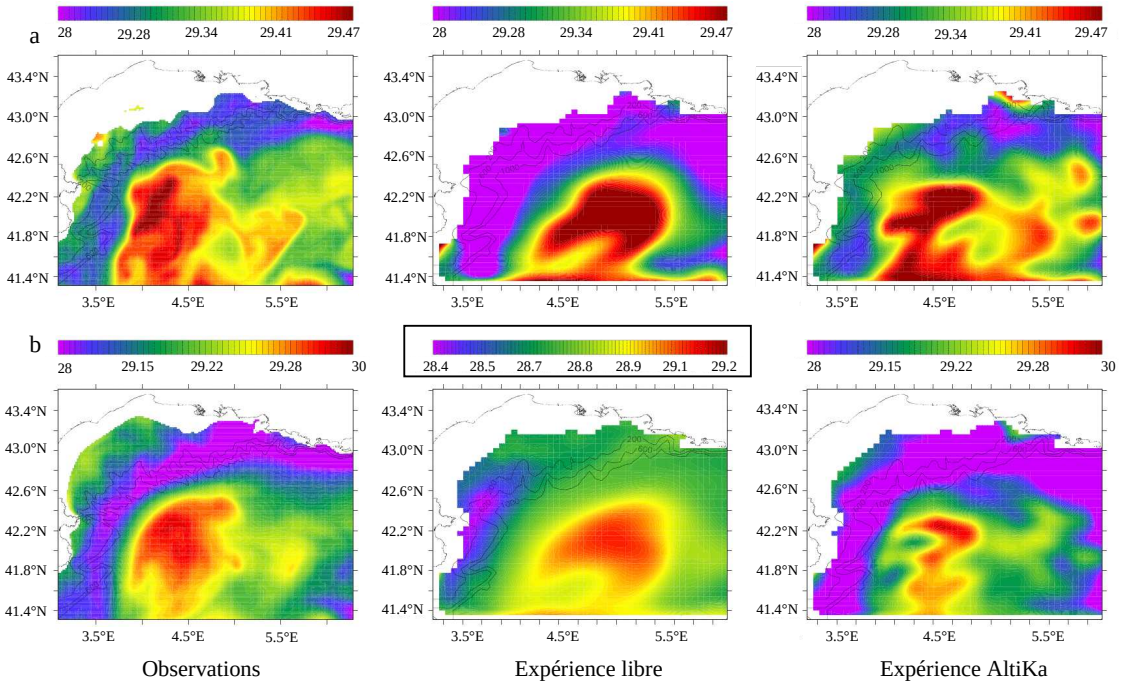
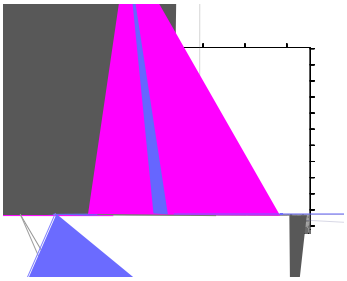


FIG. 10.11 – *Densité potentielle dans les observations (figure de gauche), l'expérience libre (figure centrale) et l'expérience AltiKa (figure de droite) le 23 février à 100m de profondeur (première ligne) et pour une moyenne du 3 au 23 février à 70m de profondeur (deuxième ligne). On notera que sur cette deuxième ligne, une échelle totalement différente a dû être utilisée pour l'expérience libre.*

douce du panache du Rhône qui occupe en surface la majeure partie du plateau. On voit sur cette figure que le CNM doit emporter avec lui ces eaux dessalées et ainsi être dessalé à son tour sur toute sa trajectoire et même en profondeur. On ne voit apparaître aucune eau dense sur le plateau dans la simulation libre.

L'excès d'eau douce emportée par le CNM dans l'expérience libre est d'autant plus important que l'on se rapproche de la surface. C'est ce que l'on vérifie sur la deuxième ligne de la figure 10.11 qui concerne des champs moyennés du 3 au 23 février à 70m de fond où on retrouve un CNM pas assez dense dans les deux simulations de la configuration GDL16s. On remarque la formation d'eau dense sur le plateau (densité de l'ordre de 29.22) dans l'expérience AltiKa ainsi que les observations. Dans le cas de ces coupes moyennées à 70m, les densités présentes sur le graphique de l'expérience libre ne correspondent plus du tout avec celles des observations et une échelle totalement différente a dû être utilisée. L'eau dense du plateau paraît bien présente dans l'expérience AltiKa, peut être en quantité moins importante que dans les observations. Cette figure ne nous permet pas de faire un bilan de formation des eaux denses sur le plateau et au large pour des dates données mais nous donne un aperçu de la capacité des différentes configurations à former ou non ces eaux spéciales.

La figure 10.12 représente les diagrammes TS des eaux délimitées par le rectangle rouge (sur la première ligne de cette figure) sur toute la profondeur le 23 février dans les trois simulations. Les couleurs chaudes de ces graphiques représentent les eaux présentes en plus grande quantité. La bande d'eau de densité d'environ 29 présente dans les ob-



sera davantage lié au forçage atmosphérique utilisé. Or les deux configurations numériques utilisées lors de cette étude possèdent les mêmes paramètres de diffusion horizontale et une friction de fond linéaire pour GDL16s et quadratique pour GLazur64. Une friction de fond quadratique est généralement utilisée dans les modèles d'océan. Cependant la friction linéaire utilisée dans GDL16s n'a pas un impact sur le *cascading* d'eau dense car les effets de la friction de fond sont généralement faibles tant que l'on utilise des valeurs relativement standards du coefficient de traînée. L'effet sur le *cascading* est sensible seulement si l'on augmente ce coefficient d'un facteur 50 (*Dussin et Tréguier*, 2010), ce qui n'a pas été fait dans cette thèse.

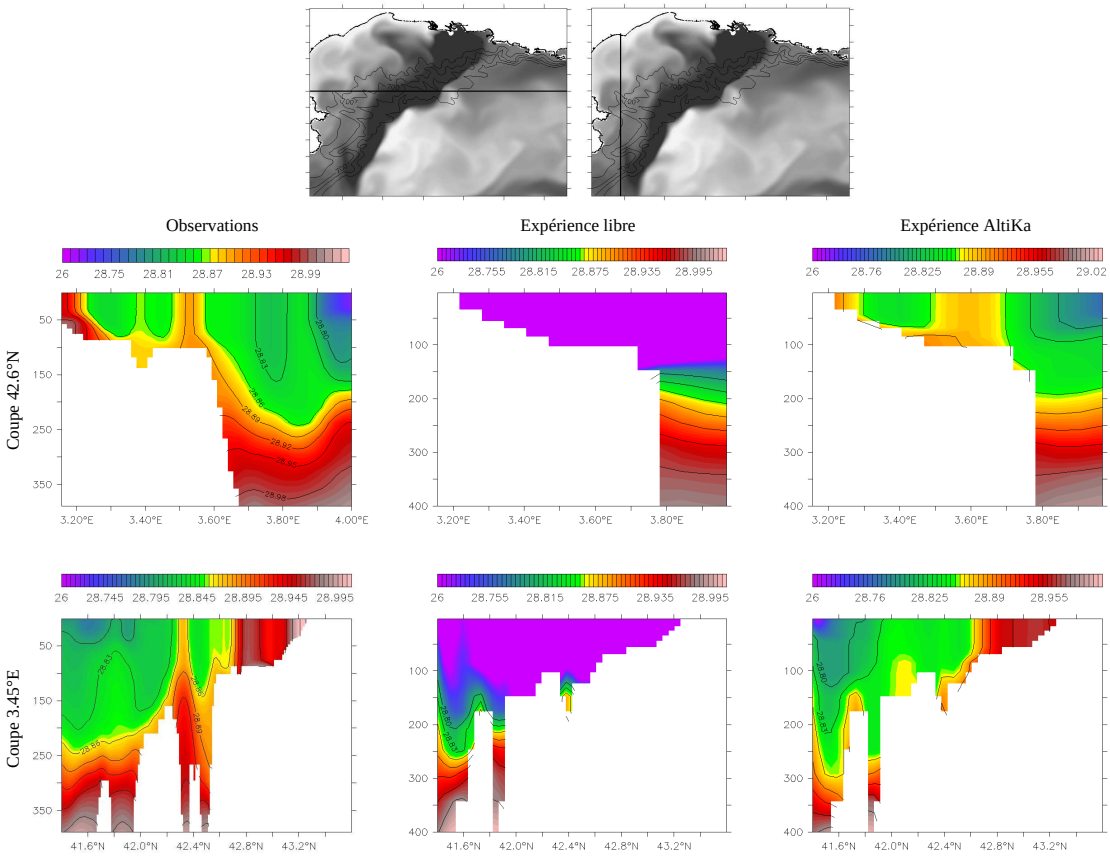


FIG. 10.13 – *Coupes zonale à 42.6°N (2ème ligne) et méridienne à 3.45°E (3ème ligne) de densité potentielle σ_0, le 23 février dans les observations (colonne de gauche), l'expérience libre (colonne centrale) et l'expérience AltiKa (colonne de droite). Sur la première ligne se trouve une représentation de cette coupe zonale à gauche et de la coupe méridienne, à droite.*

Les structures mésoéchelles ont un impact important sur la structure de la colonne d'eau lors de la convection profonde : elles facilitent l'advection d'eau légère et stratifiée vers l'intérieur de la zone de convection et d'eau dense vers l'extérieur, limitant ainsi l'extension latérale de cette zone, ralentissant l'approfondissement de la couche de mélange, stabilisant les caractéristiques de l'eau dense formée et facilitant la restratification. Elles jouent de plus un rôle majeur lors de la formation, du mélange et du transport de l'eau

dense. 2/3 de ces eaux denses sont exportées pendant la convection par entraînement dans le CNM vers la mer Catalane et 1/3 est approfondie et transportée vers le sud-est après la convection lors du transport par les tourbillons (*Langlais*, 2007).

La représentation des structures de mésoéchelle constitue donc une différence essentielle entre les configurations GDL16s et GLazur64. On peut alors lier les différences d'évolution de l'eau dense entre les deux configurations à ces structures.

On a vu dans le chapitre 1 que les eaux denses et froides formées en surface pendant l'hiver, coulent par gravité et à l'aide du frottement au fond et du guidage par les canyons. Le *cascading* a donc lieu en partie grâce aux interactions entre ces eaux denses et les fonds marins. Une bonne représentation de la bathymétrie ainsi que des différents canyons est donc primordiale si l'on souhaite modéliser correctement la plongée des eaux denses le long du talus. Nous avons vu précédemment le rôle néfaste de la bathymétrie au 1/16° sur la représentation des phénomènes de petite échelle. Nous ne reviendrons pas sur ce problème dans cette section.

Le *cascading* d'eau dense a déjà été étudié dans GDL64 par *Langlais* (2007), ainsi que dans le modèle SYMPHONIE par *Dufau-Julliand et al.* (2004) et *Ulses et al.* (2008) pour les hivers 1998-1999 et 2003-2004.

La figure 10.13 représente une coupe zonale à $42.6°N$ (deuxième ligne) et une coupe méridienne à $3.45°E$ (troisième ligne) le 23 février. Ces coupes permettent d'observer que l'expérience libre a des densités bien trop faibles sur les 150 premiers mètres et ne représente ainsi aucun des phénomènes petite échelle qui apparaissent dans les observations. La coupe zonale laisse apparaître à $3.4°E$ le canyon Lacaze-Duthiers : il emprisonne des eaux d'une densité d'environ 28.89. On remarque que sur la partie ouest du plateau catalan réside une eau très dense (de l'ordre de 29), qui est l'eau la plus dense des 400 premiers mètres représentés sur cette figure. Cette eau si dense ne figure pas sur l'expérience AltiKa là encore pour des problèmes bathymétriques. On remarque que deux principales cheminées de convection sont repérables au niveau du plateau et aux abords du talus par des isopycnes verticales permettant aux eaux denses créées en surface, par un refroidissement dû au vent (épisode de Tramontane ayant précédé cette date), de s'écouler et trouver un équilibre au fond du plateau. En plus du *cascading* de ces eaux denses, ces figures illustrent aussi leur plongée le long du talus, ce qui est bien illustré dans les observations et l'expérience AltiKa. La figure 10.14 permet d'observer plus précisément l'écoulement à travers quatre canyons : le canyon de Cassis, du Petit-Rhône, Lacaze-Duthiers et Creus le 23 février 1999.

On se rend compte que de l'eau dense s'écoule à travers tous ces canyons à cette date. On remarque cependant que des cheminées de convection ne sont visibles que dans les canyons de Lacaze-Duthiers et de Creus où des eaux de densité d'environ 28.8 plongent vers les profondeurs dans ces deux canyons.

10.5 Conclusion

Nous avons donc choisi d'étudier dans ce chapitre trois processus côtiers agissant sur le plateau continental du golfe du Lion et avons analysé leur représentation dans les observations, une simulation libre au 1/16° ainsi qu'une simulation avec assimilation de données au 1/16°. Il s'agit de l'étude de la forme et la position du panache du Rhône, l'étude des *upwellings* côtiers ainsi que celle de la formation et du *cascading* des eaux denses du

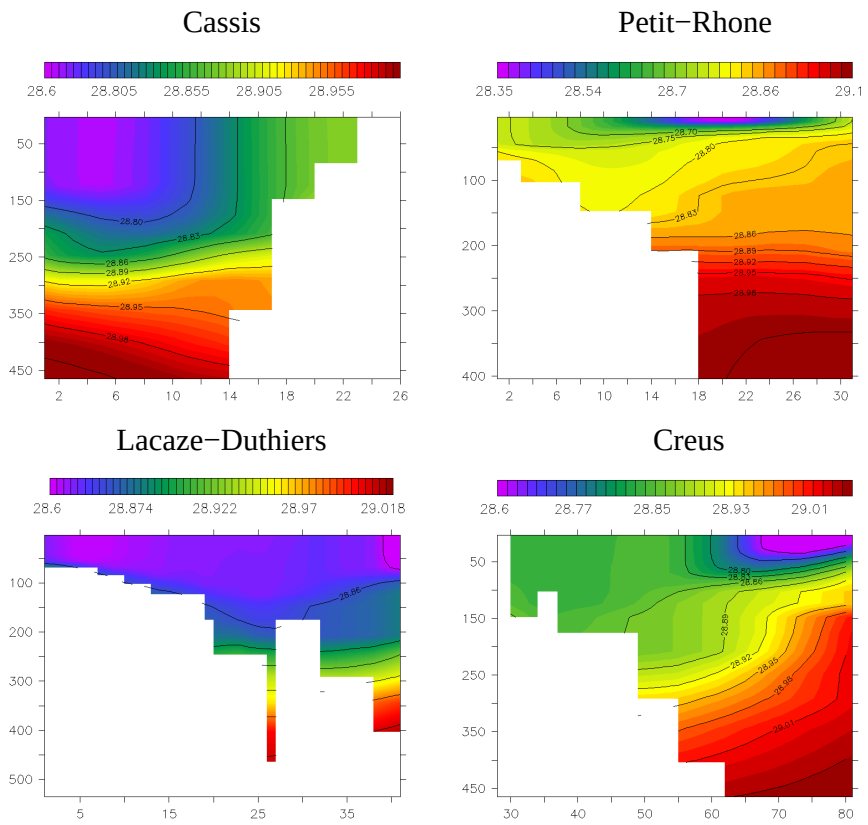


FIG. 10.14 – *Coupes transversales au travers des canyons de Cassis, du petit-Rhône, de Lacaze-Duthiers et de Creus de densité potentielle σ_0 le 23 février dans l'expérience AltiKa.*

plateau.

La simulation au 1/64° que nous utilisons pour fournir les observations lors de l'assimilation de données a déjà été validée pour GDL64 par *Langlais* (2007) et pour GLazur64 par *Ourmières et al.* (en préparation). Les études faites dans ce chapitre viennent donc compléter cette validation[9] et montrent que ces trois processus sont correctement représentés dans cette simulation libre.

La simulation libre de GDL16s que nous utilisons, bien que représentant correctement la circulation générale dans le golfe du Lion comme d'autres simulations libres au 1/16° (*Pinardi et al.*, 2003; *Mounier et al.*, 2005; *Echevin et al.*, 2003a; *André et al.*, 2005; *Langlais*, 2007), ne permet l'apparition d'aucun de ces processus de petite échelle. La forme et la position du panache du Rhône ainsi que les caractéristiques de ses eaux ne sont pas respectées, pratiquement aucun *upwelling* côtier n'apparaît à la suite d'épisodes de forts vents de nord nord-ouest et pratiquement aucune eau dense ne se forme sur le plateau ni cascade au travers du talus continental. La résolution horizontale et verticale de ces modèles ainsi que celle de la bathymétrie empêchent l'apparition de ces phénomènes. Les problèmes de représentation du CNM dans la simulation libre de GDL16s viennent, eux aussi, dégrader la représentation de ces phénomènes. En effet, sa position trop au sud vient

[9]Il s'agit ici d'un autre type de validation concernant la représentation des processus et non une validation avec des observations comme celle faite par *Ourmières et al.* (en préparation).

décaler la zone de convection du large vers l'est, son activité tourbillonnaire mésoéchelle trop peu intense empêche l'intrusion de branches de ce courant sur le plateau et empêche par la même occasion certaines interactions avec le sud du panache rhodanien et ainsi l'advection par le CNM de filaments d'eau douce. Finalement, ses caractéristiques thermohalines quelque peu différentes des observations viennent modifier les caractéristiques TS des eaux du plateau.

Concernant maintenant l'expérience AltiKa on remarque que l'assimilation de données permet de reproduire correctement ces phénomènes visibles dans les observations sur une grille au 1/16°. En comparant les résultats issus de l'expérience libre de GDL16s à ceux des observations, nous avions remarqué que l'augmentation de résolution entre ces deux configurations améliore significativement le gradient de salinité associé au front du panache ainsi que la structure verticale du panache. La couche d'eau douce est moins épaisse et moins diffuse et la forme de l'extension la plus au large approche la structure isohaline typique d'une tête de panache. La direction et l'extension du panache de dilution sont fortement influencées par le vent : alors que le Mistral tend à le propager et le diluer vers le large, les vents de sud-est le plaquent contre la côte générant un jet côtier. Ce comportement n'est visible qu'avec la haute résolution au 1/64°. En effet, au 1/16°, la diffusion est trop importante et contrecarre l'effet du vent. Outre la profondeur du panache qui n'a pas été améliorée avec cette configuration du SEEK, le problème dû à une diffusion trop importante liée à la résolution au 1/16° a été bien corrigé grâce à l'assimilation de données et l'expérience AltiKa présente un panache rhodanien ayant une position et une forme réaliste (toujours si l'on considère que GLazur64 représente notre réalité).

Les *upwellings* côtiers sont un autre processus que l'assimilation de données et plus particulièrement l'assimilation de la SSH proche des côtes, permet de reproduire dans GDL16s. En effet, malgré une résolution horizontale qui ne permet pas de s'approcher des côtes autant qu'avec GLazur64, nous sommes parvenus dans l'expérience AltiKa à reproduire ce phénomène alors qu'il était totalement absent de la simulation libre de GDL16s. En comparant la représentation de ces *upwellings* sur les côtes nord et ouest du domaine, nous nous sommes rendu compte de l'importance de la présence d'observations dans la zone que nous souhaitions corriger : alors que les *upwellings* au niveau de la côte d'Azur sont bien représentés grâce à des données de SSH présentes sur cette partie nord, aucun *upwelling* n'apparaît dans l'expérience AltiKa sur la côte catalane (de même que pratiquement aucun jet côtier) car trop peu d'observations sont disponibles à cet endroit.

Concernant maintenant la formation et le *cascading* d'eau dense, nous avons remarqué que les eaux trop peu salées du plateau dans la simulation libre de GDL16s empêchaient toute formation de ces eaux en hiver. Ces eaux proviennent de l'extension du panache rhodanien couvrant parfois la totalité du plateau (suivant les épisodes de vent ayant précédés), mais aussi des caractéristiques thermohalines du CNM non conformes aux observations. La correction des caractéristiques du CNM d'une part et du panache d'eau douce d'autre part, ont amélioré significativement les caractéristiques TS des eaux du plateau dans l'expérience AltiKa et ont ainsi permis dans cette simulation la formation d'eau dense en surface. L'étude de cette eau dense en février 1999 nous a permis de constater qu'elle convectait jusqu'au fond du plateau dans cette expérience d'assimilation et cascadait effectivement le long des canyons à l'ouest du golfe avant de rejoindre les eaux profondes au large du golfe.

Nous nous sommes donc rendu compte que le 1/16° n'était pas une résolution suffisamment fine pour représenter les processus petite échelle choisis dans ce chapitre. Avec ou

sans assimilation de données, une bathymétrie de cette résolution (tout particulièrement celle des canyons) ainsi que le manque d'information et de points de grille aux abords des côtes (par comparaison aux sorties d'une simulation au 1/64°) ne nous permettra jamais d'obtenir des informations aussi fines et proches des observations réelles que celles que l'on obtient avec une configuration haute résolution au 1/64°. Cependant, nous avons pu nous rendre compte que l'assimilation telle que nous l'avons paramétrée dans cette étude, permet une représentation correcte des processus de petite échelle de GDL16s que nous ne pourrions obtenir ordinairement que dans des modèles de très haute résolution.

Ainsi, cette étude montre que grâce à un modèle au 1/16° et des observations au 1/64° assimilées dans ce dernier (avec une paramétrisation des erreurs adaptées à ce problème d'assimilation), il est possible de reproduire des processus que seule une configuration avec des mailles d'une taille de 1 km est capable de générer sans assimilation de données. On a vu au chapitre 5 que la configuration GLazur64 était extrêmement coûteuse numériquement. Le fait de pouvoir, grâce à l'assimilation de données, représenter sur une grille au 1/16° des processus que l'on ne voit habituellement que sur des grilles bien plus fines, nous permet d'avoir ainsi accès aux petites échelles du golfe du Lion et à l'étude de leur impact sur la circulation plus grande échelle en s'affranchissant des importants coûts de calculs inhérents à l'utilisation d'une configuration haute résolution.

Cette remarque est importante si l'on s'intéresse au "futur" des systèmes actuellement opérationnels en mer Méditerranée. En effet, étant donné que l'un d'entre eux utilise actuellement une configuration au 1/16° (*Pinardi et al.*, 2003), on sait dorénavant que l'assimilation de données de plus fine échelle que celles actuellement assimilées (telles que les données altimétriques d'AltiKa ou des données de courantologie radar) pourrait enrichir ces configurations même si elles font intervenir des échelles plus fines que celles intervenant dans ces configurations au 1/16°.

Alors que plusieurs études (comme *Shulman et D.Paduan* (2009) ou *Oke et al.* (2009)) ont déjà été faites sur la faisabilité de l'assimilation de données radar ou l'estimation de paramètres, peu d'entre elles encore n'avaient évalué l'impact de l'assimilation de ce type de données sur la dynamique d'une région côtière. Grâce à des études de sensibilité à l'assimilation de données radar, le chapitre 11 permet d'évaluer l'influence et l'impact de l'assimilation de ce type de données sur la circulation du golfe du Lion.

Chapitre 11

Assimilation de données radar

Sommaire

11.1 Introduction **204**
11.2 Evaluation statistique de l'expérience **204**
11.2.1 Impact de la couverture spatiale de données radar assimilées . . 204
11.2.2 Adaptation de l'erreur d'observation 207
11.3 Influence de l'assimilation de données radar sur la physique du golfe du Lion **211**
11.3.1 Circulation en surface 211
11.3.2 Circulation profonde 213
11.4 Conclusion **214**

11.1 Introduction

Nous avons vu dans le chapitre 3 que l'apparition de nouveaux systèmes d'observation devrait permettre une meilleure observation du milieu côtier. Parmi ces nouveaux systèmes, on compte les satellites altimétriques, comme par exemple le satellite SARAL/AltiKa (dont le lancement est prévu pour 2011) ou le satellite SWOT (prévu pour les années 2020), mais aussi les radars courantomètres comme ceux prévus dans le cadre du projet ECCOP qui permettront d'observer les courants de surface du golfe du Lion et plus particulièrement le CNM. L'objectif de ce chapitre est d'étudier l'impact de l'assimilation de ce nouveau type de données radar sur la circulation dans cette région.

Nous procéderons de la même manière que dans le chapitre 8 où nous avons évalué la sensibilité de notre système à l'assimilation de profils thermohalins d'une part et de données altimétriques d'autre part. Nous commencerons par évaluer ce qu'apporte l'assimilation de ces données radar sur la qualité de ces expériences grâce à des outils statistiques. Nous utiliserons pour cela un outil diagnostic particulier basé sur un calcul d'écart RMS aux observations, puis évaluerons ce qu'apporte l'assimilation de ce type de données sur l'amélioration de la représentation de la circulation dans le golfe du Lion. Nous évaluerons par la même occasion l'impact de l'assimilation de ces données sur toutes les variables du vecteur d'état ainsi que l'impact de la paramétrisation de l'erreur d'observation sur la qualité des résultats de l'expérience. Une étude de sensibilité à l'erreur d'observation sera donc faite dans ce chapitre, de même qu'une étude de sensibilité à la couverture de données radar assimilées.

Les "données radar" dont il sera question dans ce chapitre correspondent aux vitesses zonale et méridienne extraites en surface sur tous les points de grilles, de la base de données d'observation. Etant donnée que ces observations ne sont extraites qu'en surface, nous évaluerons l'impact de leur assimilation en surface d'une part, puis évaluerons si un impact positif s'opère sur la profondeur ainsi que la profondeur jusqu'à laquelle l'assimilation de ce type de données se fait ressentir. Les bases de données d'observation utilisées pour toutes les expériences de ce chapitre auront comme point commun l'assimilation de profil TS tous les 20 km, seule la couverture de données radar assimilées variera.

11.2 Evaluation statistique de l'expérience

11.2.1 Impact de la couverture spatiale de données radar assimilées

L'objectif de ce paragraphe est d'évaluer si l'augmentation de la couverture spatiale de données radar assimilées, entraîne une amélioration de la qualité statistique des résultats de l'expérience d'assimilation (c'est-à-dire plus l'océan assimilé converge vers les observations). Nous utiliserons dans ce chapitre la même méthode que celle utilisée pour évaluer la qualité de l'expérience AltiKa, c'est-à-dire nous commencerons par évaluer statistiquement la réussite d'une expérience avant d'estimer ce qu'apporte ce type d'assimilation sur la représentation de la physique du golfe du Lion.

Au sein de ce chapitre nous définissons trois types d'expériences.

- Dans les expériences de type a, un profil TS est assimilé tous les 20 km (même couverture TS assimilée que pour l'expérience AltiKa) ainsi que les vitesses zonale et méridienne (U, V) en surface sur tout le domaine.

- Dans les expériences de type b, un profil TS tous les 20 km ainsi que les vitesses U, V sont assimilés en surface sur une zone restreinte autour de Marseille. Cette zone correspond à la couverture simulée d'un radar ; elle est représentée sur la figure 11.1.

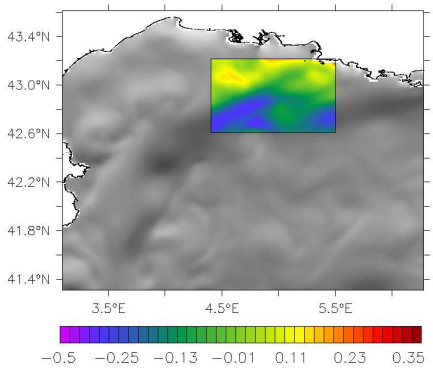


FIG. 11.1 – *Vitesse zonale le 23 février 1999 dans les observations, la zone colorée représente la zone couverte par un radar simulé au large de Marseille.*
Cette zone s'étend des longitudes $4.4°E$ *à* $5.5°E$ *et des latitudes* $42.6°N$ *à* $43.21°N$.

- Pour finir, dans les expériences de type c, seul un profil TS tous les 20 km est assimilé.

Au sein de ce paragraphe, la première série d'expériences utilisée a une paramétrisation du SEEK identique à celle de l'expérience AltiKa.

Pour la SSH, la température (non présentée ici) et la salinité, aucune différence notable n'apparaît entre les expériences de type a, b et c (figure 11.2). Quand on regarde les états analysés de la vitesse U, on se rend compte que plus la couverture spatiale en U, V assimilée est importante, plus ils se rapprochent des observations. Par contre, quand on regarde les états après assimilation (courbe rouge de "l'océan assimilé"), on se rend compte que l'assimilation de U, V en surface sur tout le domaine dégrade davantage les résultats qu'une assimilation sur une zone restreinte du domaine (cas b). Pour la SSH et les vitesses U et V, on remarque tout de même qu'assimiler ces données radar sur une zone restreinte fournit de meilleurs résultats que ne pas assimiler de vitesses surfaciques. Pour la température et la salinité, on se rend compte qu'assimiler des données radar (sur une zone restreinte ou sur tout le domaine) vient dégrader légèrement la solution.

Si on s'intéresse à des écarts RMS calculés en surface (au lieu d'écarts calculés sur toute la profondeur comme présenté ci-dessus), on se rend compte que ces écarts sont plus importants (la majeur partie de l'erreur à corriger réside en surface), mais que l'impact de l'assimilation de ces données radar reste identique et on remarque les mêmes tendances que celles précédemment décrites pour toutes les variables.

Afin d'évaluer la convergence vers les observations de l'état assimilé de ces différentes expériences, un diagnostic similaire à celui mis en place dans le chapitre 8 a été utilisé, se basant sur des écarts RMS. Ce diagnostic consiste à évaluer la convergence moyenne durant les dix derniers jours de l'expérience, de l'océan assimilé (ou des analyses) vers les observations[1]. Afin que ce diagnostic permette aussi de comparer cette convergence

[1]Des tests ont été effectués en utilisant des moyennes à 5 jours et ont menés à des tendances identiques

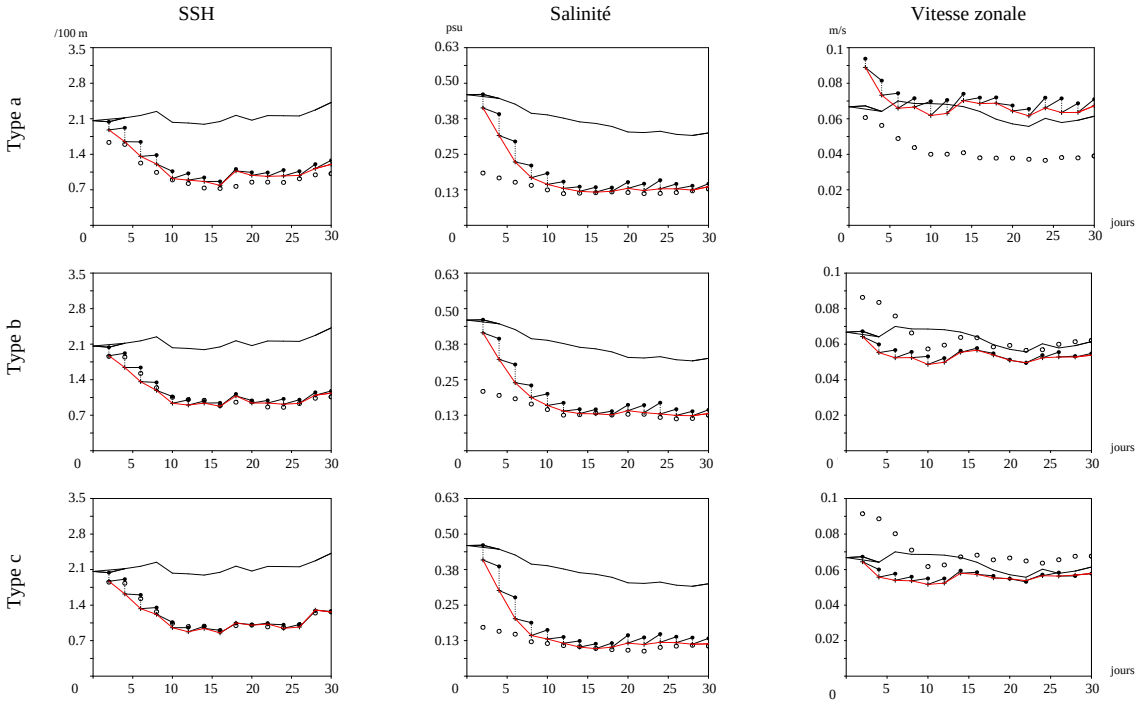


FIG. 11.2 – *Cartes d'écarts RMS globaux (calculés sur tout le domaine sur toute la profondeur) aux observations pour la première série d'expériences de type a (première ligne), b (deuxième ligne) et c (troisième ligne), pour la SSH (à gauche), la salinité (au centre) et la vitesse zonale (à droite).*

d'une variable à l'autre, une normalisation a été faite en comparant cette moyenne à celle de l'océan faux dans les mêmes conditions. Ce diagnostic consiste donc à retrancher la moyenne des écarts RMS sur les dix derniers jours de l'océan assimilé à celle de l'océan faux (expérience libre de GDL16s) et à diviser le résultat obtenu par la moyenne des écarts RMS sur les dix derniers jours de l'océan faux.

On en conclut donc qu'avec cette paramétrisation du SEEK, plus on assimile de données radar, meilleure est la convergence des analyses pour les variables U, V et SSH vers les observations. Ainsi, pour U, une amélioration des résultats de l'ordre de 36% (35.5% pour V, 5% pour la SSH) est obtenue quand on assimile des données radar en surface sur tout le domaine par rapport à n'assimiler ces données que sur une zone restreinte. On se rend compte que l'assimilation de ces valeurs en surface joue cependant un rôle néfaste sur la température et la salinité, dont les résultats les meilleurs sont obtenus sans assimilation de données radar. Même si cette dégradation reste légère (dégradation de la qualité des résultats de 4.7% pour la température et 4.4% pour la salinité entre l'expérience de type c et une expérience de type a), elle implique à son tour une détérioration des solutions de U et V : on remarque que les meilleurs résultats sont obtenus pour l'océan assimilé (courbe rouge) lorsque l'on assimile U et V simplement sur une zone restreinte, alors qu'ils s'empirent lorsque ces données sont assimilées sur tout le domaine.

qu'avec des moyennes sur 10 jours

11.2.2 Adaptation de l'erreur d'observation

Si l'assimilation de U et V a un impact négatif sur les autres variables, c'est probablement que ces observations sont davantage entachées d'erreur que ce qu'on a pu le présumer lors de la paramétrisation de la matrice de covariance d'erreur d'observation précédemment réalisée. Cette erreur d'observation telle qu'elle a été paramétrée pour l'expérience AltiKa prend en compte des erreurs allant d'environ 0 à 0.45°C en température, 0 à 1.7 (le maximum étant atteint au niveau de l'embouchure du Rhône) pour la salinité, de 0.35 à 9.9 mm pour la SSH et enfin de 0.35 $mm.s^{-1}$ à 131.8 $mm.s^{-1}$ pour la vitesse zonale et de 0.28 $mm.s^{-1}$ à 92.9 $mm.s^{-1}$ pour la vitesse méridienne.

Deux autres séries d'expériences ont alors été réalisées[2] en modifiant la matrice de covariance d'erreurs d'observation.

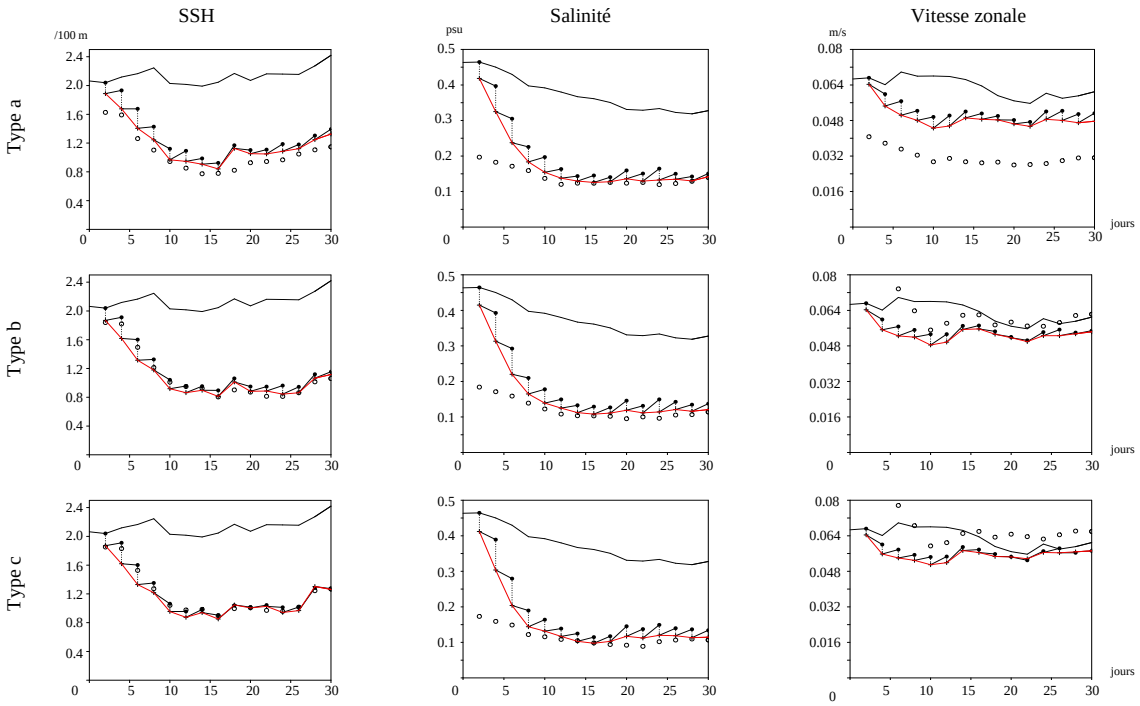


FIG. 11.3 – *Cartes d'écarts RMS globaux (calculés sur tout le domaine sur toute la profondeur) aux observations pour la deuxième série d'expériences de type a (première ligne), b (deuxième ligne) et c (troisième ligne), pour la SSH (à gauche), la salinité (au centre) et la vitesse zonale (à droite).*

Nous avons constaté que l'écart RMS moyen pour les vitesses zonale et méridienne entre une expérience libre de GDL16s et les observations était de l'ordre de 0.05 $m.s^{-1}$. Pour la deuxième série d'expériences de ce chapitre, nous avons donc choisi d'augmenter arbitrairement l'erreur d'observation des vitesses U et V de 0.025 $m.s^{-1}$ (soit la moitié de l'erreur observée dans l'expérience libre pour rester dans des ordres de grandeur en adéquation avec le type d'erreurs observées dans ce système). Lors de la troisième série d'expériences, nous avons choisi d'augmenter l'erreur d'observation des variables U et V de 0.05 $m.s^{-1}$ soit une augmentation de l'ordre de grandeur de l'écart existant entre l'océan

[2]On appelle série d'expérience, trois expériences de type a, b, et c comme précédemment présenté.

faux et les observations pour ces variables.

La figure 11.3 permet de comparer les écarts RMS aux observations de la salinité, la SSH et la vitesse zonale pour cette deuxième série d'expérience. Lorsque l'on compare ces résultats avec ceux de la figure 11.2, on se rend compte à première vue que cette nouvelle paramétrisation de l'erreur d'observation n'affecte pas (ou peu) la qualité des résultats pour la salinité, la SSH et la température (non représentée ici). Concernant les vitesses zonale et méridienne, on remarque une amélioration significative des résultats obtenus pour les expériences de type a et b. En effet, alors que les états analysés paraissent tout aussi bons que ceux de la première série d'expériences, cette nouvelle paramétrisation de l'erreur d'observation a permis d'obtenir un océan assimilé qui converge davantage vers les observations. Ceci montre bien que l'impact négatif qu'apportait l'assimilation de ces vitesses en surface a été significativement amoindri. En augmentant l'erreur d'observation pour ces variables, nous avons ainsi diminué la confiance que nous leur accordions et ainsi diminué la rétroaction négative qu'elles exerçaient sur toutes les variables de l'océan assimilé.

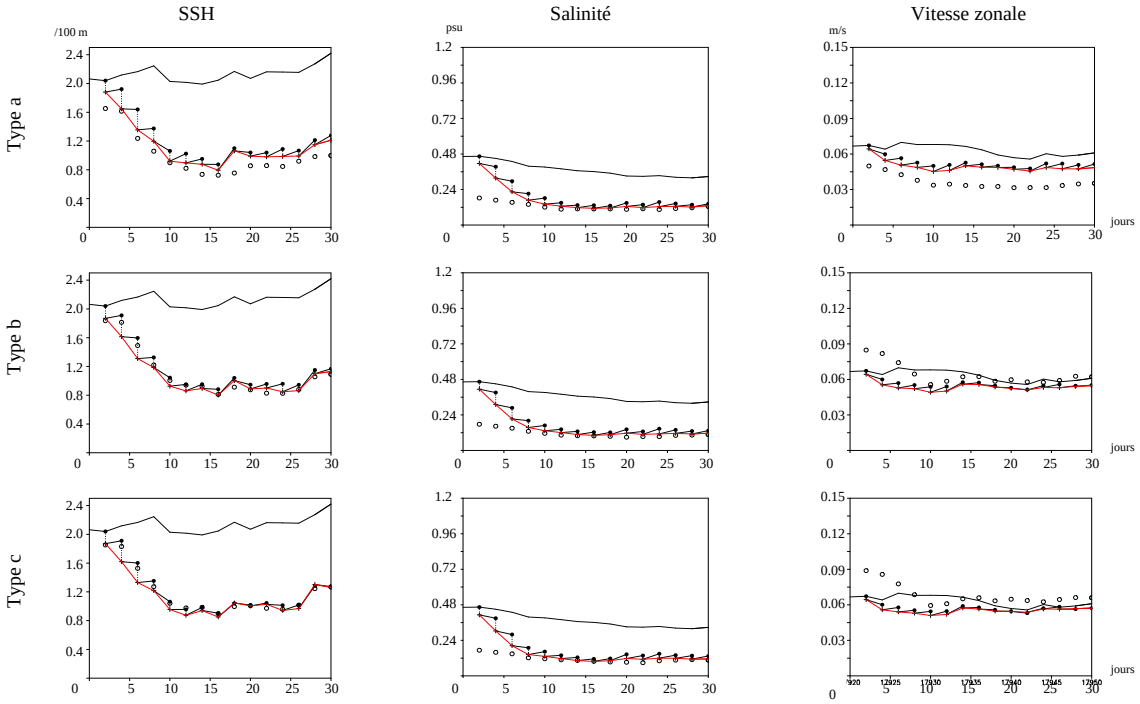


Fig. 11.4 – *Cartes d'écarts RMS globaux (calculés sur tout le domaine sur toute la profondeur) aux observations pour la troisième série d'expériences de type a (première ligne), b (deuxième ligne) et c (troisième ligne), pour la SSH (à gauche), la salinité (au centre) et la vitesse zonale (à droite).*

La figure 11.4 montre ces mêmes écarts RMS pour la troisième série d'expériences. Lorsque l'on compare ses résultats avec ceux des figures 11.3 et 11.2, on peut alors faire les même remarques que précédemment : on ne note aucune amélioration ni détérioration des résultats pour la température, la salinité et la SSH, mais une amélioration certaine des résultats pour les vitesses zonale et méridienne.

Afin d'évaluer de manière plus quantitative (et précise) ces résultats et d'apprécier les

différences entre les deux dernières séries d'expériences, l'utilisation du diagnostic statistique présenté au sein du paragraphe précédent s'est avérée indispensable.

Le tableau 11.1 permet de récapituler l'ensemble des scores obtenus en utilisant ce diagnostic pour toutes les variables du vecteur d'état et pour les trois séries d'expériences.

		Série 1	**Série 2**	**Série 3**
Salinité	Type a	63.01	61.28	64.31
	Type b	61.4	66.15	67.31
	Type c	67.37	67.37	67.37
Température	Type a	57.16	53.2	58.2
	Type b	54.41	59.62	60.66
	Type c	60.87	60.87	60.87
SSH	Type a	54.13	50.14	53.68
	Type b	54.54	56.93	56.72
	Type c	52.38	52.38	52.38
U	Type a	-7.655	21.94	21.32
	Type b	13.49	13.05	12.18
	Type c	8.383	8.64	8.64
V	Type a	4.921	31.57	33.19
	Type b	27.57	28.88	28.67
	Type c	26.15	26.96	26.96

TAB. 11.1 – *Diagnostics statistiques basés sur des calculs d'écarts RMS globaux aux observations permettant d'évaluer la convergence de l'état assimilé vers les observations. Ces diagnostics sont normalisés de sorte que l'on puisse comparer les scores des différentes variables.*

Alors que ces statistiques restent (comme prévu) identiques pour les expériences de type c, on se rend compte que plus on augmente l'erreur d'observation en U, V, meilleurs sont les résultats pour les expériences de type b pour la température, la salinité et la SSH. En d'autres termes, le fait d'augmenter l'erreur d'observation pour les vitesses zonale et méridienne a permis d'améliorer la qualité des résultats obtenus pour les autres variables du vecteur d'état, lorsque l'on assimile ces données radar sur une zone restreinte. Alors que l'augmentation de la qualité de ces résultats est importante lorsque l'on passe de la série 1 à la série 2 (augmentation de la qualité du résultat de l'ordre de 5% pour la température et la salinité), on se rend compte que cette amélioration est bien moins importante quand on passe de la série 2 à la série 3 avec une amélioration de l'ordre de 1% pour ces mêmes variables. Lorsque l'on regarde maintenant ces scores pour les expériences de type a, on constate alors des tendances différentes pour ces trois variables. En effet, les résultats de la série 2 sont légèrement moins bons que ceux des séries 1 et 3 et on remarque que c'est la troisième série qui présente les meilleurs résultats pour ce type d'expérience pour la température et la salinité. En d'autres termes, seule une augmentation importante de l'erreur d'observation conduit à une amélioration des résultats par rapport à la série 1 lorsque l'on assimile des données radar sur la totalité du domaine

(même si cette amélioration reste minime d'environ 1% pour la température et la salinité). Regardons maintenant l'impact de cette ajustement de l'erreur d'observation sur la qualité des résultats des vitesses zonale et méridienne. On se rend compte ainsi que pour les expériences de type a, cette ajustement engendre une augmentation significative de la qualité des résultats (augmentant d'environ 30% pour U et 26.7% pour V entre la série 1 et la série 2). On remarque que la qualité des résultats entre les séries 2 et 3 pour ce type d'expérience reste sensiblement identique (variations de l'ordre de 1%). Lorsque l'on s'intéresse à des expériences de type b, les résultats restent sensiblement identiques et l'impact d'une paramétrisation différente de l'erreur d'observation pour U et V ne modifie que très peu la qualité des résultats de cette expérience.

Cette étude nous permet principalement de conclure que la paramétrisation de l'erreur d'observation que nous utilisons joue un rôle significatif sur la qualité statistique des résultats obtenus. Sans l'utilisation d'un diagnostic approprié, il est alors difficile d'évaluer l'amélioration qu'apporte le changement de la paramétrisation de cette erreur. Nous nous sommes rendu compte que même si des améliorations significatives apparaissent notamment pour les vitesses zonale et méridienne, l'interprétation de ces résultats reste non triviale. En effet, sachant que nous n'avons utilisé que trois séries d'expériences pour faire cette étude, les statistiques d'erreur inférieures à 1% peuvent être considérées comme non significatives. Outre les bons résultats obtenus pour U et V, nous nous sommes rendu compte que dans le cadre des expériences de type b, que cette modification de l'erreur d'observation pour U et V engendrait une amélioration des résultats pour les autres variables du vecteur d'état. Par contre, dans le cadre d'une expérience de type a, une amélioration (très légère) ne se ressent qu'après une importante augmentation de cette erreur d'observation.

Les résultats précédemment évoqués concernent des statistiques calculés à partir d'écarts RMS globaux aux observations. Une étude similaire (non montrée dans ce chapitre) révèle les mêmes tendances si on utilise des écarts RMS surfaciques, ou si des moyennes à 5 jours au lieu de moyennes à 10 jours sont utilisées au sein du diagnostic.

Si l'on souhaite maintenant évaluer l'impact de l'assimilation de ces données radar sur la physique du golfe du Lion, il convient alors de définir des caractéristiques optimales qui définiront une expérience que nous exploiterons plus en détail dans le paragraphe suivant. L'étude de l'impact de la couverture de données radar assimilée étant achevée, il convient de définir une couverture optimale pour ces données, couverture fournissant des résultats statistiques les plus satisfaisants possibles pour toutes les variables. Alors qu'assimiler des données radar sur tout le domaine avec une paramétrisation de l'erreur d'observation du type de la série 3 donnent globalement les meilleurs résultats pour U et V, on se rend compte qu'il est préférable d'assimiler ces données simplement sur une zone réduite, toujours avec cette même paramétrisation de l'erreur d'observation pour la température, la salinité et la SSH. Etant donnée l'importante amélioration que l'on obtient pour U, V lorsque l'on assimile ces données radar sur tout le domaine (par rapport à n'assimiler ces variables que sur une zone restreinte) et lorsque l'on compare cette nette amélioration avec celle, plus faible, qu'engendre l'assimilation de U et V que sur une zone restreinte pour la température, la salinité et la SSH, nous avons donc choisi d'utiliser par la suite une expérience où des profils de température et salinité seront assimilés tous les 20 km, et où des données radar seront assimilées sur tout le domaine. Concernant l'erreur d'observation, nous prendrons l'erreur utilisée pour la série 3, c'est-à-dire une erreur augmentée de 0.05 $m.s^{-1}$ pour les vitesses zonale et méridienne.

11.3 Influence de l'assimilation de données radar sur la physique du golfe du Lion

L'objectif de ce paragraphe est d'observer l'impact de l'assimilation de ces données radar sur la circulation du golfe du Lion, en surface d'une part, puis en profondeur.

11.3.1 Circulation en surface

Etant donnée que ces données radar correspondent à des vitesses zonale et méridienne en surface, nous allons tout d'abord regarder l'impact de l'assimilation de ces données sur les caractéristiques des eaux de surface du golfe du Lion.

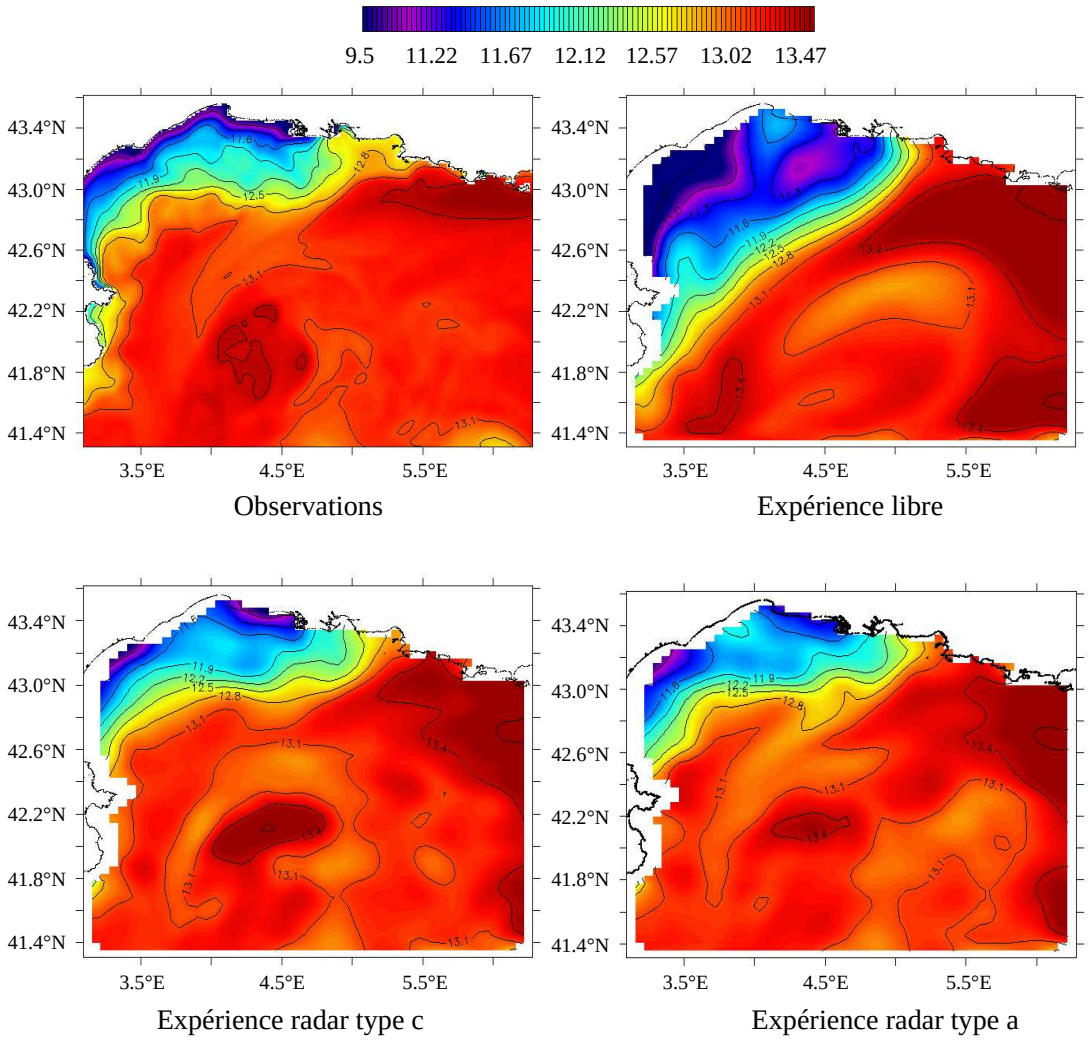


FIG. 11.5 – *Température de surface moyennée sur les dix derniers jours de l'expérience d'assimilation pour les observations et l'expérience libre de GDL16s (première ligne) et les expériences d'assimilation (deuxième ligne) avec assimilation de données radar sur toute la surface du domaine (figure de droite) et sans assimilation de données radar (figure de gauche).*

La figure 11.5 permet de comparer la température de surface dans les observations, une expérience libre de GDL16s ainsi que deux expériences d'assimilation, une avec, l'autre sans assimilation de données radar. Comme il s'agit de données en surface et que les conditions atmosphériques (principalement les vents) peuvent faire varier ces données de manière assez rapide, nous avons choisi d'étudier ici des champs moyennés sur les 10 derniers jours de l'expérience d'assimilation. Nous nous rendons compte que sur cette période, la température de surface de l'expérience libre au 1/16° se trouve plus froide que dans les observations. Si l'on compare maintenant la température de surface dans les deux expériences avec assimilation de données, on se rend compte que les structures de surface de cette variable sont mieux respectées avec assimilation de données radar. La faible amélioration apportée sur la température par l'assimilation de ce type de données est bien en cohérence avec les statistiques précédemment obtenues.

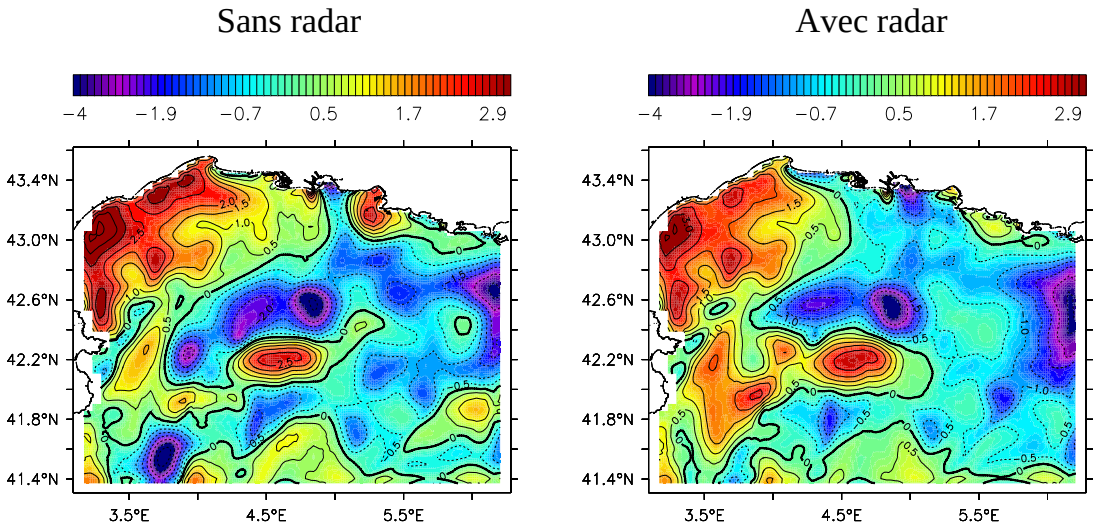


FIG. 11.6 – *Différence, pour la variable SSH, entre les observations et l'état assimilé dans l'espace des observations le dernier jour de l'expérience d'assimilation (le 23 février 1999).*

Nous avons vu précédemment que l'assimilation de ce type de données permettait d'améliorer légèrement la convergence de la variable SSH vers les observations. La figure 11.6 permet de confirmer ce résultat. Elle permet en effet de faire la différence entre les observations et l'état assimilé dans l'espace des observations. On se rend compte que ces améliorations ont principalement lieu le long de la côte et sur le plateau. Le long du trajet du CNM, on se rend compte que sans assimilation de ces données radar, la SSH des observations se trouve bien inférieure à celle de l'océan assimilé (valeurs négatives). Cette différence se trouve bien moins importante sur la figure de droite. Au niveau de l'embouchure du Rhône, c'est le problème inverse qui est observé, c'est-à-dire une SSH plus importante dans les observations que dans l'océan assimilé, cette différence est à cet endroit aussi bien amoindrie grâce à l'assimilation de données radar.

Si on s'intéresse maintenant à l'impact de cette assimilation sur la trajectoire et la structure du CNM en surface (figure 11.7), on note une légère amélioration des caractéristiques de ce courant dans sa partie zonale (de $5°E$ jusqu'à la frontière est).

En effet, alors que sans assimilation, la masse d'eau surfacique de vitesse moyenne 0.14

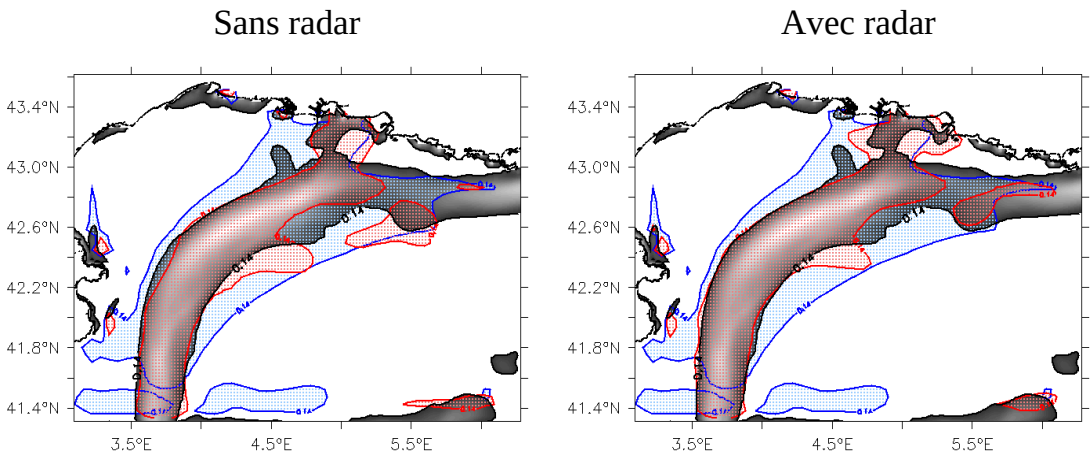


FIG. 11.7 – *Isocontours de la norme de la vitesse à 0.14 $m.s^{-1}$ en surface permettant de comparer la structure et la trajectoire du CNM au sein des observations (isocontours gris), de l'expérience libre (isocontours bleus) et des expériences avec assimilation de données (isoncontours rouges). Sur la figure de gauche, aucune donnée radar n'est assimilée pour l'expérience d'assimilation, tandis que sur la figure de droite, ces données sont assimilées en surface sur tout le domaine.*

$m.s^{-s}$ se trouve localisée trop au sud de sa position dans les observations, elle se trouve déplacée plus au nord dans l'expérience avec assimilation, venant ainsi correspondre au CNM des observations. On note aux alentours de la longitude $3.6°E$ et des latitudes $42.2°N$ à $42.6°N$, que la structure du CNM dans l'expérience de droite de la figure 11.7 est davantage en accord avec la structure du courant dans les observations.

11.3.2 Circulation profonde

Alors que ces données ne sont assimilées qu'en surface, il est intéressant de regarder si elles ont une influence sur la circulation profonde de ce golfe.

Pour cela, la figure 11.8 représente la différence de la vitesse zonale entre les observations et l'état assimilé dans l'espace des observations. Les zones positives de ces graphiques correspondent à des régions pour lesquelles la vitesse zonale des observations est plus importante que celle de l'océan assimilé. Ainsi, on remarque pour la coupe méridienne à $5.9°E$ que le CNM (situé aux alentours de $42.6°N$) a des vitesses bien plus importantes dans les observations que dans l'océan assimilé (différence de l'ordre de 0.1 $m.s^{-s}$) dans le cas où aucune donnée radar n'est assimilée. Lorsque ces données sont assimilées, cet écart entre observations et océan assimilé se trouve significativement réduit jusqu'à atteindre environ 0.03 $m.s^{-s}$. Au niveau de cette coupe méridienne, le même phénomène se produit vers $42°N$ où l'on observe sans assimilation de données radar un océan assimilé présentant des vitesses plus faibles que les observations (environ 0.15 $m.s^{-s}$ de différence). Cette différence se trouve réduite à 0.05 $m.s^{-s}$ grâce à l'assimilation de ces données radar. Si on s'intéresse maintenant à la coupe à $42.2°N$, on note de même à $4°E$ une importante différence entre observation et océan assimilé qui s'amenuise grâce à l'as-

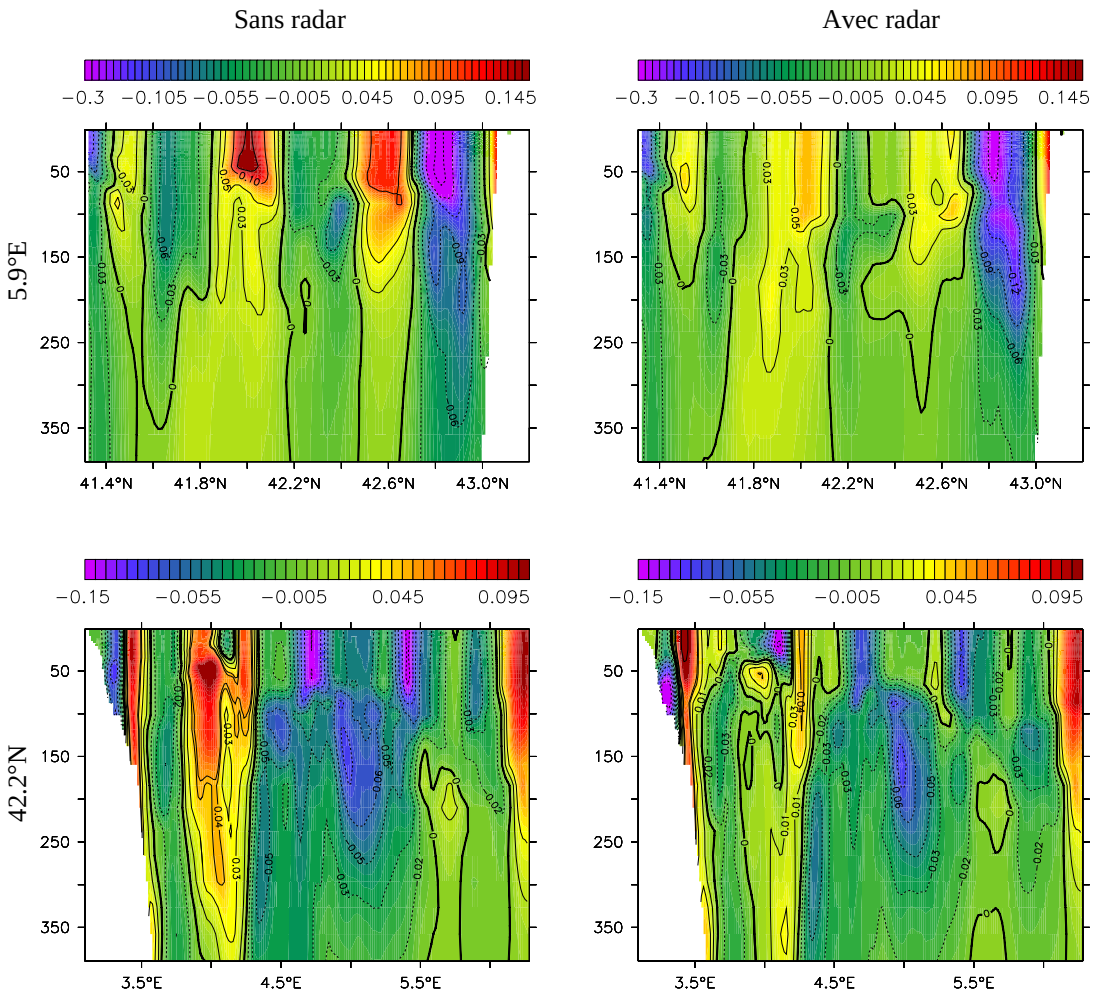


FIG. 11.8 – *Différences entre l'état assimilé et les observations de la vitesse zonale le dernier jour de l'expérience d'assimilation (23 février) dans l'espace des observations. Ces coupes à* $5.9°E$ *(première ligne) et* $42.2°N$ *permettent de comparer ces différences pour deux expériences d'assimilation de données, l'une sans assimilation de données radar (colonne de gauche) et l'autre avec assimilation de données radar en surface (colonne de droite).*

similation de données. On remarque sur cette coupe qu'au niveau de la frontière est, peu d'amélioration est à noter entre les deux expériences. Les différences que l'on observe entre les expériences de la colonne de gauche et la colonne de droite apparaissent jusqu'à des profondeur supérieures à 500m. On note cependant que ces différences ont majoritairement lieu sur les 300 premiers mètres.

11.4 Conclusion

L'objectif de ce chapitre était d'une part d'évaluer si assimiler des données radar avait un impact sur la circulation de cette région et d'autre part si cet impact était positif. Pour cela, nous avons mis en place différents types de diagnostics. Les premiers diagnostics uti-

lisés sont des diagnostics statistiques. Ils nous ont permis d'évaluer à l'aide d'écarts RMS aux observations, la convergence de l'océan assimilé vers les observations. Grâce à ces diagnostics, nous avons dans un premier temps évalué l'impact de la couverture spatiale en données radar assimilées sur la qualité du résultat pour les différentes variables. Nous nous sommes ainsi rendu compte que l'augmentation de cette couverture n'améliorait pas systématiquement la qualité de l'expérience d'assimilation mais que le lien entre quantité de données radar assimilées et qualité de l'expérience d'assimilation était bien plus complexe. Ainsi, assimiler ce type de données sur une zone restreinte (zone restreinte comparable à une couverture radar réaliste) améliore sensiblement la qualité de l'expérience pour les variables U, V et SSH. Par contre, on remarque grâce à ces critères qu'il est préférable de ne pas assimiler de données radar du tout afin de ne pas dégrader la solution de l'océan assimilé pour la température et la salinité. En pratique, l'assimilation de ces données en surface vient dégrader la qualité de la solution assimilée pour ces variables. Nous en avons donc conclu que l'erreur associée à ce type d'observation devait être mal paramétrée. Ainsi, en diminuant la confiance que nous accordions à ces données (augmentation de l'erreur d'observation pour U et V) nous avons ainsi mené deux autres types d'expériences et avons pu constater le rôle important que pouvait avoir la paramétrisation de l'erreur d'observation sur la qualité de l'expérience d'assimilation. Ainsi, en augmentant cette erreur, nous avons pu constater que plus la couverture spatiale de données radar assimilée était importante, meilleure était la convergence de l'état assimilé vers les observations. Nous avons par exemple constaté une amélioration de la qualité statistique des résultats d'environ 28% pour la vitesse méridienne entre une expérience sans paramétrisation spéciale de l'erreur d'observation pour U, V et une expérience où l'erreur d'observation était augmentée de 0.05 $m.s^{-s}$ pour ces mêmes variables. Concernant maintenant les autres variables du vecteur d'état, on s'est rendu compte que les meilleurs résultats ont été obtenus lorsque l'on assimilait ces données radar sur une zone restreinte et qu'une amélioration d'environ 6% apparaissait pour la température entre une expérience sans paramétrisation spéciale de l'erreur d'observation pour U, V et l'expérience où l'erreur d'observation était augmentée de 0.05 $m.s^{-s}$. Cette adaptation de l'erreur d'observation a donc permis une amélioration notable de la qualité de l'expérience d'assimilation pour les variables U et V, mais aussi pour les autres variables du vecteur d'état. Partant de cette constatation, nous avons voulu regarder l'impact de l'assimilation de ces données sur la représentation de la physique de ce milieu en utilisant une paramétrisation de l'erreur d'observation pour U et V adaptée comme précédemment présentée et une couverture complète en données radar assimilées. En effet, les bons résultats précédemment obtenus statistiquement laissent penser que la circulation du golfe a été améliorée grâce à l'assimilation de ces données radar. Ainsi, nous avons constaté que ces données, pourtant assimilées qu'en surface, permettait d'améliorer certes en surface la trajectoire du CNM, mais qu'elles permettaient de corriger l'intensité des courants de ce bassin jusqu'à des profondeurs supérieures à 500m.

Dans cette étude, nous avons étudié l'influence de l'erreur d'observation grâce à l'étude de seulement trois séries d'expériences en modifiant ainsi trois fois la valeur de cette erreur pour les variables U et V. Une étude plus poussée faisant varier davantage cette erreur permettrait d'évaluer de manière plus précise l'impact de cette paramétrisation sur la qualité des expériences d'assimilation menées.

Conclusions et perspectives

Dans le cadre de ce travail de thèse, le site du golfe du Lion est apparu comme un bassin particulièrement intéressant remplissant la totalité des exigences que présente cette étude. La circulation dans cette région côtière est principalement gouvernée par un moteur hydrodynamique puissant : le CNM (chapitre 2). Ce courant présente une variabilité saisonnière très marquée (*Millot*, 1990) : étroit, profond et s'écoulant proche des côtes en hiver, il se trouve localisé plus loin au large, est plus étendu et moins profond en été avec un flux beaucoup plus important durant l'hiver. Ce schéma peut cependant être perturbé par des variations de forte amplitude associées à des phénomènes de plus fine échelle dus aux conditions atmosphériques, aux apports fluviaux, à la bathymétrie complexe de cette région et à une forte activité tourbillonnaire du CNM principalement durant l'hiver. Ces forçages entraînent donc l'apparition de processus venant perturber (directement ou indirectement) l'écoulement de ce courant et rendent la modélisation de cette région d'autant plus difficile. Parmi ces processus difficiles à observer, on compte les *upwellings* côtiers, les ondes d'inertie, les tourbillons du CNM, la formation et le *cascading* d'eau dense le long du plateau continental (chapitre 1). On observe aussi que la forme et la position du panache du Rhône peuvent elles aussi varier considérablement et influencer la circulation et les caractéristiques TS des eaux du plateau qui varient considérablement en fonction des situations de vent soufflant sur la région. Le CNM est donc un processus majeur dans cette région, son étude et sa modélisation ont ainsi fait l'objet d'une attention toute particulière au cours de cette thèse.

C'est dans ce cadre problématique que s'est inscrit cette thèse. Son objectif a donc été double : d'une part, évaluer ce qu'apporterait l'altimétrie d'AltiKa pour la compréhension des milieux côtiers et d'autre part, évaluer en quelle mesure des expériences d'optimisation du système d'observation (OSSEs) permettraient d'améliorer la représentation de la physique dans une configuration régionale haute résolution (1/16°) du golfe du Lion. Pour se faire nous avons disposé de deux types d'outils : la modélisation numérique et l'assimilation de données.

D'un point de vue modélisation et afin d'étudier ce milieu particulièrement complexe, nous avons fait le choix d'utiliser une configuration du golfe du Lion du modèle numérique NEMO-OPA dont la résolution au 1/16° est identique à celle de l'une des configurations utilisées de manière opérationnelle dans cette région (MFS). *Pinardi et al.* (2003), *Mounier et al.* (2005), *Echevin et al.* (2003a), et *André et al.* (2005) par exemple, ont montré que cette résolution permettait de reproduire correctement la circulation générale de la mer Méditerranée occidentale. Cependant, le rayon interne de déformation de Rossby étant de l'ordre de 10 km dans cette région et étant inférieur à 4-5km sur le plateau, cette configuration avec des mailles de 5 km peut être considérée comme *eddy-permitting*. Elle ne permet donc pas de reproduire les phénomènes d'échelle trop petite qui ont été présentés dans le paragraphe précédent. GLazur64, la deuxième configuration que nous avons utilisée dans cette étude, présente une haute résolution au 1/64° et, grâce à des mailles d'environ 1 km, peut être considérée comme *eddy-resolving*, permettant de reproduire une circulation globale réaliste, enrichie par les petites échelles que cette configuration permet de résoudre. Mon travail de modélisation durant cette thèse a tout d'abord consisté à produire des simulations libres avec la configuration GDL16, puis créer une autre configuration nommée GDL16s dont les extensions géographiques répondaient davantage aux besoins des expériences d'assimilation mises en place.

Du point de vue de l'assimilation de données, nous avons fait le choix d'utiliser la méthode séquentielle du filtre de Kalman et plus précisément le filtre SEEK (filtre de Kalman de rang réduit) afin d'effectuer des expériences avec simulation du système d'observation (OSSEs) et plus précisément des expériences cousines. Dans le cadre de ces expériences, nous avons donc choisi d'extraire la base de données d'observation d'une simulation de référence de la configuration GLazur64 (appelée par la suite : "observations"). Mon travail en terme d'assimilation de données a consisté à implémenter ce filtre SEEK dans la configuration GDL16s grâce au logiciel SESAM, valider cette implémentation et effectuer les développements nécessaires pour paramétriser correctement cette méthode d'assimilation dans cette configuration côtière dans le cadre d'expériences jumelles puis cousines. Une fois cette paramétrisation optimale obtenue, des expériences de sensibilité ont été réalisées afin de définir des caractéristiques ainsi qu'une base de données d'observation optimales qui définiront une expérience nommée "AltiKa" dont nous avons étudié les résultats en détail dans cette thèse. Une importance partie de mon travail a consisté à évaluer la qualité des résultats de cette expérience en utilisant des critères de différente nature (statistiques et physiques).

Performance des expériences cousines

Dans le cadre de ces OSSEs, afin d'obtenir une base de données d'observation qui soit à la fois réaliste et qui conduise, une fois assimilée, aux meilleurs résultats, plusieurs études de sensibilité au système d'observation ont été réalisées. Les caractéristiques et résulats de ces expériences ont été développées au sein du chapitre 8. Nous avons ainsi rapidement confirmé, grâce à des expériences jumelles pour commencer puis des expériences cousines, que l'altimétrie d'AltiKa seule ne parvenait pas à contrôler la dynamique tridimensionnelle de notre système. Grâce à des diagnostics statistiques principalement basés sur des calculs d'écarts RMS aux observations, nous avons donc pu évaluer le nombre de profils TS à assimiler conjointement à l'altimétrie d'AltiKa afin de réduire significativement les écarts RMS entre états assimilés et observations. L'assimilation d'un profil TS tous les 20 km conjointement à la SSH le long des traces d'AltiKa, tous les deux jours, s'est alors avérée être un bon compromis rendant la base de données d'observation plus réaliste (même si elle reste actuellement sur-échantillonnée) et fournissant des résultats statistiques satisfaisants. Nous avons ainsi défini la base de données d'observation de l'expérience cousine "AltiKa". Une première évaluation statistique de cette expérience a révélé une diminution importante de l'erreur (écarts existant entre une expérience libre de GDL16s et les observations) de l'ordre de 65% pour la température et la salinité et de 45% pour la SSH. Ces bons résultats statistiques nous ont donc permis de conclure que notre système d'assimilation avait été paramétré de manière correcte et que les observations assimilées à l'intérieur du domaine d'étude permettaient de se rapprocher significativement des observations. Ces évaluations statistiques ont été complétées par d'autres études de sensibilité qui ont montré que notre système était faiblement sensible à la condition initiale, que quelle que soit la saison, les statistiques obtenues étaient tout aussi satisfaisantes et qu'un mois d'expérience suffisait à obtenir ces résultats stables de bonne qualité (cette dernière expérience de sensibilité à la durée a été menée grâce à une simulation de un an). Ainsi, après avoir définie une base de données d'observation optimale, nous avons établi qu'une simulation de trente jours ayant lieu durant le mois de février 1999 avec des conditions initiales extraites d'une simulation libre de référence de GDL16s caractériserait notre expérience AltiKa. Une dernière expérience de sensibilité à l'assimilation de données radar a été réalisée et fait l'objet d'un

chapitre complet (le chapitre 11). Dans ce chapitre nous nous sommes rendu compte que l'assimilation de ce type de données améliorait la qualité statistique des résulats pour les vitesses zonale et méridienne ainsi que la SSH, mais que seule une paramétrisation particulière de l'erreur d'observation permettait, en plus, d'améliorer la qualité des résultats pour les autres variables du vecteur d'état. Ainsi, nous avons pu évaluer grâce à ce chapitre l'importance d'une paramétrisation correcte de l'erreur d'observation et que même si ces données ne sont assimilées qu'en surface, leur assimilation améliore la qualité des résultats pour toutes les variables dans les trois dimensions. Cette amélioration se voit certes grâce à des diagnostics statistiques et influe par la même occasion la circulation du golfe du Lion.

Ces évaluations statistiques ont donc été complétées par des évaluations basées sur l'amélioration de la représentation de la physique après assimilation dans GDL16s.

Comme nous l'avons vu précédemment, nous avons accordé au cours de cette thèse une attention toute particulière au contrôle par l'assimilation de données de la dynamique du CNM. Plusieurs diagnostics basés sur le contrôle de sa trajectoire et de sa structure en surface et en profondeur ont alors été élaborés.

Contrôle de la dynamique du golfe du Lion

Le CNM

Le mois de février 1999 a été choisi pour effectuer cette étude en raison des caractéristiques du CNM durant cette période. En effet, durant l'hiver, ce courant est étroit, profond et s'écoule très proche de la côte. Il présente également une forte activité tourbillonnaire et ses nombreux méandres se détachent parfois du cœur du courant, principalement sur la partie est du golfe, allant par la même occasion modifier les caractéristiques et la circulation des eaux du plateau. En pratique, cette description réaliste du courant de bord est correctement représentée dans la configuration GLazur64 (fournissant nos observations synthétiques). GDL16s modélise lui, pour la même période, un courant plus large, circulant plus loin de la côte, avec des températures trop froides et une salinité trop faible et dont l'activité tourbillonnaire est pratiquement inexistante. Les principales raisons des défauts présents dans cette configuration proviennent de sa résolution horizontale, de sa résolution verticale et de sa bathymétrie ayant des canyons bien moins creusés que ceux présents dans les observations. Sa frontière ouverte est (provenant d'une configuration globale de la mer Méditerranée au 1/16°) où le CNM entre avec des caractéristiques un peu éloignées des observations, se trouve être une autre source d'erreurs. L'assimilation de données telle qu'elle a été paramétrée pour l'expérience AltiKa nous a permis d'améliorer significativement la représentation de la physique de ce milieu apportant ainsi, en plus de la validation statistique de cette expérience (présentée au chapitre 8), une autre validation, cette fois basée sur l'amélioration de la physique de cette région. On a donc réussi à corriger les caractéristiques TS du CNM (en faisant apparaître une masse d'eau inexistante dans l'expérience libre mais réaliste) et à corriger sa trajectoire ainsi que sa structure. Ces modifications ont un impact sur la représentation de la mésoéchelle du golfe du Lion. En effet, modéliser correctement ce courant ainsi que les branches de recirculation qui s'en détachent permet de représenter correctement les tourbillons ainsi formés, de même que l'activité mésoéchelle du large et du plateau qui sont des facteurs favorisant les échanges entre la côte et le large. Cependant, l'assimilation ne peut pas reproduire dans une configuration au 1/16° des phénomènes d'une taille inférieure à 5 km ou trop près des

côtes (phénomènes non observés), comme par exemple un jet côtier pouvant apparaître sur la côte ouest du golfe, ce qui a aussi un impact sur la représentation de l'activité tourbillonnaire du plateau. Nous nous sommes rendu compte que la bathymétrie et plus particulièrement la finesse des canyons tels qu'ils sont représentés dans la configuration au 1/16° est aussi un frein à une bonne représentation du CNM. En effet, on peut prendre pour exemple le canyon de Lacaze-Duthiers dont la profondeur maximale est de 500m dans GDL16s (contre 1200m dans les observations), ce qui empêche de voir s'écouler une masse d'eau inférieure au CNM, le laissant s'écouler directement contre la bathymétrie et créant ainsi une interaction courant-bathymétrie qui n'existe pas dans la réalité. *Petrenko et al.* (2005) ont aussi montré qu'une modélisation d'une stratification trop profonde sur le plateau pourrait être à l'origine d'un décalage du CNM vers le sud à l'est du plateau.

La dynamique du plateau

De nombreux processus agissent sur le plateau du golfe du Lion. Nous avons choisi d'en étudier tout particulièrement trois, présents dans les observations et absents ou mal représentés dans une simulation libre de GDL16s. Il s'agit de l'étude de la forme et de la position du panache du Rhône, de l'étude des *upwellings* côtiers ainsi que celle de la formation et du *cascading* des eaux denses du plateau. Dans la simulation libre de GDL16s, la forme et la position du panache du Rhône ainsi que les caractéristiques de ses eaux s'éloignent de celles des observations. Pratiquement aucun *upwelling* côtier n'apparaît à la suite d'épisodes de forts vents de nord nord-ouest et pratiquement aucune eau dense ne se forme sur le plateau ni ne cascade au travers du talus continental. La résolution horizontale et verticale ainsi que celle de la bathymétrie empêchent l'apparition de ces phénomènes. La représentation du CNM dans cette simulation libre vient, elle aussi, dégrader la représentation de ces phénomènes. En effet, sa position trop au sud vient décaler la zone de convection du large vers l'est, son activité tourbillonnaire mésoéchelle trop peu intense empêche l'intrusion de branches de ce courant sur le plateau, empêchant certaines interactions avec le sud du panache rhodanien et l'advection par le CNM de filaments d'eau douce. De plus, ses caractéristiques thermohalines sensiblement différentes de celles des observations viennent modifier les caractéristiques TS des eaux du plateau. Grâce à l'assimilation de données, nous sommes parvenus à reproduire correctement ces phénomènes précédemment évoqués visibles dans les observations sur une grille au 1/16°. En comparant les résultats issus de l'expérience libre de GDL16s à ceux des observations, nous avions remarqué que l'augmentation de résolution entre ces deux configurations améliore significativement le gradient de salinité associé au front du panache ainsi que la structure verticale du panache. La couche d'eau douce est ainsi moins épaisse et moins diffuse. La direction et l'extension du panache de dilution sont fortement influencées par le vent : alors que le Mistral tend à étendre et diluer ce panache vers le large, les vents de sud-est le plaquent contre la côte, générant un jet côtier. Ce comportement n'est visible que dans les observations. En effet, au 1/16°, la diffusion est trop importante et contrecarre l'effet du vent (*Langlais*, 2007). Outre la profondeur du panache qui n'a pas été améliorée avec cette configuration du SEEK, le problème dû à une diffusion trop importante liée à la résolution au 1/16° a été bien corrigé grâce à l'assimilation de données et l'expérience AltiKa présente un panache rhodanien ayant une position et une forme réaliste (toujours en considérant que GLazur64 représente notre réalité).

Les *upwellings* côtiers sont un autre processus que l'assimilation de données et plus particulièrement l'assimilation de la SSH proche des côtes, permet de reproduire dans

GDL16s. En effet, malgré la résolution horizontale qui ne permet pas de s'approcher des côtes autant que dans les observations, nous sommes parvenus dans l'expérience AltiKa à reproduire ces eaux froides issues d'*upwellings* dans les observations alors qu'elles étaient totalement absentes de la simulation libre de GDL16s. En comparant la représentation de ces *upwellings* sur les côtes nord et ouest du domaine, nous nous sommes rendu compte de l'importance de la présence d'observations dans la zone que nous souhaitons corriger : alors que ces eaux froides surfaciques sont bien représentées au niveau de la côte d'Azur grâce à des observations présentes sur cette partie nord, aucun *upwelling* n'apparaît dans l'expérience AltiKa sur la côte catalane car trop peu d'observations sont disponibles à cet endroit.

Concernant maintenant la formation et le *cascading* d'eau dense, nous avons remarqué que les eaux trop peu salées du plateau dans la simulation libre de GDL16s empêchaient toute formation de ces eaux en hiver. Ces eaux trop peu salées proviennent de l'extension du panache rhodanien, couvrant parfois la totalité du plateau (suivant les épisodes de vent antérieurs), mais aussi des caractéristiques thermohalines du CNM. L'amélioration des caractéristiques de ce courant d'une part et du panache d'eau douce d'autre part ont amélioré significativement les caractéristiques TS des eaux du plateau dans l'expérience AltiKa et ainsi permis dans cette simulation la formation d'eau dense en surface. L'étude de cette eau dense en février 1999 nous a permis de constater qu'elle convectait jusqu'au fond du plateau dans cette expérience d'assimilation et cascadait effectivement le long des canyons à l'ouest du golfe avant de rejoindre les eaux profondes du large.

Perspectives

A l'issue de ce travail, il est maintenant utile de résumer les développements futurs auxquels il conduit naturellement, les idées scientifiques qu'il a pu suggérer, sans avoir pour autant eu le temps de les explorer, bref de proposer ce qui me semble être les principales perspectives.

Je les organiserai selon trois axes :

- les perspectives d'utilisation des données altimétriques côtières dans les systèmes d'assimilation océaniques,
- quelques idées sur la meilleure façon de réaliser des OSSEs pour un tel système,
- et les ingrédients clefs qui pourraient permettre d'améliorer ou de juger de la qualité d'un système d'assimilation en région côtière.

Nous avons vu dans le chapitre 10 qu'assimiler des données altimétriques de type AltiKa en conjonction de données *in situ* a permis de fournir au système des informations au niveau de la côte nord du domaine et ainsi permis de représenter des *upwellings* côtiers (ou au moins les températures froides de surface associées aux *upwellings* présents dans les observations) qui n'apparaissaient pas dans une simulation libre de GDL16s. L'assimilation de ce nouveau type de données altimétriques pourrait donc permettre de faire apparaître dans les modèles régionaux des processus de surface jusqu'à présent non modélisés au 1/16°.

La future mission altimétrique SWOT (dont le lancement est prévu pour les années 2020) devrait, elle aussi, améliorer l'observation des zones côtières. En effet, cet altimètre devrait avoir une fauchée de 120 km de large et un cycle de l'ordre de 22 jours, ce qui permettrait de couvrir tous les 22 jours (grâce à deux traces au maximum) la totalité du

golfe du Lion (l'extension est-ouest de ce golfe étant de 250 km). L'apport de l'assimilation de ce nouveau type de données altimétriques a été abordé dans cette thèse dans le chapitre 8 où nous avons pu d'ores et déjà évaluer grâce à des diagnostics statistiques l'amélioration qu'engendrait l'assimilation de ce type de données (avec, pour la SSH, une convergence de l'état assimilé vers les observations 40% meilleure que la convergence observée pour l'expérience AltiKa).

Outre l'impact de l'assimilation de données altimétriques, une étude de l'impact de l'assimilation de données radar a été effectuée dans cette thèse. Alors que l'assimilation de ces données est actuellement en plein essor en océanographie, plusieurs études ont déjà été faites sur la faisabilité de l'assimilation de ce type de données ou l'estimation de paramètres, mais peu d'entre elles s'attachaient à évaluer l'impact de leur assimilation sur la dynamique d'une région côtière. Ces données présentent l'avantage d'être disponibles à haute fréquence temporelle (données disponibles toutes les heures). Or, dans le cadre des expériences faites pour cette thèse, nous n'avons pas pris en compte cette haute fréquence en assimilant des données simulées tous les deux jours. Il conviendrait donc d'évaluer l'impact de l'assimilation de données à très haute fréquence (par exemple toutes les 6 heures). Techniquement, plusieurs méthodes pourraient être envisagées. On pourrait par exemple effectuer une analyse dès qu'une observation est disponible (ce qui pourrait s'avérer très coûteux numériquement), ou calculer la différence entre les prévisions et les observations puis prendre en compte toutes ces informations au moment de l'analyse (en gardant un cycle de 2 jours par exemple).

Intéressons nous maintenant aux perspectives qu'offre ce travail en terme d'expérience d'assimilation et plus particulièrement en terme d'OSSEs. Dans les expériences cousines et jumelles utilisées lors de cette thèse, la matrice de covariance des erreurs de prévision a été définie de manière classique avec la version stationnaire du SEEK. Il serait intéressant de tester le SEEK évolutif afin de prendre en compte plus spécifiquement l'erreur sur la condition initiale propagée par le modèle. En effet, *Debost* (2004) a montré que le SEEK évolutif était plus adapté dans les régions de forte activité turbulente comme c'est souvent le cas dans le golfe du Lion avec l'activité mésoéchelle générée par le CNM. Si on s'intéresse maintenant aux expériences jumelles mises en place dans cette thèse, on se rend compte qu'elles ont surtout servi à valider l'implémentation du système d'assimilation. Une des principales difficultés que nous avions rencontrées lors de la mise en place de ces expériences a été la caractérisation des différentes erreurs du système. La principale raison pour laquelle la physique de GDL16s s'éloigne sur plusieurs points de celle de GLazur64 est la différence de résolution entre ces deux configurations. En pratique, il a été difficile de paramétrer les statistiques d'erreur résultant de cette "différence de résolution". Nous avons donc principalement essayé de les simuler en créant des décalages temporels (des conditions initiales, des forçages atmosphériques et des forçages aux frontières) mais nous ne sommes pas parvenus à créer une simulation dont la SSH était suffisamment perturbée et qui permettrait d'évaluer, dans le cadre d'expériences jumelles, la capacité du système d'assimilation à exploiter optimalement des observations altimétriques côtières. Nous avons vu dans le chapitre 1 le rôle prépondérant du vent dans cette région. Introduire une erreur sur ce dernier (comme l'a fait *Ubelmann* (2009)) autre qu'un décalage temporel pourrait être une solution pertinente pour construire ces expériences jumelles. Une solution serait par exemple d'utiliser une méthode d'ensemble qui consisterait à générer un ensemble de perturbations de ces vents (par une méthode de Monte Carlo par exemple) ; cette

méthode serait utilisée pour calculer des anomalies qui serviraient à constituer la matrice de covariance des erreurs de prévision. On note qu'une méthode d'ensemble pourrait aussi être appliquée afin de contrôler par assimilation de données la trajectoire du CNM, avec par exemple un ensemble de perturbations de la trajectoire de ce courant.

Une autre manière d'améliorer ces OSSEs en région côtière serait de travailler sur la deuxième source principale d'erreur dans GDL16s : sa frontière ouverte est. *Auclair et al.* (2001) ont montré l'importance que jouait cette frontière ouverte dans un tel système. Une première idée serait tout d'abord d'effectuer des tests de sensibilité afin d'évaluer l'influence qu'exerce cette frontière est sur la dynamique du golfe. En effet, étant donné que le domaine est de petite taille ($250km \times 260km$) et que le principal moteur hydrodynamique de cette région entre par cette frontière (le CNM), il serait intéressant de connaître l'impact d'une amélioration du réalisme de cette frontière sur l'amélioration de la circulation à l'intérieur du domaine. Un travail concernant cette frontière pourrait s'inspirer des méthodes utilisées pour l'imbrication "*2-ways*" employées pour le raffinement de maillage[1]. Dans ce cas, la frontière exercerait une influence sur l'intérieur du domaine, mais l'intérieur du domaine viendrait à son tour effectuer une rétroaction sur les valeurs de cette frontière. Pour ce faire, une méthode se basant sur l'assimilation de données consisterait à introduire dans le vecteur de contrôle de l'assimilation cette frontière (utilisation d'un vecteur de contrôle augmenté), afin qu'elle soit corrigée, elle aussi, après chaque cycle d'assimilation. Cette méthode pourrait permettre de faire converger les données issues de cette frontière, elles aussi vers les observations, au lieu d'imposer à chaque cycle un forçage externe parfois éloigné de la "vérité" (*Barth et al.*, 2008).

Pour finir, nous n'avons pas effectué lors de cette thèse d'assimilation dans la configuration numérique au 1/64° principalement à cause des coûts de calculs qu'une telle expérience occasionnerait. Cependant, effectuer ce genre d'expérience dans une configuration haute résolution représenterait une suite intéressante au travail effectué durant ces trois années. Ayant choisi la configuration GLazur64 en temps que base de données d'observation, nous avons fait l'hypothèse préliminaire que cette configuration fournissait des résultats convenablement proches des observations (*Langlais*, 2007; *Ourmières et al.*, en préparation). Utiliser cette configuration dans le cadre d'expériences jumelles en perturbant la dynamique de sa circulation (perturbation d'une simulation libre au 1/64°) offrirait donc la possibilité de contrôler l'apparition et les caractéristiques de processus de petite échelle existant dans la réalité, mais dont nous n'avions pas accès avec une configuration au 1/16°. *Ourmières et al.* (en préparation) ont par exemple montré que le CNM dans cette configuration au 1/64° se trouvait positionné de manière satisfaisante par rapport aux observations (données ADCP du navire Téthys et vitesses géostrophiques extraites de l'altimétrie d'AVISO), mais que son intensité se trouvait plus faible que celle observée. Des expériences d'ensemble pour lesquelles la matrice de covariance d'erreur d'ébauche serait générée à partir d'un ensemble d'expériences ayant un CNM perturbé (son intensité, ou sa trajectoire) permettraient par exemple de contrôler les caractéristiques de ce courant de bord. Des études préliminaires devraient cependant être menées pour tenter d'amoindrir les coûts de calcul que de telles expériences occasionneraient.

Un autre aspect autour duquel s'est focalisé cette thèse, a été l'évaluation de la qualité d'une expérience d'assimilation. Nous avons alors mis en place plusieurs types de diagnos-

[1]comme par exemple AGRIF pour Adaptive Grid Refinement In Fortran : $http://www-ljk.imag.fr/MOISE/AGRIF/$.

tics, certains se basant sur des analyses statistiques, d'autres sur des analyses plus physiques. Ces analyses ont la plupart du temps été restreintes à l'étude des caractéristiques d'un courant ou d'un processus particulier (*upwelling*, *cascading* d'eau dense...) mais n'évaluaient pas le golfe du Lion en temps que système ayant une influence sur une circulation à plus grande échelle de la taille du bassin nord ouest méditerranéen par exemple. Les processus d'échange de matière entre la zone côtière et le large ont fait l'objet de nombreuses recherches en océanographie et sédimentologie (*Huthnance*, 1995; *DeMadron et Panouse*, 1996; *Langlais*, 2007). On a vu dès l'introduction que comprendre la nature et la cause de ces échanges était d'une importance considérable tant pour comprendre l'impact de l'activité humaine sur la circulation plus grande échelle, que pour évaluer l'impact des changements climatiques sur ces échanges entre zone côtière et hauturière. Par ailleurs, nous avons vu dans le chapitre 9 que très peu d'intrusions du CNM se faisaient dans une simulation libre de GDL16s. Il se pourrait donc que peu d'échanges aient lieu entre le plateau et le large dans une telle configuration. Ainsi des diagnostics permettant de quantifier et comparer ces échanges côte/large dans un modèle libre au 1/16° et un modèle avec assimilation pourraient être réalisés, de même qu'une comparaison entre le volume d'eau importé (exporté) du (vers le) large dans une configuration au 1/16° et au 1/64°.

A travers l'étude de la formation, de l'export et du *cascading* d'eau dense entre 1960 et 2100, *Herrmann et al.* (2008) ont montré que le changement climatique affectait la formation d'eau dense. *Somot et al.* (2006) ont montré que les changements climatiques pourraient réduire la convection au sein de l'océan hauturier et la formation associée d'eau dense en mer Méditerranée. Etant donnée la forte dépendance de ce phénomène de *cascading* aux conditions météorologiques, ce processus est donc directement lié aux modifications de notre climat. Durant les périodes futures, de l'eau dense pourrait se former toujours en surface, mais pour une perte équivalente de chaleur, le volume d'eau dense formé serait moins important que les volumes formés actuellement. Des études sur le changement climatique en mer Méditerranée menées par *Thorpe et Bigg* (2000) et *Bozec et al.* (2006) prédisent un affaiblissement de la circulation thermohaline dans ce bassin et une diminution de la densité de surface d'ici la fin du 21ème siècle et donc une augmentation de la stratification. Si grâce à l'assimilation de données il était ainsi possible d'améliorer la modélisation de la quantité des imports/exports d'eau au travers du talus continental dans une configuration au 1/16°, il serait ainsi possible d'évaluer l'impact du changement climatique sur les eaux de cette zone côtière (étude des eaux du plateau) puis les impacts de ces changements sur la quantité d'exports/imports et enfin l'impact de l'export de masses d'eau de caractéristiques différentes sur une circulation plus générale à l'échelle du bassin nord méditerranéen.

Et c'est ainsi que s'achève mon voyage dans le golfe du Lion...
Il m'a permis de découvrir cette science passionnante qu'est l'océanographie ainsi que ses processus complexes qui gouvernent la dynamique de nos océans...

Annexe

Annexe A

Control of the North Mediterranean Current in the Gulf of Lions with an observing system simulation experiment

A. Duchez[(1)], J. Verron[(1)], J.M. Brankart[(1)]

[(1)]Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels, Grenoble, France

In preparation

Abstract

Coastal circulation in the Gulf of Lions is both influenced by the North Mediterranean Current (NMC) and forced by a complex wind system as well as important river discharges from Rhône River. A correct modeling of this current is thus of utmost importance to have a good representation of the circulation in this gulf. An observing system simulation experiment using the SEEK filter data assimilation method is used in a regional 1/16° configuration of the Gulf of Lions of the model NEMO-OPA. The synthetic observation database used for that experiment is made of altimetric data extracted along the tracks of SARAL/AltiKa altimeter in addition to in-situ temperature and salinity profiles. SARAL/AltiKa is a new Ka-band Indo-French altimetric satellite that is expected to be launched in 2011. Those data have been extracted from a regional 1/64° configuration which resolution allows a good agreement with real observations. To assess the quality of this experiment, statistical diagnostics and other physical criteria based on the assessment of the improvement of NMC representation have been set up. Comparisons between the free 1/16° simulation and the experience with assimilation show that data assimilation has significantly improved the characteristics of the NMC as well as its seasonal and mesoscale variability, which has improved, too, the quantity of exchanges between the coastal region and the deep sea.

A.1 Introduction

The Gulf of Lions (north west Mediterranean Sea) is a microtidal area where coastal circulation is both influenced by the general circulation and more particularly by the North Mediterranean Current (hereinafter NMC) and subject to a large variety of atmospheric forcings. In addition to the Rhone River that is the main river discharging in this area, winds blowing over there have an important impact on the dynamics of this coastal area. Continental orography of the south of France makes winds blow in two directions : the Tramontane from the west/northwest and the Mistral from the north. Another southeast wind blows mainly in autumn and spring over this area (Fig. A.1).

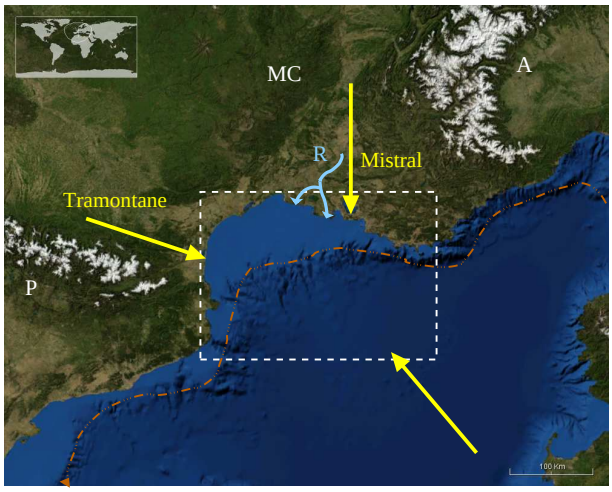


Fig. A.1 – *Orography and bathymetry of the northwest Mediterranean Sea (NASA world wind). The white dashed box delimitates the domain under consideration in this study. The three yellow arrows represent the three winds blowing over this area : two continental winds (the Mistral and the Tramontane) and an oceanic wind mainly blowing from the southeast. The Rhone River (R) is the main river discharging in the Gulf of Lions. The dotted brown line represents the NMC, flowing near the coast from the Ligurian Sea to the Balearic Sea.*

Numerous physical processes characterize the ocean circulation in the Gulf of Lions : coastal up-downwellings (Millot, 1979 and Johns et al., 1992), winter dense water formation and cascading down the shelf break (Bethoux et al., 2002 and Dufau-Julliand et al., 2004), freshwater river plume (Estournel et al., 2001 and Reffray et al., 2004), local and peculiar shelf circulation patterns (Estournel et al., 2003 and Petrenko et al., 2005) and inertial and diurnal motions (Millot et al., 1981).

The NMC is a coastal current that constitutes the north branch of the global cyclonic circulation of the Western Mediterranean Sea. This cyclonic loop is generated by the entrance of Atlantic water into the Mediterranean Sea through the Gibraltar Strait and reinforced by the wind stress curl over the Liguro-Provencal Basin. This current is formed in the Ligurian Sea ; it is composed of equal proportions of the east and west Corsican Currents. It flows then westward along the Provencal coast until the continental bank of the Gulf of Lions and flows into the Balearic Basin. The numerous irregular canyons that cut this bank disturb the NMC flow that is guided by the bathymetry. The NMC displays a

clear seasonal variability (Millot et al., 1990 ; Conan et al., 1995 and Albérola et al., 1995) : during the winter, its low width (<30 km while it is between 40 and 60 km wide during the summer), its important depth (>250 m against a depth lower than 200 m during the summer), its intensity (flux about 1.5-2 Sv : Petrenko, 2003) and its flowing close to the continental slope make its modeling particularly complex. During this period, when the current is thus under a stronger influence of the rugged bathymetry, turbulent activity is getting stronger and the NMC generates 10-20 km amplitude meanders with wave lengths from around ten to one hundred kilometers and eddies. This mesoscale activity is observed during the whole year by satellite imagery although more eddies are observed during the winter. After wind bursts or various instabilities, the NMC can penetrate over the shelf and its variability, as well as the meanders and eddies that are associated to the NMC, are responsible for a large part of exchanges between the deep ocean and the coastal region (Albérola et al., 1995 ; Estournel et al., 2003 and Johns et al., 1992).

Simulating properly this current will be therefore of the utmost importance to have a realistic representation of the circulation in the Gulf of Lions. We have thus used in this study a regional configuration of the numerical model NEMO-OPA (Langlais, 2007 and Madec, 2008) centered on the Gulf of Lions, with a horizontal resolution similar to the one of MFS configuration (Pinardi et al., 2003) used operationally in the Mediterranean Sea (1/16°). In this area, where the first internal Rossby radius of deformation is less than 5 km over the shelf, a 1/16° configuration can be considered as eddy-permitting and the NMC turbulent activity, as most of small scale shelf processes start to be represented. Bouffard et al. (2008) showed for example, that a high resolution configuration of the north west Mediterranean Sea extracted from the numerical model SYMPHONIE (with a grid mesh of approximately 3 km) provided a lack of mesoscale and sub mesoscale variability, thanks to a comparison between those model outputs and an improved altimetric data set. Moreover, Pinardi et al. (2003), Mounier et al. (2005), Echevin et al. (2003), André et al. (2005) and Langlais (2007) showed for example that a 1/16° configuration represents correctly the general circulation in this gulf, but simulates a NMC which path and turbulent activity are slightly different than in the observations and hardly represents small scale shelf processes. Despite numerous oceanographic campaigns, this coastal region is far from being synoptically observed. Altimetric data presently available (altimetric satellites Topex/Poseidon, ERS1-2, Envisat) do not allow the observation of the ocean close to the coast and are not usable without a specific preliminary reprocessing (Birol et al., 2010 and Bouffard et al., 2008). The emergence of a new kind of observing systems for the next years should allow the access to presently missing or partially represented small-scale observations. In this study, we have taken the example of the SARAL/AltiKa altimeter. This new Ka-band Indo-French altimetric satellite, which should be launched in 2011, should provide almost real-time high-resolution data as close as 5 km from the coast and give information about areas presently bad or not enough observed, due the capability of the Ka-Band (Vincent et al., 2006).

A way to provide an integrated view of using observations and model outputs is data assimilation. However, data assimilation is also a way to explore, through the so-called Observing System Simulation Experiment (OSSE) approach the capability of future observing systems to describe ocean circulations. This is the approach that has been chosen here, specifically with the objective of exploring how the new SARAL/AltiKa altimeter will be able to observe the Gulf of Lions circulations in conjunction with some in-situ observations. Sensitivity studies have been performed to find the most appropriate cha-

racteristics as well as an optimal observation database, to define the data assimilation experiment that will be used in this article. This OSSE is performed with the 1/16° configuration. The synthetic data set used is made of altimetric data extracted along the track of SARAL/AltiKa satellite in addition to in situ temperature and salinity profiles. It has been extracted from a regional configuration which resolution of 1/64° allows a realistic representation of the general circulation (Ourmières et al., 2010) as well as small-scale processes of the gulf. The objectives of this experiment is to assess how one can control the structure, the path, the thermohaline characteristics and the mesoscale activity of the NMC as well as to evaluate the impact of the changes in the characteristics of this current on shelf and offshore waters.

This article can be broken down into three main parts. The first one describes the tools used for that work, thus modeling and data assimilation and then describes the main characteristics of the OSSE performed. The second part dedicated to results evaluates firstly the statistical quality of the results of the data assimilation experiment, then assesses how data assimilation improves the representation of this current and finally, analyzes the impact of the improvement of NMC representation on mesoscale activity on the shelf and offshore.

A.2 Materials and methods

A.2.1 Modeling of the Gulf of Lions

The NEMO-OPA model used in this article is a three-dimensional, z-level, primitive equation general circulation ocean model that uses the hydrostatic approximation with a free surface formulation (Madec et al., 2008). A regional configuration of the Gulf of Lions has been developed for this model at a 1/16° horizontal resolution (Langlais, 2007) on a Mercator regular mesh. It has 36 vertical levels ; its domain extends from $3.09°E$ to $6.28°E$ in longitude and from $41.31°N$ to $43.61°N$ in latitude. Its topography, as well as the one of the configuration used to extract the observations of the data assimilation system (represented on Fig. A.2), are extracted from Berné (2002).

Radiation open boundary conditions coming from a 1/16° regional configuration of the global Mediterranean Sea (Beranger et al., 2005) are used at the limits of the domain. Surface fluxes are provided using the bulk forcing approach ; the formula proposed by Large and Yeager (2004) is used. This configuration is constrained by the hourly REMO atmospheric forcing of 18 km spatial resolution (Langlais et al., 2009).

A.2.2 Data assimilation system

The SEEK filter is a reduced order Kalman filter introduced by Pham et al., (1998) and presently used in the Mercator-Océan operational oceanography centre (Brasseur et al., 2005 ; Brasseur, 2006). It is a sequential method because the information provided by the observations is introduced sequentially at each time when observations are available. It is based on the conventional Kalman filter reformulated with a low-rank approximation which is only tractable way if using the Kalman filter in a realistic size geophysical problem (Brasseur and Verron, 2006), with state vectors of very large dimensions. Classically, the analysis step of this algorithm combines at a given time available data and model predictions in a way that minimizes the error covariance of the corrected state, taking the

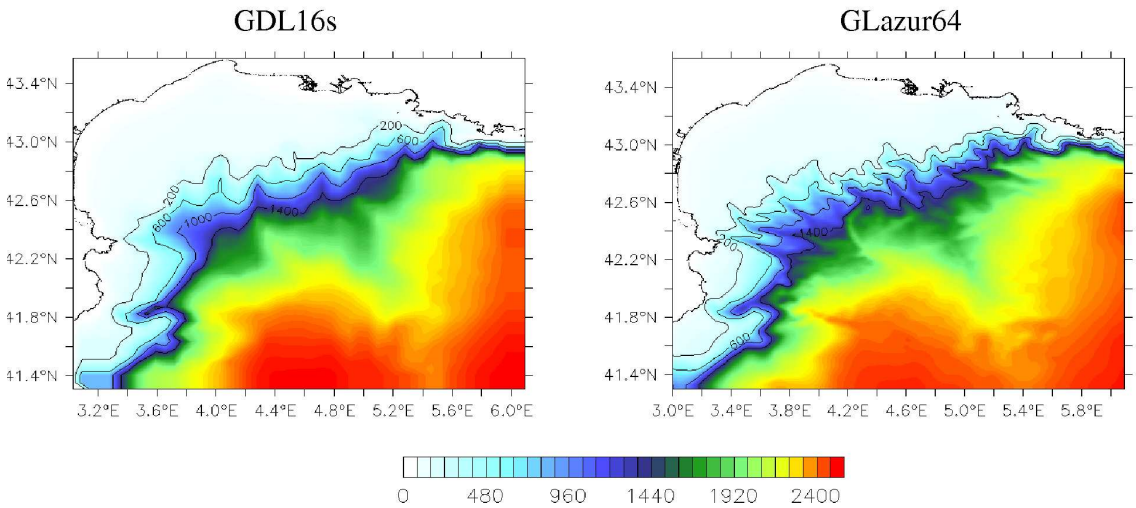


FIG. A.2 – *Topography (m) of the Gulf of Lions in the* 1/16° *configuration (left panel) and the* 1/64° *configuration used to extract observations (right panel).*

observations and the model error into account. From this analysed state, a forecast step is then performed, by integrating the model equations until new data are available. This method has been shown to provide similar results to other Kalman filter approaches such as EnKF at a similar or lesser numerical cost (Brusdal et al., 2003). A quite standard state vector made of SSH, temperature, salinity, zonal and meridional velocities is used in this study. The error statistics of this method are represented on a sub-space spanned by generally a small number of dominant 3D error directions, with low-rank error covariance matrix that define correlations between variables of the state vector. A diagonal observation error matrix is used, which means that correlated errors are neglected. This is known to be a realistic approximation for altimeter products. A simplification of the analysis scheme has been adopted by enforcing to zero the error covariances between distant variables which are believed to be uncorrelated in the real ocean in order to prevent data from exerting a spurious influence at remote distances through large-scale signatures in the 3D modes (Brankart et al., 2003). This simplification is implemented by assuming quite realistically that distant observations have negligible influence on the local analysis. Since the SEEK algorithm is a local inverse algorithm, we assume that each water column is only influenced by observations in a pre-determinate area called "influence bubble". The size of those influence bubbles has been chosen to have a 35 km radius. Inside those bubbles, the influence of the observations is exponentially decreasing as we are moving away from the centre of the bubble. The SESAM algorithm, which implements the analysis scheme of the SEEK filter, is used in this study. It is a flexible tool for assimilating a multivariate observation data set in a large variety of numerical models.

A.2.3 OSSEs

To test different scenarios, the classical strategy in meteorology and oceanography is to perform Observing System Simulation Experiments (OSSEs). Those observations extracted from a reference simulation considered as the "true ocean" are then assimilated

into a control simulation (called "false ocean"). Through data assimilation, the control simulation is expected to converge toward the "true ocean". There are two kinds of OSSEs : twin and cousin experiments. In a twin experiment, observations are extracted from the same configuration as the configuration used for data assimilation, whereas in a cousin experiment, they are extracted from another configuration. Thus, this paper deals with a cousin experiment. In that experiment, the control simulation is a free run of the 1/16° configuration previously presented. It consists of a hindcast simulation starting in January 1998 from temperature salinity monthly climatology MEDATLAS and integrated over three years (Jan. 1st 1998 - Dec. 31st 2000). Observations are extracted from a simulation from a high-resolution configuration (1/64°). This 1/64° configuration is also performed with the NEMO-OPA code and has 130 non-uniform vertical levels. Its domain extends from $2.09°E$ to $7.97°E$ in longitude and from $41.26°N$ to $43.9°N$ in latitude so that it covers the trajectory of the NMC from the Liguria Sea to the Balearic Sea. It has the same hourly atmospheric forcing and the same open boundary conditions as the 1/16° configuration used for data assimilation. Whereas the 1/16° configuration is eddy permitting in the Gulf of Lions, a 1/64° configuration is eddy resolving in this area so that it has been shown to be in good agreement with real observations available in the Gulf of Lions. Even if the configuration used to extract the observations has open boundaries that come from the same 1/16° configuration, its extended dimensions eastward imply that the NMC is correctly represented and flows close to the coast (Fig. A.5) so that its path at the entrance of the domain chosen for the Gulf of Lions is correctly represented according to real observations (Ourmières et al., 2010). We will call as "observations" those data extracted from the 1/64° configuration. SSH observations extracted along the tracks of SARAL/AltiKa altimetric satellite (Fig. A.3) in addition to in-situ profiles of temperature and salinity extracted every 20 km (one profile over four on the model grid) make up the observation database of our OSSE experiment. The advantage to use altimetry from this future altimeter is that the Ka band will allow to get observations close to 5 km of the coastline whereas previous altimetric missions (Topex-Poseidon, Jason1/2, GFO, ERS1/2 and Envisat) can only provide altimetric data at distances at least two times larger. Sensitivity studies have been performed to find optimal characteristics for the experiment detailed in this article. Those studies allowed us to determine an appropriate duration for this experiment, the period of the year when it would be performed, the frequency of assimilation of observations, as well as the characteristics of the initial condition. Other sensibility studies have been performed to assess the impact of assimilating temperature-salinity profiles as well as altimetric data. Those last experiments permitted the creation of an optimal observation database. This experiment thus lasts one month and occurs during the month of February 1999 (from Jan. 24th to Feb. 23rd) since it is the period of the year when the NMC has the most complex characteristics to control, as explained in the introduction.

For the assimilation to be efficient, in other words for the control run to appropriately converge towards the observations, it is necessary to know the different errors of that system, i.e. the model and observation error covariance matrices. Since we are using synthetic observations, we consider that there is no error due to measurements, so that all the observation error is due to representativeness error. To take into account the difference of resolution between the 1/16° configuration and the observations, a low-pass Lanczos filter has been applied to the observations. The standard deviation of the difference between those filtered outputs interpolated on the 1/16° grid and the 1/16° configuration has

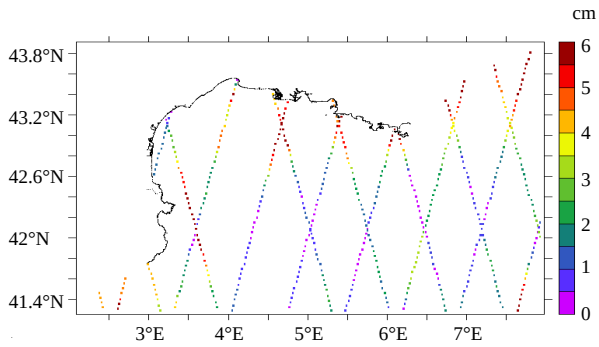


FIG. A.3 – *SARAL/AltiKa along-track SSH (cm) extracted from the observations over the period of the experiment : from Jan.* 24th *to Feb.* 23rd *1999 (30 days).*

been chosen to represent the observation error covariance matrix. Concerning the model error, the 16 first EOFs (for Empirical Orthogonal Functions) of the differences between outputs from the observations interpolated on a 1/16° grid and outputs from the 1/16° configuration have been calculated to take into account the model variability that can be represented on such a grid. Observations are assimilated every two days in this experiment (this frequency has been chosen after sensibility experiments), which lasts 15 cycles. This length of experiment has been chosen after doing a one year experiment that showed that after more than thirty days, the convergence of the control run towards the observations kept steady : no improvement or deterioration of the quality of the experiment was found after one month of experiment. The Incremental Analysis Updating (IAU) method is used following Ourmières et al. (2006) to inject the correction in SSH, temperature, salinity and for the zonal and meridional velocities at each model time step in a smooth temporal way. An adaptation of this method has been set up in the case of those cousin experiments, since the first IAU increment was too important to be accepted by the model. The IAU increment is now divided in five parts and fully given to the model after five assimilation cycles. The smooth simulation obtained after the application of this IAU increment will be called the assimilated run (not to lead to confusion with the analysis states which are slightly different). We will further call “assimilated state” the state of the ocean after data assimilation using this incremental method. To assess the quality of a data assimilation experiment, several diagnostics can be used like statistical diagnostics or criteria based on the improvement of the physics of the control run. Both of those two assessments will be further presented.

A.3 Results

A.3.1 Statistical assessment of the experiment

The first criterion used to evaluate the quality of the data assimilation experiment is based on Root Mean Square (RMS) calculations (equation A.1).

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N * M} \sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{M} \left(y_{i,j}^{0} - H x_{i,j}^{a} \right)^{2}} \tag{A.1}$$

at time t, where $i = 1 : N$ represents longitudes and $j = 1 : M$, latitudes. This can be computed at time t over the whole area (from longitudes 1 to N and latitudes 1 to M) between observations and a model output (for example the analysis state in equation A.1 : $x_{i,j}^{a}$). As an example, Fig. A.4 shows this quantity that is significantly reduced after a first stage of 10 days of adjustment (corresponding to the 5 first cycles while a fraction of the IAU increment is injected). Two different diagnostics have been set up to evaluate this convergence toward the observations. To compare the score between the different variables of the state vector, both diagnostics are normalized. The first and more common one uses the mean of the RMS deviation during the 10 last days. It compares the convergence towards the observations of the control and assimilated simulations. In practice, this percentage of reduction is given by calculating the mean of the RMS deviation of the control run and the assimilated run over the ten last days then doing the difference between those two means before dividing the result by the mean over the ten last days of the control run to normalize the result (multiplying by 100 to get a percentage). The more this diagnostic is high, the more the assimilation experiment is successful. With this first diagnostic, the temperature is reduced by 60.3%, salinity by 70.6% and SSH by 48.5%.

The other diagnostic used here aims at studying the convergence of the simulation with data assimilation towards the observations during the last day of the simulation (i.e. after 30 days of assimilation). The difference between the RMS deviation of the last day of the control simulation and the assimilated run is done. After dividing this difference by the RMS deviation of the last day of the control simulation (and multiplying by 100), we finally get this second diagnostic. The final percentage of reduction between the control simulation and the assimilated run is 62.7% for the temperature, 43.5% for SSH and 68.2% for salinity. With comparable results, those two diagnostics show that at the last day of the experiment as well as over the last ten days, the control run converge significantly towards the observations. A good reduction of the error has been done thanks to data assimilation.

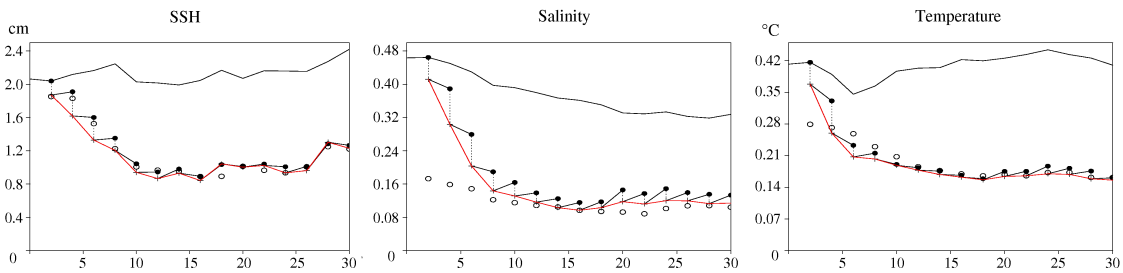


FIG. A.4 – *RMS deviation to observations calculated over the whole domain for SSH, salinity and temperature variables. The black line represents RMS deviation between the control simulation and observations, black points represent RMS deviation between prevision states and observations, empty circle represents deviation between analysis states and observations and finally the red curve represent RMS deviation between the assimilated state and observations.*

Those assessments are all based on statistical studies. Those mathematic criteria do

not give any information on the improvement of the representation of the physics due to data assimilation. Another complementary way to evaluate how successful is a data assimilation experiment, is to evaluate how much the ocean circulation is improved after data assimilation, getting closer to the observations. Through the study of the NMC characteristics, a new quality criterion is defined based on the improvement of the realism of the physics in the 1/16° configuration.

A.3.2 Control of the NMC

As written previously, being able to control the NMC is of crucial importance to get a good representation of the dynamics of the whole region as it influences most of the dynamic features of this area (turbulent eddies on the shelf and offshore, Rhone River plume, water mass properties) and plays an important role in the exchanges between the shelf and the deep sea. It was seen in the introduction that the 1/16° resolution enables a good representation of the general circulation in the Gulf of Lions, whereas small-scale features as well as the dynamics and the path of the NMC are slightly different than in the observations. The reasons of these differences are the resolution and the use of a 1/16° configuration as an open boundary forcing that makes a NMC entering with characteristics slightly different than in the observations. Consequently, from the eastern boundary to the southern boundary of the 1/16° configuration, the NMC is localized too far from the coast of Var and Marseilles (especially at 6°E around Blauquières bank), it is too wide during wintertime and hardly develops any meanders (Fig. A.5). Moreover, the resolution of the bathymetry cannot deal properly with the numerous canyons, which impacts water exchanges through the shelf break.

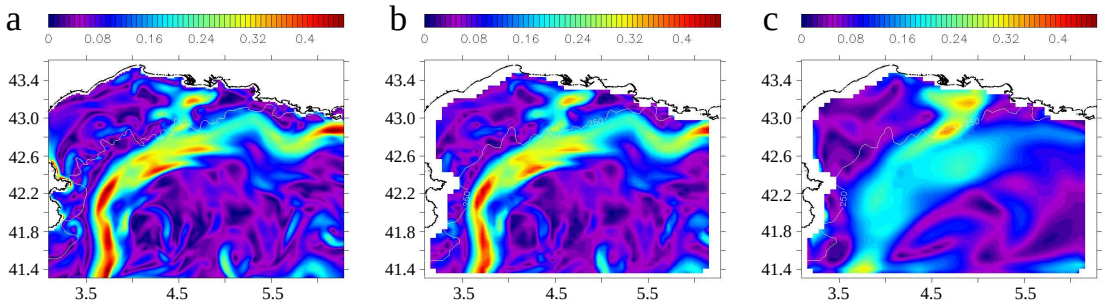


Fig. A.5 – *Speed ($m.s^{-1}$) on Feb. 15th in the observations (a), in the observations interpolated on a 1/16° grid (b) and in the control run (c). In the observations, the NMC is narrow, flowing close to the coast near the eastern boundary. A meander of this current clearly appears at 5.5°E, whereas on picture c, it is wide, weak and does not create any meander.*

This study aims at assessing the impact of data assimilation on the characteristics of the NMC : its path, dynamics and TS properties. Several levels of physical diagnostics are available for a data assimilation experiment. A successful data assimilation experiment should be firstly able to correct the variables of the state vector that are assimilated : this is the first physical diagnostic that will be further used to evaluate how the thermohaline properties of the NMC converge toward those of the observations. A second physical diagnostics consists in studying variables from the state vector that are not assimilated

(the meridional and zonal velocities) : this diagnostic will be used to control the dynamics and the path of the NMC using the speed.

A.3.3 Control of the thermohaline properties of the NMC

Water masses that characterize this current have a strong signature in temperature and salinity, with salinity higher than 38 and warm temperatures that contrast with the fresh water coming from the Rhone River and cold waters due to the different winds blowing over this area (creating upwellings for example).

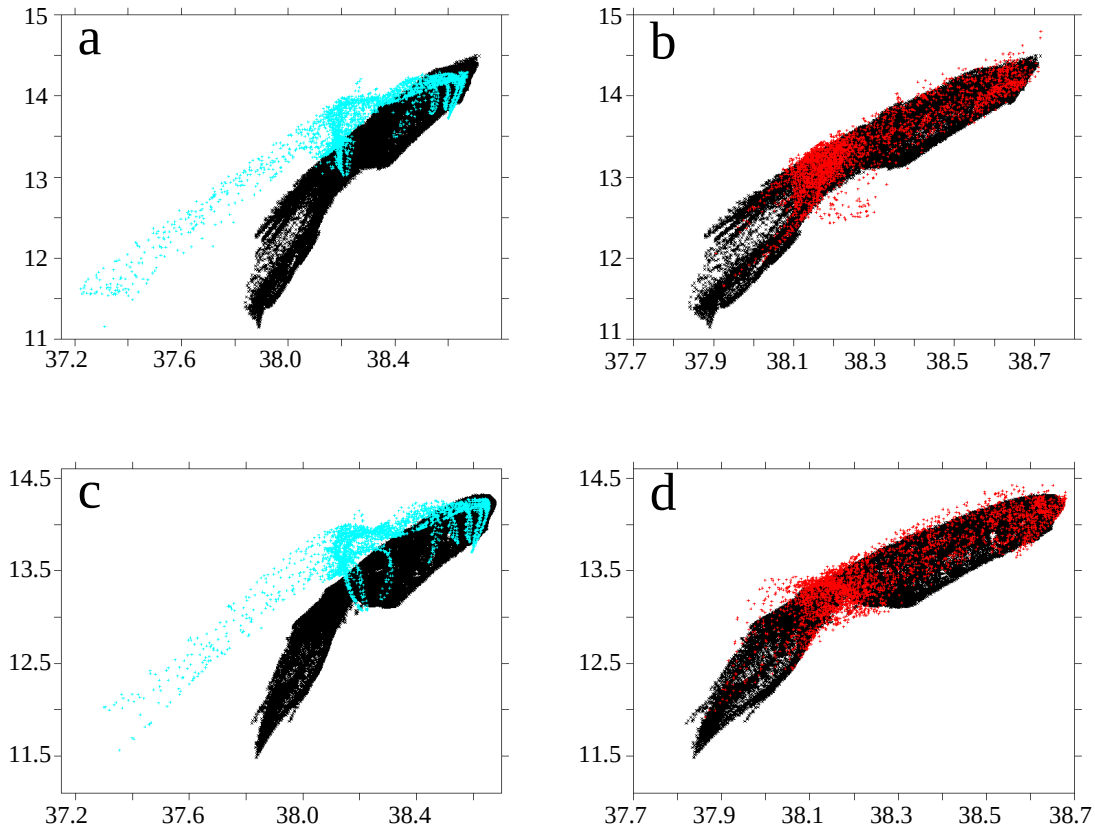


FIG. A.6 – *TS diagrams of water masses flowing over the shelf break. Those waters flow between 70 m and 300 m depth from the longitudes* $3.2°E$ *to* $5.5°E$ *and from the latitudes* $42.5°N$ *to* $43.5°N$*. Each grid point located in this area has its characteristics in temperature and salinity represented by a black dot for the observations, a blue dot for the control run and a red dot for the assimilated run. Panels a and b represent instantaneous states on the last day of the experiment (Feb.* 23rd*), whereas panels c and d represent averaged states over the last 20 days of the experiment (from Feb.* 3rd *to* 23rd*).*

This signature makes the NMC easy to distinguish from water masses of the shelf and the deep ocean at any depth. TS diagrams can thus be set up to characterize the different water masses flowing over the shelf break. Diagrams presented on Fig. A.6 represent water

masses flowing over the shelf between $3.2°E$ and $5.5°E$ in longitude and $42.5°N$ and $43.5°N$ in latitude and between 70 m and 300 m depth. Water masses represented on this figure represent TS properties of the NMC. This current is thus too warm and not fresh enough in the control run comparing to the observations, whereas it is in good agreement with the observations in the experiment with data assimilation. Vertical blue lines that join, in the control run, TS properties of the NMC to waters which properties are closer than those of the observations, translate convection events in this free simulation. This phenomenon is due to the differences between TS properties of this current in the control run and the observations. This convection event does not occur in the experiment with data assimilation neither the observations in this area. Over the whole depths, global TS characteristics of the NMC have thus been improved with data assimilation. In practice, Fig. A.2 shows that the bathymetry of the 1/16° configuration is smoother than the one of the configuration used to extract the observations and this has an important impact on the representation of the canyons. Bathymetry is thus a limiting factor for the success of such an experiment. Fig. A.7 shows a cross section of temperature over Lacaze-Duthiers canyon. NMC can be easily located with its high ($\sim 14°C$) temperatures between 200 m and 600 m depth. Even if the temperatures of the 300 first meters on the shelf are too cold in the control run, it is warmer on the assimilated run according to the temperatures in the observations. This figure clearly illustrates the problem that causes the resolution of the bathymetry of the 1/16° configuration with a canyon going until 500 m against 1200 m in the observations, making the NMC flow on the bathymetry instead of making appearing deep colder waters ($\sim 12°C$) under this current.

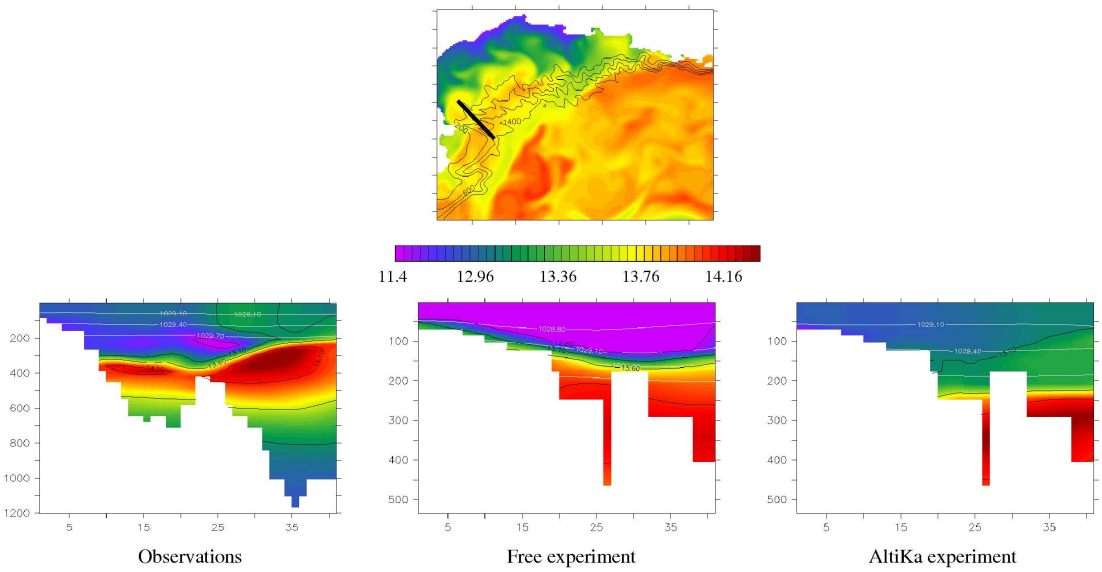


FIG. A.7 – *Cross section of temperature over Lacaze-Duthiers canyon in the observations (left panel), the control run (middle panel) and the assimilated run (right panel) on Feb. 23rd (last day of the assimilation experiment). This canyon is localized on the map at the bottom of the left panel. Isopycnes are represented in white.*

A good representation of the TS properties of this current is thus obtained thanks to data assimilation, even if the bathymetry disturbs its flowing along the shelf break. Next section focuses on its path and dynamics.

A.3.4 Control of the NMC structure and path

Hereafter, the structure of the NMC relates in fact to the delimitation of the NMC as evidenced from the current velocity amplitude. The NMC is associated with a density front between colder and fresher waters from the shelf and the warmer and heavier waters from the deep ocean. Those differences of properties make it easy to observe with altimetry.

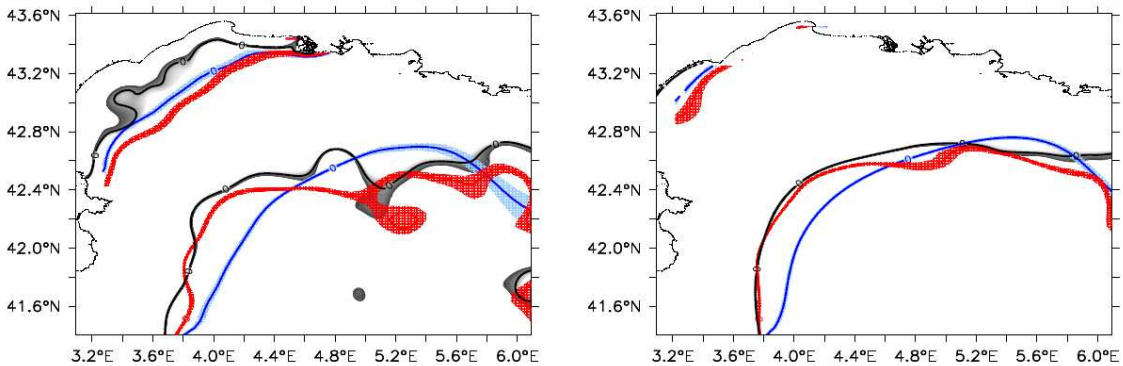


FIG. A.8 – *NMC represented by isoline of SSH equal to 0. The grey line represents the observations, the blue line, the control run and the red line, the assimilated run. The left panel shows the instantaneous path of this current during the last day of the experiment (Feb. 23rd), whereas the right panel shows the NMC path with data averaged over the last 20 days of the experiment (from Feb. 3rd to 23rd).*

The zero isoline of SSH is a good indicator of its path. Fig. A.8 shows that the path of the meridional part of the NMC (from $42°N$ to $41.4°N$) fits well to its path in the observations, whereas the zonal part of this current ($4.4°E$ to $6°E$) is located south of its expected path. This problem is due to the eastern boundary that comes from a configuration, which NMC is too far from the coast.

Besides its signature in SSH, the NMC can be easily localized in the Gulf of Lions with its meridional and zonal velocities, which are two variables that are not observed variables in this data assimilation experiment. Studying the control with data assimilation, of those non-observed variables (U, V in this paper) constitutes a higher level of physical diagnostic for the assessment of the experiment. To control the path and the structure of the NMC, the amplitude of its velocity has been calculated. Sensitivity study has proved that an amplitude of 0.06 $m.s^{-1}$ for the velocity is a good indicator of the NMC at 300 m depth and a good way to localize it on a section. Fig. A.9 shows this current at 300 m depth and on a meridional section of the Gulf of Lions. The superposition of this isovalue of the NMC velocity amplitude for the three simulations shows how data assimilation is able to make this current narrower and in better agreement with the observed NMC.

This good control of the NMC's structure and path looking at directly observed data such as velocity shows that the SEEK filter is adequately parameterized and is able to extrapolate from observed (SSH, temperature, salinity) to non-observed variables (here U, V) along the directions represented by the error modes which connect all dynamical variables and grid points of the numerical model.

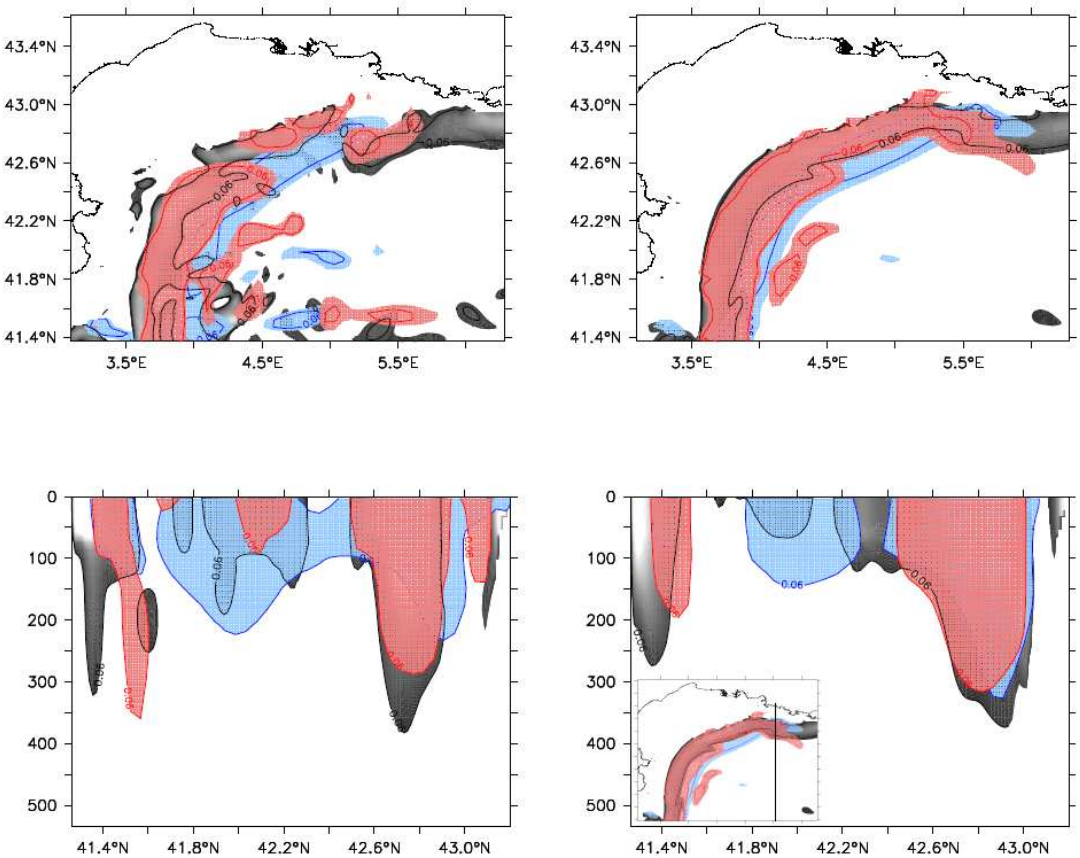


FIG. A.9 – *NMC at 300 m depth (upper panel) and on meridional section at* $5.5°E$*. The* $0.06\ m.s^{-1}$ *velocity amplitude is drawn in grey for the observations, in blue for the control run and in red for the assimilated run. Left panel deals with instantaneous data on the last day of the data assimilation experiment (Feb.* 23rd*), whereas averaged data over the last 20 days of the experiment are represented on the right panel. The structure and path of the NMC are clearly improved with data assimilation. On the lower panel, the small picture of the right panel indicates the location of this section in the Gulf of Lions. The NMC is represented by the deep and large patch around* $42.8°N$*.*

A.3.5 Influence on shelf mesoscale activity

Particularly in winter, the NMC has a strong turbulent activity both on the shelf and offshore. This activity is well represented on the observations. On Feb. 9th (Fig. A.10) two main meanders appear on the western part of the shelf for the observations and on the assimilated run whereas on the free run, the NMC is too wide and not enough turbulent to generate such kind of variability structures. On the eastern part of the NMC current, three branches are also visible going southward in the observations and with data assimilation and generating eddies offshore. The main offshore eddy is centered around $5.4°E$, $41.4°N$. It appears clearly in the observations and the assimilated run, but not at all in the control run.

Besides a good control of the NMC characteristics, a control of the turbulent activity

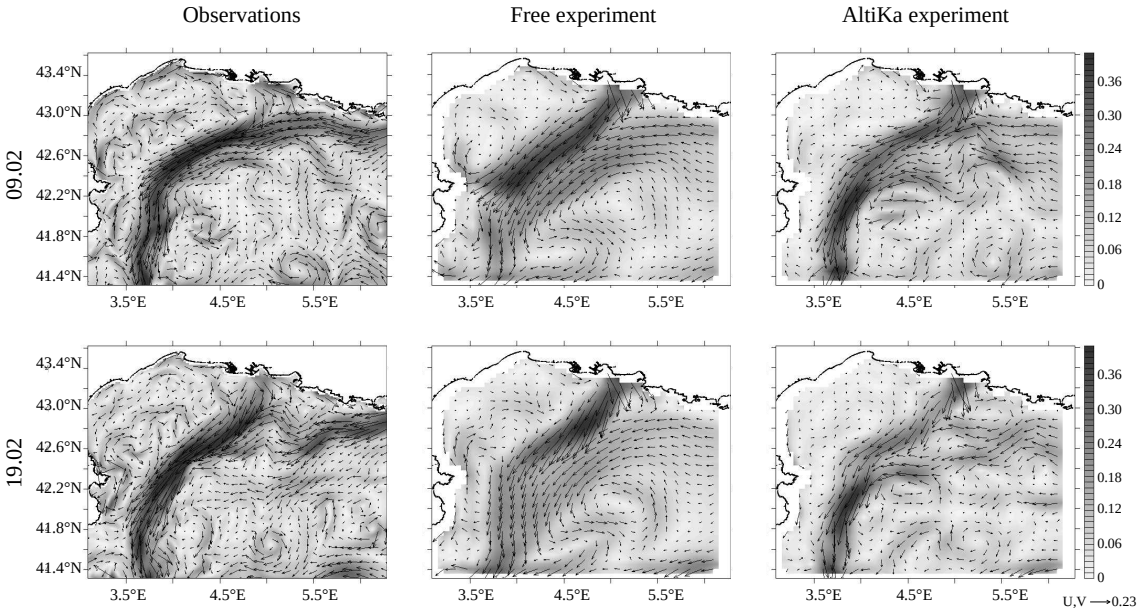


FIG. A.10 – *Velocity vectors on Feb.* 9th *(*1st *line) and* 19th *(*2nd *line) in the observations (left), the control run (middle) and the assimilated run (right) showing the mesoscale activity in the Gulf of Lions.*

that is not created with a free run has been successful, thanks to data assimilation in this high-resolution configuration. The previous section on TS properties of the NMC showed that even using data assimilation and even if a good control of TS properties is done through data assimilation, bathymetry is a factor that prevents the NMC to flow the same way than in the observations. Boundary conditions are another factor limiting a good representation of this current. However, despite those good results, some features appearing in the observations will never appear on a 1/16° grid like the strong coastal jet appearing on Fig. A.10 on the observed west coast currents. This eastward jet is due to a strong event of southeast wind during the days prior to Feb. 9th. Due to this wind, surface waters are carried out towards the coast and then deviated eastward with Coriolis effect that moves water masses to the right in the northern hemisphere. This strong and thin jet flows too close to the coast to be represented on a 1/16° grid and is localized in a non-observed area, which explains that it cannot be observed neither with nor without data assimilation.

A.4 Conclusion and discussion

The aim of that study was to assess the impact of data assimilation on the path, the structure, the turbulent activity and the thermohaline characteristics of the NMC. To do so, we have implemented the SEEK filter data assimilation algorithm in a 1/16° configuration of the Gulf of Lions to perform an experiment with a simulated observing system (OSSE). The synthetic observation database used for that experiment has been extracted from a 1/64° configuration ; the predicted circulation characteristics of which

are in a good agreement with the actual observations available in this area. This database displays small-scale features like coastal upwellings, coastal jets, a NMC and a turbulent activity very closed to the ones observed in the real ocean (Ourmières et al., 2010). The 1/16° resolution allows a good representation of the general circulation, a modeling of the NMC with good global characteristics, but a seasonal and mesoscale variability not very accurate : during the winter, this current is too wide, flows too far from the coasts, has too cold temperatures, has a too low salinity and displays a too weak turbulent activity. The origins of the differences between the representation of the NMC in a free simulation of the 1/16° configuration and in the observations come from the horizontal and vertical resolution, the one of the bathymetry, displaying canyons shallower than in the observations and finally its eastern open boundary that comes from a global 1/16° configuration of the Mediterranean Sea which NMC has different characteristics than those of the observations. The parameterizations chosen for the SEEK filter in the OSSE used in this paper allows to significantly improve the representation of the physics in this area and more particularly, the one of the NMC. A first statistical assessment of the experiment showed an important decrease of the error (difference between a free simulation of GDL16s and the observations). Thanks to the use of physical diagnosis based on the assessment of the improvement of the NMC structure and path, we realized too, that this experiment allowed the correction of the TS characteristics of this current. Indeed, in addition to the improvement of its path and structure, a realistic water mass that did not exist in the free simulation appeared in the simulation with data assimilation, as it can be seen in the observations. Those modifications correspond to a more significant mesoscale activity of the Gulf of Lions on the shelf and offshore and will thus allow a better regulation of exchanges between the coastal area and the deep sea. Indeed, the interactions of the current with the topography of the steep shelf break has for instance an important impact on the path and the strength of the in-coming or out-going water masses on the continental shelf (Auclair et al., 2001) ; correctly representing this current as well as recirculation forks that break away from this current allowed to represent properly eddies thereby formed and thus mesoscale activity on the shelf and offshore which favours the exchanges between coast and deep ocean. However, even with data assimilation a 1/16° configuration cannot represent features smaller than 5 km or the ones too close to the coasts (non observed features), like the coastal jet on the west coast of the gulf, which has an impact on the representation of turbulent activity on the shelf. Bathymetry and more particularly the canyon fineness as they are too roughly represented in the 1/16° configuration prevents, too, from a good representation of the NMC. Finally, the eastern boundary that comes from a global 1/16° configuration is another factor limiting a good representation of the NMC at its entrance in the gulf. However in spite of these various remaining weaknesses in the representation of the NMC, data assimilation allowed, in that experiment, an improved modeling (with regard to the free simulation) of other shelf features like coastal upwellings or dense water convection and cascading. We noticed, too, that as well as the path and the structure of the NMC have been improved, data assimilation allowed a good modeling of the Rhone River plume position and shape, improving by the way the characteristics in temperature and salinity of the shelf waters as well as those of the NMC that could advect filaments of that plume (not shown in the article). Thanks to the assimilation of data that could come from future observing systems (like data from SARAL/AltiKa altimetric satellite), we have thus assessed what assimilating those kinds of information will bring close to the coast in present operational ocean forecasting systems (1/16° resolution regional configuration).

Thus, we can already say that assimilating those kinds of data will significantly improve the NMC characteristics, mesoscale activity on the shelf as well as the representation of small-scale features on the shelf.

This study thus highlights the impact of data assimilation on a free 1/16° configuration to improve the circulation in the Gulf of Lions. The next step of this work will still focus on the improvement of the circulation in this area using other methods. One solution could be to include open boundaries in the state vector so that it could evolve during the data assimilation experiment. Finally data assimilation inside the high-resolution (1/64°) configuration used in this article to extract the observations could be used to perform twin experiment and then experiments using real observations. This was not possible at this stage due to the cost of the 1/64° numerical experiments but this should evolve quickly in the near future. The present performances of data assimilation at 1/16° only resolution is very encouraging for further data assimilation experiments at higher resolutions.

Acknowledgments. This work was supported by the French Space Agency (CNES) and by the CNRS computation center (IDRIS).

Bibliographie

Adcroft, A., C. Hill, et J. Marshall, Representation of topography by shaved cells in a height coordinate ocean model, *Mon. Wea. Rev.*, *125*, 2293–2315, 1997.

Albérola, C., C. Millot, et J. Font, On the seasonal and mesoscale variabilities of the northern current during the primo-0 experiment in the western mediterranean sea, *Oceanol. Acta*, *18(2)*, 163–192, 1995.

Alhammoud, B., K. Béranger, L. Mortier, M. Crépon, et Y. Dekeyser, Surface circulation of the levantine basin : comparison of model results with observations, *Prog. Oceanogr.*, *66(2-4)*, 299–320, 2005.

André, G., P. Garreau, V. Garnier, et P. Fraunié, Modelled variability of the sea surface circulation in the western mediterranean sea and in the gulf of lions, *Ocean Dynamics*, *55*, 458–475, 2005.

Arakawa, A., et V. Lamb, Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model, *Methods in Comput. Phys.*, *17*, 173–265, 1977.

Asselin, R., Frequency filter for time integrations, *Mon. Wea. Rev.*, *100*, 487–490, 1972.

Astraldi, M., et G. Gasparini, The seasonal characteristics of the circulation in the north mediterranean basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions, *J. Geophys. Res.-Oceans*, *97(C6)*, 9531–9540, 1992.

Auclair, F., P. Marsaleix, et C. Estournel, The penetration of the northern current over the gulf of lions (mediterranean) as a downscaling problem, *Oceanol. Acta*, *24*, 529–544, 2001.

Auroux, D., et J. Blum, A nudging-based data assimilation method for oceanographic problems : the back and forth nudging (bfn) algorithm, *Nonlin. Proc. Geophys.*, *15*, 305–319, 2008.

Bahurel, P., P. D. Mey, C. L. Provost, et P. L. Traon, Mercator project, in *GODAE prototype system with applications. Example of the Mercator system. European Geophysical Society XXVII General Assembly, Nice, France*, Avril 2002.

Ballabrera-Poy, J., P. Brasseur, et J. Verron, Dynamical evolution of the error statistics with the seek filter to assimilate altimetric data in eddy-resolving ocean models, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *127*, 233–253, 2001.

Barnier, B., Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution, *Ocean Dynamics*, *56(5-6)*, doi : 10.1007/s10,236–006–0082–1, 2006.

Barnier, B., P. Marchesiello, A. DeMiranda, J.-M. Molines, et M. Coulibaly, A sigma coordinate primitive equation model for studying the circulation in the south atlantic. part 1 : Model configuration with error estimates, *Deep-Sea Res.*, *45*, 543–572, 1998.

Barth, A., A. Alvera-Azcarate, et R. H. Weisberg, Assimilation of high-frequency radar currents in a nested model of the west florida shelf, *J. Geophys. Res.*, *113*, 2008.

Berné, S., Carte morpho-bathymétrique du golfe du lion, *Tech. rep.*, IFREMER, 2002.

Birol, F., M. Cancet, et C. Estournel, Aspects of the seasonal variability of the northern current (nw mediterranean sea) observed by altimetry, *J. Mar. Syst.*, *81*, 297–311, 2010.

Blanke, B., et P. Delecluse, Variability of the tropical atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 1363–1388, 1993.

Blayo, E., J. Verron, et J. Molines, Assimilation of topex/poseidon altimeter data into a circulation model of the north atlantic, *J. Geophys. Res.*, *99(C12)*, 24,691–24,705, 1994.

Blayo, E., T. Mailly, B. Barnier, P. Brasseur, C. L. Provost, J. Molines, et J. Verron, Complementarity of ers-1 and topex/poseidon altimeter data in estimating the ocean circulation : Assimilation into a model of the north atlantic, *J. Geophys. Res.*, *102(C8)*, 18,573–18,584, 1997.

Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. DaSilva, et D. Ledvina, Data assimilation using incremental analysis updates, *Mon. Wea. Rev.*, *124*, 1256–1271, 1996.

Bouffard, J., Amélioration de l'altimétrie côtière appliquée à l'étude de la circulation dans la partie nord du bassin occidental méditerranéen, Ph.D. thesis, LEGOS, Toulouse, 2007.

Bouffard, J., S. Vignudelli, P. Cipollini, et Y. Menard, Exploiting the potential of an improved multimission altimetric data set over the coastal ocean, *Geophysical research letters*, *35*, L10,601, 6 PP., 2008, 2008a.

Bouffard, J., S. Vignudelli, M. Herrmann, F. Lyard, P. Marsaleix, Y. Menard, et P. Cipollini, Comparison of ocean dynamics with a regional circulation model and improved altimetry in the north-western mediterranean, *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, *19*, 117–133, 2008b.

Bouffard, J., A. Pascual, S. Ruiz, Y. Faugère, et J. Tintoré, Coastal and mesoscale dynamics characterization using altimetry and gliders : A case study in the balearic sea, *J. Geophys. Res.*, *115*, C10,029, doi :10.1029/2009JC006,087, 2010.

Bougis, P., et M. Ruivo, Sur une descente des eaux superficielles en profondeur (cascading) dans le sud du golfe du lion, *Bull. Inf. COEC*, *6*, 147–154, 1954.

Bozec, A., P. Bouruet-Aubertot, K. Béranger, et M. Crépon, Mediterranean oceanic response to the interannual variability of a high-resolution atmospheric forcing : A focus on the aegean sea, *J. Geophys. Res. C11013, doi :10.1029/2005JC003427, 2006*, *111*, C11,013, doi :10.1029/2005JC003,427, 2006.

Brankart, J., C. Testut, P. Brasseur, et J. Verron, Implementation of a multivariate data assimilation scheme for isopycnic coordinate ocean models : Application to a 1993-96 hindc ast of the north atlantic ocean circulation, *J. Geophys. Res.*, *108*, 3074, 2003.

Brasseur, P., Ocean data assimilation using sequential methods based on the kalman filter. godae, an integrated view of oceanography : Ocean weather forecasting in the 21st century, *Kluwer Academic Press*, *J. Verron and E. Chassignet Eds.*, pp 577, 2006.

Brasseur, P., J. Beckers, J. M. Brankart, et R. Schoenauen, Seasonal temperature and salinity fields in the mediterranean sea : climatological analyses of a historical data set, *Deep-Sea Res.*, *43(2)*, 159–192, 1996.

Brasseur, P., J. Ballabrera, et J. Verron, Assimilation of altimetric observations in a primitive equation model of the gulf stream using a singular evolutive extended kalman filter, *J. Mar. Syst.*, *22(4)*, 269–294, 1999.

Broche, P., J. Devenon, P. Forget, J. deMaistre, J. Naudin, et G. Cauwet, Experimental study of the rhone plume. part i : Physics and dynamics, *Oceanol. Acta*, *21(6)*, 725–738, 1998.

Broquet, G., J. M. Brankart, P. Brasseur, D. Rozier, et J. Verron, On the error structure generated by atmospheric forcings in a regional model of th bay of biscay, *Dyn. Atmos. Oceans*, 2006.

Béranger, K., L. Mortier, et M. Crépon, Seasonal variability of water transport through the straits of gibraltar, sicily and corsica, derived from a high-resolution model of the mediterranean circulation, *Prog. Oceanogr.*, *66*, 341–364, 2005.

Béthoux, J., L. Prieur, et J. Bong, Le courant ligure au large de nice, *Oceanol. Acta, Sp. issue*, *9*, 56–67, 1988.

Béthoux, J., X. D. de Madron, F. Nyffeler, et D. Tailliez, Deep water in the western mediterranean : peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences, *J. Mar. Syst.*, *33-34*, 117–131, 2002.

Cailleau, S., Validation de méthodes de contrainte aux frontières d'un modèle océanique : application à un modèle hauturier de l'atlantique nord et à un modèle régional du golfe de gascogne, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 2004.

Canals, M., P. Puig, X. D. DeMadron, S. Heussner, A. Palanques, et J. Fabres, Flushing submarine canyons, *Nature*, *444*, 354–357, 2006.

Cane, M. A., A. Kaplan, R. N. Miller, B. Tang, E. C. Hackert, et A. J. Busalacchi, Mapping tropical pacific sea level : Data assimilation via a reduced state space kalman filter, *J. Geophys. Res.*, *101*, 22,599–22,617, 1996.

Carton, J. A., B. S. Giese, X. Cao, et L. Miller, Impact of altimeter, thermistor, and expendable bathythermograph data on retrospective analyses of the tropical pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, *101*, 14,147–14,159, 1996.

Casella, E., A. Molcard, et A. Provenzale, Simulations of sub-mesoscale eddies in the ligurian sea, *J. Mar. Syst.*, *in press*, 2010.

Castellari, S., N. Pinardi, et K. Leaman, Simulation of water mass formation processes in the mediterranean sea : influence of the time frequency of the atmospheric forcing, *J. Geophys. Res.*, *105(C10), 24*, 157–24,181, 2000.

Cohn, S. E., et R. Todling, Approximate kalman filters for unstable dynamics, *in Proceedings of the Second International Symposium on Assimilation of Observations in Meteorology and Oceanography, WMO*, pp. 241–246, 1995.

Cohn, S. E., et R. Todling, Approximate kalman filters for stable and unstable dynamics, *J. Meteor. Soc. Japan*, *74*, 63–75, 1996.

Conan, P., et C. Millot, Variability of the northern current off marseilles, western mediterranean sea from february to june 1992, *Oceanol. Acta*, *18(2)*, 193–205, 1995.

Cosme, E., J.-M. Brankart, J. Verron, P. Brasseur, et M. Krysta, Implementation of a reduced-rank, square-root smoother for ocean data assimilation, *Ocean Modelling*, *33*, 87–100, 2010.

Crépon, M., L. Wald, et J. Monget, Low-frequency waves in the ligurian sea during december 1977, *J. Geophys. Res.*, *87(C1)*, 595–600, 1982.

Daget, N., Revue des méthodes d'assimilation, *Tech. rep.*, CERFACS, Toulouse, France, 14 Novembre 2007.

Daley, R., *Atmospheric Data Analysis.*, Cambridge University Press, 1991.

Debost, F., Etude de nouveaux scénarios d'altimétrie satellitaire pour la reconstruction de la circulation océanique méso-échelle par assimilation de données altimétriques, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourrier, Grenoble I, 2004.

Dee, D., S. Cohn, A. Dalcher, et M. Ghil, An efficient algorithm for estimating noise covariances in distributed systems, *IEEE Trans. Autom. Control*, *30*, 1057–1065, 1985.

Dee, D. P., Simplification of the kalman filter for meteorological data assimilation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *117*, 365–384, 1991.

DeMadron, X. D., et M. Panouse, Transport de matière en suspension sur le plateau continental du golfe du lion, situation estivale et hivernale, *Compte-rendu de l'Académie des sciences*, *série IIa, Paris 322*, 1061–1070, 1996.

DeMey, P., et A. Robinson, Assimilation of altimeter eddy fields in a limited-area quasi-geostrophic model, *J. Phys. Oceanogr.*, *17*, 2280–2293, 1987.

Desportes, C., Quelle correction troposphérique humide pour l'altimétrie côtière et continentale ?, Ph.D. thesis, DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE TOULOUSE, 2008.

Dickey, T., Emerging ocean observations for interdisciplinary data assimilation systems, *J. Mar. Syst.*, *40-41*, 5–48, 2003.

Dobricic, S., et N. Pinardi, An oceanographic three-dimensional variational data ssimilation scheme, *Ocean Modelling*, *22, 3-4*, 89–105, 2008.

Dufau-Julliand, C., P. Marsaleix, A. Petrenko, et I. Dekeyser, Three-dimensional modeling of the gulf of lion's hydrodynamics (northwest mediterranean) during january 1999 (moogli3 experiment) and late winter 1999 : Western mediterranean intermediate water's (wiw's) formation and its cascading over the shelf break, *J. Geophys Res.*, *109*, C11,002, doi :10.1029/2003JC002,019, 2004.

Durbiano, S., Vecteurs caractéristiques de modèles océaniques pour la réduction d'ordre en assimilation de données, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourrier - Grenoble 1, 2001.

Dussin, R., et A. M. Tréguier, Evaluation of the natl12-brd81 simulation, *Tech. rep.*, LPO Report 10-03, 2010.

Echevin, V., M. Crépon, et L. Mortier, Interaction of a coastal current with a gulf : application to the shelf circulation of the gulf of lions in the mediterranean sea, *J. Phys. Oceanogr.*, *33*, 188–206, 2003a.

Echevin, V., M. Crépon, et L. Mortier, Simulation and analysis of the mesoscale circulation in the northwestern mediterranean sea, *Annales Geophysicae*, *21*, 281–297, 2003b.

Estournel, C., P. Broche, P. Marsaleix, J. Devenon, F. Auclair, et R. Vehil, The rhône river plume in unsteady conditions : numerical and experimental results, *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, *53*, 25–38, 2001.

Estournel, C., X. Durrieu DeMadron, P. Marsaleix, F. Auclair, C. Julliand, et R. Vehil, Observation and modelisation of the winter coastal oceanic circulation in the gulf of lions under winter conditions influenced by the continental orography (fetch experiment), *J. Geophys Res.*, *108 (C3)*, 8059, 2003.

Estournel, C., F. Auclair, M. Lux, C. Nguyen, et P. Marsaleix, Scale oriented embedded modeling of the north-western mediterranean in the frame of mfstep, *Ocean Sci. Discuss.*, *4*, 145–187, 2007.

Evensen, G., Sequential data assimilation with a non linear quasigeostrophic model using monte carlo methods to forecast error statistics, *J. Geophys. Res.*, *99,(C5)*, 10,143–10,162, 1994.

Evensen, G., The ensemble kalman filter : Theoretical formulation and practical implementation, *Ocean Dynamics*, *53*, 343–367, 2003.

Farrell, B. F., et P. J. Ioannou, State estimation using a reduced-order kalman filter, *J. Atmos. Sci.*, *58*, 3666–3680, 2001.

Fieux, M., Formation d'eau dense sur le plateau continental du golfe du lion, *In Colloques Internationaux du CNRS*, *N°215*, 165–174, 1974.

Fisher, M., Minimization algorithms for variational data assimilation, *In Seminar on Recent Developments in Numerical Methods for Atmospheric Modelling, ECMWF*, pp. pages 364–385, 1998.

Flexas, M., X. Durrieu DeMadron, M. Garcia, M. Canals, et P. Arnau, Flow variability in the gulf of lions during the mater hff experiment (march-may 1997), *J. Mar. Syst.*, *33-34*, 197–214, 2002.

Flexas, M., G. J. F. VanHeijst, et R. R. Trieling, The behavior of jet currents over a continental slope topography with a possible application to the northern current, *J. Phys. Oceanogr.*, *35*, 790–810, 2004.

Florenchie, P., et J. Verron, South atlantic ocean circulation : Simulation experiments with a quasi-geostrophic mode and assimilation of topex/poseidon and ers1 altimeter data, *J. Geophys. Res.*, *103*, 24,737–24,758, 1998.

Forget, P., Y. Barbin, et G. André, Monitoring of surface ocean circulation in the gulf of lions (north-west mediterranean sea) using wera hf radars, in *IGARSS 2008, CDROM, Boston, USA*, 2008.

Fukumori, I., Assimilation of topex sea level measurements with a reduced-gravity, shallow water model fo the tropical pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, *100, (C12)*, 25,027–25,039, 1995.

Gatti, J., Intrusions du courant nord sur la partie est du plateau continental du golfe du lion, Ph.D. thesis, Université de la Méditerranée. 156p, 2008.

Gatti, J., A. Petrenko, Y. Leredde, et J. Devenon, The rhone river dilution zone present in the northeastern shelf of the gulf of lions in december 2003, *Continental Shelf Research*, *26(15)*, 1794–1805, 2006.

Gaudin, M., S. Berné, J.-M. Jouanneau, A. Palanques, P. Puig, T. Mulder, P. Cirac, M. Rabineau, et P. Imbert, Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the bourcart canyon head, gulf of lions (northwestern mediterranean sea), *Marine Geology*, *234*, 111–128, 2006.

Gelb, A., Applied optimal estimation, *MIT Pres, Cambridge, MA*, p. 374 pp, 1974.

Ghil, M., S. Cohn, J. Tavanzis, K. Bube, et E. Isaacson, Application of estimation theory to numercial weather prediction, *Dynamical Meteorology : Data assimilation method*, *Eds. L. Bengtsson, M. Ghil and E. Källen, Springer-Verlag*, 1981.

Griffies, S. M., Fundamentals of ocean climate models. chap.6 : Generalized vertical coordinates, *Tech. rep.*, Princeton University press, 2004a.

Guarracino, M., Contrôle hydodynamique du transfert de la matière particulaire sur la marge continentale du golfe du lion, Ph.D. thesis, Université de Perpignan, 2004.

Herrmann, M., C. Estournel, M. Déqué, P. Marsaleix, F. Sevault, et S. Somot, Dense water formation in the gulf of lions shelf : Impact of atmospheric interannual variability and climate change, *Continental Shelf Research*, *28*, 2092–2112, 2008.

Heussner, S., X. D. DeMadron, A. Calafat, M. Canals, J. Carbonne, N. Desault, et G. Saragoni, Spatial and temporal variability of downward particle fluxes on a continental slope : lessons from an 8-yr experiment in the gulf of lions (nw mediterranean), *Marine Geology*, *234*, 63–92, 2006.

Houghton, J., Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, et C. J. (éds.), *Climate Change 2001 : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, 2001.

Houtekamer, P. L., et H. L. Mitchell, Data assimilation using an ensemble kalman filter technique, *Mon. Wea. Rev.*, *126*, 796–811, 1998.

Hu, Z. Y., A. Doglioli, A. P. P. Marsaleix, et I. Dekeyser, Numerical simulations of eddies in the gulf of lion, *Ocean Modelling*, *28*, 203–208, 2009.

Hua, B., et F. Thomasset, A numercial study of the effects of coastline geometry on wind-induced upwelling in the gulf of lions, *J. Phys. Oceanogr.*, *13(4)*, 678–694, 1983.

Huthnance, J., Circulation, exchange and water masses at the ocean margin : the role of physical processes at the shelf edge, *Prog. Oceanogr.*, *35*, 353–431, 1995.

I. Fukumori, L. L. F., et A. C. Eds., *Data Assimilation bu Models. In : Satellite Altimetry and Earth Sciences*, International Geophysics Series, 69, Academic Press, 463 pp, 2001.

Ide, K., P. Courtier, M. Ghil, et A. C. Lorenc, Unified notation for data assimilation : Operational, sequential and variational, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, *75, No.1B*, 181–189, 1997.

Jazwinski, A. H., Stochastic processes and filtering theory, *Mathematics in science and engineering. Academic Press (New York)*, *64*, 376pp, 1970.

Jordi, A., G. Basterretxea, A. Orfila, et J. Tintoré, Analysis of the circulation and shelf-slope exchanges in the continental margin of the northwestern mediterranean, *Ocean Science*, *2*, 173–181, 2006.

Lacombe, H., *Les mouvements de la mer, courants, vagues et houle, marées*, Doin editeur, 8 place de l'Odéon, 75006 Paris, 47pp., 1971.

Lacombe, H., et P. Tchernia, Quelques traits généraux de l'hydrologie méditerranéenne d'après diverses campagnes hydrologiques récentes en méditerranée, dans le proche atlantique et dans le détroit de gibraltar, *Cah. Océanogr.*, *12 8*, 527–547, 1960.

Langlais, C., Etude de la variablité interannuelle des échanges côte-large : simulation haute résolution de la dynamique du golfe du lion, Ph.D. thesis, Université du Sud Toulon Var, 2007.

Langlais, C., B. Barnier, J. Molines, P. Fraunié, D. Jacob, et S. Kotlarski, Evaluation of a dynamically downscaled atmospheric reanalyse in the prospect of forcing long term simulations of the ocean circulation in the gulf of lions, *Ocean Modelling*, *30*, 270–286, 2009.

Large, W. G., et S. Yeager, Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models : the data sets and flux climatologies, *Tech. rep.*, NCAR technical note, Climate and Global Dynamics Division, Colorado, 2004.

Large, W. G., G. Danabasoglu, S. C. Doney, et J. C. McWilliams, Sensitivity to surface forcing and boundary layer in a global ocean model : Annual-mean climatology, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 2418–2447, 1997.

Lazure, P., et F. Dumas, An external-internal mode coupling for a 3d hydrodynamical model for applications at regional scale (mars), *Adv. Water Resour.*, *31(2)*, 233–250, 2008.

Le Dimet, F., et O. Talagrand, Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations : theoretical aspects, *Tellus*, *38A*, 97–110, 1986.

Lermusiaux, P. F. J., et A. R. Robinson, Data assimilation via error subspace statistical estimation. part i : Theory and schemes, *Mon. Wea. Rev.*, *127*, 1385–1407, 1999.

Lesieur, M., *Turbulence in fluids, Vol40 of LFFluid mechanics and its applications*, Kluver Academic Publisher, 1997.

Lions, J. L., O. P. Mankey, T. R., et W. S., Physical interpretation of the attractor dimension for the primitive equations of atmospheric circulation, *J. Atmo. Sci.*, *54*, 1137–1143, 1997.

Long, R., et W. Thacker, Data assimilation into a numerical equatorial ocean model, part i : the model and the assimilation algorithm, *Dyn. Atm. Oceans*, *13*, 379–412, 1989a.

Long, R., et W. Thacker, Data assimilation into a numerical equatorial ocean model, part ii : assimilation experiments, *Dyn. Atm. Oceans*, *112*, 413–439, 1989b.

Lorenc, A. C., A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme, *Mon. Wea. Rev.*, *109*, 701–721, 1981.

Lorenc, A. C., Analysis methods for numerical weather prediction, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, *112*, 1177–1194, 1986.

Luong, B., Techniques de contrôle optimal pour un modèle quasi-géostrophique de circulation océanique. application à l'assimilation variationnelle des données altimétriques satellitaires, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I, 1995.

Luong, B., J. Blum, et J. Verron, A variational method for the resolution of a data assimilation problem in oceanography, *Journal of inverse Problem*, *14*, 979–997, 1998.

Madec, G., Nemo ocean general circulation model reference manuel., *Tech. rep.*, LOCEAN/Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), Paris, France, 300 pp (Note du Pole de Modélisation, 27), 2008.

Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, et C. Levy, Opa 8.1 ocean general circulation model reference manual., *Tech. rep.*, Note du Pole de modelisazion, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, 11, 1998.

Marchesiello, P., J. C. MacWilliams, et A. Shchepetkin, Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models, *Ocean Modelling*, *3*, 1–20, 2001.

Marsaleix, P., Energy conservation issues in sigma coordinate free surface ocean models, *Ocean Modelling*, *20*, 61–89, 2008.

Marsaleix, P., C. Estournel, V. Kondrachoff, et R. Vehil, A numerical study of the formation of the rhône river plume, *J. Mar. Syst.*, *14(1-2)*, 99–115, 1998.

Marsaleix, P., F. Auclair, et C. Estournel, Considerations on open boundary conditions for region and coastal ocean models, *Atmospheric and Oceanic Technology*, *23*, 1603–1613, 2006.

Marshall, J., C. H. Perelman, et A. Adcroft, Hydrostatic, quasi-hydrostatic and non-hydrostatic ocean modelling, *J. Geophys. Res.*, *102 N°C3*, 5733–5752, 1997.

McWilliams, J. C., Modelling the oceanic general circulation, *Annu. Rev. Fluid. Mech.*, *28*, 1996.

Miller, R. N., Toward the application of the kalman filter to a regional open ocean modelling, *J. Phys. Oceanogr.*, *16*, 72–86, 1986.

Miller, R. N., Tropical data assimilation experiments with simulated data : The impact of the tropical ocean and global atmosphere thermal array for the ocean, *J. Geophys. Res.*, *95*, 11,461–11,482, 1990.

Millot, C., Wind induced upwellings in the gulf of lions, *Oceanol. Acta*, *2(3)*, 261–274, 1979.

Millot, C., The gulf of lions' hydrodynamics, *Continental Shelf Research*, *10(9-11)*, 885–894, 1990.

Millot, C., Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western mediterranean, *Dyn. Atm. Oceans*, *15 (3-5)*, 179–214, 1991.

Millot, C., Circulation in the western mediterranean sea, *Journal of Marine System*, *20*, 423–442, 1999.

Millot, C., et M. Crépon, Inertial oscillations on the continental shelf of the gulf of lions : observation and theory, *Phys. Oceanogr.*, *11(5)*, 639–657, 1981.

Millot, C., et L. Wald, The effects of the mistral wind on the ligurian curent near provence, *Oceanol. Acta*, *3(4)*, 399–402, 1980.

Monaco, A., P. Biscaye, J. Soyer, R. Pocklington, et S. Heussner, Particle fluxes and ecosystem response on a continental margin : the 1985-1988 mediterranean ecomarge experiment, *Continental Shelf Research*, *10(9-11)*, 809–839, 1990.

Morrow, R., et P. DeMey, Adjoint assimilation of altimetric, surface drifter and hydrographic data in a quasi-geostrophic model of the azores current, *J. Geophys. Res.*, *100*, 25,007–25,025, 1995.

Mounier, F., V. Echevin, L. Mortier, et M. Crépon, Analysis of the mesoscale circulation in the occidental mediterranean sea during winter 1999-2000 given by a regional circulation model, *Prog. Oceanogr.*, *66(2-4)*, 251–269, 2005.

Oke, P. R., P. Sakov, et E. Schulz, A comparison of shelf observation platforms for assimilation in an eddy-resolving ocean model, *Dyn. Atm. Oceans*, *48*, 121–142, 2009.

Ourmières, Y., J. Brankart, L. Berline, P. Brasseur, et J. Verron, Incremental analysis update implementation into a sequential ocean data assimilation system, *J. Atmos. Ocean Technology*, *23(12)*, 1729–1744, 2006.

Ourmières, Y., B. Zakardjian, K. Béranger, et C. Langlais, A study of the mediterranean northern current variability using high resolution modelling, adcp data and altimetry products, en préparation.

P. La Violette, P. E. L. e., *Overview of the major forcings and water masses of the Western Mediterranean Sea : seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean Sea*, American Geophysical Union, Washington DC, 1994.

Palanques, A., X. D. DeMadron, P. Puig, J. Fabres, J. Guillén, A. Calafat, M. Canals, S. Heussner, et J. Bonnin, Suspended sediment fluxes and transport processes in the gulf of lions submarine canyon : the role of storms and dense water cascading, *Marine Geology*, *234*, 43–61, 2006.

Patil, D. J., B. Hunt., E. Kalnay, J. A. Yorke, et E. Otte, Local low dimensionality at atmospheric dynamics, *Phys. Rev. Lett*, *86*, 5878–5881, 2001.

Pedlosky, J., *Geophysical Fluid Dynamics*, Springer-Verlag, 1987.

Petrenko, A., Variability of circulation features in the gulf of lion nw mediterranean sea. importance of inertial currents, *Oceanol. Acta*, *26*, 323–338, 2003.

Petrenko, A., Complexité et imbrication des processus physiques en milieu côtier ; importance des échelles spatio-temporelles. habilitation à diriger les recherches, *Tech. rep.*, Université de la Méditerranée, Centre d'Océanologie de Marseille (COM), 2008.

Petrenko, A., Y. Leredde, et P. Marsaleix, Circulation in a stratified and wind-forced gulf of lions, nw mediterranean sea : in situ and modelling data, *Continental Shelf Research*, *25*, 7–27, 2005.

Petrenko, A., C. Dufau, et C. Estournel, Barotropic eastward currents in the western gulf of lion, north-western mediterranean sea, during stratified conditions, *J. Mar. Syst.*, *74(1-2)*, 406–428, 2008.

Pham, D. T., J. Verron, et M. Roubaud, A singular evolutive extended kalman filter for data assimilation in oceanography, *J. Mar. Syst.*, *16(3-4)*, 323–340, 1998.

Pinardi, N., I. Allen, P. D. Mey, G. Korres, A. Lascaratos, P. L. Traon, C. Maillard, G. Manzella, et C. Tziavos, The mediterranean ocean forecasting system : first phase of implementation (1998-2001), *Ann. Geophys.*, *21*, 1, 3–20, 2003.

Raymond, W., et H. Kuo, Radiation boundary condition for multi-dimensional flows, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, *110*, 535–551, 1984.

Reffray, G., Secondary flow induced by wind forcing in the rhône region of freshwater influence, *Ocean Dynamics*, *24*, 179–196, 2004.

Roblou, L., F. Lyard, M. LeHenaff, et C. Maraldi, X-track, a new processing tool for altimetry in coastal oceans, in *Page(s) :5129 - 5133 doi : 10.1109/IGARSS.2007.4424016*, 23-28 July 2007.

Roullet, G., et G. Madec, Salt conservation, free surface, and varying levels : a new formulation for ocean general circulation models, *J. Geophys. Res.*, *105 (23)*, 927–942, 2000.

Rubio, A., B. Barnier, G. Jorda, M. Espino, et P. Marsaleix, Origin and dynamics of mesoscale eddies in the catalan sea (nw mediterranean) : Insight from a numerical model study, *J. Geophys. Res. Oceans*, *114*, 2009a.

Rubio, A., V. Taillandier, et P. Garreau, Reconstruction of the mediterranean northern current variability and associated cross-shelf transport in the gulf of lions from satellite-tracked drifters and model outputs, *J. Mar. Syst.*, *78*, S63–S78, 2009b.

Sammari, C., C. Millot, et L. Prieur, General features of the ligurian current inferred from the prolig-2 experiment, *Rapp. Comm. int. mer Medite.*, *32(1)*, 174p, 1990.

Sammari, C., C. Millot, et L. Prieur, Aspects of the seasonal and mesoscale variability of the northern cuurent in the western mediterranean sea inferred from prolig-2 and pros-6 experiments, *Deep-Sea Res.*, *42*, 893–917, 1995.

Sasaki, Y. K., A fundamental study of the numerical prediction based on the variational principle, *J. Met. Soc. Japan*, *33*, 262–275, 1955.

Sasaki, Y. K., An objective analysis based on the variational method, *J. Met. Soc. Japan*, *II(36)*, 77–88, 1958.

Schaeffer, A., A. Molcard, P. Forget, P. Fraunié, et P. Garreau, Generation mechanism of mesoscale eddy in the gulf of lions : radar observation and modelling, *To appear in Ocean Dyn.*, soumis.

Send, U., J. Font, G. Krahmann, C. Millot, M. Rhein, et J. Tintoré, Recent advances in observing the physical oceanography of the western mediterranean sea, *Prog. Oceanogr.*, *44*, 37–64, 1999.

Shulman, I., et J. D.Paduan, Assimilation of hf radar-derived radials and total currents in the monterey bay area, *Deep-Sea Res. II*, *56*, 149–160, 2009.

Skandrani, C., J. Brankart, N. Ferry, J. Verron, P. Brasseur, et B. Barnier, Controlling atmospheric forcing parameters of global ocean models : sequential assimilation of sea surface mercator-ocean reanalysis data, *Ocean Science*, *5*, 403–419, 2009.

Smith, W. H. F., et D. Sandwell, Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth sounding, *Science*, *277(5334)*, 1956–1962, 1997.

Somot, S., F. Sevault, et M. Déqué, Transient climate change scenario simulation of the mediterranean sea for 21st century using a high resolution ocean circulation model, *Clim. Dyn.*, *27 (7-9)*, 851–879, 2006.

Stommel, H., Varieties of oceanographic experience : The ocean can be investigated as a hydrodynamical phenomenon as well as explored geographically, *Science*, *139(3555)*, 572–576, 1963.

Talagrand, O., et P. Courtier, Formalisation de la méthode du modèle adjoint : applications météorologiques, *Tech. rep.*, Etablissement d'Etudes et de Recherches Météorologiques, 1985.

Talandier, C., et A. Tréguier, Les frontières ouvertes et la surface libre dans opa, *Tech. rep.*, Rapport DRO/LPO, LPO, Brest, 2002.

Testut, C. E., Assimilation de données satellitales avec un filtre de kalman de rang réduit dans un modèle aux équations primitives de l'océan atlantique, Ph.D. thesis, Université Joeph Fourier, 2000.

Thacker, W. C., et R. B. Long, Fitting dynamics to data, *J. Geophys. Res.*, *93*, 1227–1240, 1998.

Thorpe, R. B., et G. R. Bigg, Modelling the sensitivity of mediterranean outflow to anthropogenically forced climate change, *Clim. Dyn.*, *16*, 355–368, 2000.

Todling, R., et S. E. Cohn, Suboptimal schemes for atmospheric data assimilation based on the kalman filter, *Mon. Wea. Rev.*, *122*, 2530–2557, 1994.

Tonani, M., N. Pinardi, S. Dobricic, I. Pujol, et C. Fratianni, A high-resolution free-surface model of the mediterranean sea, *Ocean Science*, *4*, 1–14, 2008.

Ubelmann, C., Etude de scénarions d'altimétrie satellitaire pour le contrôle de la circulation océanique dans l'océan atlantique tropical par assimilation de données, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, 2009.

Ulses, C., C. Grenz, P. Marsaleix, E. Schaaff, C. Estournel, S. Meule, et C. Pinazo, Circulation in a semi-enclosed bay under influence of strong freshwater input, *J. Mar. Syst.*, *56 (1-2)*, 113–132, 2005.

Ulses, C., C. Estournel, X. D. de Madron, et A. Palanques, Suspended sediment transport in the gulf of lions (nw mediterranean) : Impact of extreme storms and floods, *Continental Shelf Research*, *28 (15)*, 2048–2070, 2008.

Uppala, S. M., P. Kallberg, A. Simmons, U. Andrae, V. D. C. Bechtold, M. Fiorino, J. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. Balmaseda, A. Beljaars, L. V. D. Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B. Hoskins, L. Isaksen, P. Janssen, R. Jenne, A. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. Rayer, R. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, et J. Woollen, The era-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *131*, 2961–3012, 2005.

Verlaan, M., et A. W. Heemink, Reduced rank square root filters for large scale data assimilation problem, *in Proceedings of the Second International Symposium on Assimilation of Observations in Meteorology and Oceanography, WMO*, pp. 247–252, 1995.

Verlaan, M., et A. W. Heemink, Tidal flow forecasting using reduced-rank square root filter, *Stochastic Hydro. Hydraul.*, *11*, 349–368, 1997.

Verron, J., Nudging satellite altimeter data into quasi-geostrophic ocean model, *J. Geophysical Res.*, *97*, 7479–7491, 1992.

Verron, J., et W. Holland, Impacts de données d'altimétrie satellitaire sur les simulations numériques ces circulations générales océaniques aux latitudes moyennes, *Ann. Geophys.*, *7*, 31–46, 1989.

Verron, J., L. Gourdeau, D. T. Pham, R. Murtugudde, et A. J. Busalacchi, An extended kalman filter to assimilate satellite altimeter data into a nonlinear numerical model of the tropical pacific ocean : Method and validation, *J. Geophys. Res.*, *104*, 5441–5458, 1999.

Vincent, P., N. Steunou, E. Caubet, L. Phalippou, L. Rey, E. Thouvenot, et J. Verron, Altika : a ka-band altimetry payload and system for operational altimetry during the gmes period, *Sensors*, *6*, 208–234, 2006.

Wirth, A., A non hydrostatic flat bottom ocean model entirely based on fourier expansion, *Ocean Modellind*, *9*, 71–87, 2004.

W.R. Holland, D. L. T. A., O. C. M. C. D. J. Willebrand editors, et p. .-. Dynamics (Eds.), *Altimeter data assimilation into ocean circulation models - some preliminary results*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1989.

Wüst, G., On the vertical circulation of the mediterranean sea, *J. Geophys. Res.*, *66(10)*, 3261–3271, 1961.

Zakardjian, B., Synthèse et état d'avancement de l'opération radar hf planifiée dans moose, *Tech. rep.*, LSEET (UMR6017 CNRS/USTV), 2010.

Table des figures

1 Délimitations des zones conservées ou éliminées par les processus standards de traitement des mesures radiométriques des satellites Jason-1 et Topex/Poséidon, zoom sur la région autour du golfe de Gênes. 4

1.1 Délimitations et noms des mers en Méditerranée. 13
1.2 Morpho-bathymétrie de la mer Méditerranée occidentale. 15
1.3 Canyons sous-marins dans le golfe du Lion. 16
1.4 Orographie, bathymétrie et principaux forçages du nord-ouest de la mer Méditerranée. 17
1.5 Visualisation du panache du Rhône et de son extension au large le 26 février 1999, à partir d'une image "couleur de l'océan" Seawifs. 18
1.6 Représentation tridimensionnelle en Méditerranée Occidentale de la plongée hivernale des eaux froides et de la propagation des cascades sous-marines ainsi créées. 23

2.1 Cartes des courants de surface obtenues par mesures radar (campagne ECOLO de juin 2005 à février 2007). 32

3.1 Photographies prises lors de la campagne océanographique PIRATA-FR19 dans l'océan Atlantique Tropical. a : navire océanographique Antea, b : trajectoire suivie durant le leg1, c : CTD (ou bathysonde), d et e : tir d'XBT. 38
3.2 Photographies prises lors de la campagne océanographique PIRATA-FR19 dans l'océan Atlantique Tropical. a : flotteur PROVOR (du réseau ARGO), b : prélèvements d'eau de surface, c : salinomètre, d : appareil permettant de mesurer le taux d'oxygène d'un échantillon d'eau. 39
3.3 Exemple de cartographie de courants obtenue en quelques jours au cours des campagnes MOOGLI2 en juin 1998 et MOOGLI3 en janvier 1999, à 24m et 48m de profondeur. 40
3.4 Photographies de bouées ATLAS prises lors de la campagne océanographique PIRATA-FR19 dans l'océan Atlantique Tropical. 41
3.5 Trajectoires des flotteurs ARGO en novembre 2009 en mer Méditerranée. . 42
3.6 Satellites altimétriques passés et actuels. 46
3.7 Circulation du CNM et échantillonnage des différentes missions altimétriques en Méditerranée Nord Occidentale. 49

4.1 Grille en C d'Arakawa. 65
4.2 Représentation du fond des océans en coordonnées z par l'approche "*full step*" et l'approche "*partial step*". 66

5.1 Comparaison des tailles des différentes configurations numériques utilisées : GLazur64, GDL64, GDL16 et GDL16s. 75
5.2 Comparaison entre les températures de surface mensuelles des expériences GDL64 et GLazur64 (mois de janvier, février et mars 1999). 76
5.3 Topographie du golfe du Lion dans la configuration GDL16s et GLazur64. . 78
5.4 Représentation tridimensionnelle de la bathymétrie de GLazur64 centrée sur le même domaine que GDL16s (figure extraite de *Langlais* (2007)). . . . 79
5.5 Vitesses de surface moyennées sur 5 jours entre le 27 avril et le 1 mai 2000 pour GLazur64, emboîtée dans MED16. 81
5.6 Comparaison entre la norme de la vitesse de surface des configurations GLazur64 et MED16, le 21 février 1999. 82
5.7 Influence du Mistral, de la Tramontane et du vent de sud-est sur le panache du Rhône : salinité de surface dans les configurations GLazur64 et GDL16s les 21, 23 et 25 mars 1999. 84
5.8 Norme de la vitesse du vent à 10m du forçage atmosphérique REMO les 18, 19 et 20 mars 1999. 86
5.9 Bathymétrie de la configuration utilisée de manière opérationnelle : MFS. . 88
5.10 Comparaison entre la température de surface d'un radiomètre avancé très haute résolution (AVHRR) de la NOAA et d'une sortie GLazur64 le 17/07/2000. 91

6.1 Séquence d'assimilation du filtre de Kalman. 102
6.2 Représentation schématique de la sélection des observations au voisinage de deux points. 110

7.1 Ecarts RMS aux observations calculés dans le cadre de l'expérience blanche pour la SSH et la température durant l'année 1998. 120
7.2 Ecarts RMS aux observations pour différentes expériences jumelles ayant lieu durant l'année 2000. 121
7.3 Ecarts RMS entre différentes simulations perturbées (dans le cadre d'expériences jumelles) et une simulation de référence pour la température et la SSH : perturbation des conditions initiales, aux frontières et du forçage atmosphérique. 122
7.4 Adaptation de méthode incrémentale IAU à cette situation comlexe : application de l'incrément complet après 5 cycles d'assimilation. 124
7.5 SSH moyennée entre les longitudes $3.1°E$ et $6.3°E$ et les latitudes $40.9°N$ et $43.6°N$ du 1er janvier 1998 au 31 décembre 2000 pour l'expérience de référence de GDL16. 126
7.6 Carte spatiale de l'erreur d'observation pour la température de surface et la SSH. 127

8.1 Graphique type d'écarts RMS temporels aux observations. 131
8.2 Partition du domaine en 4 zones. 132
8.3 Diagnostics statistiques. 133
8.4 Ecarts RMS temporels globaux aux observations pour l'expérience de référence pour la SSH, la salinité, la température et la vitesse zonale. 134
8.5 Diagnostic $N°2$ appliqué aux expériences de sensibilité ainsi qu'à l'expérience de référence pour des écarts RMS globaux, calculés sur la région du CNM, celle de l'embouchure du Rhône, de la région ouest et du large. 137

8.6 Ecarts RMS globaux en température de l'expérience TS6 : comparaison entre des écarts RMS calculés par rapport aux données assimilées et par rapport à la totalité des observations. 138
8.7 Sensibilité à l'assimilation de données altimétriques pour des écarts RMS globaux, calculés sur la région du CNM, celle de l'embouchure du Rhône, de la région ouest et du large. 139
8.8 Traces des satellites altimétriques SARAL/AltiKa, Topex-Poséidon, ERS2 et GFO sur les 30 jours de la période d'assimilation : du 24 janvier au 23 février 1999. 139
8.9 Ecarts RMS aux observations traduisant l'impact de l'utilisation d'une condition initiale "idéale". 140
8.10 Sensibilité à la durée de l'expérience : écarts RMS globaux aux observations pour la température et la salinité dans le cadre d'une expérience de 1 an. . 142
8.11 Sensibilité à la saison : écarts RMS globaux aux observations pour des expériences allant du 24 janvier au 23 février, du 19 juin au 19 juillet et du 17 septembre au 17 octobre pour la vitesse zonale, la salinité et la SSH. . . 143
8.12 Ecarts RMS aux observations pour la SSH, la salinité et la vitesse zonale de deux expériences d'assimilation : l'une avec des conditions initiales "traditionnelles", l'autre avec des conditions initiales "idéales". 145
8.13 Température de surface après un cycle d'assimilation pour l'expérience de référence et l'expérience AltiKa : différence entre l'état vrai (observations complètes) et la prévision dans l'espace des observations et différence entre l'état analysé et la prévision dans l'espace du modèle. 147
8.14 Température de surface à la fin du 15ème cycle pour l'expérience de référence et l'expérience AltiKa : différence entre l'état vrai et la prévision dans l'espace des observations, différence entre l'état analysé et la prévision dans l'espace du modèle et différence entre "l'état IAU" (océan assimilé) et la prévision. 147
8.15 Ecarts RMS globaux pour l'expérience AltiKa pour la SSH, la salinité, la température et la vitesse zonale. 148
8.16 Ecarts RMS globaux aux observations des prévisions obtenues en utilisant des conditions initiales extraites de l'expérience de référence et de l'expérience AltiKa. 149
8.17 Ecarts RMS aux observations des prévisions de l'expérience de référence et AltiKa. 150

9.1 Norme de la vitesse de surface instantanée le 15 février dans GLazur64, GLazur64 interpolé sur la grille au 1/16° et GDL16s. 157
9.2 Diagrammes TS décrivant les caractéristiques en température et salinité des eaux localisées au niveau de deux zones sur le plateau et au niveau du talus continental du golfe du Lion. Ces diagrammes ont été tracés pour les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa le 23 février 1999. . . 160
9.3 Diagrammes TS décrivant les caractéristiques en température et salinité des eaux comprises entre les longitudes $4.2°E$ et $5.4°E$ et les latitudes $42.3°N$ et $43°N$ le 23 février. Comparaison entre les eaux des observations, de l'expérience libre et de l'expérience AltiKa. 161

9.4 Coupes transversales de salinité le 23 février pour les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa. 163
9.5 Coupe transversale en température le long du canyon Lacaze-Duthiers pour les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa le 23 février. . . . 164
9.6 SSH instantanée le 23 février et SSH moyennée sur les 20 derniers jours de l'expérience d'assimilation du 3 au 23 février dans les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa. 166
9.7 Comparaison entre la trajectoire du CNM dans les observations, l'océan faux et l'état assimilé de l'expérience AltiKa : isocontour de SSH nulle le 3 février et pour une moyenne sur les 20 derniers jours de l'expérience d'assimilation du 3 au 23 février. 167
9.8 Norme de la vitesse de surface instantanée le 13 février dans les observations, l'expérience libre et l'expérience de référence. 168
9.9 Localisation du CNM à une longitude donnée et amplitude de sa vitesse zonale dans les observations, l'expérience libre et l'expérience de référence le 13 février 1999. 169
9.10 Comparaison entre la trajectoire du CNM dans les observations, l'océan faux et l'océan assimilé de l'expérience de référence : isocontour à 0.14 $m.s^{-1}$ de la norme de la vitesse instantanée (les 13 et 23 février) et moyennée sur les 20 derniers jours de l'expérience d'assimilation. 169
9.11 Isocontour à 0.06 $m.s^{-1}$ de la norme de la vitesse à 300m de profondeur le 23 février et moyenné sur les 20 derniers jours de l'expérience d'assimilation (du 3 au 23 février) pour les observations, l'océan faux et les expériences d'assimilation (expérience de référence et AltiKa). 171
9.12 Coupe méridienne à 5.5°E de l'isocontour 0.06 $m.s^{-1}$ de la norme de la vitesse dans les observations, l'océan faux et l'océan assimilé de l'expérience AltiKa pour des valeurs instantanées (le 23 février) et moyennées sur les 20 derniers jours de l'expérience d'assimilation (du 3 au 23 février). 172
9.13 Norme de la vitesse de surface les 7 et 23 février. Comparaison entre les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa. 173

10.1 Salinité de surface moyennée entre le 3 et le 23 février pour les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa. 180
10.2 Norme de la vitesse du vent à 10m provenant du forçage atmosphérique REMO en mars 1999. 181
10.3 Influence du Mistral, de la Tramontane et du vent de sud-est sur le panache du Rhône : salinité de surface dans la configuration GLazur64, une expérience libre de la configuration GDL16s et l'expérience AltiKa les 21, 23, et 25 mars. 182
10.4 Isocontours de salinité de surface dans les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa les 23 février, 1er juillet, 8 novembre et 16 mai. 183
10.5 Coupe zonale de salinité à 4.8°E permettant de visualiser le panache du Rhône le 29 septembre dans les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa. 184
10.6 Température de surface et observation de méandres le 23 février dans les observations au 1/64°, ce même champs d'observations filtré au 1/16°, dans l'expérience libre de GDL16s, l'expérience de référence et l'expérience AltiKa. 186

10.7 Amplitude du vent à 10m provenant du forçage atmosphérique REMO, les 7 et 9 juillet ainsi que moyennée entre les 3 et 7 juillet. 187

10.8 Upwellings côtiers observés après un épisode de Mistral les 7 et 9 juillet : comparaison entre la température de surface des observations, de l'expérience libre et l'expérience AltiKa. 188

10.9 *Upwelling* côtier observé après un épisode de Mistral le 7 juillet pour les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa : coupe à $5.3°E$ de la température. 190

10.10 Profondeur de la couche de mélange (de la pycnocline) en mètres dans les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa le 23 février. 192

10.11 Densité potentielle dans les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa le 23 février à 100m de profondeur et pour une moyenne du 3 au 23 février à 70m de profondeur. 194

10.12 Diagrammes TS décrivant les caractéristiques en température et salinité des eaux profondes comprises entre les longitudes $3.3°E$ et $5.1°E$ et les latitudes $42.7°N$ et $43.2°N$ pour les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa le 23 février. 196

10.13 Coupes zonale à $42.6°N$ et méridienne à $3.45°E$ de densité potentielle σ_0, le 23 février dans les observations, l'expérience libre et l'expérience AltiKa. 197

10.14 Coupes transversales de densité potentielle σ_0 au travers des canyons de Cassis, du petit-Rhône, de Lacaze-Duthiers et de Creus le 23 février dans l'expérience AltiKa. 199

11.1 Vitesse zonale le 23 février 1999 dans les observations, délimitation de la zone couverte par un radar simulé au large de Marseille. 205

11.2 Cartes d'écarts RMS globaux aux observations pour la première série d'expériences de type a, b et c, pour la SSH, la salinité et la vitesse zonale. 206

11.3 Cartes d'écarts RMS globaux aux observations pour la deuxième série d'expériences de type a, b et c, pour la SSH, la salinité et la vitesse zonale. 207

11.4 Cartes d'écarts RMS globaux aux observations pour la troisième série d'expériences de type a, b et c, pour la SSH, la salinité et la vitesse zonale. 208

11.5 Température de surface moyennée sur les dix derniers jours de l'expérience d'assimilation pour les observations et l'expérience libre de GDL16s et les expériences d'assimilation avec assimilation de données radar sur toute la surface du domaine et sans assimilation de données radar. 211

11.6 Différence, pour la variable SSH, entre les observations et l'état assimilé dans l'espace des observations le dernier jour de l'expérience d'assimilation (le 23 février). 212

11.7 Isocontours de la norme de la vitesse à 0.14 $m.s^{-1}$ en surface permettant de comparer la structure et la trajectoire du CNM au sein des observations, de l'expérience libre et des expériences avec et sans assimilation de données radar. 213

11.8 Cartes de différences entre l'état assimilé et les observations de la vitesse zonale le dernier jour de l'expérience d'assimilation (23 février) dans l'espace des observations : coupes à $5.9°E$ et $42.2°N$ permettent de comparer ces différences pour deux expériences d'assimilation de données, l'une sans assimilation de données radar et l'autre avec assimilation de données radar en surface. 214

A.1 Orography and bathymetry of the northwest Mediterranean Sea. The three winds blowing over this area, the Rhone River and the NMC are also represented. 230
A.2 Topography of the Gulf of Lions in the 1/16° configuration and the 1/64° configuration used to extract observations. 233
A.3 SARAL/AltiKa along-track SSH extracted from the observations over the period of the experiment : from Jan. 24th to Feb. 23rd. 235
A.4 RMS deviation to observations calculated over the whole domain for SSH, salinity and temperature variables. 236
A.5 Speed on Feb. 15th in the observations, in the observations interpolated on a 1/16° grid and in the control run. 237
A.6 TS diagrams of water masses flowing over the shelf break in the observation, the control run and the assimilated run, between 70 m and 300 m depth from the longitudes $3.2°E$ to $5.5°E$ and from the latitudes $42.5°N$ to $43.5°N$. 238
A.7 Cross section of temperature over Lacaze-Duthiers canyon in the observations, the control run and the assimilated run on Feb. 23rd. 239
A.8 NMC represented by isoline of SSH equal to 0 in the observations, the control run and the assimilated run. 240
A.9 NMC at 300 m depth and on meridional section at $5.5°E$. The 0.06 $m.s^{-1}$ velocity amplitude is drawn for the observations, the control run and the assimilated run. 241
A.10 Velocity vectors on Feb. 9th and 19th in the observations, the control run and the assimilated run showing the mesoscale activity in the Gulf of Lions. 242

Liste des tableaux

5.1 Comparaison entre les niveaux verticaux de GDL16s et GLazur64. 80
5.2 Derniers niveaux de GLazur64. 80

6.1 Définitions des variables d'erreur. 97

8.1 Pourcentage de réduction de l'erreur entre l'océan assimilé et les observations dans le cadre de l'expérience de référence suivant le diagnostic $N°1$. . 135
8.2 Pourcentage de réduction de l'erreur entre l'océan assimilé et les observations dans le cadre de l'expérience de référence suivant le diagnostic $N°2$. . 135
8.3 Pourcentage de réduction de l'erreur entre l'océan assimilé et les observations dans le cadre de l'expérience de référence suivant le diagnostic $N°3$. . 136
8.4 Tableau récapitulatif des expériences de sensibilité aux données thermohalines et de leurs caractéristiques en terme de quantité de profils TS assimilés. 136
8.5 Tableau récapitulatif des expériences de sensibilité aux données altimétriques et de leurs caractéristiques. 138
8.6 Tableau de comparaison des pourcentages de réduction de l'erreur suivant le diagnostic $N°2$ pour des expériences ayant lieu en février, juin et septembre. 144
8.7 Tableau de comparaison des pourcentages de réduction de l'erreur suivant le diagnostic $N°2$ utilisant des écart RMS sur la zone "ouest", pour des expériences ayant lieu en février, juin et septembre. 144
8.8 Tableau de comparaison des pourcentages de réduction de l'erreur des deux expériences avec et sans condition initiale "idéale". 146
8.9 Ensemble des diagnostics statistiques appliqués à l'expérience AltiKa sur l'état assimilé. 148

11.1 Diagnostics statistiques basés sur des calculs d'écarts RMS globaux aux observations permettant d'évaluer la convergence de l'état assimilé vers les observations, diagnostics normalisés afin de comparer les scores des différentes variables. 209

Thèse de Doctorat

Titre :

Contrôle du courant Nord Méditerranéen dans le golfe du Lion : une approche par simulation du système d'observation

Auteur :

Aurélie Duchez

Etablissement :

Université du Sud Toulon Var

RESUME

La circulation du golfe du Lion est influencée par un forçage atmosphérique intense et le Courant Nord Méditerranéen (CNM). Une configuration au 1/16° a été utilisée pour modéliser la dynamique complexe de cette région, mais ne permet pas de modéliser correctement le CNM. Nous avons utilisé la méthode d'assimilation du filtre SEEK afin de combiner l'information contenue dans ce modèle et celle provenant d'observations synthétiques altimétriques (de type SARAL-AltiKa) et in situ, extraites d'une configuration réaliste du golfe du Lion au 1/64°. Afin d'évaluer la qualité des résultats, des diagnostics statistiques et physiques ont été établis et témoignent d'une bonne qualité de l'expérience. On a ainsi montré une amélioration des caractéristiques du CNM en surface et en profondeur, de son activité mésoéchelle et permis l'intrusion de branches de recirculation sur le plateau. Une meilleure représentation de ce courant a permis d'améliorer la quantité des échanges côte-large de même que la caractéristique des eaux du plateau, ce qui a permis la formation d'eaux denses hivernales, leur convection puis leur *cascading* le long du talus. L'assimilation a aussi amélioré les caractéristiques du panache du Rhône. On a ainsi montré que l'assimilation de nouvelles formes d'observations dans les systèmes opérationnels permettra de contrôler des processus plus fins et proches des côtes, non contrôlés par les systèmes d'observations actuels.

ABSTRACT

Ocean circulation in the Gulf of Lions is both influenced by intense atmospheric forcings and the North Mediterranean Current (NMC). A 1/16° configuration of the Gulf of Lions has been used to represent the complex dynamics of this area but does not allow a correct modeling of the NMC. We have used the SEEK filter data assimilation method to combine the information contained in the model and the one coming from synthetic in situ and altimetric observations (from SARAL-AltiKa altimeter). Those observations have been extracted from a realist 1/64° configuration of the Gulf of Lions. To assess the quality of results, statistical and physical diagnostics have been developed and show a good quality of the experiment. Thanks to a better representation of this current at the surface and at depth as well as its mesoscale activity, we have managed to improve the quantity of cross shelf exchanges. Consequently, we have managed to improve shelf water characteristics which has thus allowed the formation of dense waters in winter, their convection and cascading over the shelf break. Rhône river plume characteristics have also been improved thanks to data assimilation. We have finally shown that assimilating those new kinds of observations in operational systems should allow the control of small scale processes closed to the coast that are not controlled with present observational systems.

MOTS CLES, KEY WORDS

Assimilation de données, filtre SEEK, OSSEs, Satellite SARAL-AltiKa, Modélisation numérique, Golfe du Lion, Courant Nord Méditerranéen.
Data assimilation, SEEK filter, OSSEs, SARAL-AltiKa satellite, Physical oceanography, Numerical modeling, Gulf of Lions, North Mediterranean Current.