



Dynamique océanique et transport de la matière particulaire dans le Golfe du Lion : Crue, tempête et période hivernale

Caroline Ulses

► **To cite this version:**

Caroline Ulses. Dynamique océanique et transport de la matière particulaire dans le Golfe du Lion : Crue, tempête et période hivernale. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2005. Français. <tel-00102656>

HAL Id: tel-00102656

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00102656>

Submitted on 2 Oct 2006

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.

UNIVERSITE TOULOUSE III - PAUL SABATIER

Ecole Doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Formation Doctorale Océan, Atmosphère et Environnement

THESE

Pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université Toulouse III

Discipline : Océanographie Côtière

Présentée par

Caroline Ulses

**Dynamique océanique et transport de la matière particulaire
dans le Golfe du Lion :
Crue, tempête et période hivernale**

Soutenue le 12 décembre 2005, devant le jury composé de :

André Monaco, Directeur de Recherche CNRS, CEFREM (Perpignan), Rapporteur

Bernard Barnier, Directeur de Recherche CNRS, LEGI (Grenoble), Rapporteur

Pierre Le Hir, Directeur de Laboratoire, IFREMER (Brest), Examineur

Claude Estournel, Directrice de Recherche CNRS, LA (Toulouse), Directrice de thèse

Frank Roux, Professeur, Université Paul Sabatier, LA (Toulouse), Président

Xavier Durrieu de Madron, Chargé de Recherche CNRS, CEFREM (Perpignan), Examineur

Laboratoire d'Aérodynamique - UMR CNRS/UPS 5560 - Observatoire Midi-Pyrénées

14, avenue Edouard Belin - 31400 Toulouse FRANCE

Remerciements

Je tiens en premier lieu à remercier chaleureusement Claude Estournel qui m'a guidée tout au long de ce travail, et auprès de qui ce fut un réel plaisir de travailler et d'apprendre. Un grand merci pour ton enthousiasme, pour la confiance, la disponibilité et l'aide que tu m'as accordées, ainsi que pour les rencontres enrichissantes que tu m'as permis de faire.

Mes remerciements vont tout naturellement ensuite à Patrick Marsaleix (le "Jack Bauer" de la modélisation océanique côtière), qui m'a accueillie au Laboratoire lors de mon stage de DEA et qui a été présent et disponible tout au long de ma thèse. Merci pour ta grande aide, tes conseils et ta bonne humeur.

Je remercie également tous les membres de l'équipe que j'ai côtoyés, Claire Dufau, Francis Auclair, Marine Herrmann, Ivane Pairaud, Muriel Lux, Gilles Molinié, Cyril Nguyen, Laurent Roblou et Raoul Véhil, ainsi que Florent Lyard du LEGOS et plus généralement l'ensemble des membres du Pôle d'Océanographie Côtière : ce fut très agréable de travailler avec vous durant ces trois années.

Je tiens à exprimer aussi ma gratitude à Xavier Durrieu de Madron (CEFREM) qui a suivi de près mes travaux et accepté d'être membre de mon jury. Je le remercie pour ses nombreux conseils et pour m'avoir permis de participer à la campagne en mer qu'il supervisait, durant laquelle j'ai pu toucher du doigt (au sens littéral de l'expression) la réalité non numérique du sédiment !

La collaboration avec les doctorants et post-doctorants du CEFREM m'a aussi été d'une grande aide. Je remercie en particulier Bénédicte Ferré, Jérôme Bonnin et François Bourrin qui ont participé à l'avancée de mon travail.

Je remercie chaleureusement Katell Guizien (LOBB) dont j'ai pu bénéficier des conseils avisés et remarques constructives.

Le travail sur le transport sédimentaire a été nettement amélioré par l'utilisation de données de granulométrie dans le sédiment superficiel du Golfe du Lion. Ces données ont été principalement analysées par Vincent Roussiez et François Bourrin (CEFREM), Sabine Charmasson et Grégory Agen (IRSN),

Antoine Grémare (LOBB), François Charles et Martin Desmalades (LOBB) et Didier Sauzade (IFREMER). Un grand merci à eux pour leur travail.

Merci également à Fabrice Ardhuin (SHOM) qui a installé le modèle de vague WW3 sur les ressources informatiques de l'équipe ; son utilisation s'est avérée un grand atout dans mon étude.

Cette étude s'inscrit dans le cadre du programme européen Eurostrataform. Je tiens à remercier les chercheurs participants à ce programme - les expérimentateurs Albert Palanques, Antoni Calafat, Pere Puig, Jorge Guillen, Olivier Radakovitch, et les modélisateurs Chris Sherwood et Courtney Harris - avec lesquels j'ai eu l'opportunité d'échanger des informations et des idées enrichissantes et bénéfiques pour mon étude. En particulier, je remercie Patrick Friend et Carl Amos qui m'ont permis de participer à ma première campagne en mer et qui m'ont accueillie au SOC pour une initiation à l'expérimentation en laboratoire.

Je tiens à remercier vivement les membres de mon jury, André Monaco (CEFREM), l'un des initiateurs de cette étude, et Bernard Barnier (LEGI) qui ont accepté de rapporter sur mon travail, Pierre le Hir (IFREMER) pour l'intérêt qu'il a témoigné à cette étude en participant à mon jury et Frank Roux (LA) pour l'avoir présidé. Merci pour le temps passé à la relecture critique du manuscrit et l'ensemble de vos remarques constructives.

Un grand merci aux informaticiens Serge Prieur, Didier Gazen, Laurent Cabanas, Jérémy Leclercq et Juan Escobar, pour leur disponibilité et leur aide précieuse sans lesquelles ce travail n'aurait été possible.

Je tiens aussi à remercier chaleureusement mes compagnons de cantine, de pauses cafèt et de soirées. En particulier, je remercie Claire et Marine, j'ai réellement apprécié d'avoir partagé le bureau 137 avec vous, ainsi qu'Ivane, Aline, Clou, Christelle B., Marie-Pierre, Franck, Christelle M., Bastien, Marc, Guillaume, Stéphanie, Erwan, François et Paul. Je remercie également la joyeuse bande du LEGOS, Baptiste, Gabriel, Laurent R., Thierry, Matthieu, Boubou, Alix, Laurent B.

Un énorme merci aux amis fidèles - et amateurs de Mojitos - Meki et Louïc, aux habitants du 43 rue de Luppé, en particulier aux arnaqueurs en plein jour (comme on dit chez nous) Evelyne, Dev et

Franck, aux champions des Borromées Lucas et Elric, mais aussi aux " craniumeurs " Gilles, Gwendo et Julien, aux maîtres ès Kung-Fu Bind-Dinh Erwan, Christophe et Etienne, aux danseurs Rodolphe, Coralie, Maud, Fanny, Stéphanie, Emma, Sophie, Cédric, Laurence et aux voyageurs Steph et Isa pour leur écoute, leur soutien et leur bonne humeur. Je remercie aussi Momo et Catherine pour leur amitié et pour tous les très bons moments passés avec eux.

Merci à ma famille, mes parents, Christophe, Marie et William pour m'avoir soutenue et encouragée depuis toujours. Un grand merci à la famille Lamouroux, Gérard, Chantal, Floflo, Mami Dédé, Papilou, Nine, Nono et Michèle pour leurs encouragements et leur soutien.

Enfin je remercie Ju pour tout ...

Table des matières

1	Introduction	1
2	Le Golfe du Lion	7
2.1	Description générale	8
2.1.1	Les régimes de vent	9
2.1.2	Les apports fluviaux	10
2.1.3	Les autres sources de matière particulaire	12
2.1.4	Les sédiments de fond	13
2.2	L'hydrodynamique du Golfe du Lion	14
2.2.1	La circulation générale	14
2.2.2	Les circulations induites par le vent	17
2.2.3	Les formations d'eau dense sur le plateau et leur plongée sur la pente	18
2.2.4	Les ondes internes	20
2.3	Le transport sédimentaire dans le Golfe du Lion	20
2.3.1	Transport de la matière particulaire sur le plateau	20
2.3.2	Flux de particules du plateau vers le large	21
3	Le modèle numérique	25
3.1	Modèle hydrodynamique	26
3.1.1	Les équations du modèle	26
3.1.2	Les conditions aux limites	28
3.1.2.1	A la surface libre	28
3.1.2.2	Au fond	29
3.1.2.3	Aux frontières latérales	30

3.1.2.4	A l'embouchure des fleuves	31
3.1.3	Discrétisation des équations	31
3.2	Modules de transport sédimentaire	34
3.2.1	Caractéristiques des particules	34
3.2.1.1	Taille des particules	34
3.2.1.2	Densité	37
3.2.1.3	Vitesse de chute	37
3.2.2	Module du sédiment de fond	38
3.2.2.1	Initialisation de la granulométrie du sédiment du fond	38
3.2.2.2	Pavage	42
3.2.3	Module de couche limite de fond	43
3.2.3.1	Frottement lié à la houle	43
3.2.3.2	Contraintes de cisaillement due à l'interaction houle/courant	45
3.2.3.3	Rugosité	46
3.2.4	Module du sédiment en suspension	49
3.2.4.1	Equation de diffusion/advection	49
3.2.4.2	Flux à l'interface eau/sédiment	50
3.2.5	Forçages	52
3.2.5.1	La houle	52
3.2.5.2	Les apports fluviaux	52
3.2.6	Conclusion	53

4	L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer	55
4.1	Introduction	56
4.2	La zone d'étude	57
4.3	L'expérience VENT	57
4.3.1	Observations	57
4.3.2	Conditions météorologiques et fluviales	59
4.3.3	Précédents résultats	59
4.4	Implémentation du modèle	64

4.4.1	Initialisation et forçage aux frontières latérales	64
4.4.2	Forçages	65
4.4.3	Initialisation du sédiment	68
4.5	Résultats	68
4.5.1	Modélisation hydrodynamique	68
4.5.2	Etude du transport sédimentaire	81
4.5.2.1	Interaction houle/courant	81
4.5.2.2	Comparaison des sorties du modèle avec les observations	81
4.5.2.3	Transport sédimentaire dans la baie	86
4.5.2.4	Conclusion	90
4.5.3	Etudes de sensibilité	90
4.6	Conclusion	100

5 L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large 103

5.1	Introduction	104
5.1.1	Les échanges côte/large	104
5.1.2	Les plongées d'eaux dense	104
5.1.3	Les tempêtes	106
5.1.4	Objectif de l'étude	107
5.2	L'expérience EUROSTRATAFORM : stratégies	108
5.2.1	Stratégie d'observation	108
5.2.2	Stratégie de modélisation	110
5.3	Résultats	116
5.3.1	Description générale de la période	116
5.3.1.1	Conditions atmosphériques, fluviales et d'état de mer	116
5.3.1.2	Température et courant près du fond dans les canyons	119
5.3.2	Période automnale : association d'événements extrêmes, crue et tempête de vent de sud-est	124
5.3.2.1	Etude d'une crue par vent de sud-est	124
5.3.2.2	Impact de la tempête de SE dans les canyons sous-marins	124

5.3.3	Période hivernale : Interaction des tempêtes et des plongées d'eau dense	133
5.3.3.1	Caractérisation de l'hiver étudié	133
5.3.3.2	Formation et propagation des eaux denses sur le plateau	135
5.3.3.3	Extension des panaches d'eau dense sur la pente pendant la première période hivernale	142
5.3.3.4	Les tempêtes hivernales	145
5.3.4	Synthèse : temps de résidence et flux côte/large	149
5.3.4.1	Temps de résidence	150
5.3.4.2	Flux côte/large	151
5.4	Conclusion	158

6 L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude du transport particulaire dans le Golfe du Lion 161

6.1	Modélisation	162
6.1.1	Domaine de modélisation et forçage hydrodynamique	162
6.1.2	Apports fluviaux	162
6.1.3	Houle	163
6.1.4	Paramètres d'érosion	164
6.2	Comparaison des sorties du modèle avec les observations	164
6.2.1	Evolution temporelle de la concentration de matière en suspension près du fond .	167
6.2.2	Distribution verticale de la concentration particulaire	170
6.2.3	Conclusion	172
6.3	Episodes automnaux : crue et tempête de sud-est	175
6.3.1	Apports de la crue	175
6.3.2	Effet de la tempête de sud-est	176
6.3.3	Modifications du sédiment de fond générées par la crue et la tempête	179
6.3.4	Conclusion	181
6.4	Première période hivernale	181
6.4.1	Transport particulaire associé aux vents de nord et à la propagation des eaux denses	182
6.4.2	Transport particulaire lié au panache du Rhône	186
6.4.3	Conclusion	187

6.5	Deuxième période hivernale : influence des tempêtes	187
6.5.1	Tempête hivernale	188
6.5.2	Devenir à moyen terme de la matière remise en suspension pendant la tempête .	191
6.5.3	Vent de sud-est modéré	194
6.5.4	Conclusion	195
6.6	Etude de sensibilité	197
6.7	Synthèse	198
6.7.1	Bilan de matière	198
6.7.2	Flux de matière	200
6.8	Conclusion	209
7	Conclusion et perspectives	213
7.1	Conclusion	214
7.1.1	Développement et validation des modules de transport sédimentaire	214
7.1.2	Mécanismes physiques contrôlant les échanges côte/large	215
7.1.3	Transport sédimentaire dans le Golfe du Lion	216
7.2	Perspectives	217
7.2.1	Vers plus de réalisme	218
7.2.2	Autres utilisations pour l'étude de la dynamique sédimentaire	219
7.2.3	Vers une meilleure représentation du fonctionnement de l'écosystème	221
	Références	249

Chapitre 1

Introduction

La région côtière fait l'objet d'un regain d'intérêts dans la communauté scientifique depuis plusieurs années pour deux types de raisons, l'un scientifique et l'autre en liaison avec les besoins de la société. D'un point de vue scientifique, l'intérêt réside dans le rôle de tampon qu'exerce la zone côtière entre le continent et l'océan hauturier. Concernant la physique, les grands courants suivent généralement les talus continentaux qui sont le siège de dissipation et d'échanges avec les plateaux. Ces processus sont mal représentés dans les modèles de circulation générale car ils nécessitent des résolutions suffisamment importantes, la prise en compte correcte de la topographie ainsi que des forçages de marée. Du point de vue de la richesse biologique des océans, les plateaux continentaux jouent un rôle particulier car ils constituent l'exutoire des continents à travers le drainage des bassins versants ainsi que les rejets urbains qui aboutissent dans les fleuves. Malgré la faible surface qu'ils représentent par rapport à la surface totale des océans, leur contribution au stockage du carbone et à la production biologique apparaît majeure. Ce problème est au cœur du programme international LOICZ (Land Ocean Interactions in the Coastal Zone). Par ailleurs, on s'intéresse de plus en plus au terme source qu'ils représentent pour l'océan hauturier ce qui constitue un axe du programme JGOFS (Joint Global Ocean Flux Studies). Ce terme source est très difficile à estimer car il présente une variabilité spatiale et temporelle très importante qui nécessite un dispositif expérimental qui ne peut être ciblé qu'à partir d'une très bonne connaissance de la zone. Un point très particulier à la zone côtière est le rôle joué par le sédiment c'est-à-dire " le fond " qui soustrait de l'énergie à l'écoulement pour le physicien ou bien qui est un substrat qui constitue le lieu de vie d'un grand nombre d'espèces pour le biologiste ou encore pour le biogéochimiste, un milieu riche en réactions chimiques susceptible de recycler la matière organique qu'il reçoit et de libérer à nouveau des éléments nutritifs vers la colonne d'eau.

En liaison avec les besoins et les préoccupations de la société, l'augmentation croissante de la population, des activités industrielles, touristiques et de la pêche menace grandement la qualité de l'environnement côtier. Aux abords des grandes métropoles, le niveau de contamination chimique dans les eaux côtières atteint parfois des valeurs inquiétantes et le passage de doses importantes dans les organismes vivants est l'objet d'études actuellement en développement. Pour prendre un autre exemple malheureusement bien connu, le trafic des pétroliers exerce une menace pour l'environnement qui demande aux scientifiques la mise au point d'outils permettant de prévoir la dérive des nappes de pétrole afin de mettre en place les moyens de prévention nécessaires. Concernant le sédiment, des travaux récents ont chiffré la pression du chalutage sur les zones côtières [*Durrieu de Madron et al.*, sous presse; *Ferré*, 2004]. L'impact sur l'habitat des communautés benthiques ainsi que sur le fonctionnement biogéochimique du

sédiment a fait l'objet d'études qui pourraient permettre l'émergence de nouvelles réglementations [Riemann et Hoffman, 1991 ; Morgan et Chuenpagdee, 2003]. Le besoin d'études du fonctionnement intégré de la zone côtière se fait également fortement sentir pour la définition des politiques de traitement des eaux ou de gestion de l'aménagement des fleuves. La construction d'un grand nombre de barrages sur le Rhône et sur l'Ebre ont par exemple très fortement réduit les apports sédimentaires à la zone côtière ce qui se traduit par des problèmes d'érosion des plages. La réduction des apports fluviaux combinée à la politique de traitement des eaux et en particulier la réduction des phosphates a des conséquences importantes pour la structuration des écosystèmes.

Un prolongement naturel de ces inquiétudes concernant l'impact anthropique sur l'océan côtier réside dans les conséquences de ce fait maintenant admis qu'est le changement climatique. Parmi les zones sur lesquelles les craintes de ces conséquences pour la population apparaissent particulièrement aiguës, la zone Méditerranée à laquelle on s'intéresse dans ce travail, prend une place en raison de son équilibre précaire. Même si les conséquences sur le cycle de l'eau sur les continents est la première source de préoccupations, les conséquences sur la mer incluant la biodiversité ou le devenir des ressources de pêche sont un point majeur sur lequel il faut se pencher et pour cela, une étape à franchir est de s'intéresser à l'impact sur la circulation océanique. A cet égard, il faut signaler que l'absence de marée la dénuant de toute régularité dans les transferts verticaux, les événements intenses prennent une grande importance. Le fort couplage entre la mer et l'atmosphère au moins dans la partie nord de la Méditerranée impose justement une très forte variabilité interannuelle des mélanges verticaux mais également de la circulation générale [MEDOC group, 1970], de la formation des masses d'eau [Béthoux et al., 2002], des échanges côte-large [Guarracino, 2004] et sans doute de la production primaire. Du point de vue des écosystèmes, la pauvreté de ces eaux en substances nutritives en fait également une zone où les processus majeurs sont difficiles à hiérarchiser. Enfin, la Méditerranée bien qu'étroite en latitude, présente un très fort gradient climatique entre le climat tempéré européen et le climat aride d'Afrique du Nord. Les conséquences du changement climatique global à l'échelle du bassin Méditerranéen risquent d'être très importantes en termes de canicules, sécheresses et pluies automnales intenses. Ces bouleversements devraient avoir de larges impacts sur le fonctionnement de la Méditerranée du point de vue hydrologique et des écosystèmes. Les conséquences qu'on peut attendre sur les sociétés qui vivent en périphérie sont probablement énormes.

La connaissance des processus qui gouvernent le fonctionnement intégré de la zone côtière nord-

Méditerranéenne, leur hiérarchisation ainsi qu'autant que faire se peut leur quantification est au cœur de cette thèse. Il ne peut s'agir ici de s'intéresser à l'ensemble des processus à travers les diverses disciplines en jeu mais de prendre en compte tout d'abord les processus physiques qui sont en amont et qui gouvernent les transferts entre les différentes interfaces : continent, océan côtier, océan hauturier, atmosphère, sédiment ainsi que les transferts verticaux à l'intérieur de la colonne d'eau. Le deuxième point concerne également le transport mais en prenant en compte le fait que la matière dans la région qui nous intéresse est largement sous forme particulaire et que cette phase particulaire joue un rôle important dans le cycle des éléments comme le carbone ou le phosphore et dans le piégeage des contaminants. La prise en compte de cette phase particulaire contraint à traiter spécifiquement l'interface eau-sédiment en prenant en compte la houle qui est généralement "oubliée" car de second ordre dans les travaux classiques sur la circulation océanique ainsi que l'écoulement près du fond. Enfin, la matière particulaire dans la mer à l'état naturel peut prendre une grande variété de formes (taille, densité ...) et la capacité de l'écoulement à la déplacer ou à l'arracher du substrat en est totalement dépendante. Une étape importante réside donc dans la caractérisation de la matière. Finalement, les processus biogéochimiques et biologiques qui transforment la matière ne sont pas pris en compte ici. Ils sont probablement de second ordre (à l'exception des périodes de bloom) dans le contexte des périodes que l'on étudie ; celles-ci sont caractérisées par des apports fluviaux importants et des remaniements sédimentaires causés par des conditions très énergétiques. Le Golfe du Lion présente beaucoup d'atouts pour ce type d'étude. Le Rhône est en effet le premier fleuve de Méditerranée, le plateau continental est large, les régimes météorologiques sont très tranchés avec des étés secs suivis par des tempêtes automnales accompagnées de crues soudaines et violentes. Les vents dominants sont également très bien identifiés. Enfin, les travaux expérimentaux puis de modélisation se sont succédés depuis une vingtaine d'années ce qui a conduit à mieux cerner progressivement, les processus de transport, les zones qui sont intéressantes du point de vue des transferts de matière ...

Les principales connaissances sur lesquelles on a pu s'appuyer lorsque ce travail a été initié concernaient d'abord les saisons préférentielles pour les transferts particuliers que sont l'automne en raison des tempêtes de vent marin accompagnées de crues qui drainent les bassins versants et l'hiver pour les plongées d'eau dense. La circulation sur le plateau en conditions de vent dominant (Tramontane, Mistral) avait été caractérisée comme dépendante du rotationnel de vent [*Estournel et al.*, 2003]. Les canyons avaient été identifiés comme principales voies de passage avec une dominance à l'Ouest dans le canyon Lacaze-Duthiers [*Durrieu de Madron et al.*, 1990 ; *Monaco et al.*, 1999]. La circulation sur

la pente avait été également bien caractérisée [Millot, 1990 ; Durrieu de Madron, 1999 ; Flexas, 2002 ; Petrenko, 2003]. Enfin, les plongées intenses d'eau dense apparaissaient être le processus majeur de transfert de matière du plateau vers la pente [Durrieu de Madron et Panouse, 1996 ; Lapouyade et Durrieu de Madron, 2001 ; Guarracino, 2004] bien qu'étant un processus rare (fréquence décennale). C'est schématiquement dans ce contexte que ce travail a commencé avec le lancement du programme européen EUROSTRATAFORM (European Margin Strata formation) dont le nom a été choisi dans la continuité des programmes STRATAFORM nord-américains qui s'étaient intéressés au transport sédimentaire dans la région de l'Amazonie puis de la côte californienne (Eel river) et dans l'Adriatique. Ce programme européen a d'ailleurs été monté en tandem avec une composante nord-américaine des équipes STRATAFORM.

La composante de ce programme dans laquelle ce travail s'inscrit visait à comprendre le cycle de la matière depuis les sources (les fleuves) jusqu'aux puits (les zones de sédimentation définitive).

Une grande difficulté consistait dans le plan général de l'expérience. En effet, l'étude du fonctionnement de l'océan côtier est complexe puisque comme on l'a dit, elle fait intervenir des processus hydrodynamiques, sédimentologiques mais également biologiques et chimiques à des échelles spatiales et temporelles multiples. De plus, à une même échelle spatiale, il existe une forte hétérogénéité qui provient de la topographie, de la position des fleuves, des conditions météorologiques dominantes ce qui explique que la connaissance du fonctionnement de la zone avec des moyens expérimentaux limités ne s'acquiert que très progressivement après des itérations successives. De plus, les observations *in situ* en zone côtière sont soumises à de fortes contraintes météorologiques et de réglementation. Les observations satellitales présentent aussi certains inconvénients : elles ne donnent qu'une information superficielle ce qui est très limitant pour le transport particulaire qui est principalement confiné près du fond, l'information peut être nulle en cas de couverture nuageuse, fréquemment rencontrée lors des événements intenses tels que les tempêtes du large.

Finalement, grâce à la contribution en particulier sous forme de mises en commun des appareils de mesures par différentes équipes et surtout en se basant sur l'expérience acquise, il a été décidé d'instrumenter principalement les têtes de canyons afin de capter au maximum les transferts plateau/pente tout en préservant au maximum le matériel du chalutage. De plus, un effort important a été consenti pour instrumenter un point du plateau situé près de la côte au Sud-ouest du domaine.

Dans ce contexte, il est clair que ce dispositif mettait l'accent sur la détermination des flux côte/large

mais que la continuité entre les sources, c'est-à-dire les fleuves avec au premier rang le Rhône, et la sortie du plateau n'était pas décrite. Dès lors, la modélisation apparaissait comme un lien devant permettre d'assurer la description des processus intervenant pour passer des sources aux puits.

Bien sûr pour être efficace et mener à des résultats pertinents, il était nécessaire que la modélisation se fasse en forte interaction avec les observations, pour déterminer les processus mis en jeu, les paramétrer et valider leur représentation. C'est ainsi que ce travail s'appuie sur une combinaison très étroite de modélisation et de mesures *in situ* aussi bien pour l'étude de la circulation que du transport de la matière. La modélisation de ce dernier volet en particulier repose sur de nombreuses paramétrisations et ne peut donc être faite qu'à travers de fréquents allers et retours entre observations et simulations pour calibrer le modèle.

L'objectif de notre travail réside donc dans une meilleure compréhension de la dynamique de la matière particulaire et des échanges côte/large dans le Golfe du Lion. Il s'agit, plus précisément, d'étudier l'impact des événements rapides et intenses, tels que les crues et les tempêtes sur le transport particulaire, en automne et en hiver. Ce travail a été mené à travers une utilisation conjointe de la modélisation et de données *in situ*.

Le manuscrit s'articule de la manière suivante. Le deuxième chapitre présente tout d'abord la zone d'étude, le Golfe du Lion. Le modèle et les développements apportés pour cette étude sont ensuite décrits dans le chapitre 3. Le quatrième chapitre présente la modélisation de l'expérience VENT, qui a eu lieu dans la Baie de Banyuls-sur-Mer localisée au Sud-ouest du Golfe, au cours de l'automne 1999. Celle-ci a représenté l'occasion de valider une première fois les modules de transport sédimentaire et d'étudier la dynamique sédimentaire dans une région pré-littorale lors d'une forte tempête. Ensuite un cinquième chapitre est dédié à l'étude de mécanismes physiques responsables des exportations vers le large pendant l'expérience EUROSTRATAFORM. Un sixième chapitre est consacré à la modélisation du transport sédimentaire pendant cette expérience et propose une estimation des quantités de matière échangées à travers les différentes interfaces du plateau. Enfin, la conclusion et les perspectives sont présentées dans le chapitre 7.

Chapitre 2

Le Golfe du Lion

2.1 Description générale

Localisé dans la partie nord-ouest de la mer Méditerranée (figure 2.1), le Golfe du Lion est une région singulière de part sa topographie, ses régimes météorologiques et hydrologiques.

Le Golfe du Lion est situé entre le Cap Creus au Sud-ouest (frontière espagnole) et le Cap Croisette (Sud de Marseille) au Nord-est. Il est caractérisé par un vaste plateau continental en forme de croissant (figure 2.2) dont la largeur atteint 80 km au Cap d'Agde. Le plateau, d'une profondeur moyenne voisine de 76 m, est bordé par un talus continental incisé par de nombreux canyons sous-marins (figure 2.2), conduites naturelles où transite la matière particulaire vers le large [Monaco *et al.*, 1990]. La pente se termine par la plaine du Bassin des Baléares à 2500 m de profondeur. Par ailleurs, le Golfe du Lion est entouré par trois massifs montagneux, les Pyrénées, le Massif Central et les Alpes, séparés d'une part par l'étroit passage de Naurouze et d'autre part par la vallée du Rhône.

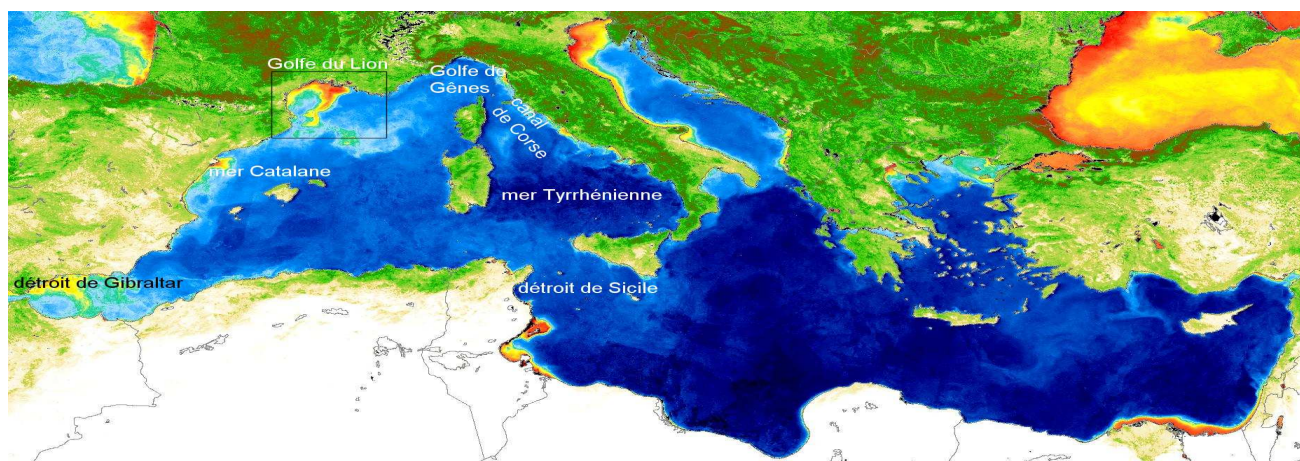


Fig. 2.1 – Image Seawifs de la Méditerranée pour Mai 2001.

2.1 Description générale

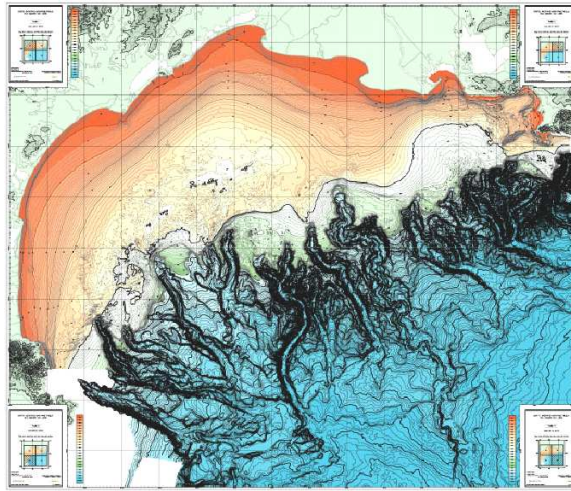


Fig. 2.2 – Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion [Serge Berné, IFREMER, 2002].

La Méditerranée est une mer microtidale où les courants de marée sont de faibles amplitudes [Lamy *et al.*, 1981]. En automne et en hiver (périodes étudiées), la circulation océanique et le transport sédimentaire y sont influencés essentiellement par les vents, la houle et les apports fluviaux.

2.1.1 Les régimes de vent

Le Golfe du Lion est la région la plus ventée de la Méditerranée [Fieux, 1974]. Les vents dominants dans cette région sont les vents de nord-ouest (Tramontane) et de nord (Mistral). Canalisés entre les massifs montagneux mentionnés ci-dessus, ils soufflent tout au long de l'année. En hiver, ces vents peuvent être violents et souffler pendant plusieurs semaines. Ils entraînent des masses d'air polaire ou continental, froid et sec, qui peuvent induire des modifications hydrologiques significatives par refroidissement et mélange vertical. En été, les vents de nord peuvent durer quelques jours et ont des vitesses plus faibles de 10 à 15 $m s^{-1}$ [Millot, 1990]. En moyenne, ils soufflent un jour sur deux en Roussillon et un jour sur trois en Languedoc, Camargue et Provence [Darchen, 1974]. Ces vents ont un faible impact direct sur le transport sédimentaire, et en particulier sur la resuspension. Les houles qu'ils engendrent sont peu énergétiques. En revanche, en hiver, nous verrons dans le paragraphe 2.2.3, puis dans le chapitre 5, qu'ils peuvent induire la formation d'eau dense par refroidissement et évaporation. Les cascades de ces eaux denses sur la pente jouent un rôle majeur dans l'exportation de la matière vers le large. Les vents de sud-est sont moins fréquents que les vents de nord. Toutefois, ils peuvent souffler violemment de l'automne au printemps avec des pics de vitesse de 25 $m s^{-1}$ [Millot, 1990]. Ils engendrent alors

de fortes houles et des courants côtiers intenses. Le courant de fond induit par la houle peut atteindre des vitesses de 100 cm s^{-1} pour des profondeurs de 20 m, et de l'ordre de 15 cm s^{-1} pour des profondeurs de 50 m [Lacombe, 1965]. A 100 m de profondeur, la vitesse est estimée inférieure à 1 cm s^{-1} . Les vents du sud-est ont des conséquences importantes pour la resuspension, jusqu'à 40 m de profondeur, et le transport sédimentaire près des côtes [Aloisi et al., 1977].

2.1.2 Les apports fluviaux

Les apports fluviaux sont les principales sources de matière particulaire pour la zone côtière. Plusieurs fleuves se déversent dans le Golfe du Lion. Toutefois, 90 % des apports fluviaux proviennent du Rhône, principal fleuve de la mer Méditerranée. Le Rhône possède un débit moyen de $1700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Ce dernier présente des fortes variabilités saisonnière et interannuelle. Faible en été, il peut atteindre des valeurs supérieures à $4000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ lors des crues qui ont lieu presque chaque année, entre l'automne et le printemps.

Le panache du Rhône a été étudié grâce à des observations radar [Demarcq et Wald, 1984; Forget et al., 1990; Broche et al., 1998] et à la modélisation [Estournel et al., 1997; Marsaleix et al., 1998; Estournel et al., 2001]. L'extension et l'épaisseur du panache sont influencées par le vent et le débit du Rhône. Par vent de nord, le panache s'écoule vers le Sud à proximité des côtes puis vers le Sud-ouest plus au large, comme l'illustre la figure 2.3 (à gauche). Le vent de sud-est, quant à lui, contraint l'écoulement du panache le long de la côte (figure 2.3 à droite). La majeure partie des eaux douces se déplace vers l'Ouest alors qu'une petite branche pénètre dans le Golfe de Fos [Demarcq et Wald, 1984; Estournel et al., 1997; Ulses et al., 2005]. En l'absence de vent, une circulation anticyclonique s'écoule en surface et se prolonge en courant côtier. Un contre-courant se développe sous le panache. Au niveau de l'embouchure du Rhône, le panache a une épaisseur de l'ordre du mètre. Il s'approfondit plus au large sous l'effet de mélanges verticaux induits par le vent [Broche et al., 1998]. Les eaux douces qui le constituent vont influencer la circulation dans la Golfe du Lion.

Le Rhône est responsable de plus de 80 % des apports fluviaux en matière particulaire dans le Golfe du Lion [Aloisi et al., 1977]. Les estimations du débit solide du fleuve sont comprises entre 2 et 8 Mt an^{-1} [Leveau et Coste, 1987; Pont, 1997; Antonelli, 2002] avec une variabilité interannuelle. Par ailleurs, 80 % de la matière particulaire pénètrent dans le Golfe du Lion lors des épisodes de crues. Pendant ces événements très courts, le débit solide est fonction du débit liquide, mais aussi des conditions météorologiques et des précipitations [Radakovitch et al., 2005]. Le Rhône transporte majoritairement

2.1 Description générale

des silts (particules fines). Le pourcentage de sable est assez faible ; toutefois, il peut augmenter de façon significative pendant les crues [Radakovitch *et al.*, 2005].

La matière particulaire issue du Rhône s'accumule massivement devant l'embouchure, sous l'effet entre

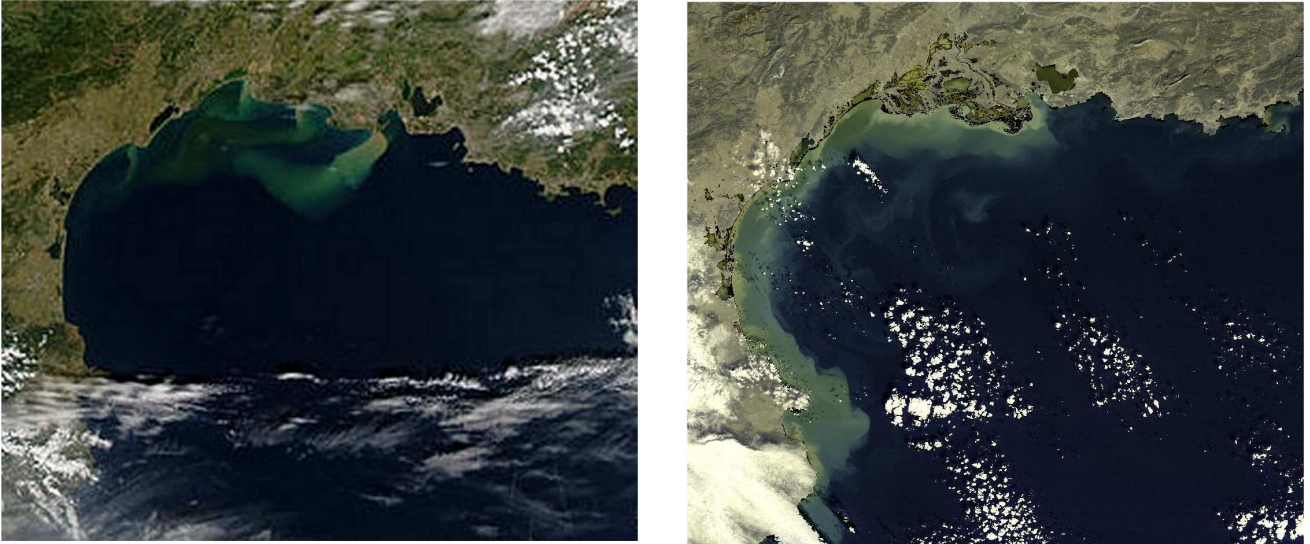


Fig. 2.3 – Images satellitales MODIS du 15 septembre 2002 (à gauche) et du 8 décembre 2003 (à droite).

autre de floculations [Roussiez *et al.*, 2005 ; Lansard, 2004]. Des études ont été menées pour déterminer la dispersion de la matière en suspension au niveau de l'embouchure du Rhône [Aloisi *et al.*, 1982 ; Aloisi, 1986]. Les résultats obtenus mettent en évidence un système de transfert de matière en suspension multi-couches : une première couche superficielle, assez fine, est associée au panache d'eau douce. Sa turbidité décroît vers le large. Une deuxième couche près du fond, appelée *couche néphéloïde de fond*, est identifiable dès l'embouchure du Rhône. Elle plonge rapidement sous la thermocline et s'étend vers le large. A l'intérieur de cette couche, la concentration de matière en suspension augmente avec la profondeur. D'autres couches turbides peuvent être détectées dans la colonne d'eau et seraient formées de particules issues de la couche superficielle.

Les autres fleuves du Golfe du Lion (Vidourle, Lez, Hérault, Orb, Aude, Agly, Tech, Têt) présentent des débits beaucoup plus faibles. Les débits des rivières du Roussillon (Agly, Têt et Tech) atteignent quelques centaines de $m^3 s^{-1}$ pendant les crues. Le reste du temps, ils ne dépassent pas la dizaine de $m^3 s^{-1}$. Alors que le Rhône a un débit solide toujours élevé, les petites rivières sont caractérisées par des régimes hydrologiques très irréguliers, dits torrentiels [Roussiez *et al.*, 2005]. L'apport de matière particulaire au niveau de ces rivières a lieu essentiellement pendant les périodes de crue.

2.1.3 Les autres sources de matière particulaire

En dehors des apports fluviaux, la matière particulaire peut provenir de la production phytoplanctonique et de l'atmosphère. Enfin, les intrusions de la circulation générale de Méditerranée sur le plateau du Golfe du Lion peuvent également être responsables d'entrées de matière particulaire.

Durrieu de Madron et al. [2000] ont réalisé un bilan des termes d'entrées et de sorties de matière particulaire dans le Golfe du Lion. Ils estiment à $7.8 \pm 1.8 \cdot 10^6 \text{ T an}^{-1}$ les apports issus de la production phytoplanctonique. Il faut préciser que ces apports ont lieu essentiellement pendant les courtes périodes de blooms phytoplanctoniques, généralement en fin d'hiver/début printemps dans cette région. Nous rappelons que nous ne prenons pas en compte ces apports dans notre étude, qui sont liés à des processus complexes sur lesquelles nous ne possédons pas d'information. De plus, l'étude de la composition de la matière retenue dans les pièges à particules localisés dans les canyons de Lacaze-Duthiers et du Planier de 1993 à 2001 [*Guarracino*, 2004] a montré que la fraction lithogène était dominante et maximale pendant les périodes automnale et hivernale que nous étudions, ce qui suggère le rôle de second ordre des processus biologiques sur les échanges côte-large concernant notre travail.

Les dépôts atmosphériques sont assez faibles dans le Golfe du Lion. *Durrieu de Madron et al.* [2000] les ont estimés à partir de mesures collectées en Corse à $0.3 \pm 0.2 \cdot 10^6 \text{ T an}^{-1}$. Les dépôts mesurés correspondent principalement à des apports sahariens qui sont maximaux en printemps et en été [*Guarracino*, 2004]. Ils apparaissent clairement négligeables par rapport aux apports fluviaux pendant la période étudiée.

Enfin, des entrées de matière particulaire peuvent être associées aux intrusions du Courant Nord sur le plateau du Golfe. Les flux d'intrusion sont estimés à des valeurs comprises entre 0.03 et 0.46 Sv et sont maximaux en hiver lorsque le flux du Courant Nord est lui-même maximal [commun. pers., *Julie Gatti*, Centre d'Océanologie de Marseille]. En considérant une concentration de matière en suspension comprise entre 0.2 et 0.4 mg L^{-1} dans le Courant Nord [*Lapouyade et Durrieu de Madron*, 2001], le flux de matière particulaire maximal lié à ces intrusions s'élèverait alors à 184 kg s^{-1} . Or, le flux moyen de matière particulaire du Rhône pour la période octobre-mai a été estimé par *Lapouyade et Durrieu de Madron* [2001] à 373 kg s^{-1} à partir des données de débit du fleuve de 1987 à 1999 et de la relation de *Sempéré et al.* [2000]. Les apports liés aux intrusions sporadiques du Courant Nord sont par conséquent faibles dans le cadre de notre étude centrée sur des épisodes de fortes resuspensions et d'apports fluviaux importants.

2.1 Description générale

2.1.4 Les sédiments de fond

Sur le plateau, les caractéristiques du sédiment de fond sont fortement liées aux apports fluviaux et à la resuspension induite par l'interaction houle/courant.

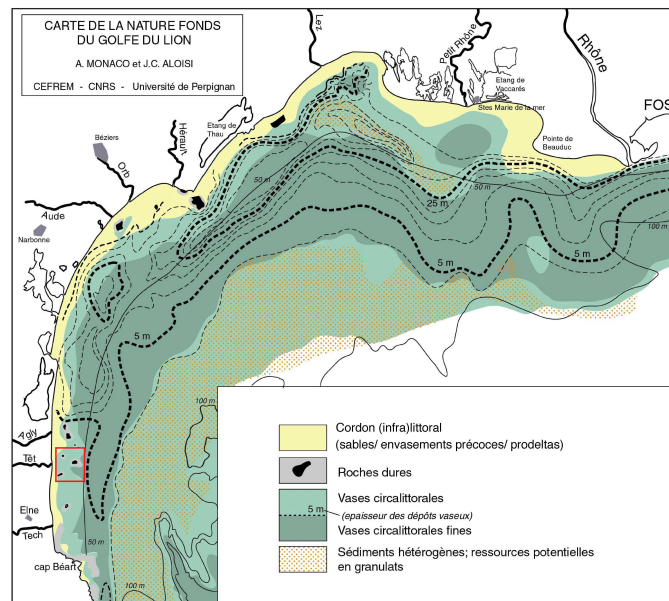


Fig. 2.4 – Carte des fonds du Golfe du Lion [Monaco et Aloïsi, 2001].

Trois zones distinctes ont été définies par Monaco et Aloïsi [2001] (figure 2.4). La première zone située près de la côte, appelée *cordon infralittoral*, est assez inhomogène en raison des apports fluviaux. Loin de l'influence des fleuves, le sédiment est composé de plus de 40 % de sablons (particules dont le diamètre est compris entre 40 et 200 μm) et de moins de 25 % de pélites (particules dont le diamètre est inférieur à 40 μm). Devant les embouchures des fleuves se sont formées des zones d'accumulation de matière terrigène appelées *prodeltas* [Aloïsi et al., 1975a]. Le sédiment déposé est constitué de vase silteuse. Des études récentes [Lansard, 2004; Roussiez et al., 2005] montrent que la majorité des polluants et des contaminants issus des fleuves et agrégés aux particules fines est enfouie dans le sédiment à proximité des embouchures. Les prodeltas représentent ensuite une source de particules fines, de polluants et contaminants associés, qui sont remobilisés et dispersés sur le plateau surtout pendant les épisodes de tempête. Dans le cas du prodelta du Rhône, la resuspension en dehors des périodes de crues est compensée par un apport constant de particules. En revanche, l'accumulation de particules fines est négligeable devant les plus petites rivières en dehors des périodes de crue, et ne peut compenser l'effet

de la resuspension [Roussiez et al., 2005].

La deuxième zone de sédiment définie par Monaco et Aloisi [2001], dite *vases circalittorales*, se situe entre 50 et 70 m de profondeur. Le sédiment y est constitué d'un dépôt de vase.

Enfin, sur le plateau externe (troisième zone), le sédiment est hétérogène. Le fond est couvert principalement d'argile et de sables reliques.

Sur le talus continental, le sédiment situé dans les têtes de canyon est composé de sables reliques et l'axe actif du canyon est couvert d'argiles vaseux [Monaco et al., 1990].

Le taux de sédimentation peut dépasser 20 cm an^{-1} devant l'embouchure du Rhône [Radakovitch et al., 1999]. L'accumulation massive de particules fines pendant les épisodes de crues favorisent le processus de consolidation [Wiberg, 2000] dans la zone située devant l'embouchure et pourrait donc expliquer la faible érosion et les forts taux de sédimentation [Roussiez et al., 2005]. L'épaisseur de sédiment déposé décroît ensuite le long de la côte vers l'Ouest (figure 2.4) [Monaco et Aloisi, 2001]. Le taux de sédimentation peut atteindre 0.2 cm an^{-1} sur le plateau continental [Radakovitch et al., 1999].

2.2 L'hydrodynamique du Golfe du Lion

2.2.1 La circulation générale

En mer Méditerranée, les pertes d'eau par évaporation sont plus faibles que les apports d'eau par précipitations ou par ruissellement. Ces pertes d'eau sont compensées par des entrées d'eau d'origine atlantique au niveau du détroit de Gibraltar [Lacombe et Tchernia, 1960]. L'eau Atlantique, peu salée, pénètre en surface. Les caractéristiques de cette masse d'eau sont modifiées par évaporation et refroidissement (perte de chaleurs sensible et latente). Elle prend alors le nom de Modified Atlantic Water (MAW). Sa trajectoire est illustrée sur la figure 2.5. Après un écoulement le long des côtes espagnoles, elle rejoint la côte africaine à la sortie de la mer d'Alboran et forme le Courant Algérien [Millot, 1989]. Ce courant s'écoule vers l'Est. Des tourbillons anticycloniques se forment et grandissent pour atteindre des diamètres de 100 km. Puis, ces tourbillons s'éloignent de la côte vers le Nord sous l'effet d'instabilités. Le bassin algérien forme alors un réservoir tampon pour les MAW. Au niveau du détroit de Sicile, deux tiers des MAW franchissent le détroit en surface et s'écoulent dans la Méditerranée orientale. Le dernier tiers pénètre dans la mer Tyrrhénienne en longeant les côtes nord siciliennes puis les côtes ouest italiennes [Millot, 1987]. Au Nord, les eaux franchissent le Canal Corse et forment le Courant Est Corse. Des MAW s'écoulent le long des côtes Ouest de Sardaigne et de Corse et forment au Nord le Courant

2.2 L'hydrodynamique du Golfe du Lion

Ouest Corse. Les deux courants Corse fusionnent, à part à peu près égales, dans le Golfe de Gênes pour former le Courant Nord. Ce courant suit le talus continental de Provence, du Golfe du Lion et de la mer Catalane [Albérola *et al.*, 1995]. Puis, sa branche principale s'écoule vers le Sud à travers le canal d'Ibiza et est déviée vers le Bassin algérien [Millot, 1989].

En Méditerranée orientale, des eaux chaudes et salées, appelées Eaux Levantines Intermédiaires (LIW), se forment par évaporation. Elles pénètrent dans la partie occidentale par le détroit de Sicile en profondeur puis s'écoulent vers le Nord le long des côtes italiennes [Millot, 1987] (figure 2.5). Une première branche s'écoule dans le Golfe de Gênes par le Canal Corse et une seconde branche contourne la Sardaigne et la Corse [Millot, 1987 ; Astraldi *et Gasparini*, 1992]. Ces deux branches se rejoignent dans le Golfe de Gênes. Les LIW suivent ensuite le talus continental des côtes françaises, du Golfe du Lion et de la mer Catalane [Millot, 1987]. Après avoir franchi le canal d'Ibiza, une partie des eaux sort de la Méditerranée par le détroit de Gibraltar et une deuxième partie est entraînée vers les côtes algériennes. Dans le Bassin occidentale, ces eaux s'écoulent en dessous des MAW. Ses limites en profondeur atteignent 1300 m en Mer Tyrrhénienne et seulement 800 m au Nord de la Corse [Obaton, 1998]. Elle est caractérisée par des maxima de température et de salinité, respectivement de ≈ 14.10 °C et ≈ 38.75 dans le détroit de Sicile, puis de ≈ 13.25 °C et ≈ 38.5 dans le détroit de Gibraltar [Millot, 1989].

Enfin, en Méditerranée occidentale, les vents de nord, froids et secs, génèrent la formation de l'Eau Profonde Méditerranéenne (MDW). Leur zone de formation se trouve essentiellement dans le Bassin Nord et en particulier au large du Golfe du Lion [Millot, 1994 ; La Violette, 1994]. Le processus de génération de ces eaux est assez complexe et peut faire intervenir plusieurs mécanismes. L'évaporation et le refroidissement induisent une densification des MAW. Des instabilités baroclines créent alors des méandres et des tourbillons qui font remonter les LIW en surface. Ces eaux très salées vont atteindre des densités élevées pendant les épisodes de vent de nord [Gascard, 1978] puis plonger à de grandes profondeurs avec des vitesses pouvant atteindre 10 cm s^{-1} . Les MDW suivent ensuite une circulation cyclonique dans la mer occidentale. Une partie de ces eaux s'écoule en profondeur à travers le détroit de Gibraltar.

2. Le Golfe du Lion

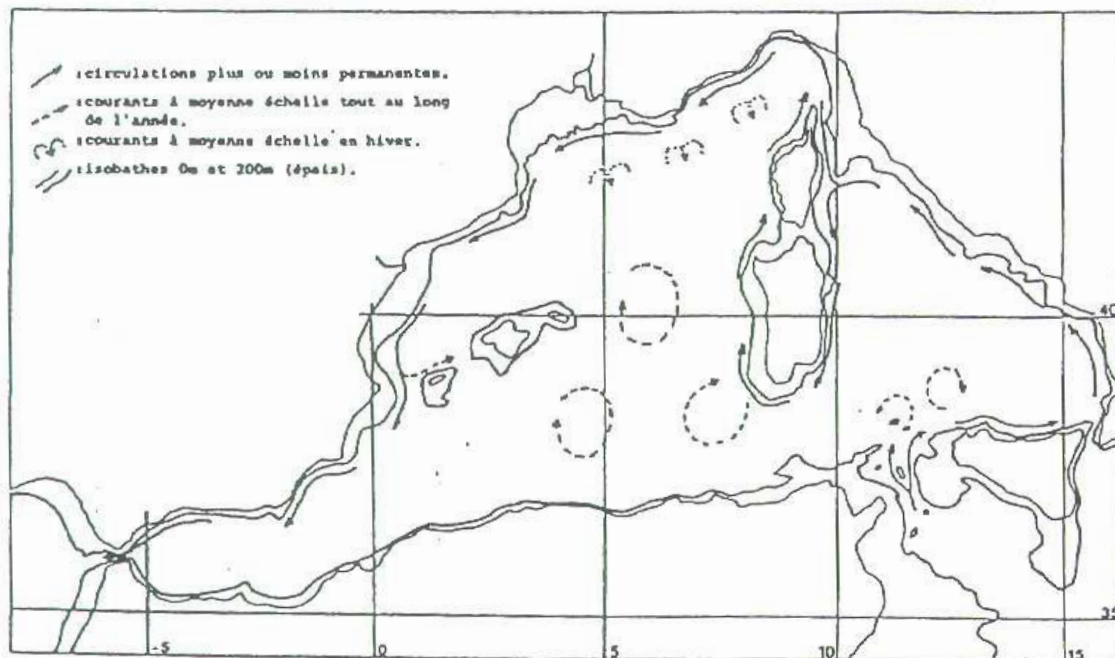
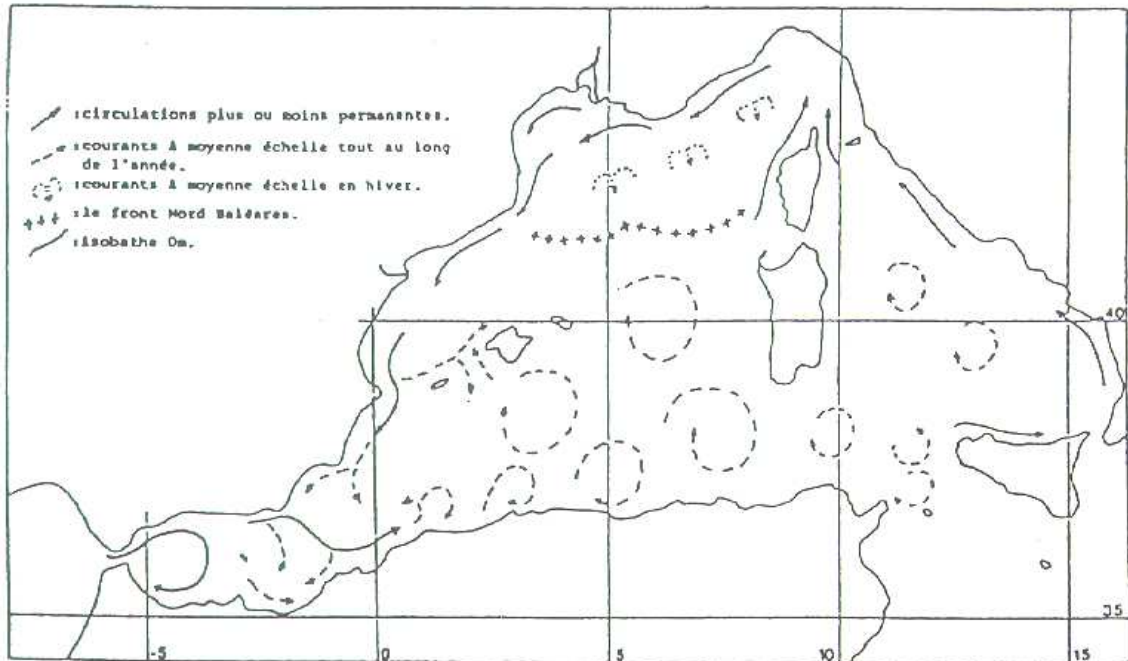


Fig. 2.5 – Circulation de l'Eau Modifiée d'origine Atlantique (en haut) et de l'Eau Levantine Intermédiaire (en bas). Extrait de Millot [1989].

2.2 L'hydrodynamique du Golfe du Lion

La circulation dans le Golfe du Lion est largement influencée par la circulation générale, en particulier en hiver [Taupier-Letage et Millot, 1986]. Au large du Golfe s'écoulent donc en surface les MAW, puis plus en profondeur (entre 200 et 800 m de profondeur) les LIW ($T = 13.50^{\circ}C$, $S = 38.55$), et au fond les MDW ($12.7 < T < 13^{\circ}C$, $38.40 < S < 38.48$). Le terme Courant Nord selon les auteurs fait référence à ces trois masses d'eau [Monaco et al., 1990] ou seulement au MAW [Conan et Millot, 1995]. Petrenko [2003] le définit comme une veine de courant présentant des vitesses supérieures à 5 cm s^{-1} . En été, le Courant Nord est large (40 km) et peu profond (250 m) [Conan et Millot, 1995]. Sa vitesse, de l'ordre de 50 cm s^{-1} en surface, est réduite à 10 cm s^{-1} à 200 m de profondeur [Millot, 1991]. De même, sa largeur diminue en profondeur. En hiver, il se rétrécit (20-30 km), s'approfondit (450 m) et se rapproche de la côte. Son flux est alors maximum (1.5-2 Sv). De plus, il présente de fortes instabilités [Conan et Millot, 1995; Millot, 1989]. Bien que la veine du Courant suive la pente continentale, des eaux superficielles peuvent pénétrer sur le plateau du Golfe du Lion [Millot et Wald, 1980]. Les intrusions du Courant Nord et les conditions qui les favorisent font l'objet actuellement de la thèse de Julie Gatti au Centre d'Océanologie de Marseille.

2.2.2 Les circulations induites par le vent

Dans cette région, les vents de nord entraînent les eaux de surface vers le large. En conditions stratifiées, le départ de ces eaux est compensé près des côtes par des remontées d'eau froide appelées *upwelling*. Le phénomène d'*upwelling* présente une variabilité spatiale. Des images satellitales ont mis en évidence six zones où ce phénomène est le plus intense (figure 2.6) [Millot, 1990]. Ces zones sont localisées le long des côtes rectilignes de Provence, de Camargue et du Languedoc. Les *upwelling* disparaissent quelques jours après l'arrêt du vent. Près du fond, une circulation est générée quelques heures après le début du vent et s'arrête quand le vent cesse. Au centre du plateau et sur sa partie externe, le courant de fond est dirigé vers le Nord-est le long des isobathes avec une vitesse moyenne de 5 cm s^{-1} . Des observations *in situ* montrent que des *downwelling*, plongées d'eau superficielles, ont lieu en revanche le long des côtes du Roussillon.

Estournel et al. [2003] ont étudié les circulations induites par les vents de nord et en particulier par leur rotationnel, en conditions mélangées sur le plateau. Le Mistral génère une grande circulation anticyclonique qui tend à isoler les eaux du plateau de la pente (figure 2.7). En revanche, la superposition du Mistral et de la Tramontane induit, d'une part, une circulation cyclonique sur la partie ouest du plateau dont la branche ouest longe la côte vers le Sud et, d'autre part, une circulation anticyclonique sur

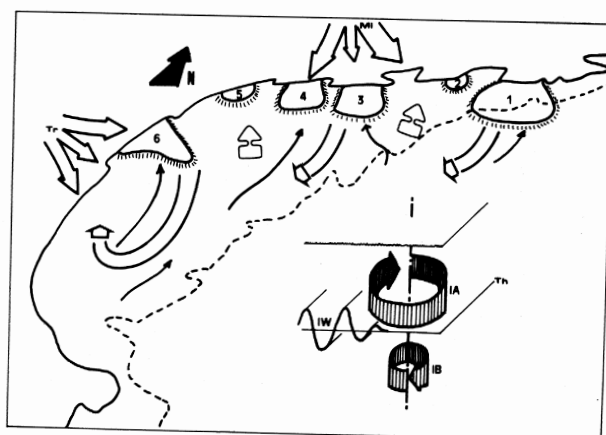


Fig. 2.6 – Représentation schématique des phénomènes induits par le vent (*Mi*, Mistral; *Tr*, Tramontane) : les 6 zones d'upwelling (1-6), les circulations horizontales de surface (flèches pleines, trait épais : certaines, très fin : hypothétiques) et de fond (flèches fines). Les courants oscillatoires au dessus (*IA*) et en dessous (*IB*) de la thermocline et les ondes internes (*IW*) à la période inertielle. Extrait de Millot [1990].

la partie est du plateau. Cette configuration de vent favorise les échanges côte/large. Les courants côtiers génèrent l'exportation d'eau du plateau dans la partie sud-ouest qui est compensée par des upwellings d'eau sur la pente. Une troisième situation de vent correspondant à un épisode de Tramontane homogène sur la zone a été rencontrée pendant l'expérience FETCH. Le rotationnel du vent est très négatif au Sud-ouest du Golfe. Ce rotationnel génère alors une circulation anticyclonique sur le plateau qui produit une entrée des eaux du large sur le plateau. Le long des côtes ouest, le courant est dirigé vers le Nord comme l'avait observé Millot [1990].

Les vents de sud-est induisent une accumulation d'eau dans le Golfe, en particulier le long des côtes. Des plongées d'eaux superficielles ont alors lieu au niveau des côtes et un fort courant côtier cyclonique s'établit.

2.2.3 Les formations d'eau dense sur le plateau et leur plongée sur la pente

Les forts vents continentaux associés à des pertes de chaleur intenses génèrent aussi des formations d'eau dense sur le plateau continental en hiver, par évaporation et surtout refroidissement. La formation d'eau dense est plus intense près des côtes où les profondeurs sont les plus faibles. Ces eaux denses s'écoulent ensuite sur le plateau et sont susceptibles de plonger sur la pente. Elles s'écoulent alors entre les MAW et LIW et sont appelées WIW (Winter Intermediate Water). Elles présentent de faibles

2.2 L'hydrodynamique du Golfe du Lion

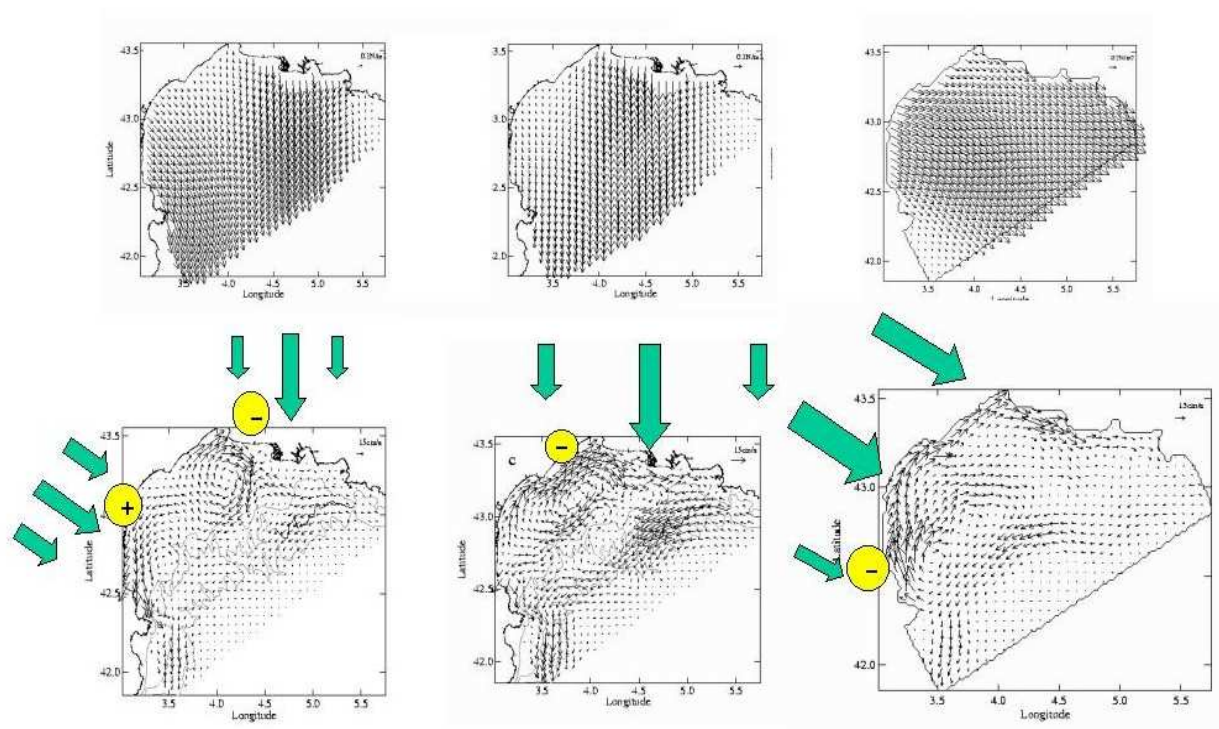


Fig. 2.7 – Champs de courant moyen (en bas) simulés pour trois situations de vent différentes (en haut) : pour le 16 mars, le 20 mars et le 13 avril 1998 (de gauche à droite) pendant l'expérience FETCH. Extrait du site internet du POC (<http://poc.obs-mip.fr>).

températures (12.5-13°C) et des salinités de l'ordre de 38.3. Des eaux denses ont été plusieurs fois observées sur la partie ouest du plateau et dans le canyon de Lacaze-Duthiers [Bougis et Ruvio, 1954; Fieux, 1974; Person, 1974; Lapouyade et Durrieu de Madron, 2001; Petrenko, 2003]. Ce processus sera décrit plus précisément dans la chapitre 5.

2.2.4 Les ondes internes

En été, les eaux de surface se réchauffent et forment une couche stable d'environ 50 m 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 direction du large [Millot, 1990]. Près du fond, le courant oscillatoire atteint des vitesses maximums de 20 à 30 $cm s^{-1}$. Il est donc susceptible de remettre du sédiment à disposition dans la colonne d'eau. Des courants inertiels ont été mesurés à 200 m de profondeur [Millot et Crépon, 1981; Millot, 1990]. Les périodes que nous étudierons ne comprennent pas de situation estivale. Nous ne nous intéresserons donc pas à ce type de phénomènes.

2.3 Le transport sédimentaire dans le Golfe du Lion

2.3.1 Transport de la matière particulaire sur le plateau

Sur le plateau, le transport particulaire intervient essentiellement au niveau du fond [Durrieu de Madron et Panouse, 1996]. Aloisi et al. [1979, 1982] ont montré la présence d'une couche néphéloïde de fond tout au long de l'année, dans laquelle se disperse la matière particulaire sur le plateau, des sources terrigènes jusqu'au large. Cette couche a une épaisseur pouvant atteindre 20 m et présente des concentrations variant entre 0.4 et 4 $mg L^{-1}$ en périodes calmes. Les structures néphéloïdes de fond sont générées sur le plateau principalement par l'advection des particules issues des rivières et de la resuspension.

La resuspension générée par les vagues et les courants semble avoir essentiellement lieu à des profondeurs inférieures à 50 m [Ferré, 2004]. Les tempêtes de sud-est, qui constituent le mécanisme le plus important de remise en suspension [Monaco et al., 1990; Ferré, 2004], sont observées généralement en automne et en hiver. Le passage des chaluts est également responsable de la remobilisation du sédiment superficiel. Les chaluts induisent la resuspension de sédiment jusqu'à 200 m de profondeur toute l'année [Ferré, 2004]. Les bilans effectués à partir des observations et de la modélisation montrent que la resuspension induite

2.3 Le transport sédimentaire dans le Golfe du Lion

par le chalutage n'est pas négligeable. Les panaches générés par ce type de resuspension, caractérisés par une épaisseur comprise entre 3 et 6 m et une largeur de 70 à 200 m, sont susceptibles d'alimenter la couche néphéloïde de fond [Durrieu de Madron et al., 2005].

La circulation générale sur le plateau, dominée par les circulations induites par le vent de nord-ouest et le Courant Nord, assure généralement la répartition de la matière sur le plateau [Durrieu de Madron et Panouse, 1996]. La circulation cyclonique liée aux intrusions du Courant Nord sur le plateau favorise la dispersion de la matière vers la partie sud-ouest du Golfe [Durrieu de Madron et al., 1990; Monaco et al., 1999; Lapouyade et Durrieu de Madron, 2001]. Par ailleurs, en hiver, l'écoulement des eaux denses sur le plateau vers la pente représente un mécanisme majeur dans le déplacement du néphéloïde benthique [Durrieu de Madron et Panouse, 1996; Lapouyade et Durrieu de Madron, 2001; Guarracino, 2004]. Le panache du Rhône jouerait alors un rôle négligeable dans la dispersion des particules sur le plateau [Roussiez et al., 2005].

2.3.2 Flux de particules du plateau vers le large

Le néphéloïde benthique qui s'écoule sur le plateau peut se détacher du fond au niveau de la rupture de pente. La continuité de la couche néphéloïde de fond en couche néphéloïde intermédiaire au bord du talus [Durrieu de Madron et al., 1990] contribue au transfert des particules du plateau vers le large. A l'intérieur de la couche néphéloïde intermédiaire, les concentrations de matière en suspension diminuent vers le large et en profondeur. Les couches néphéloïdes sont ensuite dispersées par le courant. Ces structures turbides ont été enregistrées au cours d'une des périodes que nous allons étudier et leur dispersion le long des isopycnes, en période stratifiée, est illustrée sur la figure 2.8.

Sur la pente, les flux de matière particulaire augmentent avec la profondeur [Monaco et al., 1990, 1999]. En effet, les transferts latéraux sont supérieurs aux transferts verticaux [Lapouyade et Durrieu de Madron, 2001].

Par ailleurs, les canyons représentent des passages privilégiés pour le transfert des particules vers le large [Durrieu de Madron et al., 1990; Monaco et al., 1999]. En effet, le canyon de Lacaze-Duthiers apparaît non seulement comme un puit de particules originaires de tout le plateau et des particules transportées par le Courant Nord, mais aussi comme une conduite de ces particules vers la plaine abyssale [Monaco et al., 1990].

Les flux de particules plateau/pente présentent des variabilités hautes fréquences, saisonnière et inter-annuelle [Monaco et al., 1990, 1999; Lapouyade et Durrieu de Madron, 2001; Guarracino, 2004].

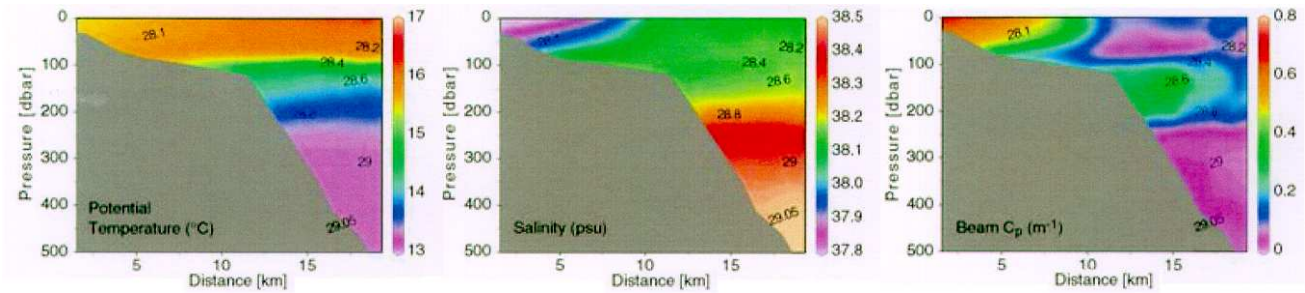


Fig. 2.8 – Coupes verticales de température ($^{\circ}\text{C}$), salinité et atténuation de la lumière (m^{-1}), observées sur le plateau et dans le canyon du Cap Creus en novembre 2003. Les valeurs de la densité sont également indiquées. La couche néphéloïde intermédiaire apparaît en vert sur la figure de droite.

Les variations hautes fréquences sont expliquées par les blooms phytoplanctoniques, par la resuspension sur le plateau et la pente adjacente induite par les ondes internes en période stratifiée et par la resuspension sur le plateau induite par les tempêtes [Monaco *et al.*, 1990]. Des flux de particules élevés ont été corrélés avec des épisodes de tempêtes de sud-est associées à des précipitations et de fortes houles. Toutefois, les mécanismes physiques contrôlant le transfert du plateau vers la pente lors de ces événements sont encore assez mal connus.

Les flux particuliers présentent aussi une variabilité saisonnière ou basses fréquences. En effet, ils sont plus importants entre l'automne et le printemps et leur composition diffère au cours de l'année. Le Rhône apparaît comme un des facteurs contrôlant les variations basses fréquences [Monaco *et al.*, 1990]. De l'automne au printemps, il présente des débits élevés et introduit alors une grande quantité de nutriments dans le Golfe responsables de blooms phytoplanctoniques fin de l'hiver/début du printemps ; il influe donc sur les flux biogéniques. Les variations du Courant Nord semblent aussi expliquer la variation saisonnière des flux. En effet, Durrieu de Madron *et al.* [1999] ont montré que les fortes instabilités du Courant Nord en hiver étaient responsables des flux de particules observés dans le canyon du Petit-Rhône. De plus, les tempêtes de sud-est, événements épisodiques, ont lieu généralement en automne et en hiver et pourraient donc aussi expliquer les variations saisonnières. Enfin, Durrieu de Madron *et Panouse* [1996], puis Lapouyade *et Durrieu de Madron* [2001] ont montré que les plongées d'eau dense sur la pente en hiver jouaient un rôle majeur dans l'exportation de la matière vers le large. Les variations basses fréquences sont donc attribuées aux variations des conditions météorologiques et fluviales. La figure 2.9 donne une schématisation de la variabilité temporelle des flux réalisée à partir de l'étude de la période juin 1985-avril 1986 (les plongées d'eau dense n'y sont pas représentées).

2.3 Le transport sédimentaire dans le Golfe du Lion

Enfin, la variabilité interannuelle des flux semble être fortement liée aux plongées d'eau dense qui ont lieu chaque année dans le Golfe du Lion avec plus ou moins d'intensité [Guarracino, 2004].

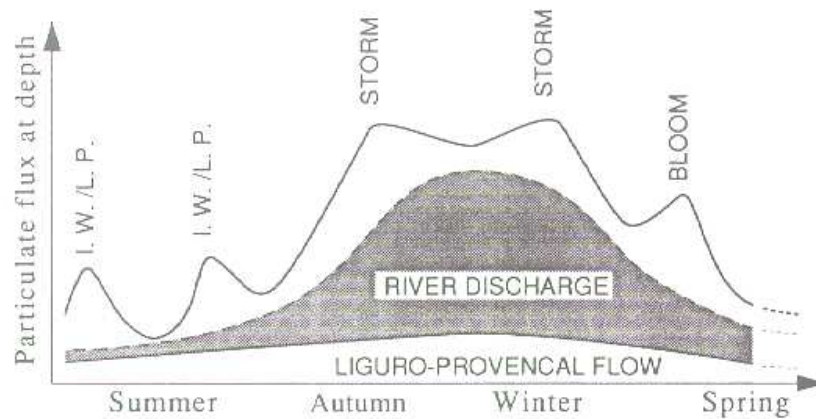


Fig. 2.9 – Représentation schématique de la variabilité du flux particulaire en profondeur sur la pente du Golfe du Lion. Les basses fréquences saisonnières sont liées aux variations du flux du Courant Nord et des débits fluviaux. Les hautes fréquences sont liées à des événements ponctuels : ondes internes (IW), déplacement du front du Courant Nord (L.P.), tempêtes et blooms phytoplanctoniques. Extrait de Monaco et al. [1990].

Finalement, la variation spatiale des flux a également été documentée. En surface, les flux sont relativement faibles. Ils présentent une variabilité saisonnière qualitative liée à la production biologique. Dans les couches profondes, les flux varient quantitativement. Très forts d'automne au printemps, ils deviennent plus faibles en été.

A l'échelle du Golfe du Lion, les observations [Durrieu de Madron et al., 1990 ; Durrieu de Madron et Panouse, 1996 ; Monaco et al., 1999 ; Lapouyade et Durrieu de Madron, 2001] et la modélisation [Dufau-Julliand, 2004 ; Guarracino, 2004 ; Ferré, 2004] montrent que l'exportation de la matière est privilégiée dans la partie sud-ouest du Golfe, sous l'influence des plongées d'eau dense et de la circulation générale sur le plateau.

Chapitre 3

Le modèle numérique

Nous avons utilisé pour cette étude le modèle hydrodynamique tridimensionnel **SYMPHONIE**, développé au Pôle d’Océanographie Côtière - Laboratoire d’Aérodologie. Ce dernier a été validé plusieurs fois sur la zone d’étude, le Golfe du Lion, à l’aide d’observations *in situ* et satellitales et a permis d’étudier le panache du Rhône [Estournel et al., 1997; Marsaleix et al., 1998; Estournel et al., 2001], les intrusions du Courant Nord sur le plateau [Auclair et al., 2001], les circulations induites par le vent [Estournel et al. 2003], la formation des eaux denses sur le plateau et leur plongée sur le talus [Dufau-Julliand et al., 2004]. Il a aussi été validé et utilisé à plus petite échelle pour étudier les apports d’eau douce dans le Golfe de Fos [Ulses et al., 2005].

Ces validations ont montré que le modèle SYMPHONIE représente correctement les principaux processus physiques rencontrés en automne et en hiver dans le Golfe du Lion. Son utilisation est donc tout a fait adaptée à notre étude.

Ce chapitre présente le modèle hydrodynamique puis les modules de transport sédimentaire que nous avons en majeure partie développés et couplés au modèle SYMPHONIE afin d’explorer la dynamique de la matière particulaire dans le Golfe du Lion.

3.1 Modèle hydrodynamique

3.1.1 Les équations du modèle

Les équations du modèle sont basées sur la conservation de la masse, la conservation du mouvement, les approximations de Boussinesq et l’équilibre hydrostatique [site internet du POC (<http://poc.obs-mip.fr>)]. Elles sont formulées ci-après dans un système de coordonnées cartésiennes (O,x,y,z) où l’origine O correspond au niveau de repos de la surface de la mer, Ox et Oy sont les axes horizontaux et Oz est l’axe vertical ascendant.

Les composantes de la vitesse sur les axes Ox, Oy et Oz, respectivement u, v et w, sont alors données par :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial x} + \frac{\partial vu}{\partial y} + \frac{\partial wu}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vv}{\partial y} + \frac{\partial wv}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3.3)$$

3.1 Modèle hydrodynamique

où $\rho_0 = 1024.8 \text{ kg m}^{-3}$ est la masse volumique de l'eau de mer de référence, f est le paramètre de Coriolis, p est la pression, K_h est le coefficient de diffusion horizontale et K_v est le coefficient de viscosité turbulente.

L'hypothèse hydrostatique fournit la pression :

$$p(z) = \int_z^\eta g \rho dz \quad (3.4)$$

où η est l'élévation de surface de la mer, déduite de la divergence du courant moyenné sur la verticale $(\bar{u}, \bar{v}) = \frac{1}{H} \int_{-h}^\eta (u, v) dz$ par :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(H\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\bar{v}) = 0 \quad (3.5)$$

où $H = \eta + h$ représente la hauteur totale de la colonne d'eau et h la bathymétrie (hauteur de la colonne d'eau au repos).

La masse volumique ρ dépend de la température T et de la salinité S d'après l'équation d'état dont on utilise une version linéarisée. Les variations de la masse volumique en fonction de la profondeur sont donc négligées :

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)] \quad (3.6)$$

où le coefficient d'expansion thermique α et le coefficient de contraction saline β sont pris égaux respectivement à $2.41 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ et $7.45 \cdot 10^{-4}$. T_0 et S_0 sont les température et salinité de référence correspondant à ρ_0 et valent respectivement $13 \text{ }^\circ\text{C}$ et 35 unités. La température et la salinité sont déterminées à partir de l'équation de conservation :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial vT}{\partial y} + \frac{\partial wT}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I_s}{\partial z} \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial vS}{\partial y} + \frac{\partial wS}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (3.8)$$

où C_p est le coefficient de chaleur massique ($C_p = 3950 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) et $I(z)$ est le forçage de radiation solaire.

Le coefficient de viscosité turbulente K_v est déterminé à travers le schéma de fermeture de la turbulence.

Le schéma de fermeture de la turbulence

Le coefficient de viscosité turbulente est défini en terme d'énergie cinétique turbulente $E = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2 + w'^2)$, où $(u, v, w) = (\bar{u} + u', \bar{v} + v', \bar{w} + w')$, u' , v' , w' étant les composantes turbulentes de la

vitesse, par la relation :

$$K_v = C_k l_k E^{1/2} \quad (3.9)$$

où C_k est une constante empirique, l_k est une longueur algébrique caractéristique des tourbillons transportant l'énergie.

L'équation de l'énergie cinétique turbulente est déduite des équations de quantité de mouvement :

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial u E}{\partial x} + \frac{\partial v E}{\partial y} + \frac{\partial w E}{\partial z} = K_v \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{g}{\rho_0} K_v \frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial E}{\partial z} \right) - \varepsilon \quad (3.10)$$

ε représente la dissipation visqueuse de l'énergie cinétique turbulente. Ce terme de dissipation est modélisé par l'équation :

$$\varepsilon = \frac{C_\varepsilon E^{3/2}}{l_\varepsilon} \quad (3.11)$$

où C_ε est une constante empirique et l_ε est une échelle de longueur.

Nous calculons les échelles de longueur turbulentes l_k et l_ε en fonction des échelles de longueur l_u et l_d qui réalisent la conversion d'énergie turbulente en énergie potentielle respectivement vers le haut et vers le bas [Bougeault et Lacarrère, 1989] :

$$l_k = \min(l_u, l_d) \quad \text{et} \quad l_\varepsilon = \sqrt{l_u l_d} \quad \text{avec} \quad (3.12)$$

$$E(z) = \frac{g}{\rho_0} \int_z^{z+l_u} (\rho(z) - \rho(z')) dz' \quad (3.13)$$

$$E(z) = \frac{g}{\rho_0} \int_z^{z-l_d} (\rho(z) - \rho(z')) dz' \quad (3.14)$$

Les constantes empiriques C_k et C_ε ont été déterminées par Gaspar et al. [1990]. Elles sont égales respectivement à 0.1 et 0.7.

3.1.2 Les conditions aux limites

3.1.2.1 A la surface libre

Les conditions en surface sont les suivantes :

$$\rho_0 K_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_{sx}, \tau_{sy}) \quad (3.15)$$

$$E = \frac{\|\vec{\tau}_s\|}{\rho_0 \sqrt{C_\varepsilon C_k}} \quad (3.16)$$

3.1 Modèle hydrodynamique

où τ_{sx} et τ_{sy} sont les composantes de la tension de vent $\vec{\tau}_s$.

Les flux de chaleur et de salinité s'écrivent :

$$K_v \frac{\partial T}{\partial z} = Q_l + Q_c + Q_s + Q_e \quad (3.17)$$

$$K_v \frac{\partial S}{\partial z} = (E_s - Pr_s)S \quad (3.18)$$

où Q_l est le flux radiatif pour les grandes longueurs d'onde, Q_c est le flux radiatif pour les courtes longueurs d'onde (flux solaire), Q_s le flux de chaleur sensible, Q_e le flux de chaleur latente, $E_s = Q_e/L_v$ est le taux d'évaporation, rapport entre le flux de chaleur latente et la chaleur latente de condensation. Enfin, Pr_s est le taux de précipitation.

Les flux de chaleur et la tension de vent sont calculées avec les formules bulk [Geenaert, 1990].

3.1.2.2 Au fond

Au fond, les conditions aux limites s'écrivent :

$$E = \frac{\|\vec{\tau}_b\|}{\rho_0 \sqrt{C_e C_k}} \quad (3.19)$$

Les flux de chaleurs et de salinité sont nuls :

$$K_v \left(\frac{\partial T}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0 \quad (3.20)$$

La tension de fond est paramétrisée par une relation quadratique de la vitesse de fond \vec{V}_b calculée au premier niveau de la grille du modèle, à une hauteur z_1 :

$$\vec{\tau}_c = \rho_0 C_D \|\vec{V}_b\| \vec{V}_b = \rho_0 u_*^2 \quad (3.21)$$

où u_* est la vitesse de friction et C_D le coefficient de traînée de fond, relié à la rugosité du fond z_0 [Blumberg et Mellor, 1987] :

$$C_D = \left(\frac{\kappa}{\log\left(\frac{z_1}{z_0}\right)} \right)^2 \quad (3.22)$$

où $\kappa = 0.41$ est le coefficient de Von Karman et z_1 la hauteur du premier niveau du modèle au-dessus du fond. Cette relation est basée sur une forme logarithmique du courant de fond.

La rugosité du fond dépend des caractéristiques des sédiments et de l'hydrodynamique. Son calcul sera donné dans le paragraphe 3.2.3.3. Toutefois, la calibration des modules de transport sédimentaire a nécessité un découplage entre le modèle hydrodynamique et ces modules afin de réduire les coûts de calcul. L'hydrodynamique a d'abord été calculée de manière indépendante du transport sédimentaire avec un coefficient de traînée et une rugosité constante ($z_0 = 10^{-2}$). Puis, elle a été utilisée comme un forçage pour les modules de transport sédimentaire. Les variations de la rugosité calculées à chaque pas de temps par ces derniers n'ont pas été réinjectées dans le modèle hydrodynamique.

3.1.2.3 Aux frontières latérales

Aux frontières latérales fermées, la composante de la vitesse normale est nulle.

Sur les frontières latérales ouvertes, localisées en $x = 0$ et $x = x_m$ ($0 < x_m$), les conditions radiatives [Oey et Chen, 1992] sont appliquées :

$$\bar{u} - \bar{u}_f = -(\eta - \eta_f) \sqrt{\frac{g}{H}} \quad \text{en } x = 0 \quad (3.23)$$

$$\bar{u} - \bar{u}_f = +(\eta - \eta_f) \sqrt{\frac{g}{H}} \quad \text{en } x = x_m \quad (3.24)$$

$$\frac{\partial H (\bar{v} - \bar{v}_f)}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial (v' - v'_f)}{\partial x} = 0 \quad \text{et} \quad \frac{\partial (u' - u'_f)}{\partial x} = 0 \quad \text{en } x = 0 \quad \text{et} \quad x = x_m \quad (3.25)$$

où les variables indicées f correspondent aux variables appliquées aux frontières.

En ce qui concerne la température et la salinité, les conditions aux limites sont inscrites dans le schéma d'advection qui est un schéma hybride, composé d'un schéma centré et d'un schéma upstream. Dans le cas d'un flux entrant, la température et la salinité advectées sont fournies par le forçage grande échelle (T_f, S_f); dans le cas d'un flux sortant, la température et la salinité sont données par les valeurs intérieures au domaine de calcul.

Les équations 3.23, 3.24 et 3.25 sont combinées avec des termes ajoutés au membre de droite des équations de conservation. Si on considère la frontière $x = 0$, ces termes ont la forme suivante :

$$e^{-\frac{x}{d}} \frac{\varphi_f - \varphi}{T_{res}} \quad (3.26)$$

où φ correspond à la vitesse, la température ou la salinité selon l'équation considérée. La décroissance exponentielle dépend de la taille du domaine, typiquement $d = x_m/30$. L'échelle de temps est liée au temps nécessaire aux ondes pour traverser le domaine : $T_{res} = x_m/c$, où $c = \sqrt{gh}$ est la célérité de

3.1 Modèle hydrodynamique

l'onde dans le mode barotrope. Dans le mode barocline, on prend $c=0.1 \text{ cm s}^{-1}$.

La méthode d'initialisation du modèle sera précisée pour chacune des études dans les chapitres qui leur sont consacrés.

3.1.2.4 A l'embouchure des fleuves

A l'embouchure du fleuve, la salinité est nulle, la température varie tout au long de l'année [Poirel et al., 2001], et une vitesse horizontale u dans une des quatre directions possibles la plus proche de l'axe du fleuve est appliquée :

$$u = \frac{D}{L h_c} \quad (3.27)$$

où D est le débit, L la largeur du fleuve et h_c sa profondeur.

3.1.3 Discrétisation des équations

La grille du modèle

Les équations du modèle sont résolues par la méthode des différences finies sur une grille C [Arakawa et Suarez, 1983] présentée sur la figure 3.1. Les variables sont définies un point sur deux sur l'horizontale et la verticale. La température et la salinité sont définies au centre de la maille à chaque demi niveau. Les composantes horizontales de la vitesse sont obtenues au milieu des côtés, de façon alternée, à chaque demi niveau. L'énergie cinétique, les échelles de longueur turbulentes et la composante verticale de la vitesse sont calculées au centre de la maille à chaque niveau vertical entier. Enfin, l'élévation de la surface est définie au centre du niveau supérieur. Par ailleurs, les coordonnées sigma généralisées sont utilisées. La conversion de la coordonnée sigma en coordonnée z s'écrit :

$$\sigma = \frac{h + z}{h + \eta} \quad (3.28)$$

Ce système de coordonnées verticales permet une meilleure représentation des effets bathymétriques. Toutefois, il présente certains inconvénients en zone côtière lorsque l'on travaille avec des dénivellations importantes comme dans le cas de la transition plateau continental/talus/océan profond. Une baisse de résolution au large dans la couche de surface dessert la modélisation de l'interaction océan/atmosphère et des panaches fluviaux. D'autre part, une diminution de la résolution près du fond représente un inconvénient pour la modélisation des flux de matière particulaire qui ont lieu principalement dans la

couche de fond. Et, une augmentation du nombre de niveaux induirait un resserrement des niveaux près des côtes qui entraînerait des coûts de calcul trop importants. Par ailleurs, dans les régions où une forte pente bathymétrique est associée à un cisaillement vertical important de la densité, le système de coordonnées sigma généralisées conduit à une représentation erronée du gradient horizontal de pression. Ces erreurs, dites de troncature, induisent des courants pouvant atteindre quelques cm/s [Haney, 1991]. Un système de coordonnée hybride sigma-z est une alternative qui permet de réduire les erreurs de troncature et d'avoir une résolution verticale plus adéquate à la fois en zone littorale et au large. Ce système a été implémenté dans une version récente du modèle. Toutefois, le début de notre étude étant antérieure à cette amélioration, nous avons utilisé les coordonnées sigma généralisées. La distribution des niveaux sigma résulte d'un compromis entre la représentation des processus en surface et près du fond.

Nous avons utilisé des grilles spécifiques à chacune des deux études, que nous décrivons dans les chapitres 4 et 5.

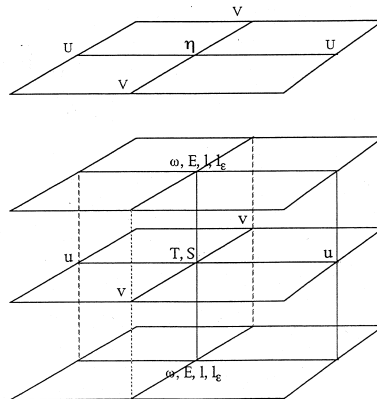


Fig. 3.1 – Grille C du modèle.

La discrétisation temporelle

Un schéma *leapfrog* ou *saute-mouton* explicite est utilisé pour la discrétisation temporelle des équations. La valeur des variables au temps $t + 1$ est calculée en fonction des variables au temps $t - 1$ et t :

$$F^{t+1} = F^{t-1} + 2\Delta f^n(F^t) \tag{3.29}$$

3.1 Modèle hydrodynamique

Afin de réduire les erreurs numériques, ce schéma est associé au filtre d'Asselin [1972] qui agit comme une force de rappel dans le but d'empêcher la divergence des solutions. La solution lissée est alors donnée par :

$$F_{Asselin}^t = F^t + \frac{\alpha_{asselin}}{2}(F^{t+1} - 2F^t + F^{t-1}) \quad (3.30)$$

où $\alpha_{asselin} = 0.3$ est le coefficient du filtre d'Asselin.

La séparation des pas de temps

Le modèle calcule explicitement les ondes de gravité de surface. Les ondes de gravité externes se propagent plus rapidement que les ondes de gravité internes. Une résolution temporelle fine est donc requise pour les résoudre et assurer la stabilité numérique du modèle. Une technique de séparation des pas de temps [Blumberg et Mellor, 1987] est utilisée afin de calculer séparément le cisaillement vertical de courant et le courant moyenné sur la verticale avec des pas de temps appropriés.

Le mode externe se calcule avec l'équation 3.5 et les équations du mouvement intégrées sur la verticale :

$$\begin{aligned} \frac{\partial H\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}H\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H\bar{u}}{\partial y} - fH\bar{v} = & -gH\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(HK_h \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(HK_h \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \\ & + \left[K_v \frac{\partial u}{\partial z} \right]_{-h}^{\eta} - \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^{\eta} \rho' dz' + \frac{\partial u' u'}{\partial x} + \frac{\partial v' u'}{\partial y} \right) dz \end{aligned} \quad (3.31)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial H\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}H\bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H\bar{v}}{\partial y} + fH\bar{u} = & -gH\frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(HK_h \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(HK_h \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \\ & + \left[K_v \frac{\partial v}{\partial z} \right]_{-h}^{\eta} - \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^{\eta} \rho' dz' + \frac{\partial u' v'}{\partial x} + \frac{\partial v' v'}{\partial y} \right) dz \end{aligned} \quad (3.32)$$

où $\rho' = \rho - \rho_0$ est la perturbation de densité.

Le mode interne est calculé à partir des équations 3.2, 3.3, 3.7 et 3.8 où la composante moyenne du courant est donnée par le résultat obtenu pour le mode externe.

3.2 Modules de transport sédimentaire

La modélisation réaliste du transport sédimentaire requiert une bonne connaissance des sédiments présents sur le fond qui seront mis en suspension par l'interaction des courants et de la houle, puis transportés plus loin par la circulation. En effet, la remobilisation du sédiment dépend de ses caractéristiques. De plus, le transport de la matière en suspension est fonction de la vitesse de chute des particules.

Ce travail de thèse a bénéficié d'une étroite collaboration avec des expérimentateurs (*Xavier Durrieu de Madron* du CEFREM et *Katell Guizien* du Laboratoire d'Océanographie Biologique de Banyuls-sur-Mer (LOBB)), possédant une connaissance solide de la zone d'étude et ayant réalisé de nombreuses observations *in situ*.

Par ailleurs, les conseils de modélisateurs de transport sédimentaire expérimentés (*Chris Sherwood* de l'US Geological Survey, *Courtney Harris* de Virginia Institute of Marine Science, *Katell Guizien* du LOBB) ont représenté un atout pour cette étude.

Trois modules couplés entre eux et forcés par les sorties du modèle hydrodynamique, nous ont permis de modéliser le transport sédimentaire. Le premier module de sédiment de fond définit la répartition spatiale des différentes particules sur le fond. Le deuxième module calcule l'interaction houle/courant et détermine les tensions de fond. Enfin, le troisième module calcule l'évolution du sédiment dans la colonne d'eau. Les développements effectués dans ces modules sont largement inspirés du modèle développé par *Courtney Harris* [*Harris et Wiberg, 2001*].

Nous expliquons, dans un premier temps, le choix des particules modélisées et présentons leurs caractéristiques. Puis, nous décrivons chacun des trois modules de transport sédimentaire.

Nous précisons que des parties des paragraphes ci-dessous ont largement été inspirées des travaux bibliographiques de *Schaaff* [2003] et *Ferré* [2004].

3.2.1 Caractéristiques des particules

3.2.1.1 Taille des particules

Nous nous intéressons dans cette étude au transport de particules fines (nous appelons particules fines les particules dont le diamètre est inférieur à $63 \mu\text{m}$), c'est à dire les argiles et les silts (la terminologie des particules en fonction de leur diamètre est donnée dans le tableau 3.1). En effet, ce sont principalement ces particules qui sont susceptibles de transporter les espèces chimiques et biogéochimiques sur des distances importantes et d'être exportées vers le large.

3.2 Modules de transport sédimentaire

Toutefois, la représentation de particules plus grossières, les sables, est essentielle pour la détermination des flux à l'interface eau/sédiment lorsque le sédiment de fond est composé d'un mélange de sable et de vase, comme dans le Golfe du Lion (c.f. chapitre 2) : les sables peuvent, d'une part, protéger les particules plus fines de la resuspension et, d'autre part, modifier les propriétés du fond qui influent sur l'érosion. Nous avons donc choisi de représenter 7 classes de particules primaires : 3 classes de particules fines et 4 classes de particules grossières, dont le diamètre est précisé dans le tableau 3.2.

Taille	Typologie
$< 4 \mu\text{m}$	Argiles
4 - 63 μm	Silts
63 - 125 μm	Sables très fins
125 - 250 μm	Sables fins
250 - 500 μm	Sables moyens
500 - 1000 μm	Sables grossiers
1 - 2 mm	Sables très grossiers
2 - 4 mm	Granules
4 - 64 mm	Graviers
64 - 256 mm	Galets
$> 256 \text{ mm}$	Blocs

TAB. 3.1 – Typologie granulométrique des sédiments, d'après *Wentworth* [1922].

En présence de sel, les particules minérales *cohésives* ont tendance à s'agglomérer [*Schaaff*, 2003]. Les particules sont dites cohésives lorsque les forces de cohésion interparticulaire prédominent sur les forces de gravitation. Plus la particule est petite, plus elle sera cohésive. Toutefois, la transition entre particules cohésives et particules non cohésives diffère selon les auteurs. *Mc Cave et al.* [1995] l'estiment à 10 μm , alors que *Thomsen et Gust* [2000] la déterminent à 30 μm .

Les forces d'attraction interparticulaire agissent sur des petites distances. Elles vont être efficaces dans le cas de collision. Dans des conditions de forte turbulence et/ou de concentrations de matière en suspension élevées, l'augmentation du nombre de collisions entre les particules favorise la formation d'agrégats. Cependant, la turbulence peut aussi entraîner une désagrégation des flocons par cisaillement et étirement.

Par ailleurs, des mécanismes physico-chimiques peuvent aussi être responsables de la formation d'agrégats de matière organique. *Eisma* [1986] distingue deux classes d'agrégats organiques. La première classe est représentée par les microflocs dont la taille ne dépasse pas 100 μm . Les microflocs peuvent s'agréger entre eux et former la deuxième classe d'agrégats, les macroflocs, dont la taille peut atteindre 3-4 mm [*Berthane et al.*, 1997]. Près du fond, les macroflocs sont cassés en microflocs sous l'effet de la turbulence. En effet, des études en laboratoire et sur le terrain ont montré que la taille dominante des agrégats présents dans la colonne d'eau est du même ordre de grandeur que la taille des plus petits tourbillons turbulents [*Van Leussen*, 1997]. L'agrégation de gros flocons formés de matière organique conduit à la formation de *neige marine*, dont la taille peut atteindre plusieurs mètres et la vitesse de sédimentation peut varier entre quelques mètres et plus de 100 mètres par jour [*Schaaff*, 2003]. Enfin, l'activité des organismes vivants qui transforment des particules fines en pelotes fécales, dont la taille varie entre 50 μm et 3 mm, mène à la formation d'agrégats.

Les processus d'agrégation évoqués ci-dessus influent sur les flux verticaux et horizontaux de matière particulaire en augmentant la vitesse de chute des particules fines [*Gardner*, 1989 ; *Gardner et Walsh*, 1990] .

Nous n'avons pas pris en compte dans le modèle les processus complexes qui conduisent à la formation d'agrégats. Cependant, compte tenu du rôle important joué par l'agrégation sur les flux horizontaux et verticaux de matière particulaire, nous avons introduit une classe d'agrégats sur la base des mesures réalisées lors des campagnes à la mer INTERPOL [*Ferré*, 2004 ; *Durrieu de Madron et al.*, 2005]. La différence entre les mesures granulométriques effectuées dans le sédiment sonifié et les mesures *in situ* dans la colonne d'eau suggèrent la transformation dans la colonne d'eau d'une partie des argiles et des silts contenus dans le sédiment en agrégats dont la taille dominante se situe entre 100 et 200 μm (figure 3.2).

La répartition des particules de silts et d'argiles remises en suspension et transformées en agrégats a été déterminée par *Ferré* [2004]. La modélisation de cette transformation a nécessité l'utilisation de deux classes d'agrégats de même taille (appelés agrégats 1 et 2 dans la suite), afin de pouvoir réalimenter les classes de particules primaires lors de la sédimentation des agrégats. 73% des argiles remis en suspension se transforment en agrégat 1 et 23% des silts fins se transforment en agrégat 2.

3.2 Modules de transport sédimentaire

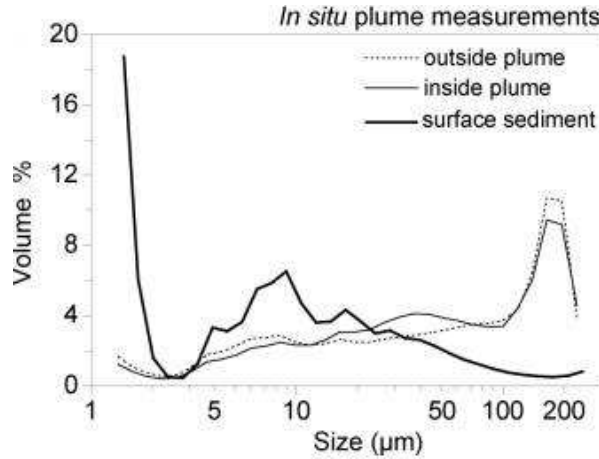


Fig. 3.2 – Distribution granulométrique dans le sédiment superficiel (trait épais) et dans la colonne d'eau (trait fin et pointillés). Extrait de Durrieu de Madron et al. [2005].

3.2.1.2 Densité

La densité de la classe de particules primaires $\rho_{s,l}$ est prise égale à 2650 kg m^{-3} . Celle des agrégats ρ_f est estimée par la relation [Hill et al., 1998] :

$$\rho_f = \rho + \frac{18 \mu w_{s,f}}{g D_f^2} \left(1 + \frac{3 C_{Carrier}}{16} Re\right) \quad (3.33)$$

où $\mu = 1.14 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$ est la viscosité dynamique du fluide, $w_{s,f}$ est la vitesse de chute de l'agrégat (traitée dans le paragraphe 3.2.1.3), D_f est le diamètre de l'agrégat, $C_{Carrier} = 0.43$ est le coefficient de Carrier et Re est le nombre de Reynolds de l'agrégat exprimé par :

$$Re = \rho \frac{w_{s,f} D_f}{\mu} \quad (3.34)$$

L'équation 3.33 permet de prendre en compte l'intrusion d'eau dans l'agrégat ; celle-ci induit une diminution de la densité avec l'augmentation du diamètre [Dyer, 1989].

3.2.1.3 Vitesse de chute

La vitesse de chute d'une particule varie en fonction de ses caractéristiques ainsi que celles du fluide. Elle peut aussi être affectée par la concentration de matière en suspension. En effet, lorsque cette dernière est élevée ($> 1 \text{ g L}^{-1}$, [Le Hir, 1999]), la chute des particules est entravée par la diminution de l'espace disponible. Nous négligerons toutefois ce processus dans notre étude.

La vitesse de chute des particules dont le diamètre est inférieur à 100 µm est calculée avec la loi de

Stokes, établie à partir de l'équilibre entre la force gravitationnelle et la force de frottement liée à la viscosité du fluide pour des particules sphériques :

$$w_{s,l} = \frac{(s_l - 1) g D_l^2}{18 \nu} \quad (3.35)$$

où $s_l = \rho_{s,l}/\rho$ est la densité relative des grains de la classe l par rapport à l'eau, D_l est le diamètre médian de la classe l et $\nu = 1.14 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ est la viscosité cinématique de l'eau.

La loi de *Zanke* [1977] est utilisée pour déterminer la vitesse de chute des particules de sable dont le diamètre est compris entre $100 \mu\text{m}$ et $1000 \mu\text{m}$:

$$w_{s,l} = \frac{10\nu}{D_l} \left[\left(1 + \frac{0.01 (s_l - 1) g D_l^3}{\nu^2} \right)^{0.5} - 1 \right] \quad (3.36)$$

Pour la dernière classe de particules primaires dont le diamètre est supérieur à $1000 \mu\text{m}$, la vitesse de chute est exprimée d'après *Van Rijn* [1989] :

$$w_{s,l} = 1.1[(s_l - 1) g D_l]^{0.5} \quad (3.37)$$

La vitesse de sédimentation des agrégats augmente avec leur taille. Nous utilisons une loi établie en estuaire par *Agrawal et Pottsmith* [2000] pour la calculer :

$$w_{s,l} = 0.45 \times 10^{-3} (D_l/2)^{1.17} \quad (3.38)$$

où $w_{s,l}$ est en cm s^{-1} et D_l en μm .

Les caractéristiques des particules modélisées sont résumées dans le tableau 3.2.

3.2.2 Module du sédiment de fond

Le module de sédiment de fond permet d'initialiser le sédiment et de mettre à jour à chaque pas de temps la granulométrie et le volume de sédiment disponible pour la resuspension.

3.2.2.1 Initialisation de la granulométrie du sédiment du fond

La granulométrie du sédiment de fond dans le Golfe du Lion a été initialisée grâce à la combinaison de données de carottage prélevées lors de plusieurs campagnes en mer : REMORA 1 (prodelta du Rhône) et 3 (prodeltas et plateforme continentale), REDIT (plateau interne à l'Ouest du Golfe de Fos)

3.2 Modules de transport sédimentaire

Classe	Diamètre médian D_l (μm)	Vitesse de chute $w_{s,l}$		Densité $\rho_{s,l}$ (kg m^{-3})
		(m s^{-1})	(m jour^{-1})	
Argiles	2.43	$4.58 \cdot 10^{-6}$	0.4	2650
Silts fins	8.39	$5.46 \cdot 10^{-5}$	4.7	2650
Silts grossiers	31.6	$7.74 \cdot 10^{-4}$	66.9	2650
Sables très fins	92.4	$6.62 \cdot 10^{-3}$	572.0	2650
Sables fins	179.2	$2.04 \cdot 10^{-2}$	1 762.6	2650
Sables moyens	317	$4.11 \cdot 10^{-2}$	3 551.0	2650
Sables grossiers	1063	$1.56 \cdot 10^{-1}$	13 478.4	2650
Agrégats (1 et 2)	129.5	$5.92 \cdot 10^{-4}$	51.1	1097

TAB. 3.2 – Caractéristiques des classes de particules

et des campagnes réalisées dans le cadre du projet METROC (région littorale, à l'Est du Golfe de Fos) (com. pers., *Didier Sauzade*, METROC, granulométrie 2004, IFREMER, Agence de l'Eau RM&C). Les stations de mesures sont représentées sur la figure 3.3.

Les données issues des campagnes REDIT ont été traitées par *Antoine Grémare* du LOBB à l'aide d'un granulomètre MASTERSIZER 2000. Quelques grammes de sédiment prélevés sur des carottes sont placés dans l'échantillonneur du granulomètre [*Ferré*, 2004]. La mesure s'effectue dans une gamme comprise entre 0.02 et 2000 μm .

Les données récoltées ont été principalement analysées par *Vincent Roussiez* du CEFREM concernant les campagnes REMORA 3, par *Sabine Charmasson* de l'IRSN pour les campagnes REMORA 1 et enfin par *Didier Sauzade* d'IFREMER pour les campagnes METROC.

La granulométrie du sédiment prélevé lors des campagnes REMORA 1 a été traitée à l'aide d'un COULTER [*Ferré*, 2004]. Un gramme de sédiment superficiel des carottes a été dilué dans l'eau puis mis sous agitation. Il a ensuite été injecté dans le COULTER avec une seringue. Cet instrument détermine par diffraction la distribution granulométrique dans une gamme comprise entre 0.04 et 2000 μm .

L'interpolation des données granulométriques sur les grilles du modèle est basée sur une méthode d'interpolation des données bathymétriques développée par *Patrick Marsaleix* (Laboratoire d'Aérodologie). Nous avons vu dans le chapitre 2 (figure 2.4) que la granulométrie des sédiments de fond dans le Golfe du Lion variait, au premier ordre, en fonction de la bathymétrie : grossièrement, le plateau interne est

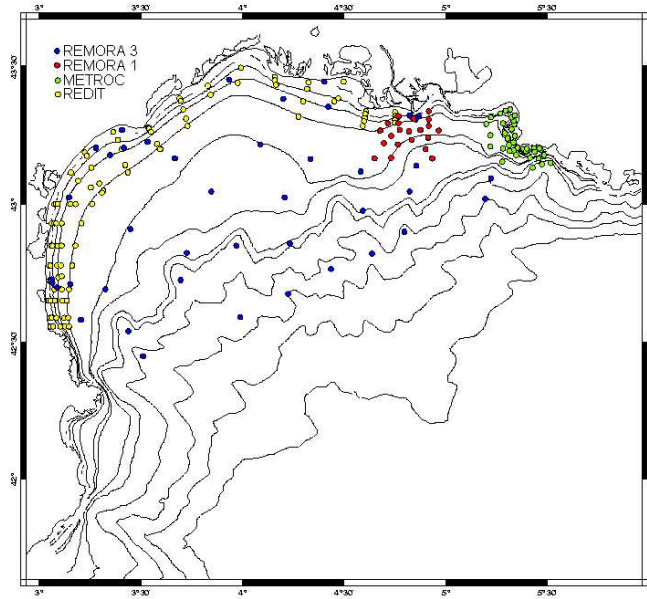


Fig. 3.3 – Stations de mesures des campagnes REDIT, REMORA 1, REMORA 3 et METROC.

recouvert de sédiment grossier en dehors des zones d’influence des fleuves, puis le pourcentage de particules fines augmente jusqu’à la bande vaseuse. Enfin, le plateau externe est recouvert de sables reliques et d’argiles. Il apparaît alors possible d’obtenir en première approximation une loi granulométrique en fonction de la bathymétrie. Dans un second temps, on prend en compte l’hétérogénéité de la granulométrie, observée en particulier sur le plateau interne due aux apports fluviaux. En effet, les particules fines déversées par les fleuves s’accumulent devant les embouchures et forment des zones très localisées nommées *prodelta* (c.f. chapitre 2). Les différents jeux de données collectées permettent de tenir compte de cette hétérogénéité.

Dans une première étape, une interpolation des données est donc effectuée en fonction de la bathymétrie du point de grille.

Tout d’abord, les données granulométriques, récoltées en dehors des prodeltas, sont projetées sur la grille du modèle. Après cette projection, un certain nombre de points de grille (N_{obs}), a une valeur de fraction pour chaque classe de particules l $fr_{obs,l}$. On déduit, ensuite, la fraction de chaque classe de particules fr'_l pour tous les points de grille par :

$$fr'_l = \frac{\sum_{i=1}^{N_{obs}} e^{\frac{d_b^i}{d_0}} fr_{obs,l}^i}{\sum_{i=1}^{N_{obs}} e^{\frac{d_b^i}{d_0}}} \quad (3.39)$$

3.2 Modules de transport sédimentaire

où $d_b = h_{obs} - h$, h étant la bathymétrie du point de grille considéré.

Dans une deuxième étape, on interpole les données de manière plus classique en fonction de la distance horizontale à la donnée d_h . Cette fois-ci, on projette aussi les données récoltées au niveau des prodeltas. Le pourcentage de particules de classe 1, fr_l'' est alors estimé en substituant dans l'équation 3.39, d_h à d_b .

Un compromis entre ces deux estimations donne la valeur finale du pourcentage de la classe 1 :

$$fr_l = P fr_l' + (1 - P) fr_l'' \quad (3.40)$$

où le poids P augmente avec la bathymétrie h .

Les fractions de sable et de vase obtenues après cette méthode d'interpolation sont présentées sur la figure 3.4. On note que la fraction de sable est sous-estimée sur le plateau externe. Les données utilisées ne permettent pas de bien reproduire l'hétérogénéité de cette zone. A l'inverse, la fraction de sable paraît surestimée au niveau du prodelta du Vidourle en l'absence de données.

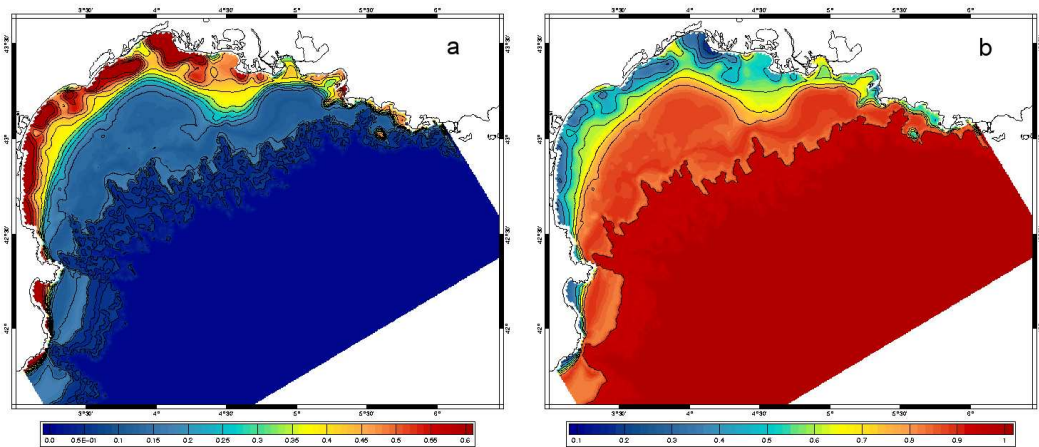


Fig. 3.4 – Fractions de sable (a) et de vase (b) calculées par interpolation des observations récoltées pendant les campagnes REDIT, REMORA 1, REMORA 3 et METROC.

La porosité du sédiment varie en fonction de la taille des particules qui le composent. Alors que la porosité des sédiments sableux varie entre 0.5 et 0.75, celle des sédiments plus fins peut atteindre 0.95 en surface [Lansard, 2004]. Toutefois, nous avons fixé la porosité constante à 0.7. Des données de porosité dans chaque grande zone de sédiment (plateau interne, prodeltas, bande vaseuse et plateau externe) nous auraient permis de donner des valeurs plus réalistes à cette grandeur.

3.2.2.2 Pavage

Des grosses particules dont la remise en suspension nécessite une tension de fond élevée peuvent protéger de l'érosion des particules plus fines, sous-jacentes, plus facilement remobilisables. Ce processus, appelé pavage, concerne donc les fonds composés d'un mélange de vase et de sable. La méthode décrite par *Harris et Wiberg* [2001] a été implémentée dans le modèle afin de le prendre en compte. Cette méthode distingue une couche superficielle dite 'active' qui définit la quantité de sédiment remobilisable et des couches passives sous-jacentes.

A l'initialisation, en un point de grille, toutes les couches possèdent la même granulométrie. L'épaisseur et la granulométrie des différentes couches sont ensuite mises à jour à chaque pas de temps en fonction des quantités de sédiment déposées et mises en suspension.

Pour chaque classe de particules l , le volume remobilisable est limité à chaque pas de temps au volume présent dans la couche active. Le calcul de l'épaisseur de la couche active diffère pour les fonds sableux et les fonds vaseux.

Pour les **fonds sableux**, l'épaisseur de la couche active $\delta_{mix}^{(sable)}$ est liée à l'épaisseur du sédiment mélangé lors de la migration des rides. Les rides correspondent à des ondulations formées par le courant et la houle (figure 3.5 a), dont nous expliquerons les caractéristiques dans le paragraphe 3.2.3.3. L'épaisseur de la couche active est alors calculée à partir de la relation suivante :

$$\delta_{mix}^{(sable)} = \frac{Q_b T_w}{2C_b \lambda_{rip}} + 6 D_{50} \quad (3.41)$$

où λ_{rip} est la longueur d'onde des rides, T_w est la période de vague, C_b est la concentration de sédiment du fond ($C_b=1$ -porosité) et D_{50} est le diamètre médian du sédiment. Le terme $6D_{50}$ traduit les irrégularités du fond dues aux grains de sédiment et implique une épaisseur de couche active toujours strictement positive, même dans le cas d'un transport de fond nul.

Enfin, Q_b est estimé par :

$$Q_b = \sum_l f_{r_l} \frac{25.3}{(\rho_{s,l} - \rho)g} (\tau_{max,s} - \tau_{cr_l})^{1.5} \quad (3.42)$$

où f_{r_l} est la fraction de la classe de particules l dans la couche active, τ_{cr_l} est la tension critique de la classe de particules l , que nous expliquerons dans le paragraphe 3.2.4.2. $\tau_{max,s}$ est la tension de fond maximale calculée pour une rugosité liée aux grains, soit $z_0 = D_{50}/12$ [*Soulsby*, 1997], dont le calcul sera donné dans le paragraphe 3.2.3. On impose une épaisseur maximale de la couche active égale à la moitié de la hauteur des ondulations.

3.2 Modules de transport sédimentaire

Pour les **fonds vaseux**, l'épaisseur de la couche active est définie par la relation [Harris et Wiberg, 1997] :

$$\delta_{mix}^{(silt)} = 0.006(\tau_{max,s} - \tau_{cr(50)}) + 6 D_{50} \quad (3.43)$$

où $\tau_{cr(50)}$ est la tension critique pour le diamètre médian D_{50} du sédiment.

Enfin, pour les **fonds composés de vases et de sables**, elle est estimée par l'addition des couches actives précédemment calculées, pondérées par les fractions concernées :

$$\delta_{mix} = fr_{sable} \delta_{mix}^{(sable)} + (1 - fr_{sable}) \delta_{mix}^{(silt)} \quad (3.44)$$

Harris [1999] a estimé, à partir de cette méthode, l'épaisseur de la couche active à quelques centimètres pour des fonds sableux où les conditions sont très énergétiques, et à quelques millimètres pour des fonds silteux peu énergétiques.

Le sédiment disponible de chaque classe de particules l par unité de surface est alors obtenu par $f_r C_b \delta_{mix}$.

3.2.3 Module de couche limite de fond

La couche de fond est la zone où le transfert de particules est le plus important. La houle et les courants génèrent des forces de pression et de friction à l'interface eau/sédiment qui peuvent se traduire par une mise en mouvement des particules sédimentaires et conduire à des modifications de la structure du fond. Par exemple, comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, la houle induit des ondulations sur des fonds sableux, comme illustré sur la figure 3.5 a. Ces modifications sont fonction de l'écoulement et des caractéristiques du sédiment superficiel. Les structures de fond peuvent à leur tour modifier les conditions hydrodynamiques.

Dans ce paragraphe, nous décrivons les paramétrisations du frottement lié à la houle, puis de l'interaction houle/courant et, enfin, le calcul de la rugosité de fond que nous avons utilisés.

3.2.3.1 Frottement lié à la houle

Au large ou en région côtière, les vagues ne se propagent pas toutes dans la même direction et à la même vitesse. Leur amplitude n'est pas constante temporellement et spatialement. Les vagues sont alors caractérisées par un spectre d'énergie et on définit des grandeurs caractéristiques : la période moyenne T_w (temps qui sépare deux crêtes), la hauteur dite significative H_s et leur amplitude a . Ces paramètres

permettent de définir la pulsation angulaire ω , la longueur d'onde L et le nombre d'onde k :

$$\omega = \frac{2\pi}{T_w} \quad (3.45)$$

$$L = \frac{gT_w^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad (3.46)$$

$$k = \frac{2\pi}{L} \quad (3.47)$$

En eau profonde, les particules fluides décrivent un mouvement circulaire dont le diamètre diminue en profondeur. En eau peu profonde, elles suivent le mouvement d'une ellipse dont les dimensions diminuent avec la profondeur. Au fond, un mouvement oscillant se met en place à la vitesse dite orbitale U_{orb} qui s'exprime par :

$$U_{orb} = \frac{H_s \pi}{\sinh(kh) T_w} \quad (3.48)$$

La distance parcourue par les particules sur le fond est définie par la demi-excursion A :

$$A = \frac{U_{orb} T_w}{2\pi} \quad (3.49)$$

La théorie linéaire de houle est utilisée ici. Pour appliquer cette théorie, nous supposons que la bathymétrie est grande par rapport à l'amplitude des vagues et que les cambrures des vagues sont faibles. Cette théorie n'est plus adaptée en zone très peu profonde, en particulier dans la zone de déferlement où des processus non linéaires ont lieu. Dans notre étude, nous ne prenons pas en compte ces processus spécifiques, ce qui peut constituer une limitation près des côtes en particulier dans les cas que nous traitons de très fortes houles.

La tension de fond créée par la houle seule s'exprime par :

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho f_w U_{orb}^2 \quad (3.50)$$

où f_w est le coefficient de frottement des vagues. Son expression [De Swart, 1984] est :

$$f_w = 0.00251 \exp\left[5.21 \left(\frac{A}{k_b}\right)^{-0.19}\right] \quad \text{si } \frac{A}{k_b} > 1.57 \quad (3.51)$$

$$f_w = 0.3 \quad \text{si } \frac{A}{k_b} \leq 1.57 \quad (3.52)$$

où k_b est la rugosité physique (voir paragraphe 3.2.3.3)

3.2 Modules de transport sédimentaire

3.2.3.2 Contraintes de cisaillement due à l'interaction houle/courant

En zone côtière, la dynamique sédimentaire est liée à l'action combinée des vagues et du courant. Leur interaction peut avoir pour effet une augmentation des contraintes de cisaillement sur le fond. De plus, ils interagissent de façon non linéaire dans la couche de fond, où prédominent des processus de turbulence.

Soulsby et al. [1993] ont effectué une intercomparaison de modèles unidimensionnels verticaux à haute résolution qui décrivent explicitement l'action combinée de la houle et du courant près du fond. Ils ont déterminé la tension de cisaillement moyenne τ_m et la tension de cisaillement maximale τ_{max} en fonction de la tension induite par le courant seul τ_c (équation 3.21), la tension induite par la houle seule τ_w (équation 3.50) et l'écart ϕ entre la direction de propagation de la houle et la direction du courant. La tension maximale conditionne l'érosion du sédiment, alors que la tension moyenne concerne le profil du courant et la diffusion de la matière dans la colonne d'eau. *Soulsby et al.* [1993] proposent une formulation commune aux différents modèles pour ces deux tensions :

$$\tau_{max} = Y (\tau_c + \tau_w) \quad (3.53)$$

$$\tau_m = y (\tau_c + \tau_w) \quad (3.54)$$

où Y et y sont deux paramètres adimensionnels définis par :

$$Y = 1 + a x^m (1 - x)^n \quad (3.55)$$

$$y = x [1 + b x^p (1 - x)^q] \quad (3.56)$$

avec $x = \tau_c / (\tau_c + \tau_w)$. a et b sont des coefficients définies par :

$$a = (a_1 + a_2 |\cos(\phi)|^I) + (a_3 + a_4 |\cos(\phi)|^I) \log_{10}(f_w / C_D) \quad (3.57)$$

$$b = (b_1 + b_2 |\cos(\phi)|^J) + (b_3 + b_4 |\cos(\phi)|^J) \log_{10}(f_w / C_D) \quad (3.58)$$

m et n sont obtenus de façon similaire à a , et, p et q de façon similaire à b . Nous avons choisi la paramétrisation de *Fredsoe* [1984] pour laquelle les coefficients de ces équations sont donnés dans le tableau 3.3. Les vitesses de friction moyennes et maximales de l'interaction houle/courant sont alors déduites par :

$$(u_m^*, u_{max}^*) = \sqrt{\frac{(\tau_m, \tau_{max})}{\rho}} \quad (3.59)$$

a_1	-0.06	b_1	0.29
a_2	1.70	b_2	0.55
a_3	-0.29	b_3	-0.10
a_4	0.29	b_4	-0.14
m_1	0.67	p_1	-0.77
m_2	-0.29	p_2	0.10
m_3	0.09	p_3	0.27
m_4	0.42	p_4	0.14
n_1	0.75	q_1	0.91
n_2	-0.27	q_2	0.25
n_3	0.11	q_3	0.50
n_4	-0.02	q_4	0.45
I	0.80	J	3.0

TAB. 3.3 – Coefficients dans la paramétrisation de *Soulsby et al.* [1993] pour le modèle de *Fredsoe* [1984].

3.2.3.3 Rugosité

La rugosité du fond a bien sûr un impact sur l'écoulement. Les frottements liés à la houle seule, au courant seul et finalement à l'interaction houle/courant sont fonction de la rugosité. Plusieurs types de rugosité existent allant de la rugosité du grain ($z_0 = D_{50}/12$) jusqu'à la rugosité liée aux ondulations du fond. De plus, il est fait référence dans la littérature à la rugosité physique k_b (taille du grain de sédiment, dimension des rides) et la rugosité hydrodynamique z_0 (hauteur dans la couche logarithmique de fond à laquelle le courant s'annule).

La rugosité diffère selon la composition du sédiment de fond. Alors qu'elle dépend de la formation de rides et du transport de fond (par charriage ou saltation) pour les fonds sableux, elle est influencée par l'activité biologique, appelée bioturbation, dans les fonds vaseux. Ces deux types de rugosité sont illustrés sur la figure 3.5.

Nous avons utilisé la méthode exposée par *Harris et Wiberg* [2001] pour calculer la rugosité d'un fond composé de sable et/ou de vase.

Pour des **fonds sableux**, la rugosité dépend des ondulations du fond et du transport par saltation.

3.2 Modules de transport sédimentaire

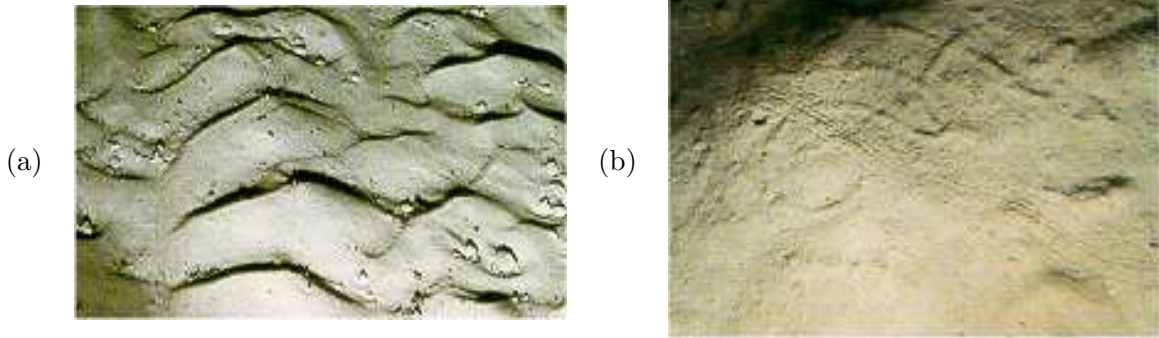


Fig. 3.5 – Photos d'un fond sableux (a) et d'un fond silteux (b). Extrait de *Open University Oceanography Course [1989]*.

La rugosité totale pour ce type de fond sera prise égale au maximum des rugosités induites par ces deux facteurs indépendamment.

La rugosité induite par les ondulations de fond est déterminée d'après la méthode développée par *Wiberg et Harris [1994]*. Les rides sont caractérisées par leur hauteur η_{rip} , leur longueur d'onde λ_{rip} et leur pente η_{rip}/λ_{rip} . On distingue trois catégories de rides : les rides dont les dimensions sont proportionnelles à la vitesse orbitale, appelées rides *orbitales*, les rides dont les dimensions sont proportionnelles à la taille des grains, appelées rides *anorbitales*, et les rides qui caractérisent une zone de transition entre les deux premières, dites *suborbitales*. Les expériences en laboratoire étudient surtout des rides orbitales à suborbitales alors que les expériences *in situ* mettent en évidence des rides suborbitales à anorbitales. Toutefois, des rides orbitales ont aussi été observées *in situ*.

Afin de prédire le type de rides (orbital, anorbital, suborbital), la hauteur est calculée dans un premier temps pour des rides anorbitales selon les relations suivantes :

$$\lambda_{ano} = 535 D_{50} \quad (3.60)$$

$$\frac{\eta_{ano}}{\lambda_{ano}} = \exp[-0.095 (\ln \frac{2A}{\eta_{ano}})^2 + 0.442 \ln \frac{2A}{\eta_{ano}} - 2.28] \quad (3.61)$$

L'équation 3.61 est itérée jusqu'à la convergence de la solution. On note que lorsque la pente est inférieure à 0.01, un fond plat est prédit. La hauteur et la longueur des rides sont alors nulles.

Les critères suivants, exprimés en fonction de la demi-excursion et de la hauteur de ride anorbitale,

permettent de déterminer le type de rides :

$$\frac{2 A}{\eta_{ano}} < 20 \quad \text{rides orbitales} \quad (3.62)$$

$$\frac{2 A}{\eta_{ano}} > 100 \quad \text{rides anorbitales} \quad (3.63)$$

$$20 < \frac{2 A}{\eta_{ano}} < 100 \quad \text{rides suborbitales} \quad (3.64)$$

Si les rides sont orbitales, les dimensions sont exprimées *in fine* par :

$$\lambda_{orb} = 0.62 2 A \quad (3.65)$$

$$\frac{\eta_{orb}}{\lambda_{orb}} = 0.17 \quad (3.66)$$

Si elles sont suborbitales, la longueur d'onde des rides est alors :

$$\lambda_{sub} = exp \left[\left(\frac{\ln(2 A/\eta_{ano}) - \ln 100}{\ln 20 - \ln 100} \right) (\ln \lambda_{orb} - \ln \lambda_{ano}) + \ln \lambda_{ano} \right] \quad (3.67)$$

Et la hauteur de ride est ensuite déduite de l'équation 3.61.

La rugosité physique des ondulations est estimée d'après *Grant et Madsen* [1982] :

$$k_b = 27.7 \frac{\eta_{rip}^2}{\lambda_{rip}} \quad (3.68)$$

La rugosité hydraulique est déduite d'après *Nikuradse* [1933] :

$$z_0 = \frac{k_b}{30} \quad (3.69)$$

Pour des écoulements très énergétiques, lorsque les rides sont érodées et que le fond est plat, la rugosité induite par le transport du sédiment par saltation a tendance à prédominer sur la rugosité des ondulations. Elle est estimée d'après les calculs de *Wiberg et Rubin* [1989] :

$$z_0 = \frac{\alpha D_{50} a_1 T_*}{1 + a_2 T_*} \quad \text{avec} \quad (3.70)$$

$$a_2 = 0.0204 \ln D_{50}^2 + 0.0220 \ln D_{50} + 0.0709 \quad \text{et} \quad (3.71)$$

$$T_* = \frac{\tau_{max}}{\tau_{cr}} \quad (3.72)$$

3.2 Modules de transport sédimentaire

où α et a_1 sont des coefficients fixés respectivement à 0.056 et 0.68 par *Wiberg et Rubin* [1989].

Pour des **fonds silteux**, les rugosités physique et hydraulique sont déduites des dimensions des formes induites par l'activité biologique, respectivement d'après *Grant et Madsen* [1982] (équation 3.68) et *Nikuradse* [1933] (équation 3.69). Ne possédant pas d'informations sur les valeurs de la hauteur η_{bio} de ces formes, nous l'avons fixée à $6 \cdot 10^{-3}$ m d'après les estimations de *Wheatcroft* [1994] pour un site en Californie. La pente de ces formes de fond est exprimée par *Harris et Wiberg* [1997] ainsi :

$$\frac{\eta_{bio}}{\lambda_{bio}} = \exp(-1.67 \ln T_{*w} - 4.11) \quad \text{avec} \quad (3.73)$$

$$T_{*w} = \frac{\tau_w}{g(\rho_s - \rho)D_{50}} \quad (3.74)$$

Enfin, pour **des fonds composés de sables et de silts**, la rugosité totale est estimée en fonction de la rugosité pour les fonds sableux, de celle pour les fonds silteux et des fractions concernées :

$$\eta_{mix} = fr_{sable}\eta_{rip} + (1 - fr_{sable})\eta_{bio} \quad (3.75)$$

$$\lambda_{mix} = fr_{sable}\lambda_{rip} + (1 - fr_{sable})\lambda_{bio} \quad (3.76)$$

Un minimum de rugosité de $5 \cdot 10^{-5}$ m est imposé pour tenir compte des irrégularités du fond généralement observées.

3.2.4 Module du sédiment en suspension

3.2.4.1 Equation de diffusion/advection

Dans la colonne d'eau, le transport de sédiment est affecté par l'advection induite par le courant, par la sédimentation et par la turbulence. Il est calculé à travers l'équation de conservation de la masse, encore appelée équation de diffusion-advection :

$$\frac{\partial C_l}{\partial t} + \frac{\partial u C_l}{\partial x} + \frac{\partial v C_l}{\partial y} + \frac{\partial (w - w_{s,l}) C_l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (K_v \frac{\partial C_l}{\partial z}) + F_l \quad (3.77)$$

où C_l et F_l sont respectivement la concentration de matière en suspension et le flux entrant de la classe de particules l dans la colonne d'eau. Le flux entrant à l'interface air/mer est supposé nul (nous n'avons pas appliqué d'apport par l'atmosphère).

Nous allons maintenant décrire le calcul du flux entrant à l'interface eau/sédiment.

3.2.4.2 Flux à l'interface eau/sédiment

Plusieurs études ont eu pour objectif d'estimer l'érosion pour les fonds non cohésifs [Van Rijn, 1993; Soulsby, 1997] et les fonds cohésifs [Amos et al., 1992b, 1997; Widdows et al., 1998; Howling, 1999]. Des formulations spécifiques à ces deux catégories de fond ont été établies. Alors que pour les fonds non cohésifs, l'érosion dépend essentiellement des caractéristiques granulométriques du sédiment, dans les fonds cohésifs, la stabilité et l'érodabilité du sédiment sont plus complexes et dépendent de plusieurs facteurs physiques, biologiques et chimiques (taille des particules, densité, teneur en eau, teneur en matière organique, consolidation, bioturbation, etc.) [Berlamont et al., 1993].

Selon certains auteurs, la transition entre les fonds cohésifs et les fonds non cohésifs dépend de la fraction de vase. En effet, des expériences en laboratoire ont montré que les caractéristiques d'érosion changent fortement lorsqu'une petite quantité de vase est ajoutée dans un fond sableux [Mitchener et al., 1996a, 1996b]. La transition entre les deux catégories de fond a lieu pour une fraction de vase variant entre 3 et 15 % pour Mitchener et al. [1996a, 1996b] alors qu'elle atteint 20% pour Howling [2000]. Dans d'autres études [Dyer, 1986; Raudkivi, 1990; Panagiotopoulos et al., 1997; Van Ledden, 2004], cette transition est définie en fonction de la fraction d'argile, variant entre 5 et 10 %. Nous avons utilisé cette dernière définition de la transition en fixant la valeur critique de la fraction d'argile à 6 %. Une étude de sensibilité à la valeur de ce paramètre sera présentée dans le chapitre 4.

Pour le sédiment **non cohésif**, nous utilisons une formulation basée sur la notion de concentration de référence. En régime quasi-stationnaire, on suppose un équilibre entre la sédimentation et la diffusion turbulente près du fond, qui s'exprime par :

$$C(z) w_s = -K_v \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.78)$$

La résolution de l'équation 3.78 requiert la formulation du profil vertical de concentration. La forme de ce profil est définie en fonction du nombre de Rouse moyen $b_m = \frac{w_s}{\kappa u_m^*}$ et maximal $b_{max} = \frac{w_s}{\kappa u_{max}^*}$ par [Soulsby, 1997], d'une part dans la couche limite des vagues :

$$C_l(z_1) = C_{a,l} \left(\frac{z_1}{z_a} \right)^{-b_{max}} \quad si \quad z_a \leq z_1 \leq z_w \quad (3.79)$$

et au dessus :

$$C_l(z_1) = C_l(z_w) \left(\frac{z_1}{z_w} \right)^{-b_m} \quad si \quad z_w < z_1 \quad (3.80)$$

3.2 Modules de transport sédimentaire

où z_1 est la hauteur du premier niveau du modèle au dessus du fond, $z_w = \frac{u_{max}^* T_w}{2\pi}$ est l'épaisseur de la couche limite des vagues, $C_{a,l}$ est la concentration de référence à la hauteur $z_a = 2.5 D_{50}$ au dessus du fond pour la classe de particules l.

Pour un fond plat, c'est à dire si $\tau_{max,s} > 0.8 g (\rho_s - \rho) D_{50}$, les tensions de fond et les vitesses de friction utilisées dans les équations 3.79 et 3.80 sont calculées pour la rugosité liée aux grains ($z_0 = D_{50}/12$).

Pour un fond ridé, elles sont calculées pour la rugosité totale.

Nous avons utilisé la méthode de *Smith et Mc Lean* [1977] afin de déterminer la concentration de référence :

$$C_{a,l} = \frac{fr_l C_b \gamma_0 S_{max,l}}{1 + \gamma_0 S_{max,l}} \quad \text{si } S_{max,l} > 0 \text{ et } b_{max,s} < 2.5 \quad (3.81)$$

$$C_{a,l} = 0 \quad \text{sinon} \quad (3.82)$$

où γ_0 est le coefficient de resuspension. Les valeurs de ce paramètre citées dans la littérature sont comprises entre 10^{-5} et 10^{-3} [*Drake et Cacchione*, 1989]. $S_{max,l}$ est égale à $(\tau_{max,s} - \tau_{cr,l})/\tau_{cr,l}$ avec $\tau_{cr,l}$ la tension critique pour la classe de particules l. Cette tension critique correspond à un seuil de remise en suspension. Elle est exprimée d'après *Soulsby et Whitehouse* [1997] par :

$$\tau_{cr,l} = \frac{0.30}{1 + 1.2D_{*,l}} + 0.055[1 - \exp(-0.02 D_{*,l})] \quad \text{avec } D_{*,l} = D_l \left[\frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{1/3} \quad (3.83)$$

Le flux à l'interface eau/sédiment est alors déduit de l'équation 3.78 par :

$$F_l = fr_l w_{s,l} \rho_s C_l(z_1) \quad (3.84)$$

Ce flux est ensuite limité en fonction du volume de sédiment de la classe de particules l disponible, calculé dans le paragraphe 3.2.2.2.

Pour les fonds **cohésifs**, nous avons choisi de déterminer le flux à l'interface eau/sédiment en utilisant la loi de Parthéniades [1962] :

$$F_l = fr_l E_0 \left(\frac{\tau_{max,s}}{\tau_{cr,coh}} - 1 \right) \quad \text{si } \tau_{max,s} \geq \tau_{cr,coh} \quad (3.85)$$

où E_0 est le taux d'érosion et $\tau_{cr,coh}$ est la tension critique d'érosion pour des fonds cohésifs. Ces deux paramètres dépendent des caractéristiques du sédiment et sont donc spécifiques à chaque site. *Schaaff et al.* [2002] ont déterminé des tensions critiques de l'ordre de $0.02 N m^{-2}$ pour plusieurs sites du Golfe

du Lion. Toutefois, ces tensions critiques ont été estimées pour les particules fines et agrégats contenus dans la *crème de vase*, encore appelée *fluff*, qui recouvre les fonds vaseux. Nous n'avons pas utilisé cette valeur car elle n'est pas représentative du sédiment sous-jacent. *Lansard* [2004] a étudié l'érodabilité du prodelta du Rhône, et obtient une tension critique moyenne de 0.1 N m^{-2} . En l'absence de données d'expériences *in situ* ou en laboratoire de ce paramètre dans l'ensemble des différentes zones de sédiment du Golfe du Lion (c.f. chapitre 2), nous avons choisi de calibrer ce paramètre dans le modèle et ce à l'aide des observations *in situ* pour chaque étude (c. f. chapitre 4 et 6). Dans la littérature, ce paramètre varie entre 0.1 et 0.61 N m^{-2} [*Maa et al.*, 1993; *Amos et al.*, 1997; *Harris et Wiberg*, 1997; *Maa et al.*, 1998; *Zhang et al.*, 1999; *Houwing*, 1999; *Palanques et al.*, 2002]. Nous avons procédé de la même manière pour déterminer le paramètre E_0 pour lequel nous ne disposons pas d'informations pour le Golfe du Lion. La valeur de ce paramètre varie dans la littérature dans une large gamme de valeurs, comprises entre $6.25 \cdot 10^{-6}$ et $2 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ [*Amos et al.*, 1992b; *Shünemann et Köhl*, 1993; *Amos et al.*, 1997; *Widdows et al.*, 1998].

Dans cette étude, nous n'avons pas introduit de contrainte critique de dépôt.

3.2.5 Forçages

3.2.5.1 La houle

Le calcul de l'interaction houle/courant dans la couche limite de fond nécessite la connaissance des paramètres de vague suivants : la hauteur significative H_s , la période T_w et la direction de propagation D_w . Nous avons utilisé les sorties du modèle de vague WaveWatch3 (WW3 dans la suite), de résolution $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Ce modèle a été installé et implémenté par *Fabrice Ardhuin* du SHOM sur le cluster de PCs du Pôle d'Océanographie Côtière. Le domaine du modèle de vague s'étend sur la Méditerranée occidentale de -5.6°E à 16.3°E et de 31°N à 45°N . La bathymétrie du domaine a été déterminée par *Florent Lyard* du LEGOS. Nous avons forcé le modèle WW3 par les sorties du modèle haute résolution ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$) ALADIN de MétéoFrance, complétées sur les zones que ce dernier ne couvre pas par les sorties du modèle ARPEGE de MétéoFrance (0.25° en Méditerranée).

3.2.5.2 Les apports fluviaux

Afin de prendre en compte les apports fluviaux de matériel particulaire, nous avons imposé une concentration de matière en suspension à l'embouchure des fleuves. Cette dernière a été obtenue à

3.2 Modules de transport sédimentaire

l'aide de formulations reliant le débit solide au débit liquide.

Pour déterminer l'apport de matières rhodaniennes, nous avons utilisé la relation calculée par *Sempéré et al.* [2000] :

$$\log(C) = -6.469 + 2.484 \log(D) \quad (3.86)$$

où D est le débit liquide et C est la concentration de matière en suspension totale dans le fleuve. La concentration de la classe de particules 1 est ensuite déduite en fonction de la distribution granulométrique caractéristique du fleuve. La granulométrie du Rhône a été estimée en fonction des travaux de thèse de *Christelle Antonelli* (CEREGE) : les pourcentages d'argile, de silt et de sable ont été fixés respectivement à 22.5, 75.5 et 2 %.

Pour l'Hérault, nous avons utilisé la relation débit liquide/débit solide établie par *Petelet-Giraud et al.* [2003] :

$$\log(C) = 10^{-3} [1.9247 (\log D)^2 - 4.3949 \log D + 2.7407] \quad (3.87)$$

Nous avons déterminé le débit solide de la Têt à partir des travaux de *Serrat et al.* [2001] :

$$\log(C) = 10^{-3} [0.5057 (\log D)^2 - 4.537 \log D + 1.087] \quad (3.88)$$

La relation calculée par *Serrat* [1999] a permis d'estimer les apports solides de l'Agly :

$$Q_s = 0.541 D^{1.1829} \quad D < 50 \quad (3.89)$$

$$Q_s = 13.27 D^{1.434} \quad D > 50 \quad (3.90)$$

où Q_s est le débit en tonnes par heure.

Ne possédant pas d'informations sur les débits solides de l'Orb, de l'Aude et du Tech, nous avons estimé les deux premiers d'après *Petelet-Giraud et al.* [2003] et le troisième d'après *Serrat et al.* [2001]. Enfin les apports de matière du Vidourle et du Lez ont été négligés. La granulométrie de la Têt a été estimée à partir de mesures *in situ* (*Javier Garcia Esteves*, CEFREM, communication personnelle). Nous avons fixé la même distribution granulométrique au niveau du Tech, de l'Agly, de l'Aude, de l'Orb et l'Hérault.

3.2.6 Conclusion

Les modules de transport sédimentaire ont été développés à partir de paramétrisations simples et comportent certaines limitations dont nous sommes conscients. Toutefois, la complexification de ces

modules aurait requis davantage d'observations dont nous ne disposons pas forcément. La comparaison des sorties du modèle avec les observations *in situ* nous permettra de valider les modules de transport sédimentaire et de mettre en évidence les points à améliorer par la suite.

Chapitre 4

L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

4.1 Introduction

La remise en suspension de particules influence largement le fonctionnement de l'écosystème. En effet, la remise à disposition dans la colonne d'eau d'une grande quantité de matière organique et inorganique est susceptible de modifier significativement les productions primaire et bactérienne. De plus, l'augmentation de concentration de matière en suspension réduit la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau. La resuspension peut aussi provoquer le relargage de polluants, souvent déposés devant l'embouchure des fleuves et, par conséquent, influencer la qualité de l'environnement marin. Plusieurs études ont donc été réalisées pour comprendre les facteurs qui en sont responsables, pour la paramétrer et, enfin, pour la quantifier. Les plateaux continentaux situés dans l'Océan ouvert sont caractérisés par une resuspension fréquente et régulière, générée sous l'effet des courants de marée et d'un régime de houles très énergétiques [Sherwood *et al.*, 1994; Ogston et Sternberg, 1999; Puig *et al.*, 2003]. En Méditerranée, en raison de l'absence de marée les fortes houles et les courants intenses générés par les **tempêtes** apparaissent comme les processus majeurs contrôlant la resuspension [Puig *et al.*, 2001, 2002; Guillen *et al.*, 2002; Palanques *et al.*, 2002]. Sur le plateau de l'Ebre, les tempêtes peuvent ainsi induire la remise en suspension de particules jusqu'à 60 m de profondeur [Puig *et al.*, 2001; Palanques *et al.*, 2002].

Dans le Golfe du Lion, les tempêtes de vent de sud-est engendrent une élévation du niveau de la mer et sont souvent associées à d'intenses précipitations et des houles très énergétiques. Lors d'épisodes particulièrement intenses, ces houles atteignent des hauteurs significatives et des périodes de vague supérieures à 7 m et 10 s respectivement [Ferré *et al.*, 2005]. De 1996 à 2000, trois tempêtes de cette intensité ont été enregistrées : le 17 décembre 1997, le 12 novembre 1999 et le 23 décembre 2000.

L'expérience VENT, qui a eu lieu au cours de l'automne 1999, avait pour but de mettre en évidence l'impact des tempêtes sur la faune benthique, la production primaire et la remise en suspension. Au cours de cette expérience, un jeu inédit d'observations hydrodynamiques, sédimentaires, chimiques et biologiques ont permis de documenter la tempête de novembre 1999 en un point de la baie de Banyuls-sur-Mer, située au Sud-ouest du Golfe du Lion.

La période de la tempête de 1999 a déjà fait l'objet d'une modélisation unidimensionnelle du profil de matière en suspension [Ferré *et al.*, 2005]. La modélisation tridimensionnelle, réalisée dans cette thèse, a pour objectif de mieux comprendre l'hétérogénéité spatiale de la remise en suspension induite par l'action combinée de la houle et du courant, la dispersion du sédiment associée aux courants et

4.2 La zone d'étude

l'apport de sédiment externe dans la baie. Elle nous offre aussi une première occasion de confronter les sorties des modules de transport sédimentaire à des observations et constitue donc le premier exercice de calibration et validation de ces modules.

Nous présentons d'abord le site et l'expérience VENT. Puis, après une description de l'implémentation du modèle pour cette étude, nous montrons les résultats de la modélisation de l'hydrodynamique puis du transport sédimentaire. Nous finissons par une étude de sensibilité qui nous permet de mieux apprécier la qualité des résultats.

4.2 La zone d'étude

La baie de Banyuls-sur-Mer est située dans la partie sud-ouest du Golfe du Lion (figure 4.1), région où les courants induits par les tempêtes de sud-est sont les plus intenses (c.f. chapitre 5). Le Cap Béar, qui ferme la baie au Nord, affaiblit le vent de nord-ouest (Tramontane), dominant dans cette région. Le fond de la baie est recouvert principalement de sable fin et de vase de diamètre supérieur à $30\ \mu\text{m}$, entre 6 et 30 m de profondeur. Puis, à partir de 30 m de profondeur, la fraction de particules fines prédomine dans le sédiment. Les vagues présentes dans la baie sont caractérisées par des hauteurs significatives et périodes de vague moyennes de 1.2 m et 4.8 s, respectivement. Deux directions de propagation sont principalement observées : la plus fréquente est associée à la Tramontane, tandis que les vagues les plus énergétiques correspondent aux tempêtes de vent marin qui ont lieu en fin d'automne et au début de printemps [Ferré et al., 2005].

4.3 L'expérience VENT

Les résultats que nous présentons dans ce paragraphe ont fait l'objet de deux publications [Grémare et al., 2003 et Ferré et al., 2005].

4.3.1 Observations

L'expérience VENT s'est déroulée du 29 octobre au 4 décembre 1999. Toutes les données collectées lors de cette expérience sont décrites précisément par Grémare et al. [2003] et Ferré et al. [2005]. Nous présentons ici brièvement les données que nous avons utilisées dans notre étude pour valider le modèle. Quatre mouillages ont été placés à proximité du site SOLA, situé à 26.3 m de profondeur, dans la partie sud de la baie (figure 4.1). Une bouée non directionnelle WaveRider constitue le premier mouillage. Elle

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

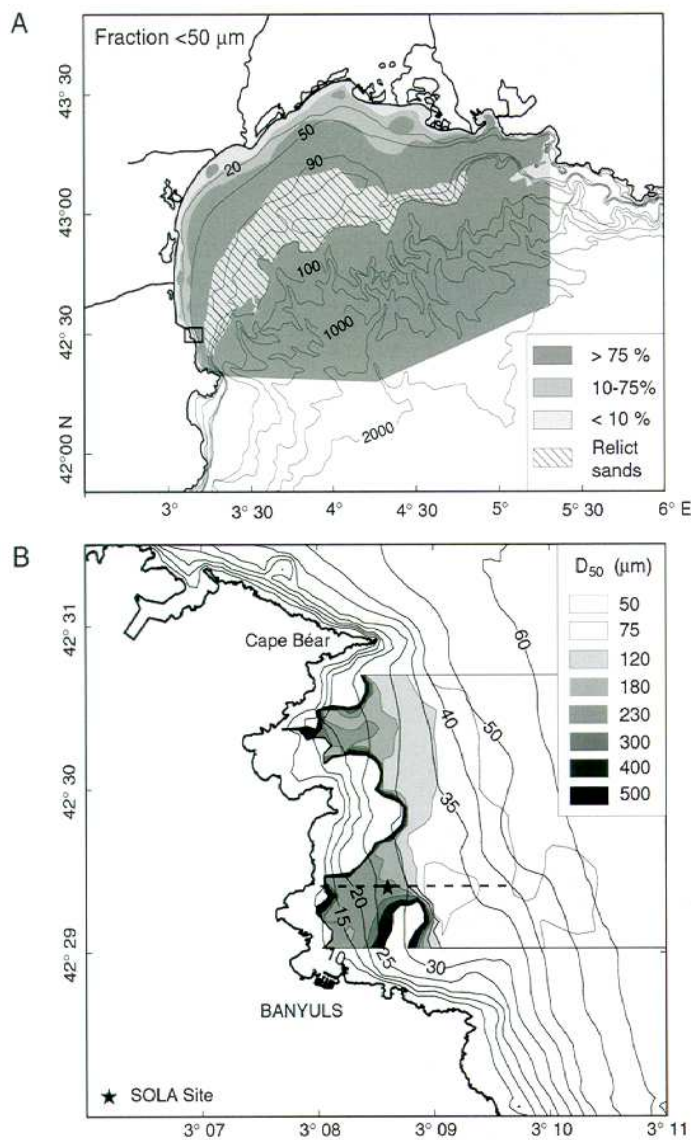


Fig. 4.1 – Bathymétrie et granulométrie dans le Golfe du Lion (A) et dans la baie de Banyuls-sur-Mer (B). La localisation de la zone d'étude dans le Golfe du Lion est repérée par un rectangle sur la figure A. Le site SOLA est indiqué sur la figure B par une étoile. La zone blanche près de la côte est caractérisée par un $D_{50} > 500 \mu\text{m}$. Extrait de Ferré et al. [2005].

4.3 L'expérience VENT

permet de mesurer l'élévation de surface pendant 20 min toutes les 30 min et d'en déduire la hauteur significative et la période de vague. Un courantomètre Aanderaa RCM9 placé à 3.3 m au dessus du fond et un capteur Aanderaa OBS ont mesuré la température, la turbidité et le courant (intensité et direction) près du fond. Un troisième mouillage a été équipé d'un ADCP visant vers le fond localisé à 5.3 m au dessus du fond. Le courant et l'intensité acoustique ont été échantillonnés entre 0.5 et 4.3 m au dessus du fond, avec une résolution verticale de 20 cm. Enfin, des pièges à particules ont été placés à 10 et 20 m de profondeur et prélevés tous les 3 à 4 jours.

Par ailleurs, des profils de température, salinité et turbidité ont été effectués à l'aide d'une sonde CTD les jours de conditions météorologiques calmes. Des moyennes horaires de direction et de vitesse de vent mesurées à la station de MétéoFrance du Cap Béar ont également été acquises.

4.3.2 Conditions météorologiques et fluviales

Pendant l'expérience, le vent de nord-ouest (Tramontane) a clairement prédominé (figure 4.2). On distingue deux périodes où ce vent a été particulièrement fort : du 6 au 11 novembre et du 16 au 26 novembre. D'autre part, un vent de forte intensité a soufflé du sud-est du 12 au 14 novembre. Ce vent fut associé à des précipitations, une élévation du niveau de la mer voisine du demi mètre et une forte houle. La hauteur significative et la période de vague enregistrées le 12 novembre au site SOLA ont atteint des valeurs respectives de 7 m et 10 s.

La figure 4.3 montre l'évolution des débits liquides des principales rivières du Golfe du Lion d'octobre à décembre. L'Agly, la Têt et le Tech, localisés au Nord de la baie, sont les rivières les plus proches de la zone d'étude (10-15 km). Le 22 octobre, une semaine avant le début de l'expérience, des crues ont eu lieu dans le Rhône et l'Hérault. Des pics de débit ont ensuite été enregistrés dans les rivières situées dans la partie ouest du Golfe du Lion lors de la tempête de vent de sud-est, mi-novembre.

4.3.3 Précédents résultats

Observations courantologiques et hydrologiques

Pendant les périodes calmes, les courants mesurés dans la couche de fond au niveau du site SOLA présentent une direction variable et une vitesse comprise entre 1.5 et 10 $cm s^{-1}$. Pendant la tempête, le courant est orienté dans la direction N-NO et l'intensité du courant augmente. Des vitesses de 35 $cm s^{-1}$ sont enregistrées à 23 m de profondeur. Puis, pendant la période de relaxation, une inversion

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

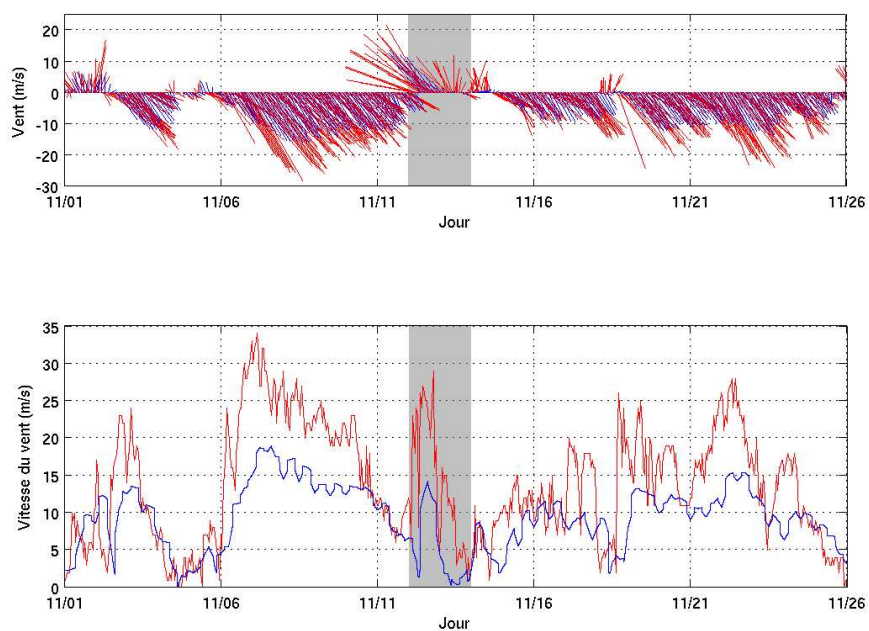


Fig. 4.2 – Comparaison du vent ($m s^{-1}$) simulé par le modèle ALADIN (en bleu) à celui mesuré à la station de MétéoFrance du Cap Béar (en rouge). Le baton représente le vecteur vitesse du vent, l'origine du vecteur est positionné sur l'axe $y=0$.

4.3 L'expérience VENT

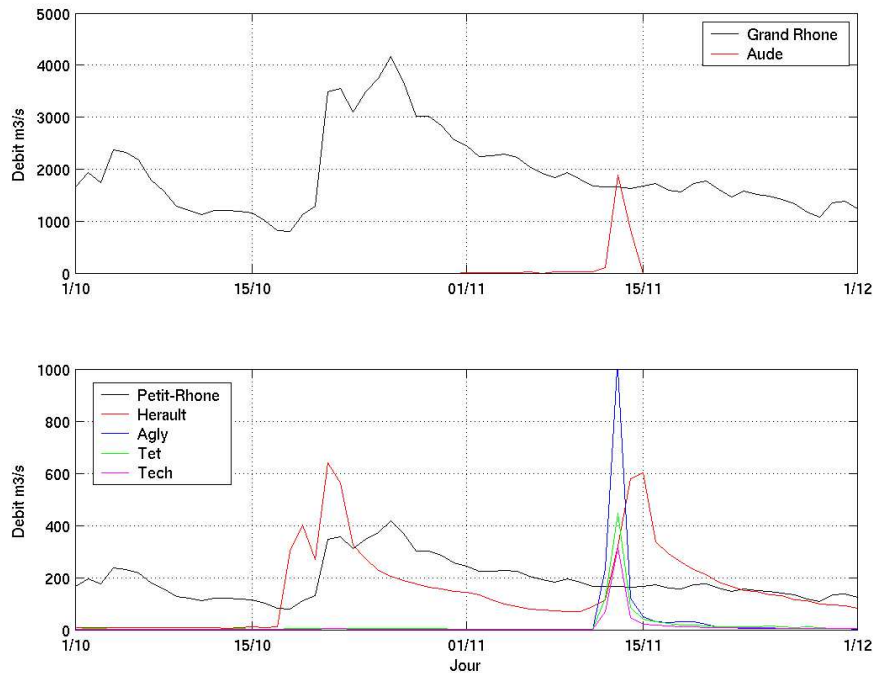


Fig. 4.3 – Débits ($m^3 s^{-1}$) des principales rivières du Golfe du Lion.

de direction de courant, alors dirigé vers le Sud-est, est observée.

Les variations de température au cours de l'expérience ont été mises en évidence par les profils verticaux (figure 4.4) : la colonne d'eau est refroidie et homogénéisée par mélange vertical pendant le premier épisode de Tramontane, du 6 au 11 novembre. Juste après la tempête, une augmentation de la température est observée près du fond. Enfin, le deuxième épisode de Tramontane qui a lieu fin novembre refroidit et homogénéise de nouveau la colonne d'eau.

Particules en suspension et dans le sédiment

La figure 4.5 présente les profils de concentration de matière en suspension mesurés avec un transmissiomètre ; ceux-ci sont prolongés près du fond par les concentrations calculées à partir de la rétro-diffusion de l'ADCP.

Avant la tempête, la concentration de matière en suspension (MES dans la suite) est comprise entre 0.5 et 3 $mg L^{-1}$ à plus de 3 m au dessus du fond (figure 4.5). Plus près du fond, elle atteint des valeurs qui varient entre 5 et 8 $mg L^{-1}$. Pendant la tempête, la concentration de MES augmente de manière significative près du fond (figure 4.6). A 3 m au dessus du fond, elle atteint environ 40 $mg L^{-1}$. Les

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

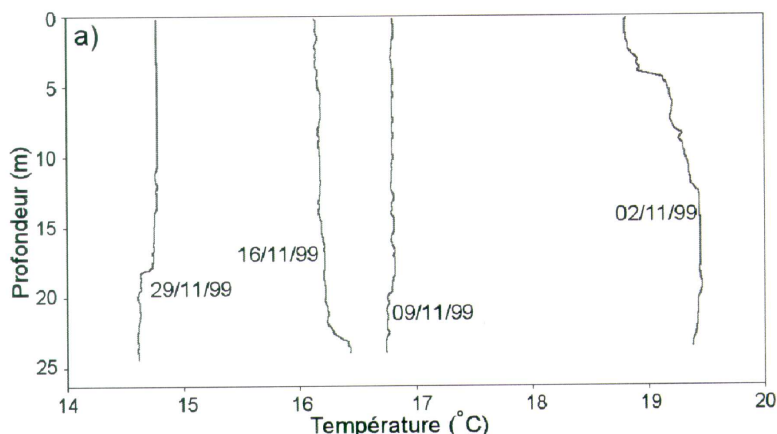


Fig. 4.4 – Profils verticaux de température ($^{\circ}\text{C}$) observés le 2, 9, 16 et 29 novembre 1999. Extrait de Ferré [2004].

mesures CTD effectuées juste après la tempête révèlent une augmentation de concentration d'un facteur 2 à 3 sur toute la colonne d'eau (profil mesuré le 16 novembre, figure 4.5). La concentration diminue rapidement pendant les trois premiers jours qui suivent la tempête, puis plus doucement jusqu'au 26 novembre (figure 4.6).

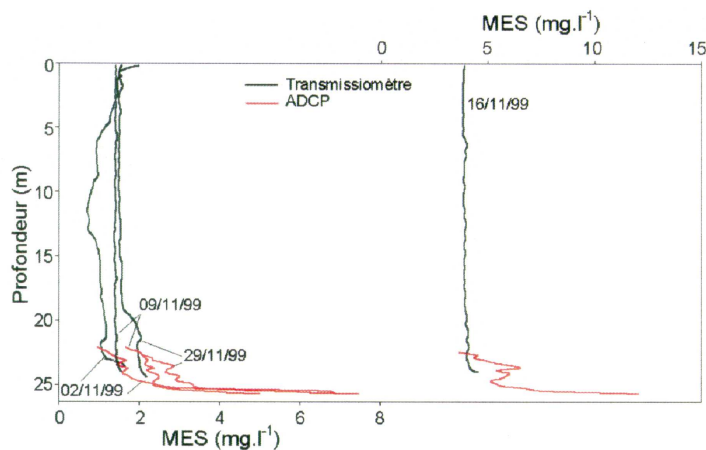


Fig. 4.5 – Profils verticaux de concentration particulaire (mg L^{-1}) observés le 2, 9, 16 et 29 novembre 1999. Extrait de Ferré [2004].

A l'issue de la tempête, une augmentation transitoire des particules fines ($D < 63 \mu\text{m}$) dans le sédiment superficiel a été mesurée (voir plus loin figure 4.23). En effet, alors qu'elle est de l'ordre de 5 % avant la tempête, la proportion des particules fines est évaluée à 21 % après la tempête. De plus, la forte déviation standard de la composition des échantillons en particules fines dans le sédiment suggère une

4.3 L'expérience VENT

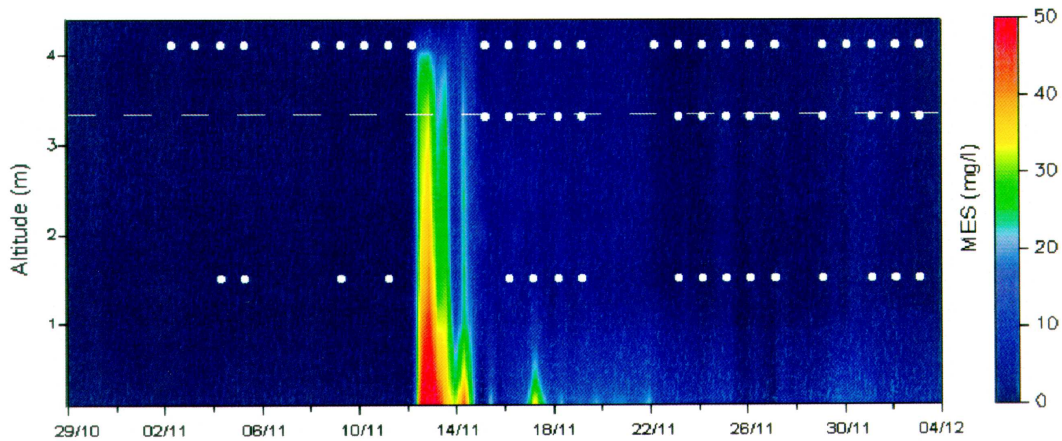


Fig. 4.6 – Evolution temporelle de la concentration particulaire (mg L^{-1}) dans la couche de fond. Extrait de Ferré [2004].

forte variabilité spatiale du dépôt de ces particules à petite échelle.

La période de relaxation de la tempête a duré environ deux semaines pour la matière en suspension et la granulométrie dans le sédiment.

Modélisation Unidimensionnelle Verticale (1DV)

Une modélisation de la tempête a été effectuée par *Katell Guizien* du LOBB pour étudier, d'une part, l'impact des conditions hydrodynamiques sur la resuspension des différentes classes de sédiment et, d'autre part, l'impact de la tempête le long d'un transect côte/large de profondeur et de granulométrie variables. Le modèle utilisé est le modèle 1DV R.A.N.S. (Reynolds Average Navier Stokes) basé sur un schéma de turbulence $k\omega$ [Guizien et al., 2003], couplé à un sédiment distribué sur 4 classes de particules. Ce modèle instationnaire résout l'écoulement dans la couche limite de fond généré par l'interaction houle/courant. Les résultats de modélisation montrent que la fraction de particules fines ($D=30 \mu\text{m}$) contribue majoritairement à la concentration de MES mesurée entre 1 et 4 m au dessus du fond. Ces résultats sont en accord avec les analyses des pièges à particules où un diamètre médian D_{50} de $22 \mu\text{m}$ a été déterminé après la tempête. Les sorties du modèle (niveau et profil vertical de concentration) sont proches des observations pendant les trois premières heures de la tempête. Puis, le modèle surestime la concentration d'un facteur 16.5, 5 h après le début de la tempête, suggérant un effet de pavage non pris en compte par le modèle. Enfin, le modèle transposé à d'autres profondeurs le long d'un transect côte/large indique que le sédiment n'est plus affecté par la tempête pour des profondeurs

supérieures à 40 m.

Conclusion

Les observations ont mis en lumière le rôle important des tempêtes de vent de sud-est sur la resuspension et le transport sédimentaire dans la baie de Banyuls. Les conditions de vent de nord-ouest ont quant à eux un faible impact dans cette région. La modélisation 1DV précise les particules remises en suspension près du fond et les zones affectées par l'événement intense. Toutefois, cette modélisation est limitée aux premières heures de la tempête puisque l'advection et le pavage ne sont pas pris en compte. La modélisation 3D de l'expérience va permettre d'étudier le transport sédimentaire des particules remises en suspension jusqu'à la fin de la période de relaxation et de déterminer ainsi les zones de dépôt et d'érosion.

4.4 Implémentation du modèle

4.4.1 Initialisation et forçage aux frontières latérales

Modèle hydrodynamique

Nous avons utilisé une imbrication de trois grilles à résolution croissante pour cette étude. Une première grille d'une résolution de $1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km}$ permet de représenter la circulation océanique dans le Golfe du Lion. Une deuxième grille ($500 \text{ m} \times 500 \text{ m}$) précise l'hydrodynamique dans la partie sud-ouest du Golfe. Enfin, la troisième grille couvre la baie de Banyuls-sur-Mer avec une résolution de $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$. Le premier modèle est initialisé et forcé aux frontières par les sorties journalières du modèle MOM à l'aide de la méthode MPV (Modified Potential Vorticity) [Estournel *et al.*, 2003 ; site internet du poc : <http://poc.omp.obs-mip.fr/pages/researchtopics/modelling/symphonie/mpv.htm>]. Des sorties trihoraires de courant, température, salinité et élévation du niveau de la mer sont réalisées au cours des simulations des modèles 1 et 2 afin de forcer les modèles à plus haute résolution, respectivement 2 et 3. La bathymétrie du modèle de la baie de Banyuls a été fournie par *Jean-Claude Duchêne* du LOBB et interpolée par *Katell Guizien* du LOBB.

4.4 Implémentation du modèle

Modules de transport sédimentaire

De façon similaire, pour la modélisation du transport sédimentaire nous avons utilisé les trois grilles décrites ci-dessus. La concentration de MES dans le modèle du Golfe du Lion est initialement nulle et non forcée aux frontières latérales. Les modèles haute résolution sont initialisés et forcés toutes les 3 h par les sorties de concentrations calculées par les modèles basse résolution.

4.4.2 Forçages

Forçage atmosphérique

Les flux de chaleur et la tension du vent sont calculés en utilisant les formules bulk [Geenaert, 1990] à partir, d'une part, des sorties trihoraires du modèle haute résolution ALADIN de MétéoFrance (température et humidité de l'air à 2 m d'altitude, pression atmosphérique au niveau de la mer et vent à 10 m d'altitude) et, d'autre part, de la température de la mer calculée par SYMPHONIE. Le vent simulé par le modèle a été comparé au vent mesuré à la station de MétéoFrance du Cap Béar sur la période d'étude (figure 4.2). Le modèle ALADIN reproduit bien la variation d'intensité et l'alternance de direction du vent. Toutefois, la vitesse du vent est généralement nettement sous-estimée par le modèle. Dufau-Julliand [2004] a montré que pendant l'hiver 1998/1999, le modèle ALADIN sous-estime l'intensité du vent sur l'ensemble du Golfe. Cette sous-estimation est néanmoins maximale au niveau du Cap Béar. Ce défaut des sorties du modèle météorologique peut avoir des conséquences importantes sur la modélisation de la circulation océanique dans la baie de Banyuls-sur-Mer. Nous avons donc choisi d'appliquer le vent horaire mesuré au Cap Béar de façon homogène pour le modèle à plus haute résolution.

Plus localement, nous pouvons noter une mauvaise représentation du vent à la fin de la tempête. Le 13 novembre, le vent simulé est très faible par rapport au vent observé et le 14 novembre, la direction du vent observée est mal reproduite par le modèle atmosphérique.

Apports d'eau douce

Nous avons pris en compte les apports d'eau douce et de matière particulaire des principales rivières du Golfe du Lion (Rhône, Hérault, Orb, Aude, Agly, Têt, Tech). Les débits liquides journaliers du Rhône ont été fournis par la Compagnie Nationale du Rhône et ceux des autres rivières ont été relevés sur le site internet de la banque HYDRO (<http://www.rnde.tm.fr/français/ba/baba0009.htm>). Une valeur

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

de température de 13°C [Poirel *et al.*, 2001] est prescrite à l'embouchure des rivières et une salinité nulle est imposée. Les débits solides ont été déduits des relations mentionnées dans le chapitre 3.

Houle

Afin de calculer l'interaction houle/courant dans la couche limite de fond, nous avons utilisé les sorties (hauteur significative, période et direction de vague) du modèle WW3 (Wavewatch3) ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$). Ce dernier a été forcé par les sorties de vent des modèles ALADIN et ARPEGE de MétéoFrance. Nous avons comparé les sorties du modèle de vague avec les données des bouées de houle localisées à Sète (au centre, profondeur = 32 m, lat = 43°19.7' N, lon = 3°39.05' E), en Camargue (au Nord-est, lat = 43°21' N, lon = 4°34' E) et dans la baie de Banyuls-sur-Mer au site SOLA (figure 4.7). Les données des bouées de Sète et de Camargue nous ont été fournies par le CETMEF (Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales).

Le modèle reproduit bien les variations temporelles de hauteur significative et de période de vague. Cependant, on distingue des légères différences entre les sorties du modèle et les observations. Dans la baie de Banyuls, la période de vague est surestimée pendant la seconde période de la tempête alors que la hauteur significative est, elle, sous-estimée. Compte tenu des écarts observés au site SOLA, où se déroule l'expérience, nous avons choisi d'appliquer les paramètres de houle mesurés au site SOLA, homogènes sur l'ensemble du domaine dans le modèle de la baie de Banyuls-sur-Mer. L'impact de la variabilité spatiale de la houle sur la resuspension et le transport sédimentaire sera étudié dans le paragraphe 4.5.3.

Paramètres d'érosion

Après différents essais sur les paramètres du modèle de transport sédimentaire, nous avons fixé la tension critique pour les fonds cohésifs à 0.2 N m^{-2} , le paramètre d'érosion γ_0 de la relation établie par *Smith et Mc Lean* [1977] à 10^{-4} et le taux d'érosion pour les fonds cohésifs à $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Ces paramètres sont compris dans les gammes respectives citées dans la littérature (chapitre 3). Des tests de sensibilité présentés dans le paragraphe 4.5.3, nous permettrons d'évaluer la sensibilité des résultats liée à ces trois paramètres.

4.4 Implémentation du modèle

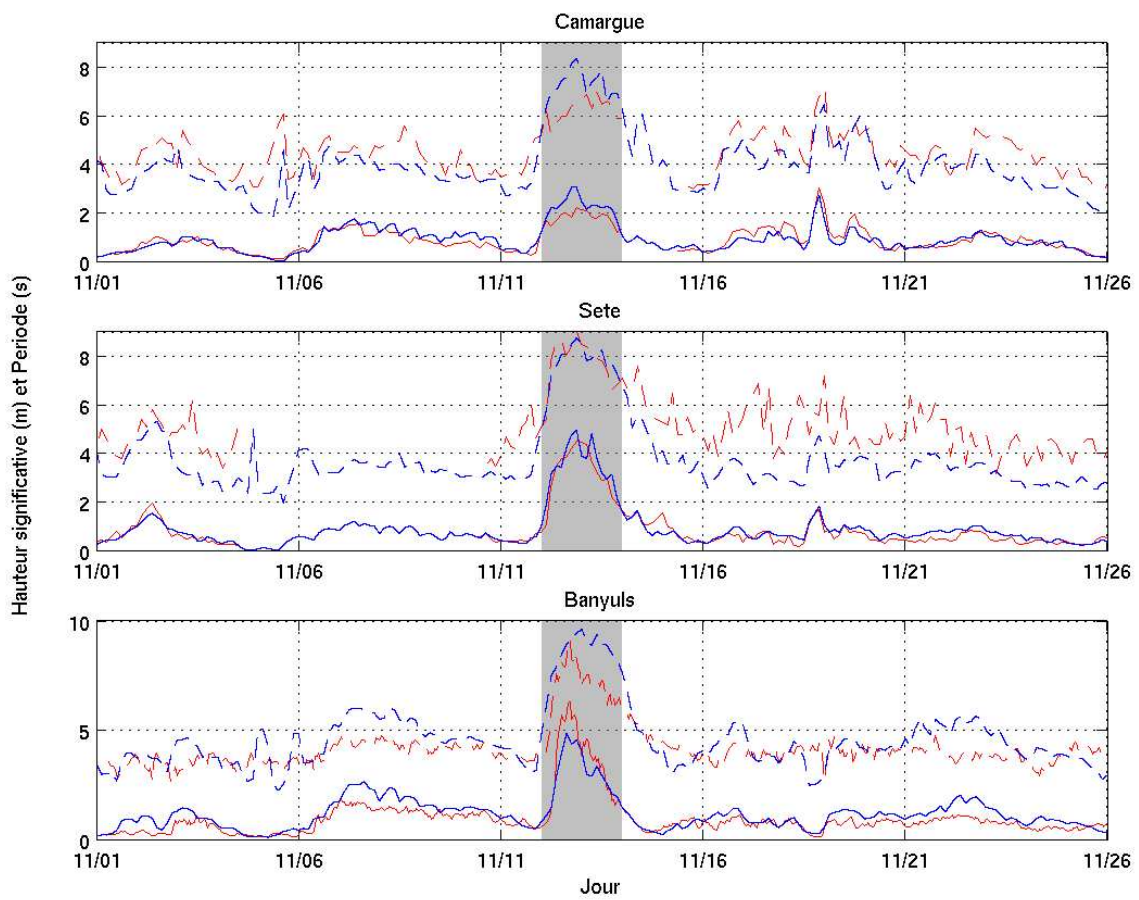


Fig. 4.7 – Comparaison des hauteurs significatives (m) (trait plein) et périodes de vague (s) (pointillés) simulées par le modèle WW3 (courbes bleues) à celles observées en Camargue, à Sète et à Banyuls (courbes rouges).

4.4.3 Initialisation du sédiment

Nous avons précisé la granulométrie du sédiment dans la baie de Banyuls à l'aide des données des campagnes en mer NATURA 2000 (François Charles, Martin Desmalades, Observatoire de Banyuls-sur-Mer), interpolées sur la grille du modèle. D'autre part, des rochers bordent les côtes dans la baie et au Nord du Cap Béar. Nous avons donc utilisé un masque de rochers établi par *Katell Guizien* du LOBB. Aux points de grille masqués, nous supposons qu'il n'y a pas d'érosion, ce qui se traduit par un flux eau/sédiment nul. Le D_{50} et la fraction de sable obtenus sont illustrés sur la figure 4.8.

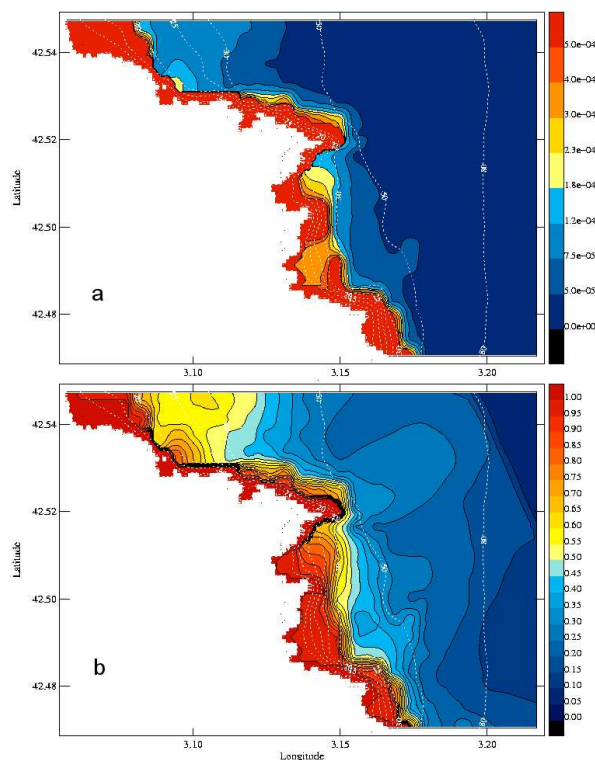


Fig. 4.8 – D_{50} (m) (a) et fraction de sable (b) dans le sédiment à l'initialisation.

4.5 Résultats

4.5.1 Modélisation hydrodynamique

Comparaison qualitative entre les champs de salinité simulés et les images Seawifs

Nous avons acquis des images Seawifs sur la période de l'expérience à partir du site internet italien du Joint Research Centre (http://marine.jrc.cec.eu.int/frames/archive_seawifs.htm) afin de les com-

4.5 Résultats

parer avec les sorties du modèle du Golfe du Lion. Les images Seawifs présentent la concentration de chlorophylle en surface. Nous sommes conscients que cette comparaison ne peut pas fournir une validation quantitative et rigoureuse du modèle. Toutefois, ces images permettent de visualiser les structures de panaches fluviaux riches en chlorophylle et de les comparer aux structures de salinité de surface modélisées.

Le 31 octobre, 9 jours après les crues du Rhône et de l'Hérault, on observe de fortes concentrations en chlorophylle le long de la côte (figure 4.9 a). Les salinités de surface simulées sont également faibles (couleur rouge) le long de la côte (figure 4.9 e), ce qui montre un bon accord avec les observations. Le panache est ensuite maintenu à la côte par un vent de sud, jusqu'au 2 novembre. Le 4 novembre, le panache s'est élargi et étendu vers le large, dans les observations et les sorties du modèle (figures 4.9 b et f), sous l'effet d'un vent de nord qui souffle depuis 1 jour. Le 9 novembre, les concentrations en chlorophylle ont diminué et les salinités de surface augmenté, probablement en raison du mélange vertical induit par les forts vents de nord et nord-ouest (figures 4.9 c et g). Le 15 novembre, trois jours après la tempête et les crues associées, des concentrations en chlorophylle significatives sont observées le long de la côte (figure 4.9 d). Les panaches fluviaux simulés ont été contraints de s'écouler le long de la côte vers l'Ouest, puis vers le Sud sous l'influence du vent de sud-est (figure 4.9 h).

Cette comparaison permet donc de conclure sur la bonne représentation des structures de panaches fluviaux dans le Golfe du Lion pendant la période étudiée.

Courantologie

La modélisation montre que le courant dans la baie présente une forte variabilité spatiale en direction et en intensité. Afin de comparer les sorties du modèle aux observations près du fond au niveau du site SOLA, nous avons donc analysé le courant en plusieurs points de grille du modèle proches de celui correspondant au site SOLA. Les résultats de comparaison les plus probants sont obtenus pour un point situé à 500 m au Sud-ouest du site SOLA et sont représentés sur la figure 4.10. Nous pouvons noter que les courants simulé et observé sont globalement orientés vers le Nord-ouest avant la tempête. L'intensité proche de 10 cm s^{-1} est bien restituée par le modèle. Pendant la tempête, le courant reste dirigé vers le Nord-ouest et s'intensifie, dans les observations et la simulation. On note cependant que l'augmentation du courant simulé est légèrement anticipée (d'environ 4 h) et nettement atténuée, en comparaison avec les observations. La différence d'intensité pourrait s'expliquer par le fait qu'on ne prend pas en compte les courants induits par la houle (dérive de Stokes, dérive littorale entre autres),

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

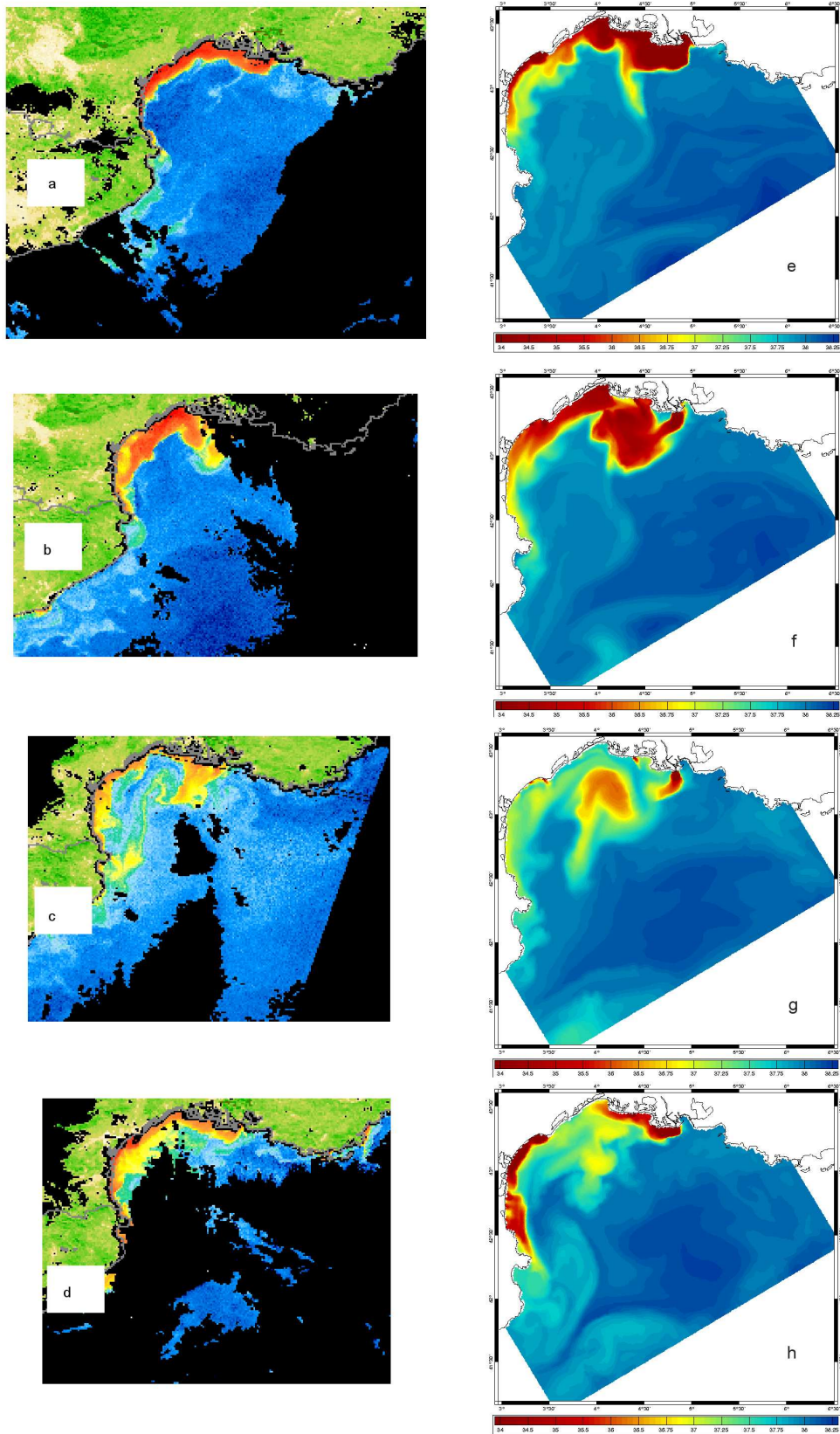


Fig. 4.9 – Images Seawifs du (a) 31/10, (b) 04/11, (c) 09/11, (d) 15/11 et champs de salinité de surface simulés pour le (e) 31/10, (f) 04/11, (g) 09/11, (h) 15/11 (rouge : $S < 35$; bleu : $S > 37.75$).

4.5 Résultats

les interactions houle/courant ou les effets de l'état de la mer sur la tension du vent. A la fin de la tempête (13-14 novembre), le courant simulé diffère des observations. La mauvaise représentation du vent sur cette période, mise en évidence dans le paragraphe 4.4.2, pourrait expliquer ce défaut. Après la tempête (du 18 au 21 novembre), l'inversion de direction du courant est bien reproduite par le modèle. Au point du modèle correspondant au site SOLA, le courant est surestimé pendant les épisodes de vent de nord (courbe verte, figure 4.10). En effet, ce dernier atteint 30 cm s^{-1} alors que la vitesse du courant mesurée n'excède pas 15 cm s^{-1} . L'écart des vitesses observée et modélisée à SOLA pourrait être attribué en partie à la surestimation du vent. Nous avons en effet appliqué le vent enregistré au Cap Béar sur l'ensemble du domaine. Or, le Cap Béar protégeant la baie des vents de nord, la Tramontane mesurée au Cap Béar devrait être atténuée dans l'Anse nord de la baie (communication personnelle, *Katell Guizien*).

L'évolution temporelle du courant près du fond met donc en évidence, grossièrement, trois types de circulation au niveau du site SOLA : un courant modéré dirigé vers le Nord-ouest, un fort courant dirigé aussi vers le Nord-ouest et un courant modéré orienté vers le Sud-est. Nous allons voir que ces circulations sont spécifiques aux trois situations atmosphériques rencontrées pendant l'expérience (vent de nord-ouest, vent intense de sud-est et vent d'ouest-nord-ouest).

Du 6 au 11 novembre, la Tramontane et le Mistral soufflent sur le Golfe du Lion (figure 4.11 a). Cette association de vents induit une circulation anticyclonique sur le plateau au Nord du Golfe ainsi qu'un courant orienté vers le Sud à l'Ouest (figure 4.11 b), comme l'ont mis en évidence *Estournel et al.* [2003]. Le modèle intermédiaire précise la circulation dans la partie sud-ouest du plateau (figure 4.11 c). Deux branches de courant, situées en milieu de plateau et le long de la côte, dirigées vers le Sud, se rejoignent au Nord du Cap Béar et s'écoulent jusqu'au Cap Creus. Dans la baie de Banyuls, on observe une première circulation anticyclonique au Sud et une seconde circulation cyclonique au Nord (figure 4.11 d). Un courant côtier apparaît également dans le Sud de la baie. Le courant est donc bien dirigé vers le Nord-ouest au niveau du site SOLA (symbolisé par une étoile sur la figure 4.11 d).

Du 12 au 14 novembre, l'intense vent de sud-est génère une circulation cyclonique sur le plateau (figures 4.12 a et b). De forts courants sont observés le long de la côte et sur le plateau externe. Dans la partie sud-ouest, une branche de courant orientée vers le Sud s'étend sur l'ensemble du plateau (figures 4.12 b et c). La figure 4.12 d montre alors une intensification des deux circulations tourbillonnaires précédemment établies par vent de nord-ouest dans la baie de Banyuls.

Du 16 au 26 novembre, le vent souffle alternativement du Nord-ouest à l'Ouest-nord-ouest. Le vent

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

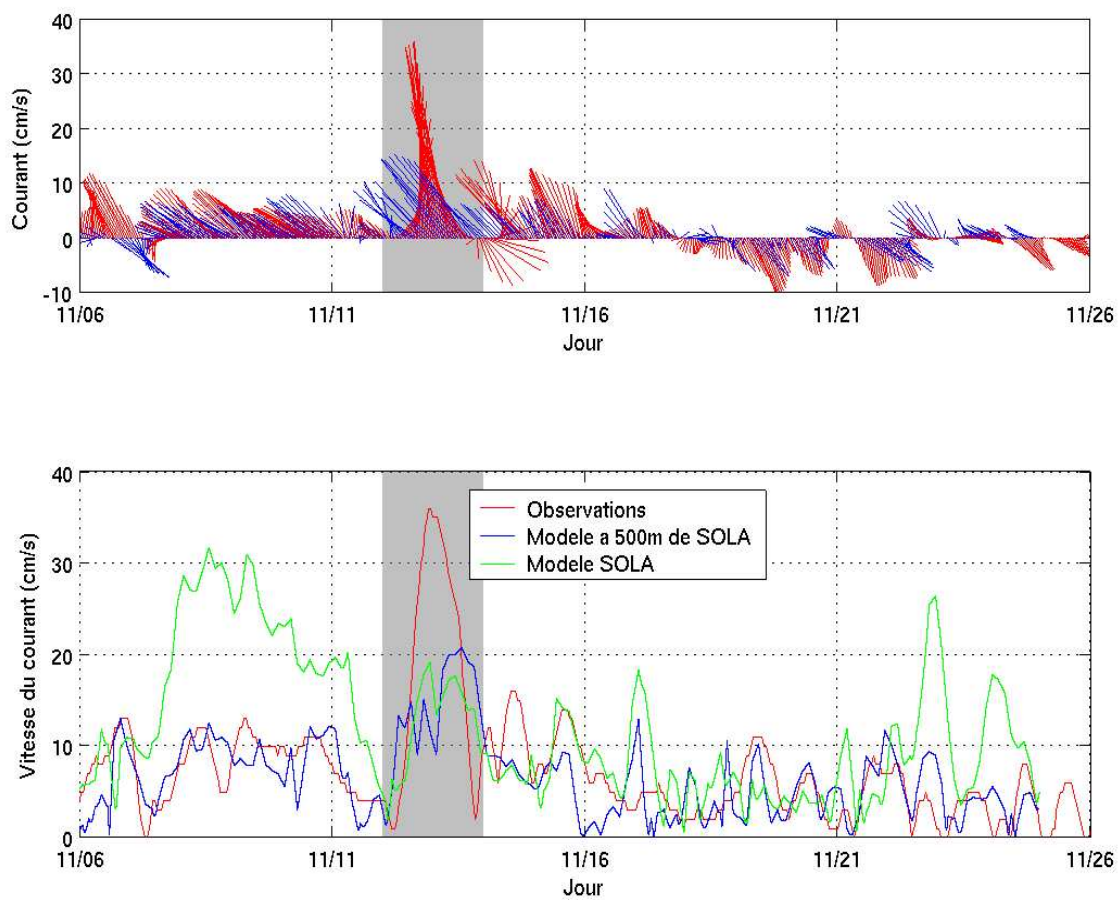


Fig. 4.10 – Evolution temporelle des courants (cm s^{-1}) observé et simulé à 3 m au dessus du fond près du site SOLA (en vert : au site SOLA ; en bleu : à 500 m du site SOLA). La zone grisée délimite la période de la tempête. Le baton représente le vecteur vitesse du courant, l'origine du vecteur est positionné sur l'axe $y=0$.

4.5 Résultats

canalisé d'ouest-nord-ouest qui prédomine du 17 novembre à 12 h jusqu'au 24 novembre à 0 h induit une circulation anticyclonique sur l'ensemble du plateau (figures 4.13 a et b). Les zones de forte intensité du courant occupent les plateaux interne et externe. Le modèle intermédiaire montre que le courant est dirigé vers le Nord au large de la baie de Banyuls (figure 4.13 c). La figure 4.13 d met en évidence un courant côtier qui s'écoule vers le Sud-est au Nord du Cap Béar et dans la baie de Banyuls, en accord avec les observations au site SOLA.

L'imbrication des trois modèles nous a donc permis de représenter correctement la circulation dans la baie de Banyuls pendant l'expérience VENT, comme le montre les comparaisons observations / modélisation. On constate que cette dernière est largement influencée par la circulation induite par le vent sur le plateau du Golfe du Lion et localement.

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

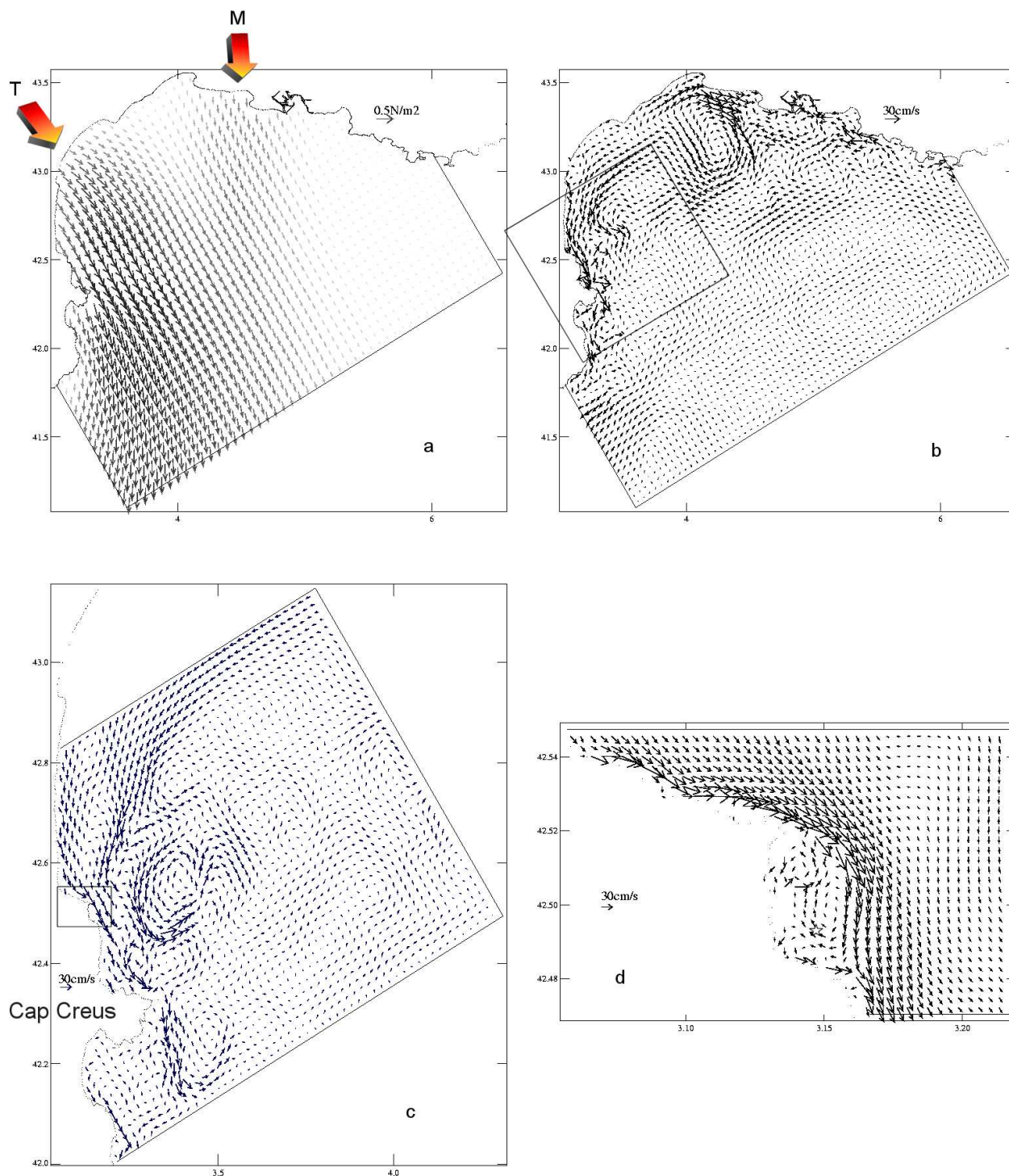


Fig. 4.11 – Champs de tension de vent (N m^{-2}) (a) et de courant moyen (cm s^{-1}) (b), (c) et (d) simulés pour le 8 novembre 1999 à 12 h.

4.5 Résultats

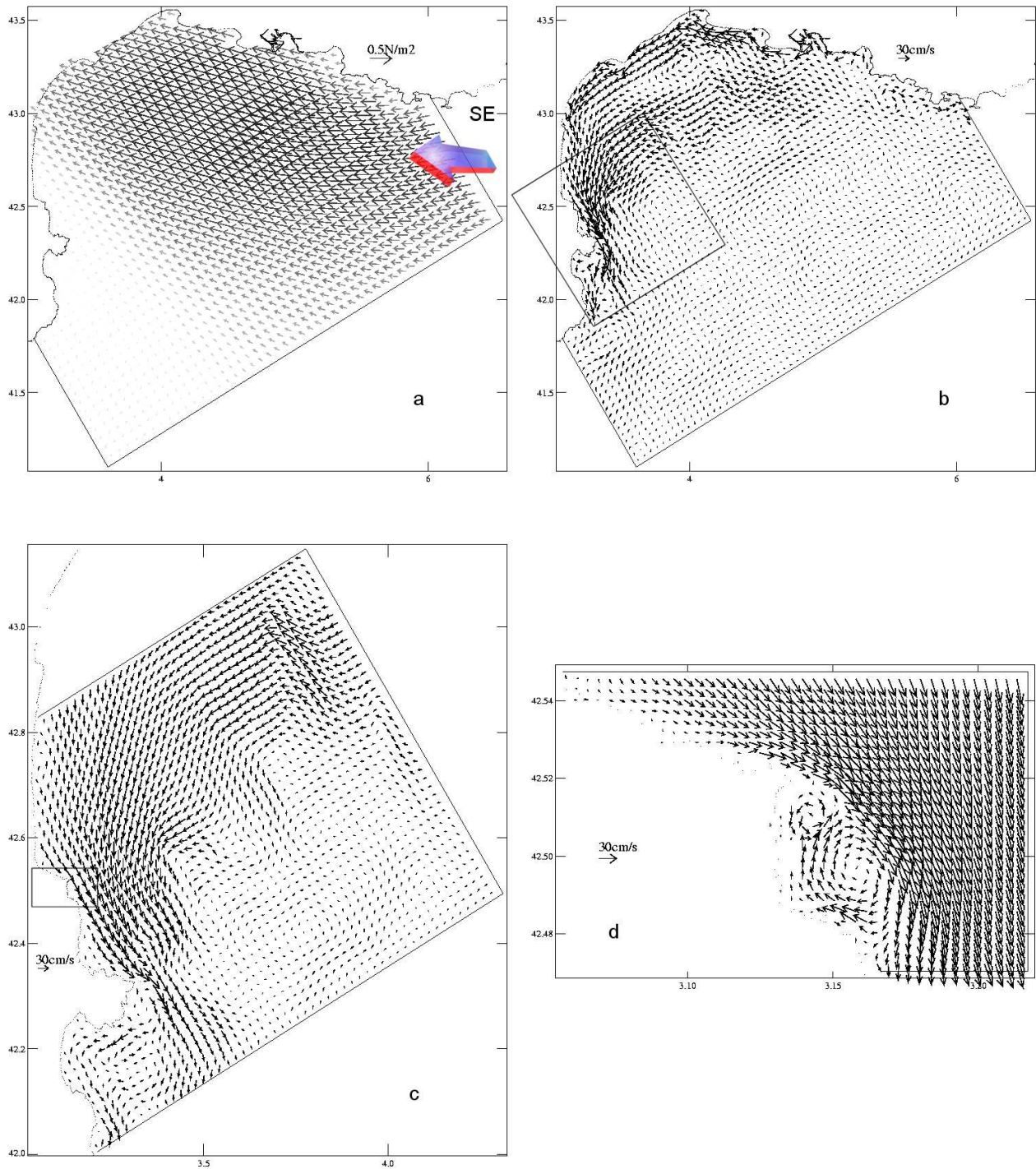


Fig. 4.12 – Champs de tension de vent ($N m^{-2}$) (a) et de courant moyen ($cm s^{-1}$) (b), (c) et (d) simulés pour le 13 novembre 1999 à 0 h.

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

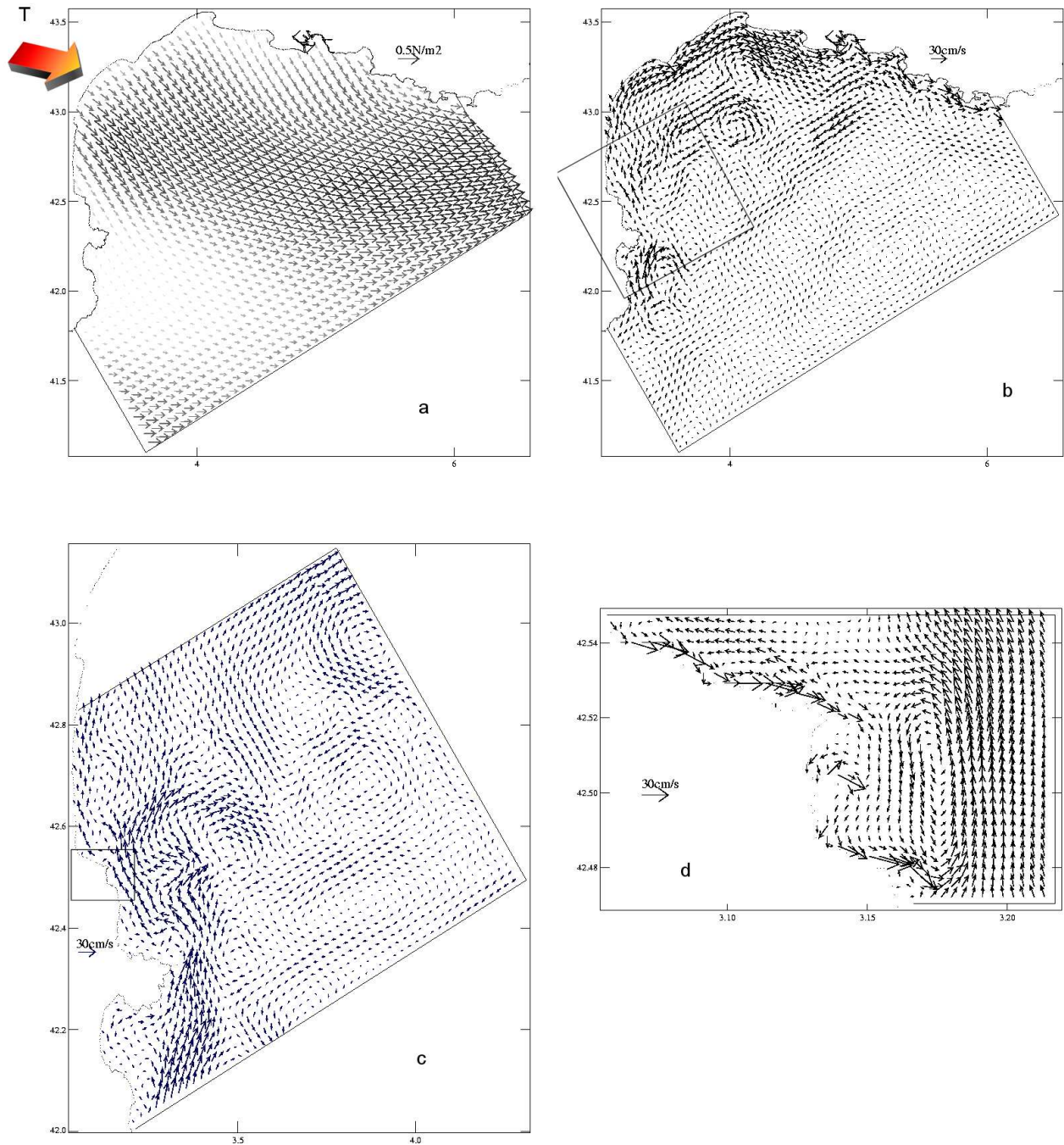


Fig. 4.13 – Champs de tension de vent ($N\ m^{-2}$) (a) et de courant moyen ($cm\ s^{-1}$) simulés (b), (c) et (d) pour le 19 novembre 1999 à 0 h.

Hydrologie

La figure 4.14 montre l'évolution temporelle de la température près du fond au niveau du site SOLA. Une première chute modérée de température (0.5°C) est visible dans les observations et les sorties du modèle le 4 novembre, après un épisode de vent de nord modéré. Puis, l'intensification du refroidissement (2.5°C) lors du long épisode de Tramontane, du 6 au 11 novembre, est bien reproduite par le modèle. Une deuxième chute significative de température (1.5°C) a lieu du 19 au 22 novembre pendant le second événement intense de vent de nord. Toutefois, des différences entre les sorties du modèle et les observations sont identifiables : la température simulée augmente de manière significative pendant la tempête alors que la température observée n'augmente qu'à l'arrêt du vent de sud-est. Dans la simulation, un refroidissement non observé est notable du 15 au 19 novembre. Il semble que le modèle anticipe donc l'augmentation de la température. La mauvaise représentation du courant à la fin de la tempête pourrait en partie expliquer ces différences.

On note aussi un biais de température d'environ 1°C sur toute la période. Ce dernier défaut peut être imputé aux conditions aux limites. La figure 4.15 montre la température de surface observée par satellite et celle simulée, trois jours après l'initialisation du modèle du Golfe du Lion (résolution : 1.5 km) ; en dehors des zones d'influence du Rhône, les températures observées par satellite sur le plateau semblent être supérieures à 20°C , alors que les températures simulées varient entre 18 et 20°C .

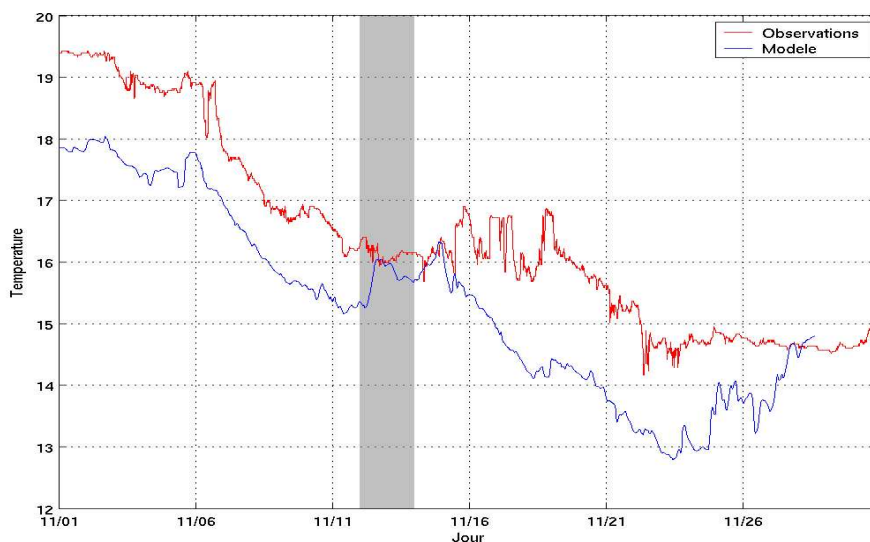


Fig. 4.14 – Evolution temporelle des températures ($^{\circ}\text{C}$) observée et simulée à 3 m au-dessus du fond au site SOLA.

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

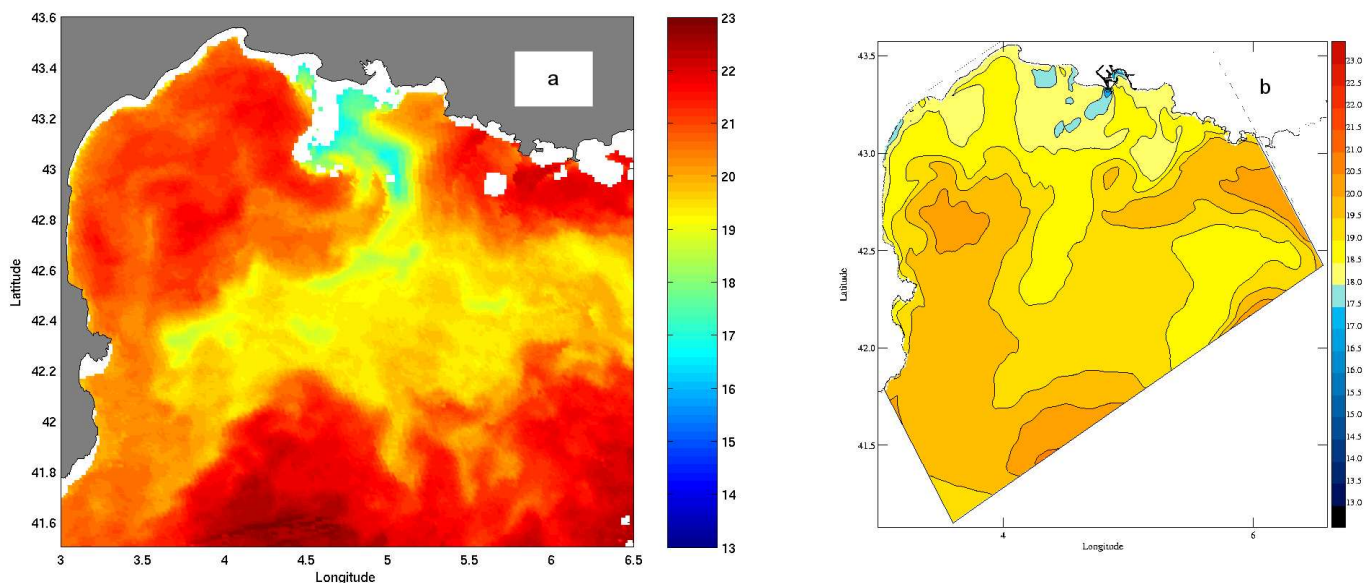


Fig. 4.15 – Champs de température de surface ($^{\circ}\text{C}$) observé par satellite (a) et simulé (b) pour le 10 octobre 1999, 3 jours après l'initialisation.

Les profils verticaux de température confirment le refroidissement de l'eau tout au long de la période d'étude et montrent la quasi-homogénéisation de la colonne d'eau en température (figure 4.16). La stratification en salinité (non montré) et température observée le 2 novembre (1 jour après l'initialisation du modèle haute résolution), correspondant à une intrusion d'eau fluviale dans la baie, n'est pas représentée par le modèle. Après la tempête, le 15 novembre, le modèle représente bien la stratification de la colonne d'eau observée un jour plus tard, caractérisée par une augmentation de température près du fond (figure 4.4). On retrouve ici le défaut d'anticipation évoqué précédemment. Nous allons voir que l'analyse des sorties du modèle aide à comprendre la stratification observée. Avant la tempête, la colonne d'eau est homogène au niveau du site SOLA. Le mélange vertical et les flux de chaleur négatifs lors des vents de nord ont conduit à une diminution de la température, particulièrement marquée dans la baie (figure 4.17 a). Pendant la tempête, la circulation anticyclonique simulée dans le Sud de la baie (figure 4.12 d) persiste jusqu'au 14 novembre. Cette circulation favorise l'intrusion d'eau plus chaude ($T=16.35^{\circ}\text{C}$) du large dans la couche de fond (figures 4.17 b et 4.18 a). Le 15 novembre à 0 h, la cellule d'eau chaude se trouve au niveau du site SOLA dans les sorties du modèle (figure 4.18 b).

4.5 Résultats

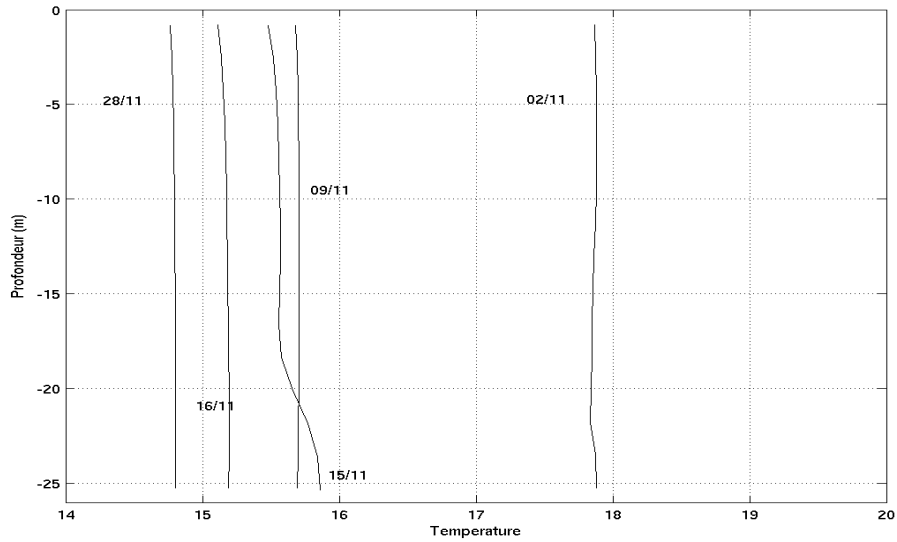


Fig. 4.16 – Profils verticaux de température ($^{\circ}\text{C}$) simulés au site SOLA pour les dates suivantes : 2 novembre, 9 novembre, 15 novembre, 16 novembre et 28 novembre 1999.

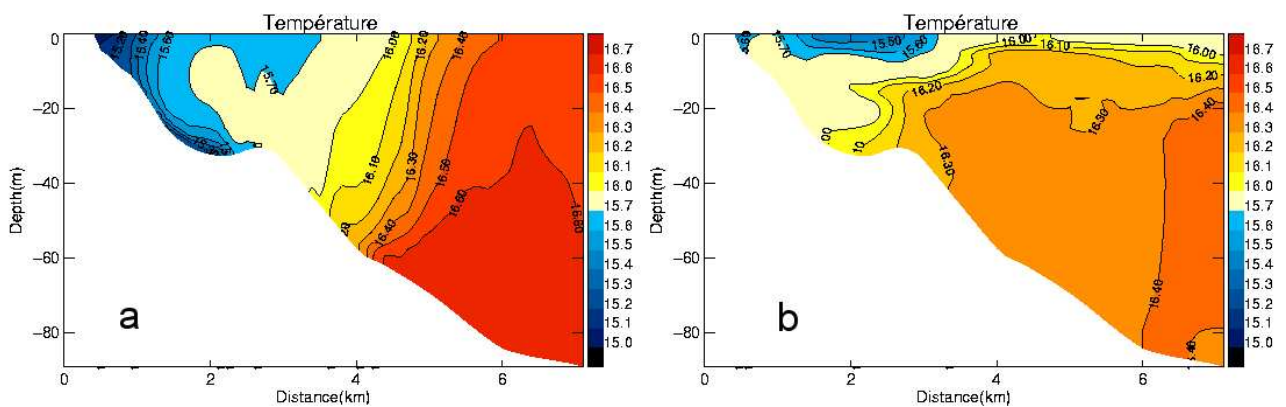


Fig. 4.17 – Coupes verticales de température ($^{\circ}\text{C}$) simulées pour le 12 novembre 1999 à 0 h (a) et le 14 novembre 1999 à 12 h (b). La localisation de la coupe est indiquée sur la figure 4.18 a.

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

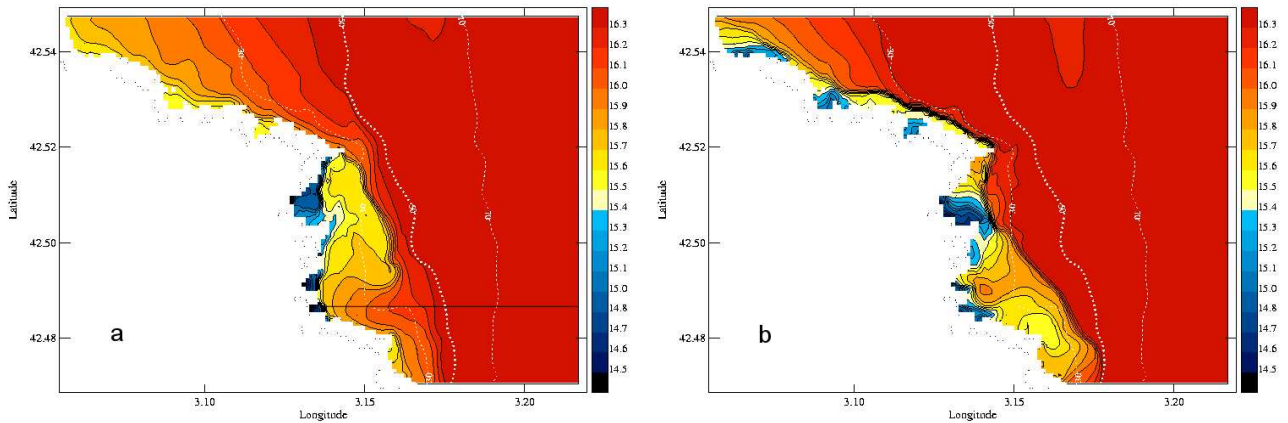


Fig. 4.18 – Champs de température ($^{\circ}\text{C}$) simulés près du fond pour le 14 novembre 1999 à 12 h (a) et le 15 novembre 1999 à 0 h (b).

Conclusion

Le modèle hydrodynamique reproduit les principales caractéristiques hydrologiques et courantologiques observées. Par ailleurs, la modélisation a mis en évidence trois situations associées aux vents qui ont prédominé sur la période d'étude. La première situation correspond au vent dominant dans cette région. Dans ce cas, en première approximation, le vent force des courants côtiers intenses qui circulent devant la baie et produit un engrenage de contre-circulations tourbillonnaires dans les parties sud et nord de celle-ci.

4.5 Résultats

4.5.2 Etude du transport sédimentaire

Après avoir validé le modèle hydrodynamique, nous l'avons couplé aux modules de transport sédimentaire. Nous décrivons dans ce paragraphe l'évolution de l'interaction houle/courant au cours de la période, puis nous présentons une confrontation des sorties de ces modules avec les observations, et enfin le transport sédimentaire associé aux trois situations mises en évidence précédemment.

4.5.2.1 Interaction houle/courant

Pendant les périodes calmes, les vitesses de friction maximale u_{max}^* et moyenne u_m^* (non montré) induites par l'interaction houle/courant sont dues principalement au courant (figure 4.19). Ce résultat est en accord avec ceux de Ferré [2004]. Pendant la tempête, u_m^* est supérieure à la vitesse de friction du courant seul u_c^* en raison de la forte augmentation de la houle et u_{max}^* atteint 40 cm/s.

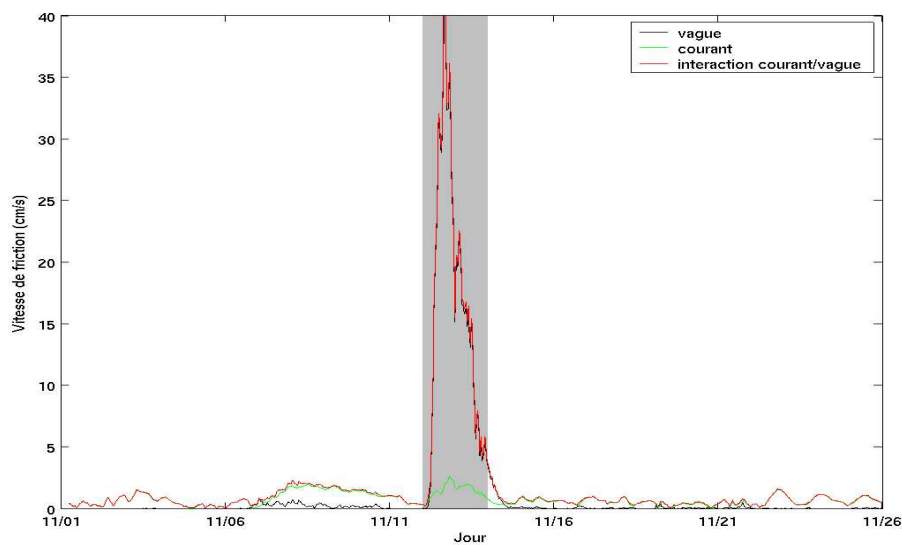


Fig. 4.19 – Evolution temporelle des vitesses de friction ($cm\ s^{-1}$) liées à la houle (en noir), au courant (en vert) et à l'interaction houle/courant maximale (en rouge) simulées au site SOLA. La zone grisée délimite la période de la tempête.

4.5.2.2 Comparaison des sorties du modèle avec les observations

La figure 4.20 présente l'évolution temporelle des concentrations de matière en suspension mesurée et modélisée au site SOLA près du fond. Du 1er au 6 novembre, la concentration modélisée présente

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

des valeurs du même ordre de grandeur que celle observée. On obtient une concentration de MES non nulle et homogène sur la verticale (non montré). On note cependant que le pic de concentration mesuré le 3 novembre qui coïncide avec une intensification du courant n'est pas représenté par le modèle.

Entre le 6 et le 11 novembre, lors du fort vent de nord-ouest, le modèle surestime nettement la légère augmentation de la concentration de MES observée. Ce défaut s'explique par la surestimation de la vitesse du courant au site SOLA mentionnée dans la partie 4.5.1 (figure 4.10).

Pendant la tempête, les valeurs de concentration de MES modélisées sont proches des valeurs observées. Le modèle reproduit bien la remise en suspension induite par l'augmentation des courants et surtout de la houle. L'évolution de la concentration pendant la tempête est précisée sur le graphique inséré dans la figure 4.20. L'augmentation de la concentration simulée précède légèrement celle observée. Cette anticipation est à imputer à celle de l'intensification du courant comme discuté en partie 4.5.1. Les trois pics de concentration calculés sont associés aux pics de vitesse de friction maximale et correspondent donc en grande partie à la remise en suspension générée localement dans la baie. La faiblesse du premier pic de MES est probablement due à l'importante sous-estimation du courant en début de tempête (figure 4.10).

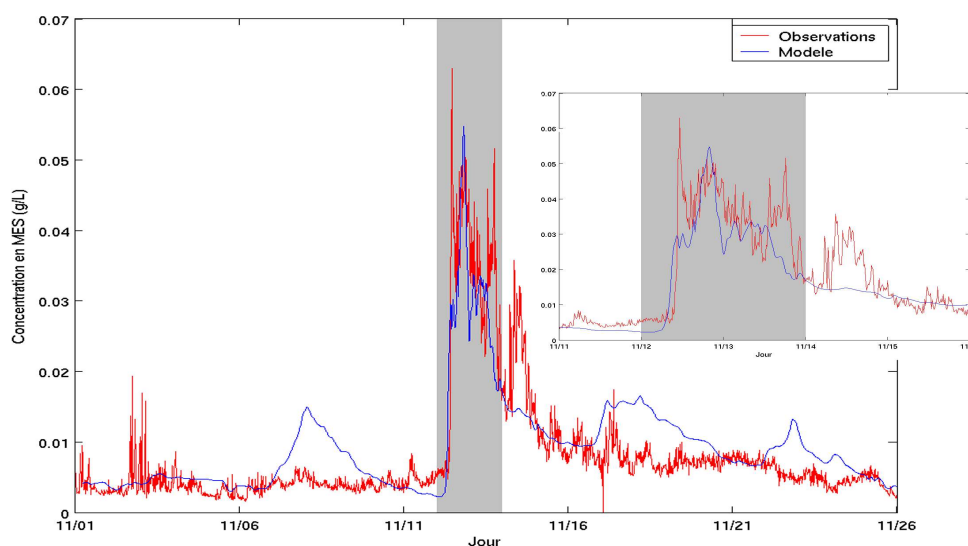


Fig. 4.20 – Evolution temporelle des concentrations de matière en suspension ($g L^{-1}$) observée et simulée au site SOLA à 1 m au-dessus du fond. La figure insérée précise cette évolution temporelle pendant la période de la tempête. La zone grisée délimite la période de la tempête.

Nous avons comparé les profils verticaux de MES simulés à ceux mesurés par l'ADCP entre 0.5 et 4 m

4.5 Résultats

au dessus du fond pendant la tempête (figure 4.21). Le niveau de concentration de MES modélisé dans cette couche de fond est en bon accord avec les observations. En effet, le modèle reproduit bien les plus fortes augmentations de concentration particulaire observées très près du fond qui s'expliquent par la présence de sables.

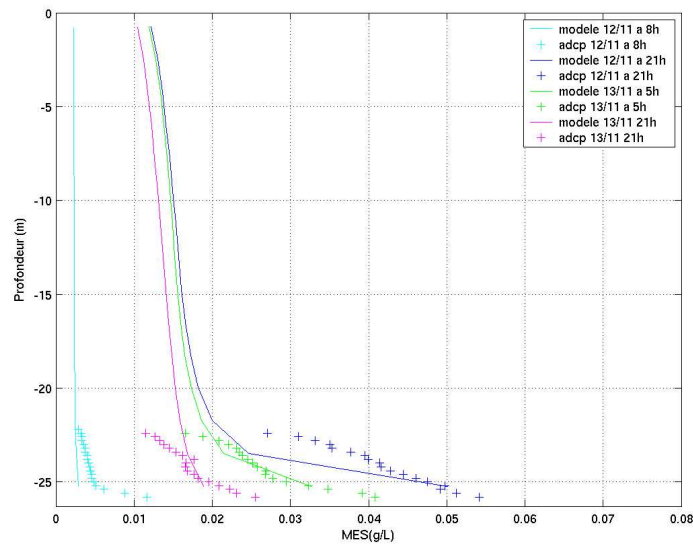


Fig. 4.21 – Profils verticaux de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) pendant la tempête observés (points) et simulés (trait).

Le modèle restitue bien la diminution de la MES observée juste après la tempête à 1 m au dessus du fond (figure 4.20). Néanmoins, on note que le pic de concentration observé le 14 novembre n'apparaît pas dans les sorties du modèle. La faible vitesse du courant simulé pour ce jour (figure 4.10) explique probablement ce problème. Le modèle reproduit ensuite le pic de concentration mesuré le 17 novembre induit par un pic de courant.

La figure 4.22 montre la concentration de MES modélisée pour chaque classe de particules à 1 m au dessus du fond ainsi que le pourcentage de particules fines dans la colonne d'eau, à 20 m de profondeur (profondeur d'un des deux pièges à particules). Rappelons que nous nommons "**particules fines**" les classes de particules dont le diamètre est inférieur à $63 \mu m$ (argiles et silts). Pendant les périodes calmes, la MES est composée pratiquement uniquement d'argile ($D=2.43 \mu m$) et de silt fin ($D=8.39 \mu m$) (figure 4.22 a). Lors des coups de vent de nord, la remise en suspension induite par les courants conduit à la présence aussi de silt grossier ($D=31.6 \mu m$) et d'agrégats ($D=129.5 \mu m$). La MES est donc

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

composée essentiellement de particules fines et d'agrégats en dehors de la tempête.

Lors de la tempête, on note un premier pic de concentration de sables (première classe de sable : $D=92.4 \mu m$) qui explique environ 20 % du premier pic de MES à 20 m de profondeur (figure 4.22 b), puis un second pic (composé des 3 premières classes de sables : $D=92.4 \mu m$, $D=179.2 \mu m$, $D=317 \mu m$) qui explique environ 10 % du signal de concentration de MES (à 20 m de profondeur). En dehors de ces deux épisodes, les particules fines et agrégats représentent plus de 90 % de la MES (à 20 m de profondeur) pendant la tempête.

Ces résultats sont en accord avec les analyses des pièges à particules. Ces derniers indiquent un D_{50} égal à $14 \mu m$ et un D_{90} inférieur à $63 \mu m$ pendant les périodes calmes et de vent de nord. Pendant les tempêtes, la taille médiane des particules piégées est légèrement plus grossière : $D_{50} = 22 \mu m$ et $D_{90} = 100-125 \mu m$ [Ferré et al., 2005]. Au niveau du site SOLA, où la fraction d'argile est inférieure à 5 % et le fond est par conséquent considéré comme non cohésif (d'après la définition qu'on utilise, présentée au chapitre 3), ce sont donc les particules fines qui sont préférentiellement mises en suspension. Ces résultats sont également cohérents avec ceux de la modélisation 1DV de la tempête [Ferré et al., 2005] et plus généralement avec d'autres études de sites caractérisés par des fonds recouverts majoritairement de sable [Wiberg et al., 1994].

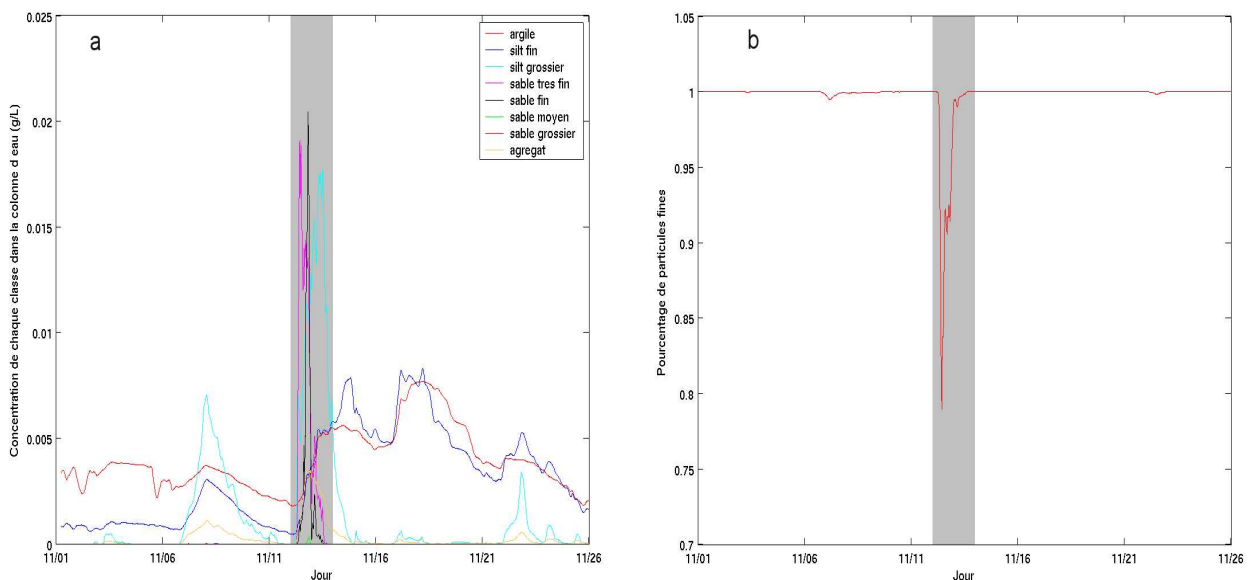


Fig. 4.22 – Evolution temporelle des concentrations de chaque classe de particules ($g L^{-1}$) simulées à 1 m au dessus du fond (a) et pourcentage de particules fines et agrégats simulé à 20 m de profondeur (b) au site SOLA. La zone grisée délimite la période de la tempête.

4.5 Résultats

Enfin, nous avons comparé les granulométries du sédiment superficiel modélisé et observé au site SOLA (figure 4.23). Rappelons que les particules fines y représentent 5 % du sédiment au 1er novembre, à l'état initial. On remarque une augmentation de ces particules pendant le premier épisode de vent de nord dans les sorties du modèle. Pendant l'épisode de vent marin, les particules fines sont remises en suspension, ce qui induit, dans le modèle, une chute de leur pourcentage dans le sédiment (aucune mesure à cette période). Après l'épisode de vent de sud-est, dans l'expérience comme dans le modèle, elles se redéposent sur le fond et par conséquent leur fraction augmente dans le sédiment. On note que cette dernière dépasse la valeur initiale. La circulation cyclonique induite par la tempête dans le Golfe du Lion est susceptible de transporter vers le Sud-ouest les particules fines remises en suspension dans les régions situées au Nord de la baie : la différence de fraction de particules fines dans le sédiment avant et après la tempête pourrait donc s'expliquer par un apport des particules originaires du Nord du domaine.

On note ensuite que la fraction de particules fines simulée ne diminue que très faiblement après le 21 novembre contrairement à ce qui est observé.

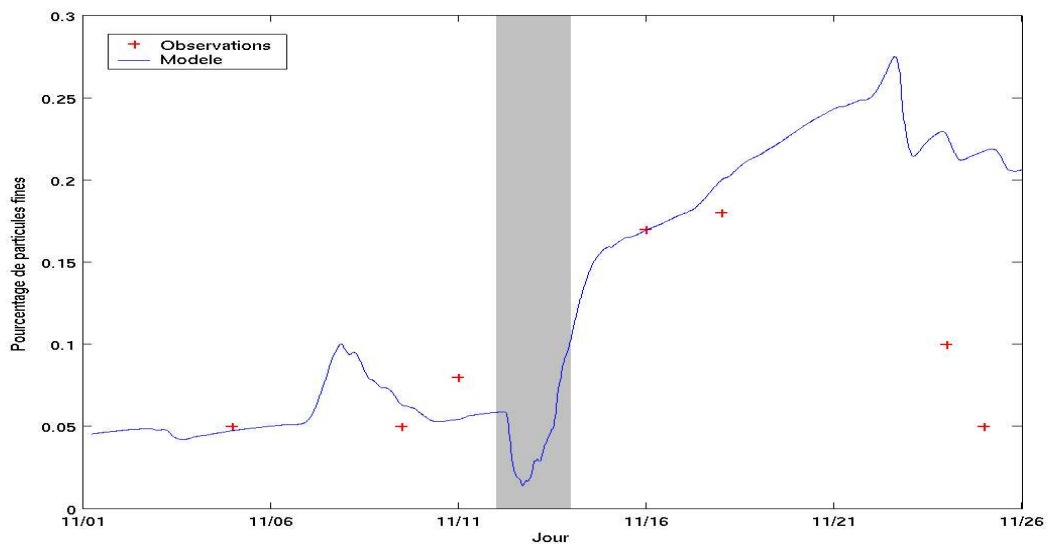


Fig. 4.23 – Evolution temporelle des fractions de particules fines observées (points rouges) et simulées (courbe bleue) dans le sédiment au site SOLA. La zone grisée délimite la période de la tempête.

Les modules de transport sédimentaire reproduisent avec une précision satisfaisante, compte tenu des nombreuses incertitudes, les observations dans la colonne d'eau et dans le sédiment jusqu'au 18 no-

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

vembre. Ceci constitue donc une première validation et nous permet d'étudier le transport sédimentaire dans la baie de Banyuls-sur-Mer, c'est à dire la répartition spatiale de l'érosion ainsi que la redistribution de la matière par la circulation.

4.5.2.3 Transport sédimentaire dans la baie

Temps calme

Par temps calme, du 1er au 6 novembre, les tensions de fond sont fortes seulement très près de la côte (figure 4.24 a). La concentration de matière en suspension près du fond est comprise entre 5 et 10 $mg L^{-1}$ jusqu'à environ 50 m de profondeur (figure 4.24 b). Ces concentrations en particules très fines correspondent à une sorte de bruit de fond provenant de remises en suspension localisées et épisodiques. En raison de leur taille, les particules ont un temps de résidence relativement long dans les eaux peu profondes où la turbulence n'est pas négligeable.

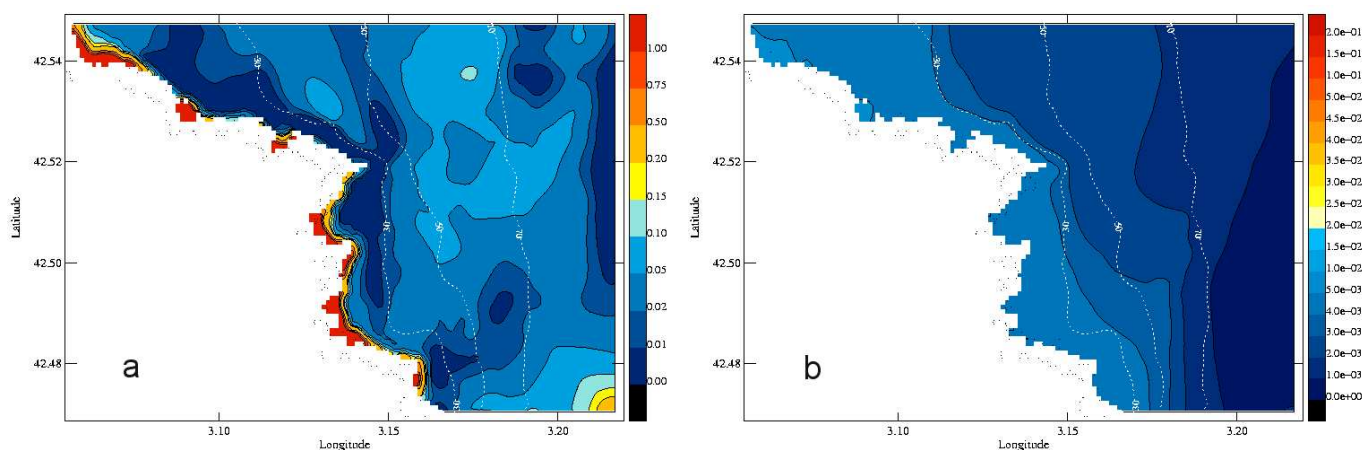


Fig. 4.24 – Champs de tension de fond maximale ($N m^{-2}$) (a) et de concentration de matière en suspension (gL^{-1}) près du fond (b) simulées pour le 5 novembre 1999 à 12 h. Les pointillés blancs correspondent aux isobathes 30, 50 et 70 m.

Situation de vent de nord

Du 6 au 11 novembre, nous rappelons qu'un fort vent souffle du Nord-ouest (paragraphe 4.5.1, figure 4.11). Nous avons vu dans le précédent paragraphe que le modèle surestimait les valeurs de concentration pendant cet épisode de vent. Les résultats que nous allons présenter maintenant visent donc à décrire qualitativement le transport de la matière resuspendue.

4.5 Résultats

De fortes tensions de fond associées à l'interaction houle/courant sont visibles le long de la côte (figure 4.25 a). D'autre part, des valeurs élevées de tension de fond localisées au large sont expliquées par les courants de fond générés par le vent.

Dans la baie, les zones peu énergétiques sont situées au centre des circulations tourbillonnaires.

Au cours de cet épisode de vent de nord, la concentration en MES atteint les valeurs maximales le 8 novembre. Des concentrations de MES relativement élevées sont visibles au niveau des circulations tourbillonnaires (figure 4.25 b). On remarque aussi le transport vers le Sud de matières particulières issues du Nord du Cap Béar.

La figure 4.25 c présente les zones de dépôt (illustrées par les couleurs jaune à rouge) et d'érosion (en bleu) simulées pour le 8 novembre. Au large de la baie, au Nord, on observe une zone d'érosion induite par les courants. D'autres zones d'érosion sont aussi identifiables près des côtes juste après les rochers au Nord du Cap Béar et dans la baie. Les zones de dépôt correspondent aux régions où la tension de fond est faible.

Situation de vent de sud-est

Rappelons que le vent de sud-est qui souffle du 12 au 14 novembre est associé à une forte houle et génère une circulation cyclonique sur le plateau. De plus, le courant est particulièrement fort dans la partie sud-ouest du Golfe du Lion et, par conséquent, au large de la baie (partie 4.5.1, figure 4.12).

L'interaction entre la houle et le courant produit une tension de fond significative dont les valeurs sont supérieures à 0.2 N m^{-2} sur l'ensemble du domaine (figure 4.26 a). L'apport de matière particulaire originaire des régions situées au Nord de la baie et la resuspension locale génèrent, près du fond, de fortes concentrations particulières (supérieures à 45 mg L^{-1}) au Nord de la baie (figure 4.26 b). Le panache de matière particulaire ainsi formé se prolonge ensuite au large de la baie en direction du Sud. A l'intérieur de la baie, les concentrations en MES sont comprises entre 4 et 100 mg L^{-1} .

Les zones d'érosion situées juste après les rochers, précédemment observées par vent de nord, sont de nouveau affectées (en noir sur la figure 4.26 c). Dans la baie, en dehors de deux zones de dépôt, localisées entre 15 et 30 m de profondeur, le sédiment est érodé. Les forts courants produisent de l'érosion au large de la baie, jusqu'à 85 m de profondeur où ils atteignent des valeurs de l'ordre de 30 cm s^{-1} . De plus, on peut voir que des particules se sont déposées autour de l'isobathe 50 m, au large de la baie. L'érosion simulée est donc inhomogène dans la baie et ne dépend pas seulement de la profondeur.

Le niveau du sédiment n'évolue plus ensuite de façon significative jusqu'à la fin de la simulation (28

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

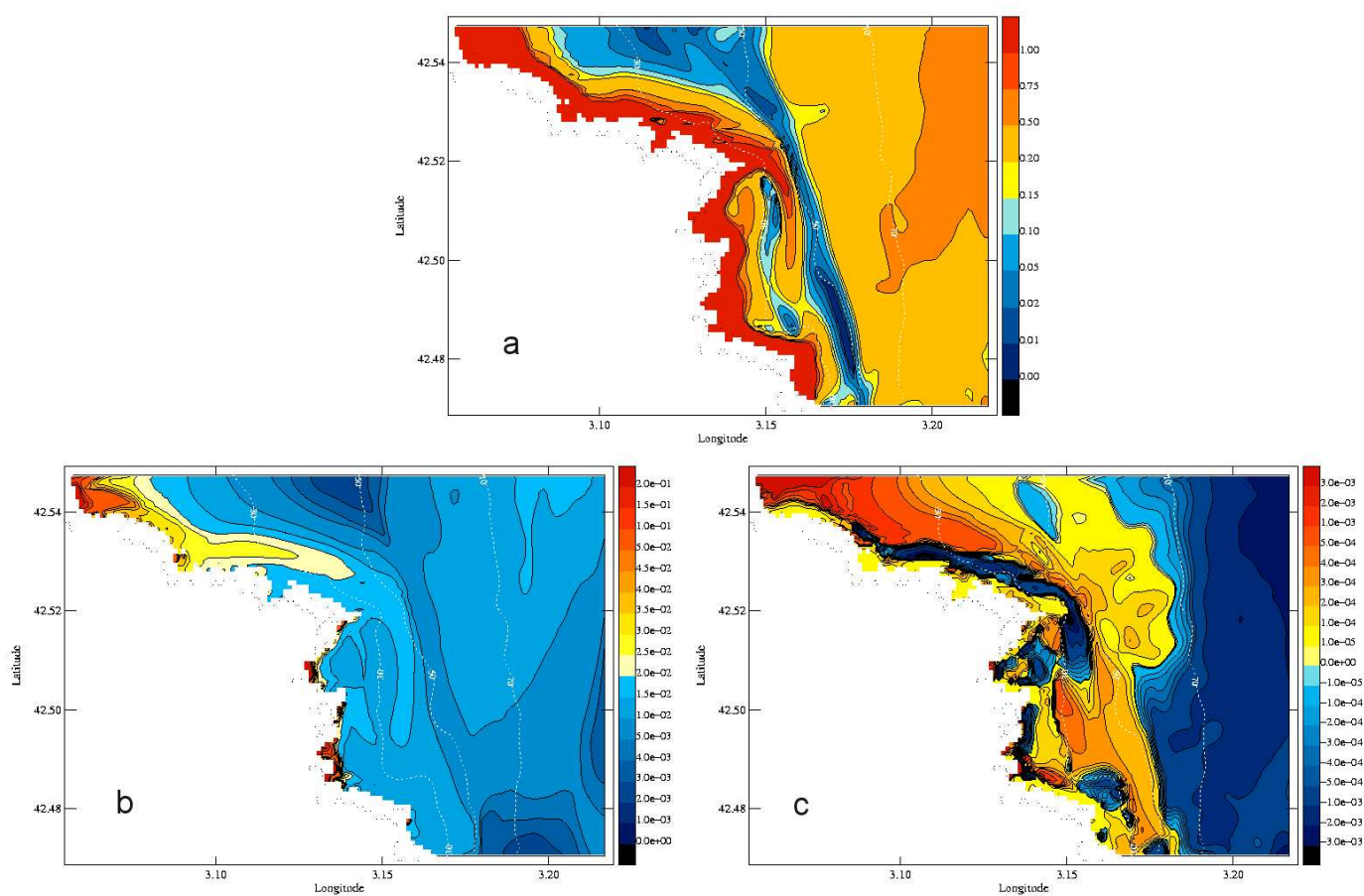


Fig. 4.25 – Champs de tension de fond maximale ($N m^{-2}$) (a), de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond (b) et de variation de niveau du sédiment (m) (c) simulés pour le 8 novembre à 0 h. Les pointillés blancs correspondent aux isobathes 30, 50 et 70 m.

4.5 Résultats

novembre).

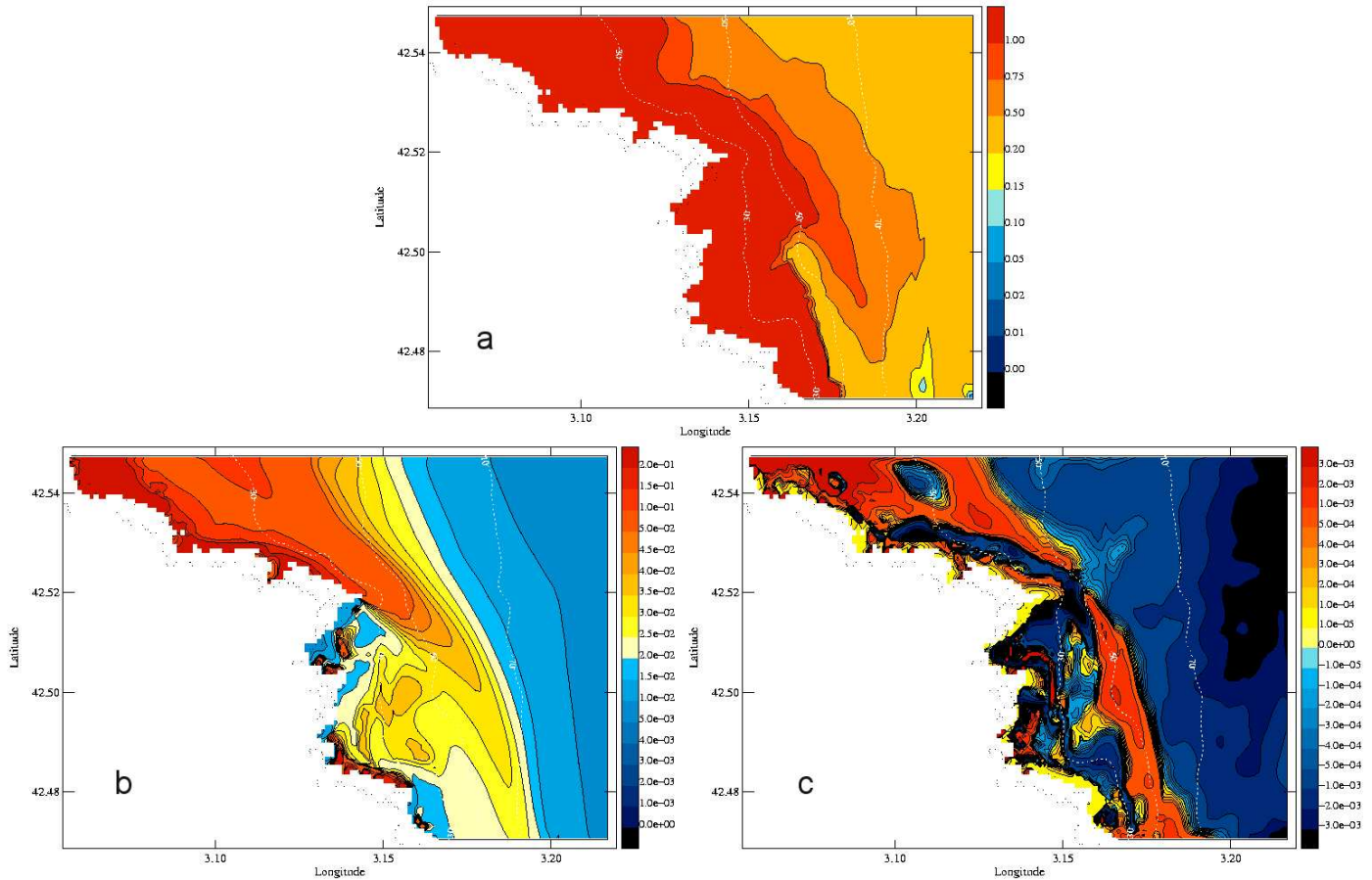


Fig. 4.26 – Champs de tension de fond maximale ($N m^{-2}$) (a), de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond (b) simulés pour le 13 novembre 1999 à 0 h et champ de variation de niveau du sédiment (m) simulé pour le 14 novembre 1999 à 12 h (c). Les pointillés blanc correspondent aux isobathes 30, 50 et 70 m.

Situation de vent d'ouest-nord-ouest

Lors de l'épisode de Tramontane du 16 au 26 novembre, une tension de fond supérieure à $0.2 N m^{-2}$ est observée au large de la baie. Cette tension est générée par des courants de fond dont la vitesse est supérieure à $25 cm s^{-1}$. Dans la baie, la tension est forte seulement le long de la côte. La concentration près du fond est inférieure à $8 mg L^{-1}$ sur l'ensemble du domaine et décroît vers le large (figure 4.27).

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

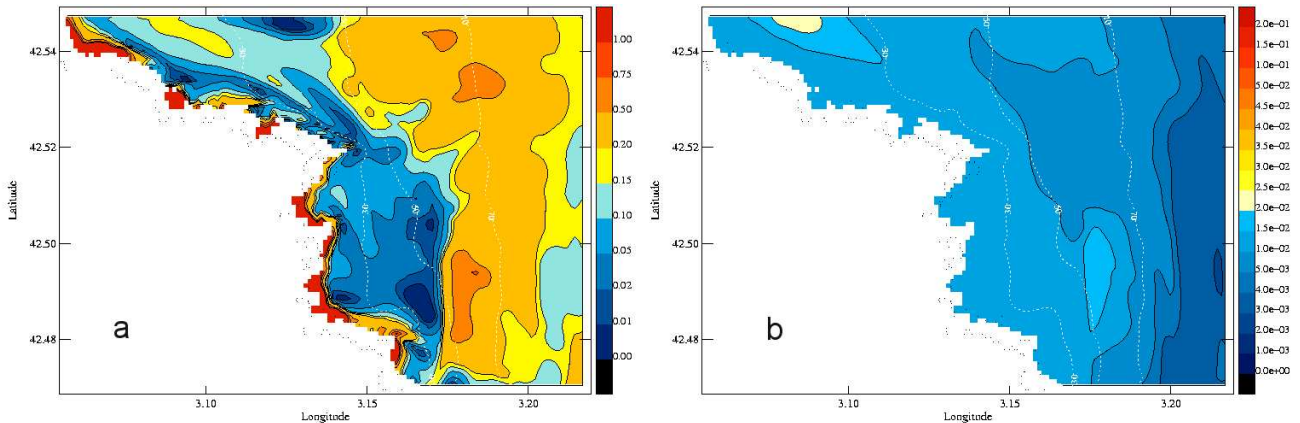


Fig. 4.27 – Champs de tension de fond maximale ($N m^{-2}$) (a) et de concentration de matière en suspension (gL^{-1}) près du fond (b) simulées pour le 19 novembre 1999 à 0 h. Les pointillés blanc correspondent aux isobathes 30, 50 et 70 m.

4.5.2.4 Conclusion

La modélisation tridimensionnelle montre que les zones de dépôt et d'érosion présentent des répartitions spatiales complexes qui ne sont pas seulement liée à la houle. En effet, lors de l'intense vent de sud-est, l'érosion induite par les courants a lieu jusqu'à 85 m de profondeur. L'impact du courant sur la remise en suspension n'est donc pas négligeable pendant la tempête.

La modélisation unidimensionnelle [Ferré *et al.*, 2005] suggère pourtant que seules les particules fines présentes à des profondeurs inférieures à 40 m sont affectées par la tempête. Ces différences s'expliquent par le fait que la modélisation 1DV ne prend en compte la variabilité spatiale du courant liée à l'action locale du vent et à la circulation induite sur le plateau continental. Des observations *in situ* seraient nécessaires pour trancher les limites des zones affectées par la resuspension.

4.5.3 Etudes de sensibilité

Des études de sensibilité ont été réalisées afin de mieux estimer l'impact des apports particulaires aux frontières, de l'approximation d'une houle et d'un vent uniformes sur le domaine et des paramètres d'érosion sur le transport sédimentaire dans la baie.

Apport aux frontières latérales

Lors des tempêtes de sud-est, les particules sont remises en suspension le long de la côte du Golfe du Lion et sont advectées vers le Sud-ouest par la circulation cyclonique. Cette matière en suspension forme un courant côtier turbide. Une partie des particules contenues dans ce courant est susceptible de pénétrer dans la baie et d'en modifier la granulométrie avec des conséquences sur la structuration des écosystèmes benthiques. Nous avons donc voulu estimer l'impact des apports particuliers dans la baie. Pour ce faire, nous avons réalisé une simulation sans initialiser la matière en suspension et sans appliquer d'apports particuliers aux frontières latérales du modèle haute résolution. La figure 4.28 a présente la comparaison entre les concentrations observée et simulée dans cette configuration à 1 m au dessus du fond au niveau du site SOLA ('modèle sans forçage', courbe verte, 'modèle référence', courbe bleue). Tout d'abord, nous pouvons noter que dans la simulation, la concentration de MES est pratiquement nulle en périodes calmes. L'augmentation de la concentration de MES reste modérée pendant l'intense vent de nord, qui souffle du 6 au 11 novembre. Puis pendant la tempête, la concentration de MES est proche de celle obtenue dans la simulation de référence, suggérant une resuspension locale importante. La figure 4.29 a présente le champ de concentration de MES simulé pour le 13 novembre (à comparer avec la simulation de référence, figure 4.26b). Les structures de concentration de MES sont similaires à celles obtenues dans la simulation de référence mais les valeurs sont inférieures d'environ 5 mg L^{-1} . La concentration de MES chute ensuite beaucoup plus vite après la tempête (figure 4.28 a). Le 14 novembre à 12 h, la zone de dépôt située au large de la baie, autour de l'isobathe 50 m, est nettement moins étendue (figure 4.29 b versus 4.26 c).

Par ailleurs, la fraction de particules fines simulée dans le sédiment diminue avant l'épisode de vent de sud-est, puis augmente après la tempête sous l'effet du dépôt des particules remises en suspension dans la baie (figure 4.28 b). Néanmoins, elle n'excède pas sa valeur initiale (5 %) après la tempête et, par conséquent, n'atteint pas 21 %, comme observé le 18 novembre.

Ces tests de sensibilité mettent en évidence l'influence non négligeable de ces apports sur la matière en suspension et la granulométrie du sédiment superficiel dans la baie.

Pendant les périodes calmes ou de vent de nord, en condition d'érodabilité homogène (tension critique pour les fonds cohésifs constante sur le domaine), entre 80 et 100 % de la matière observée à SOLA est originaire des régions situées au Nord du domaine pouvant être sous influence d'apports fluviaux. Ces particules fines alimentent alors le néphéloïde benthique. Pendant la première partie de la tempête

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

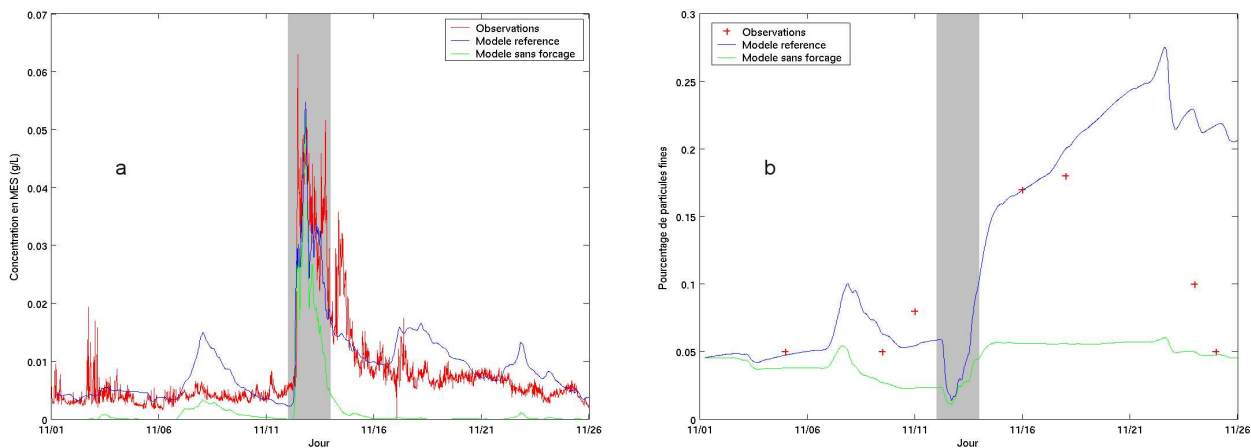


Fig. 4.28 – Etude de sensibilité aux apports particulaires : évolution temporelle de la concentration de matière en suspension (g/L) (a) et de la fraction de particules fines dans le sédiment (b) observées et simulées.

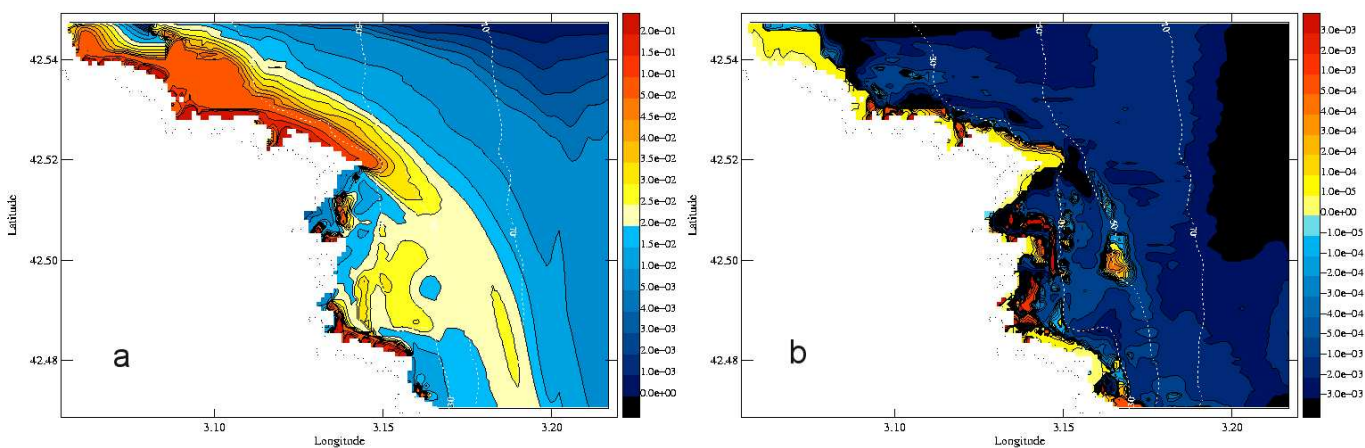


Fig. 4.29 – Etude de sensibilité aux apports particulaires : champ de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) simulé près du fond pour le 13 novembre 1999 à 0 h (a) et champs de variation de niveau du sédiment (m) simulé pour le 14 novembre 1999 à 12 h (b), sans forçage en particules aux frontières latérales.

4.5 Résultats

de sud-est, ce pourcentage est nettement réduit. Puis, durant la période de relaxation, l'intrusion de particules fines extérieures dans la baie est visible dans la colonne d'eau et le sédiment.

Variabilité spatiale de la houle

Dans la simulation de référence, nous avons fixé la hauteur significative et la période moyenne de vague égales à celles mesurées au site SOLA en tous les points du modèle haute résolution. Ce paragraphe vise à estimer la sensibilité des résultats de modélisation à la variabilité spatiale de la houle. Pour cela, nous avons utilisé des sorties du modèle de vague SWAN haute résolution (50 m × 50 m). Les simulations de la houle ont été réalisées par *Katell Guizien*. Le modèle SWAN a été forcé aux frontières par le modèle WW3. Nous précisons toutefois qu'afin d'obtenir des hauteurs de vague proches des observations, une augmentation de 1.3 m a été appliquée à la hauteur de vague prescrite à la frontière, pendant la tempête le 12 novembre de 12 h à 18 h. La comparaison des sorties du modèle SWAN aux observations effectuées au site SOLA est présentée sur la figure 4.30. La hauteur significative est bien restituée par le modèle. Cependant, la période moyenne est nettement sous-estimée. Des tests sont actuellement en cours pour améliorer ce point.

Nous avons réalisé une première simulation en appliquant les paramètres de houle calculés à l'aide du modèle SWAN en chaque point du domaine. Nous avons comparé les résultats de cette première simulation à ceux d'une deuxième simulation, effectuée en appliquant les valeurs des paramètres calculés à SOLA en tous les points du domaine.

La figure 4.31 présente les champs de hauteur significative et de période de vague simulés par SWAN pendant la tempête. Les hauteurs de vague sont plus importantes dans la partie nord du domaine. L'écart de hauteur significative s'élève à environ 70 cm entre le Sud et le Nord de la baie. Les valeurs de période de vague, variant entre 5.7 et 8.7 s, décroissent avec la profondeur.

Les concentrations de MES sont plus élevées dans la simulation où la houle est homogène (non montré). Néanmoins, les écarts observés sont assez faibles ($< 5 \text{ mg L}^{-1}$ au premier niveau du modèle) et les structures de concentration sont similaires. Les différences seraient probablement accentuées pour une période moyenne plus élevée.

Les variations des paramètres de houle sur le domaine ne sont donc pas assez importantes pour induire des différences notables dans les concentrations de matière en suspension.

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

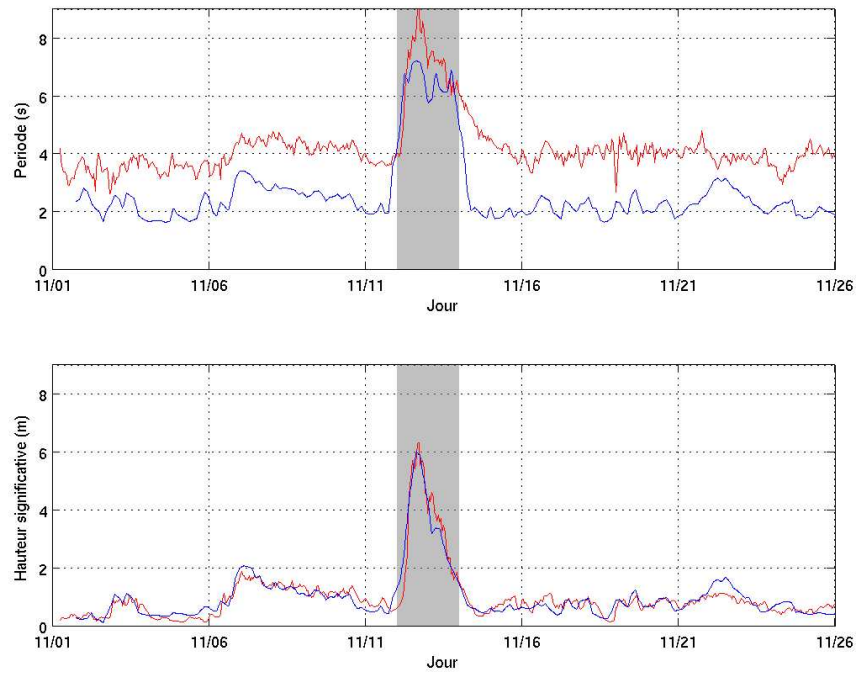


Fig. 4.30 – Etude de sensibilité à la variabilité spatiale de la houle : évolutions temporelles de la hauteur significative (m) et de la période (s) de vague observées (en rouge) et simulées par SWAN (en bleu) au site SOLA.

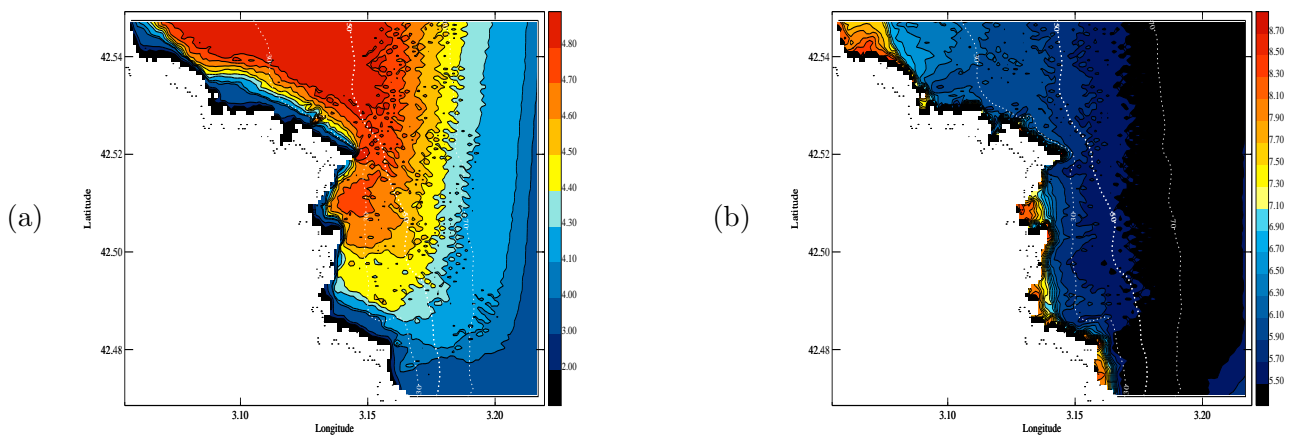


Fig. 4.31 – Etude de sensibilité à la variabilité spatiale de la houle : champs de hauteur significative (m) et de période (s) de vague simulés par SWAN pour le 12 novembre 1999 à 12 h (Katell Guizien, comm. pers).

Variabilité spatiale du vent

Le Cap Béar protège une partie de la baie du vent de nord, dominant dans cette région. Or, la résolution du modèle ALADIN ne permet pas de représenter les structures de fines échelles et l'impact de l'orographie sur le vent dans la baie. Par ailleurs, dans la simulation de référence, nous avons appliqué un vent homogène sur le domaine. Nous avons alors effectué un test pour évaluer la sensibilité des résultats à la structure de la vitesse du vent dans la baie. Lorsque le vent souffle du Nord, nous avons réduit son intensité dans une région qui se situe au Nord de la baie, comme indiqué sur la figure 4.32. L'atténuation du vent a été établie par *Katell Guizien*. Le courant simulé près du fond pour le 8

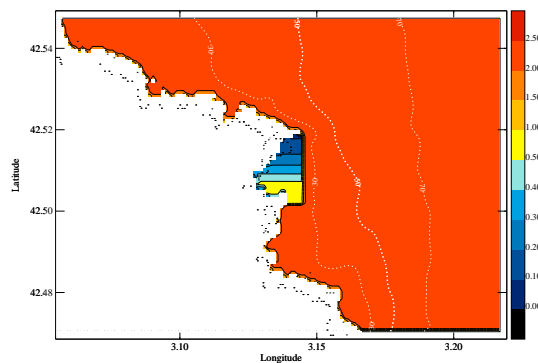


Fig. 4.32 – Etude de sensibilité à la variabilité spatiale du vent : champ de tension de vent ($N m^{-2}$) simulé pour le 8 novembre 1999.

novembre est réduit sur l'ensemble du domaine (figures 4.33 a et b). Dans la simulation test, les vitesses sont inférieures à $10 cm s^{-1}$ au Sud du Cap Béar alors qu'elles atteignent $20 cm s^{-1}$ dans la simulation de référence. Au niveau du site SOLA, la vitesse est réduite de $5 cm s^{-1}$ pendant cet épisode de vent. La concentration de matière en suspension est alors atténuée sur l'ensemble du domaine et en particulier dans la région où la vitesse du vent a été modifiée (figures 4.33 c et d).

La vitesse du courant et, par conséquent, le transport sédimentaire associé sont donc sensibles à la structure du vent dans la baie. Les surestimations du courant et de la concentration de la matière en suspension simulées pendant les intenses vents de nord pourraient s'expliquer en partie par la représentation simplifiée du vent dans la baie.

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

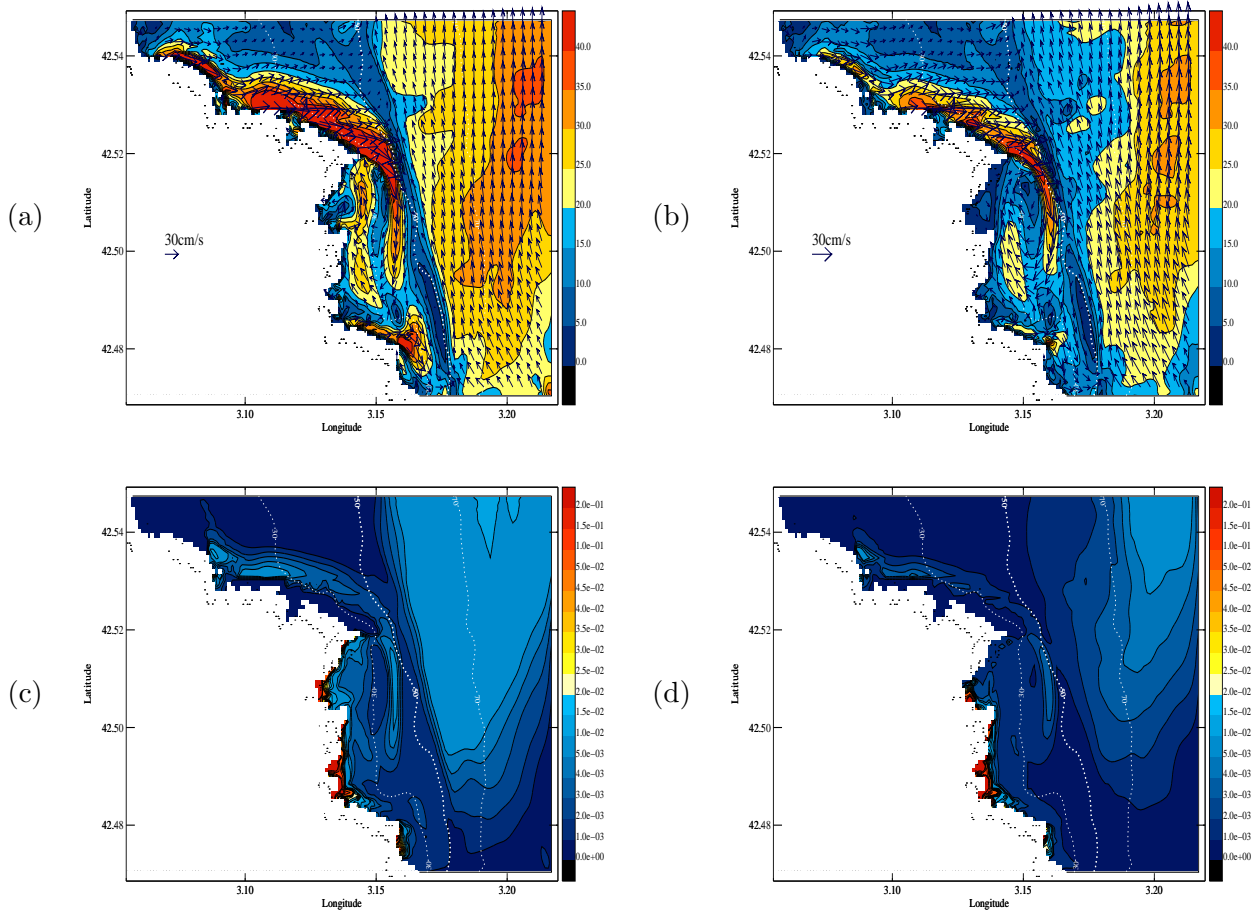


Fig. 4.33 – Etude de sensibilité à la variabilité spatiale du vent : courant (cm s^{-1}) près du fond obtenus pour la simulation de référence sans forçage particulière aux frontières (a) et pour la simulation test (b) ; concentration de matière en suspension (g L^{-1}) près du fond obtenus pour la simulation de référence sans forçage particulière aux frontières (c) et pour la simulation test (d) pour le 8 novembre 1999 à 0 h.

Paramètres d'érosion

Le calcul du transport sédimentaire est exprimé en fonction de paramétrisations. Ces dernières font intervenir des paramètres spécifiques à la zone d'étude qui s'établissent à partir d'expériences *in situ* ou en laboratoire. En l'absence d'informations sur certains paramètres, nous les avons fixés dans la simulation de référence à la suite d'une étape de calibration. Il paraît important de préciser la marge d'erreur des résultats associée à la détermination de ces paramètres.

Nous avons donc réalisé des simulations en fixant des valeurs extrêmes des gammes citées dans la littérature pour les paramètres d'érosion, $\tau_{cr,coh}$, γ_0 et E_0 .

Nous avons étudié, dans un premier temps, la sensibilité des résultats à la tension critique $\tau_{cr,coh}$. Deux simulations ont été effectuées en fixant successivement la valeur de ce paramètre à 0.1 N m^{-2} puis 0.61 N m^{-2} . Pour comparer les sorties de ces simulations, nous montrons la concentration de matière en suspension calculée près du fond au site SOLA qui reflète une tendance générale. La concentration de MES obtenue avec une tension critique de 0.1 N m^{-2} est supérieure d'un facteur 2 à 3 à celle calculée avec une tension critique de 0.61 N m^{-2} pendant la période d'étude (figure 4.34 a). Cet écart reste raisonnable.

Ensuite, nous nous sommes intéressés à la sensibilité des sorties du modèle au paramètre d'érosion γ_0 qui intervient dans le calcul du flux à l'interface eau/sédiment pour les fonds non cohésifs, et par conséquent au niveau du site SOLA avant et pendant la tempête. Deux simulations ont été effectuées en fixant la valeur de ce paramètre à 10^{-5} puis 10^{-3} . L'écart entre les concentrations obtenues pour ces deux simulations s'élève d'un facteur 10 pendant le pic de la tempête, au premier niveau du modèle (figure 4.34 b).

Puis, nous avons réalisé des simulations en faisant varier le paramètre d'érosion E_0 , qui influe sur le flux de sédiment pour les fonds cohésifs. Le calcul de la concentration de matière en suspension s'avère très sensible à ce paramètre. En fixant $E_0 = 2 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, la concentration de MES est supérieure d'un ordre de grandeur à celle calculée dans la simulation de référence où $E_0 = 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (figure 4.34 c), ce qui n'est pas étonnant puisque le flux vertical de particules fines est proportionnel à ce paramètre dans la majeure partie du domaine affecté par l'érosion. L'écart reste important aux niveaux supérieurs du modèle (contrairement aux cas des tests sur γ_0).

Enfin, nous avons voulu appréhender la sensibilité du modèle à la valeur de la fraction d'argile qui détermine la transition entre les fonds cohésifs et les fonds non cohésifs. Cette fraction est comprise

4. L'expérience VENT : Impact d'une tempête sur la remise en suspension et la dynamique des particules fines dans la baie de Banyuls-sur-Mer

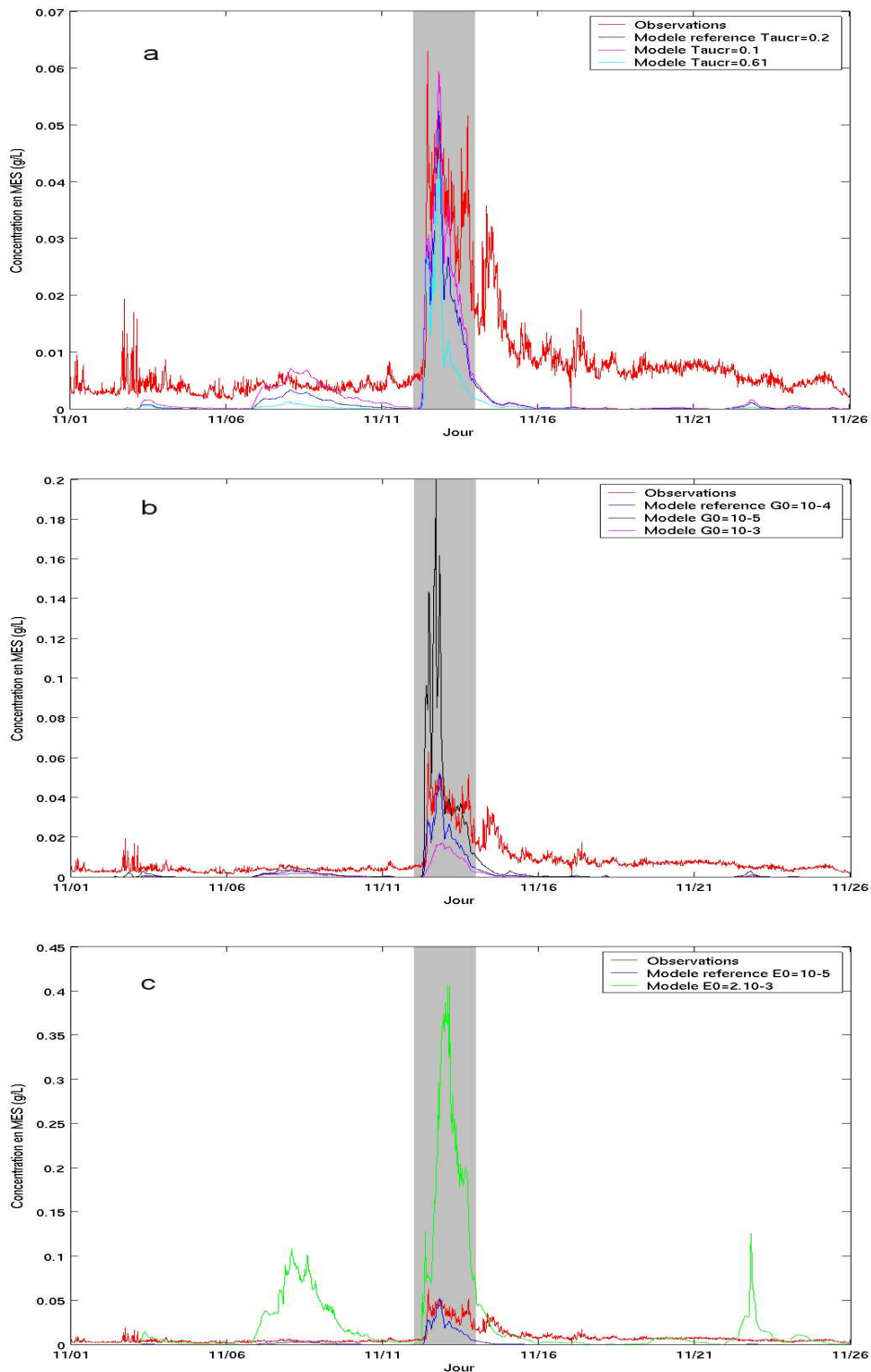


Fig. 4.34 – Etude de sensibilité aux paramètres d'érosion : évolutions temporelles des concentrations de matière en suspension (gL^{-1}) observée (en rouge) et simulée à 1 m au dessus du fond pour différentes valeurs des tensions critiques τ_{cr} (a), du paramètre γ_0 (b) et du paramètre E_0 (c). Ces simulations ont été réalisées sans entrée de matière particulaire aux frontières.

4.5 Résultats

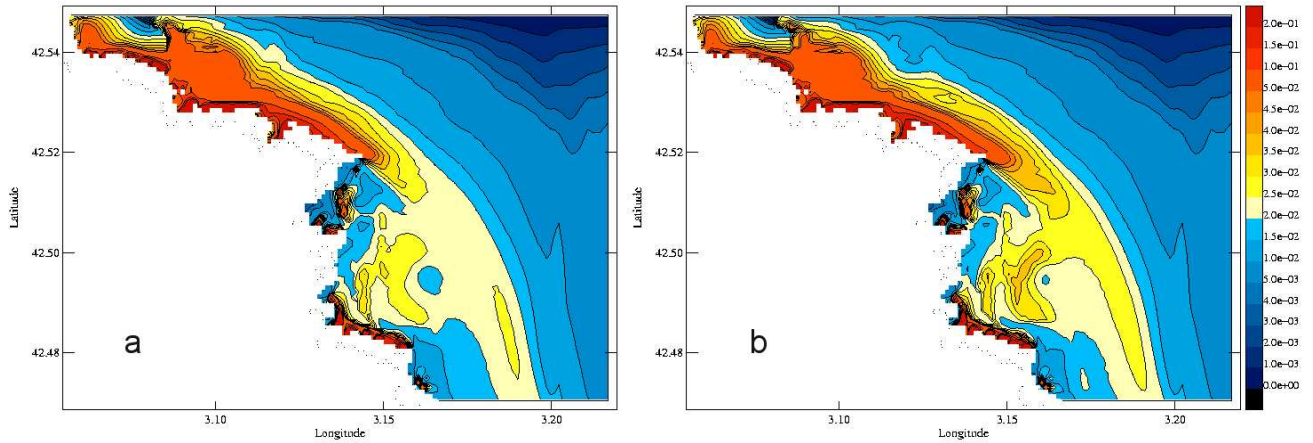


Fig. 4.35 – Tests de sensibilité : champs de concentrations de matière en suspension ($g L^{-1}$) en fixant le critère de transition entre fonds cohésifs/fonds non cohésifs à une fraction d'argile égale à 5 % (a) et 10 % (b) simulés pour le 13 novembre à 0 h.

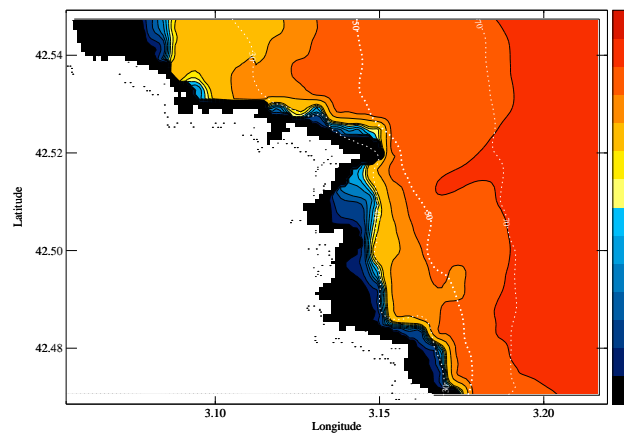


Fig. 4.36 – Fraction d'argile dans le sédiment à l'état initial. Les pointillés blancs correspondent aux isobathes 30,50 et 70 m.

entre 5 et 10 % dans la littérature. Nous l'avons fixée à 6 % dans la simulation de référence. Nous avons calculé le transport sédimentaire en appliquant 5 puis 10 % pour ce paramètre. Les différences des concentrations de matière en suspension simulées au niveau du site SOLA avec ces valeurs extrêmes sont très faibles. La figure 4.35 présente les concentrations de matière en suspension au niveau 1 du modèle, où les valeurs sont maximales pendant la tempête. Les concentrations obtenues pour une fraction d'argile de 10 % comme critère de transition apparaissent légèrement plus élevées dans une zone située entre 30 et 35 m de profondeur dans le Sud de la baie (les isobathes sont indiqués sur la figure 4.36), ce qui est logique puisque cette région correspond à la zone où la fraction d'argile est comprise entre 5 et 10 % (figure 4.36).

Parmi les différents paramètres étudiés, le paramètre d'érosion pour les fonds cohésifs E_0 est donc celui auquel le modèle est le plus sensible.

4.6 Conclusion

Le modèle hydrodynamique a été validé sur la période de l'expérience VENT réalisée dans la baie de Banyuls-sur-Mer au cours de l'automne 1999.

Les résultats hydrodynamiques mettent en évidence l'influence de la circulation à l'échelle du plateau sur l'hydrologie et la courantologie dans la baie. Les différences entre les observations et les sorties du modèle pourraient être attribuées, en partie, à la résolution des forçages atmosphériques et à l'interaction entre la circulation et la houle (non prise en compte dans le modèle hydrodynamique). Le forçage du modèle côtier par un modèle atmosphérique haute résolution comme MESO-NH (dont le couplage avec le modèle SYMPHONIE est actuellement en cours de développement) améliorerait probablement les résultats hydrodynamiques dans cette région où l'orographie à la côte s'ajoute à des vents dominants intenses soufflant du continent vers la mer. Par ailleurs, les travaux de thèse de *Cléa Denamiel* sous la responsabilité de *Yann Leredde* (Laboratoire Dynamique de la Lithosphère) permettront de mieux prendre en compte l'interaction houle/courant dans les régions pré-littorales, comme la baie de Banyuls-sur-Mer.

Dans un deuxième temps, les modules de transport sédimentaire ont été couplés au modèle hydrodynamique. La comparaison des sorties du modèle avec les observations de matière en suspension en un point fournissent une première validation de ces modules. La modélisation tridimensionnelle a permis d'étudier le transport particulaire dans la baie pour des situations de fort vent de nord et de tempête

4.6 Conclusion

exceptionnelle de sud-est. Les vents de nord induisent la remise en suspension de particules au Nord du Cap Béar et dans la baie. Toutefois, le modèle surestime l'influence de ce vent probablement en raison de sa représentation simplifiée. Les vents de sud-est, associés à une forte houle et des courants intenses, ont un impact majeur sur l'ensemble de la zone d'étude. Près de la côte, la remise en suspension est dominée par la houle, alors qu'au large de la baie, elle s'explique par l'intensité des courants.

La modélisation tridimensionnelle permet aussi de montrer que l'apport des particules issues du Nord du domaine, de régions influencées par les rivières, est important quantitativement, en particulier pendant les périodes calmes, et qualitativement puisque ces particules sont plus fines que celles de la baie. Enfin, des tests de sensibilité aux paramètres d'érosion ont montré que les résultats de modèle étaient beaucoup plus sensibles à la valeur du flux d'érosion qu'à la valeur des autres paramètres tels que les seuils d'érosion.

Nous allons nous intéresser dans les prochains chapitres au devenir de la matière mise en suspension sur l'ensemble du plateau au cours de périodes automnale et hivernale et aux mécanismes physiques qui le contrôlent.

Chapitre 5

L'expérience EUROSTRATAFORM :

Etude des processus physiques

contrôlant les échanges côte/large

Ce chapitre vise à étudier les processus physiques qui contrôlent les échanges côte/large dans le Golfe du Lion pendant l'expérience EUROSTRATAFORM (octobre 2003 - mai 2004). Avant toute chose, nous tenons à préciser qu'une partie de ce travail a été réalisée en collaboration avec *Xavier Durrieu de Madron* et *Jerôme Bonnin* du CEFREM.

5.1 Introduction

5.1.1 Les échanges côte/large

La compréhension des échanges côte/large connaît depuis plusieurs années un grand intérêt. Les zones côtières, sous influence des apports fluviaux, constituent des régions très productives qui peuvent être une source de matière organique et inorganique pour l'océan profond. Inversement, la production sur les plateaux continentaux peut être maintenue dans certains cas par les apports de nutriments provenant de l'océan profond. La compréhension des processus physiques contrôlant les échanges entre les régions côtières et le large doit mener à une meilleure estimation des bilans de carbone piégé par les marges continentales et l'océan profond, et par conséquent à une meilleure compréhension et prévision de l'impact anthropique lié à l'aménagement des fleuves, aux pratiques agricoles et de traitement des eaux ainsi que du changement climatique global. Des études précédentes ont montré une variabilité des échanges côte/large suivant le type de marges et de grandes incertitudes qui subsistent sur les quantités de matière exportées [*Wollast, 2003*].

Divers processus physiques sont à l'origine des échanges côte/large [*Huthnance, 1995*] : les ondes côtières piégées, la circulation générale, le transport d'Ekman, les upwelling, downwelling et cascades, les marées, les courants inertiels, les ondes internes, les ondes de surface et l'interaction de tous ces processus. Nous allons plus particulièrement nous intéresser dans la suite aux processus de plongée d'eau dense et aux processus induits par les tempêtes qui ont caractérisé la période étudiée.

5.1.2 Les plongées d'eaux dense

Les plongées d'eau dense formée sur le plateau continental sont des processus majeurs qui contribuent au flux de matière de la côte vers le large.

L'association de vent intense et de température de l'air faible comparée aux températures de surface de la mer induit refroidissement et évaporation des eaux côtières, voire dans certaines régions formation de glace. Les gradients horizontaux de température et de salinité côte/large alors créés sont à l'origine

5.1 Introduction

de contrastes de densité qui induisent l'écoulement de l'eau dense sous l'effet de la gravité. *Shapiro et Hill* [1997] mettent en évidence les mécanismes physiques et les forces qui contrôlent le déplacement de l'eau dense. Ils distinguent plusieurs phases dans le cycle de vie du processus de plongées d'eau dense : la phase de pré-conditionnement pendant laquelle l'eau dense s'accumule sur le plateau et un front de densité se forme, la phase active où le front d'eau dense accélère sur la pente, la phase principale où l'eau s'écoule sur la pente et enfin la phase finale où l'eau se disperse le long des isopycnes.

Ivanov et al. [2004] ont recensé 61 sites où avait lieu le processus de formation et de plongée d'eau dense sur les marges continentales du monde. En Mer Méditerranée, ils mettent en évidence des cascades d'eau dense sur le plateau de l'Adriatique et de l'Ebre. Récemment, *Durrieu de Madron et al.* [sous presse] ont complété cette étude en mentionnant d'autres sites où ce processus a aussi été observé : le Golfe du Lion et plusieurs plateaux dans la Mer Egée [*Estournel et al.*, 2005 (pour le Golfe de Thermaïkos)].

Dans le Golfe du Lion, *Bougis et Ruigo* ont signalé en 1954 la présence d'eau dense le long des côtes sud-ouest et l'écoulement d'un panache d'eau dense dans le canyon de Lacaze-Duthiers, également au Sud-ouest du Golfe. *Fieux* [1974] a de nouveau observé, fin février, pendant l'hiver 1968/1969, la formation et la cascade d'eau dense dans le canyon de Lacaze-Duthiers jusqu'à une profondeur de 350 m, profondeur où elles ont atteint leur niveau d'équilibre hydrostatique. Son étude montre que le canyon de Lacaze-Duthiers est un passage privilégié pour les plongées d'eau dense vers le large, en comparaison avec les canyons de l'Aude et de Marseille. *Person* [1974] a étudié l'hiver 1970/1971, particulièrement froid et venteux pendant lequel les processus de formation et de plongée d'eau dense s'étendaient sur une période de trois mois : de janvier à mars. Les eaux denses qui plongent dans le canyon de Lacaze-Duthiers fin mars ont atteint cette année-là des profondeurs de 800 m. Enfin, *Petrenko* [2003] observe la présence d'eau dense sur le plateau dans la région sud-ouest du Golfe au cours de l'hiver 1998/1999, caractérisé par des flux de chaleur fortement négatifs. L'étude de modélisation de cette période réalisée par *Dufau-Julliard et al.* [2004] permet d'identifier les zones de formation privilégiées, situées le long des côtes ouest et dans le Golfe d'Aigues-Mortes (figure 5.1 a). Cette dernière étude a également montré que l'eau dense était principalement exportée vers le Sud-ouest et en particulier dans le canyon du Cap Creus situé à l'extrémité ouest du Golfe. La figure 5.1 b illustre la plongée d'eau dense dans ce canyon. Au cours de cet hiver exceptionnel, *Béthoux et al.* [2002] ont observé des eaux froides à 500 et 1000 m de profondeur dans le canyon de Lacaze-Duthiers, de mi-février à mi-mars, et des vitesses associées de 60 cm s^{-1} . Grâce à une synthèse des diverses mesures récoltées dans une partie importante de la Méditerranée occidentale dans les mois qui ont suivi, ils en déduisent que ces eaux participent au

renouvellement des eaux profondes du Bassin.

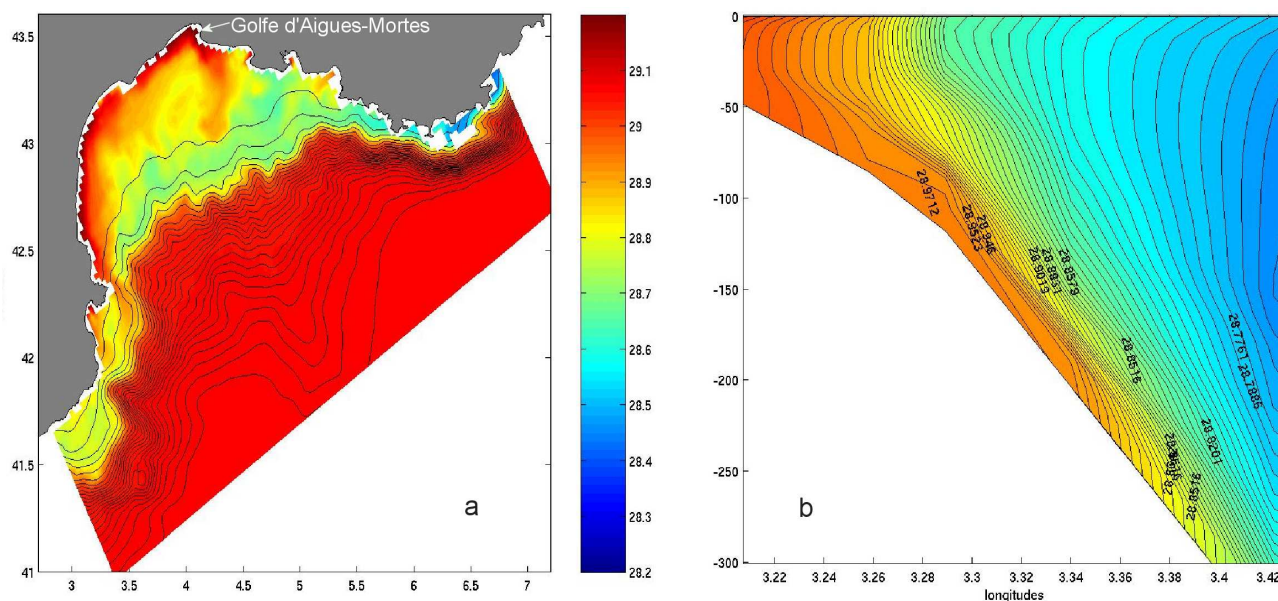


Fig. 5.1 – Anomalie de densité simulée pour le 15 février 1999 a) Champ horizontal au fond, b) Section verticale le long de 42.36°N . Extrait de Dufau-Julliand [2004].

Enfin, la variabilité interannuelle des plongées d'eau froide a été mise en évidence à travers des mesures de température et de courant localisées dans les canyons du Planier et de Lacaze-Duthiers à 500 et 1000 m de profondeur de 1993 à 2001 [Guarracino, 2004] (figure 5.2). Une étude de modélisation menée par Guarracino [2004] établit que le processus de plongée d'eau dense a lieu tous les hivers sur le plateau du Golfe du Lion avec plus ou moins d'intensité. Lorsque les eaux denses atteignent des profondeurs de 150 à 200 m, elles forment les WIW (Winter Intermediate Water) avec les propriétés suivantes : $T = 13.2^\circ\text{C}$, $S = 38.20$. Lorsqu'elles plongent plus profondément, elles peuvent se mélanger avec les LIW (Eaux Levantines Intermédiaires), plus chaudes et plus salées ($T = 13.50^\circ\text{C}$, $S = 38.55$), qui s'étendent entre 200 et 1000 m de profondeur ou avec les MDW (Eaux Profondes Méditerranéennes) qui se situent en dessous [Durrieu de Madron *et al.*, sous presse].

5.1.3 Les tempêtes

Des études récentes ont montré que les tempêtes pouvaient induire des flux particuliers importants dans des canyons sous-marins [Puig *et al.*, 2003, pour le plateau de l'Eel (Californie); Xu *et al.*, 2002, pour le canyon de Monterey (Californie), Palanques *et al.*, 2005, pour le canyon de Palamos (Méditerranée)].

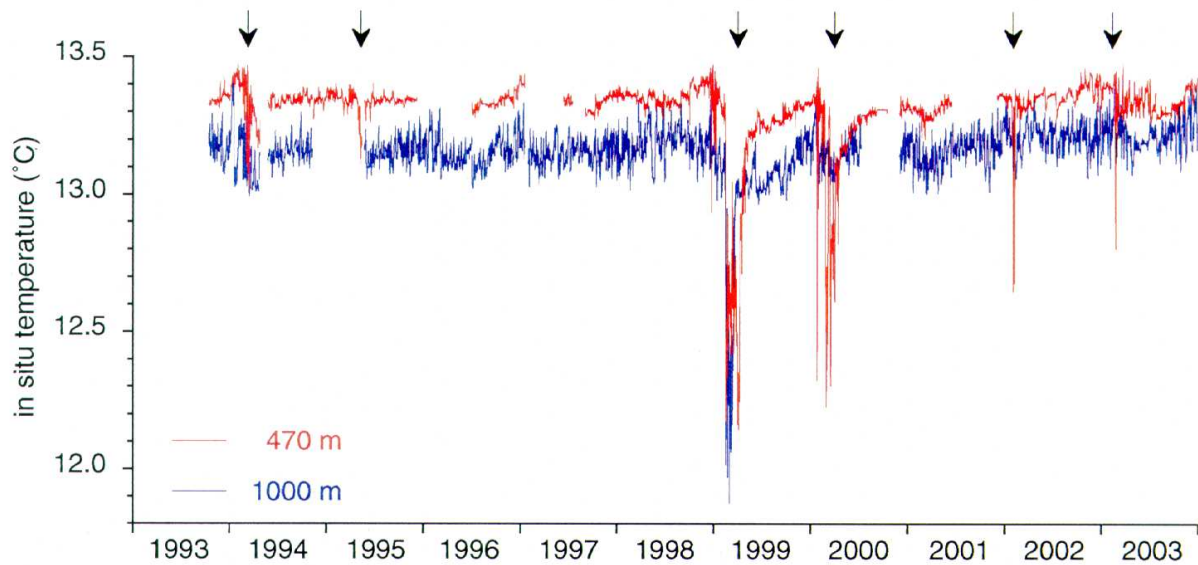


Fig. 5.2 – Série temporelle de température (°C) à 470 m (mi-hauteur) et 1000 m (près du fond) de profondeur dans le canyon de Lacaze-Duthiers. Les flèches indiquent les périodes de plongée d'eau froide significative. Extrait de Durrieu de Madron et al. [sous presse].

Les tempêtes de sud-est sont peu fréquentes et très brèves dans le Golfe du Lion. Elles engendrent de fortes houles et une remise en suspension importante sur le plateau. Les mesures localisées dans les canyons du Planier et de Lacaze-Duthiers à 500 et 1000 m de profondeur de 1993 à 2001 n'ont pas permis d'estimer le rôle des tempêtes sur la variabilité spatio-temporelle des échanges côte/large (voir ci-dessus). Monaco et al. [1990] ont montré cependant un lien entre les tempêtes et les exportations de matière vers le large, à l'aide de mesures dans le canyon de Lacaze-Duthiers, près du fond, à 600 m de profondeur, plus proches donc de la rupture de pente. En effet, ils ont enregistré des pics de flux de matière dans les pièges à particules simultanément sur le plateau et sur la pente pendant une tempête hivernale. En revanche, lors d'une tempête automnale, un pic de flux de matière a été enregistré uniquement sur le plateau. Les processus physiques responsables de ces flux et des connexions plateau/pente demeurent néanmoins mal compris.

5.1.4 Objectif de l'étude

Lors des précédentes études dans le Golfe du Lion, la localisation des mesures (éloignée des têtes de canyon) et/ou leur fréquence (mesures moyennées sur 18 jours) n'ont pas permis de conclure sur la

variabilité des exportations. Plusieurs questions sont restées en suspens : **Quelle est la variabilité spatiale des exportations vers le large ? Le processus de plongées d'eau dense est-il le seul processus physique responsable d'une exportation massive dans le Golfe du Lion ? Quel rôle jouent les tempêtes de sud-est dans les exportations vers le large ? Quelles sont les quantités de matière exportées ?** Le programme européen **EUROSTRATAFORM**, dans le cadre duquel s'inscrit ce travail, a pour objectif une meilleure compréhension du transport de la matière particulaire issue des rivières, sur le plateau puis sur la pente jusqu'à l'océan profond. Il s'agit aussi de différencier quantitativement les voies d'exportation vers le large.

Dans ce chapitre, nous étudierons les mécanismes hydrodynamiques contrôlant les échanges côte/large à travers des observations et la modélisation.

Nous présentons, dans un premier temps, les stratégies d'observation et de modélisation mises en œuvre dans le cadre de l'expérience **EUROSTRATAFORM**. Les différents processus hydrodynamiques identifiés sur la période d'étude sont ensuite décrits et enfin, nous présentons une synthèse des résultats sous la forme de bilans des échanges côte/large par zone, période et processus.

5.2 L'expérience EUROSTRATAFORM : stratégies

5.2.1 Stratégie d'observation

L'expérience **EUROSTRATAFORM** s'est déroulée d'octobre 2003 à mai 2004. Les données collectées consistent en des observations en mouillages fixes et lors de campagnes en mer.

Les équipes impliquées dans les observations sont le CEFREM de Perpignan, l'Institut des Sciences de la Mer de Barcelone et l'Université de Barcelone pour les mouillages et les campagnes dans le Sud-ouest du Golfe du Lion. Des mesures ont également été réalisées dans le Rhône et à proximité de l'embouchure par le SOC (Southampton Oceanography Center), le CEREGE et l'IRSN.

Des mouillages mesurant température, salinité, turbidité et courant ont été fixés, du 5 novembre 2003 au 5 mai 2004, au niveau de sept têtes de canyon, réparties sur l'ensemble de la pente continentale du Golfe du Lion (≈ 300 m de profondeur), comme indiqué sur la figure 5.3. Tous les mouillages sont constitués d'un courantomètre Doppler Aanderaa RCM 9/11 positionné à 5 m au dessus du fond et d'un courantomètre à rotor Aanderaa RCM 7/8 à 28 m au dessus du fond (figure 5.4). L'échantillonnage des mesures a été fixé à 20 min. Les mesures de température et de salinité ont été calibrées à travers des comparaisons avec des observations CTD. Les erreurs peuvent être de l'ordre de 0.05 unité sur la

5.2 L'expérience EUROSTRATAFORM : stratégies

salinité et de $0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$ sur la température. Des pièges à particules placés sur les mouillages ont mesuré les flux de particules. De plus, d'autres mouillages équipés d'instruments similaires étaient en place dans le cadre d'obtention de séries à long terme sur des fonds de 1000 m dans le canyon du Planier et de Lacaze-Duthiers mesurant la température et le courant à 470 et 1000 m de profondeur (figure 5.3). Cette disposition (mouillage en bordure de pente et couverture spatiale de la pente du Golfe du Lion) a pour but de mieux comprendre la variabilité spatiale et de capter l'ensemble des événements responsables d'exportation vers le large. En parallèle, la poursuite des mesures à 1000 m de profondeur

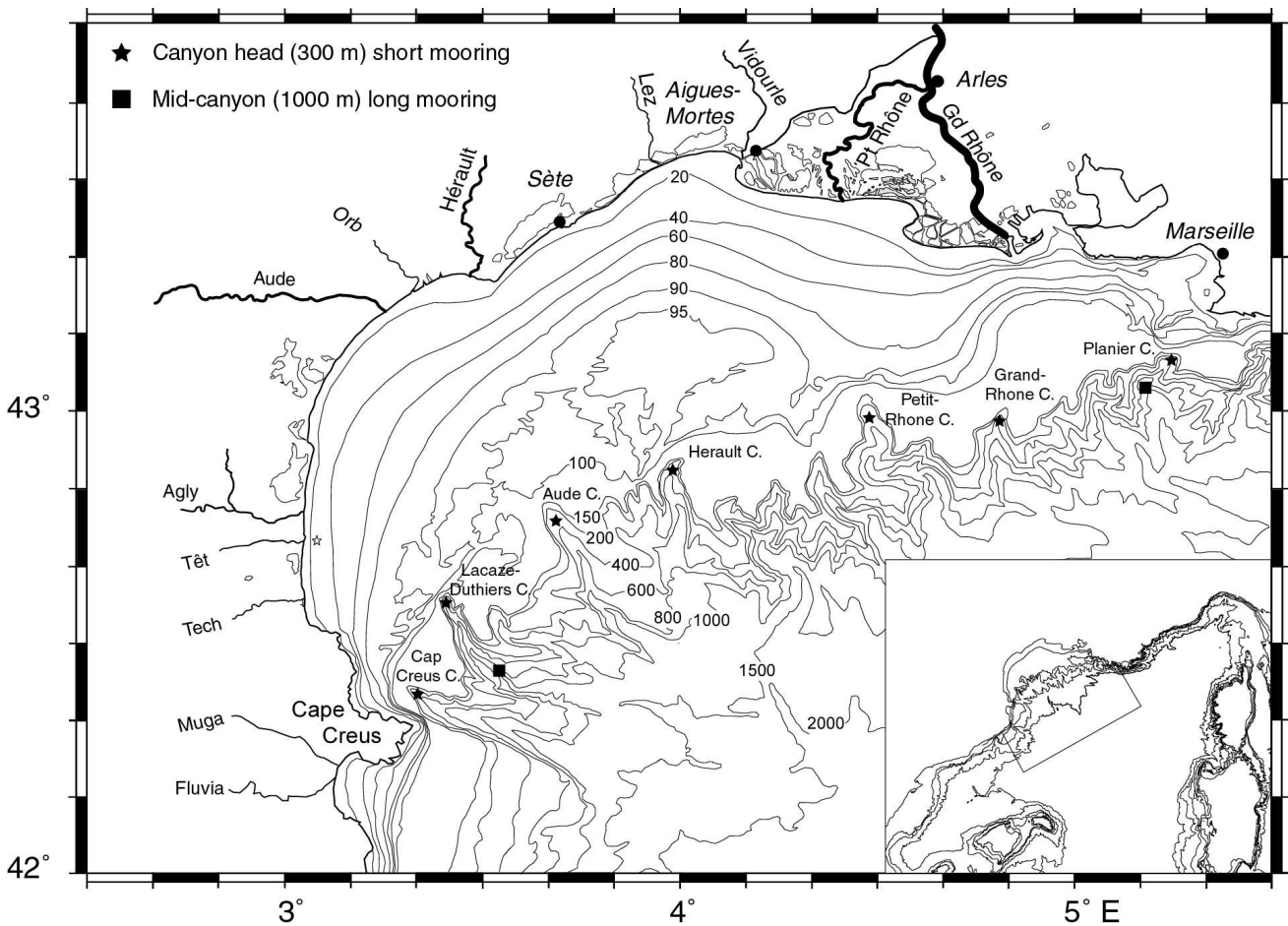


Fig. 5.3 – Description de l'expérience EUROSTRATAFORM. Le cadre représenté dans la figure insérée délimite le domaine de modélisation du Golfe du Lion utilisé pour cette étude.

dans le cadre de la série decennale déjà obtenue devait permettre d'évaluer le potentiel de ces séries en vue d'établir des bilans à cette échelle de temps.

Enfin, un mouillage localisé devant l'embouchure de la Têt, à 27 m de profondeur, a pour objectif de caractériser le plateau en tant que terme source de matière lors des remises en suspension ainsi que son

rôle de puits ou de voie de passage des apports d'un fleuve côtier vers le large. Ce mouillage est constitué d'une bouée météorologique (figure 5.5 a), d'un altimètre (figure 5.5 b), d'un courantomètre RCM9, de pièges à particules, d'une caméra, d'un ADCP de fond et d'une sonde CTD en surface. Il a permis de mesurer le vent, les paramètres de vagues, la salinité, la température, les courants, la turbidité et la variation de hauteur du sédiment pendant deux périodes : du 26 novembre 2003 au 16 janvier 2004 et du 10 février au 24 mars 2004. Au niveau de ce site, le sédiment est composé de silt et d'argile. En automne, le fond est couvert d'une couche de sédiment fluide de 6 à 8 cm, avec une forte teneur en eau, facilement remobilisable [*Monaco et al.*, 1990].

Ces observations fixes ont été complétées par des transects de mesures ADCP et des profils verticaux de salinité, température, turbidité et taille de particules en 9 stations réparties sur le transect, effectués au cours de cinq campagnes en mer, au large de l'embouchure de la Têt, jusqu'à 40 m de profondeur. Par ailleurs, des transects ADCP et de thermosalinographe ont été réalisés dans la partie sud-ouest du plateau et dans les canyons de Lacaze-Duthiers et du Cap Creus en novembre, février et mars. En février, les sept têtes de canyon ont également été documentées lors des opérations de maintenance des mouillages.

Toutes ces observations sont très localisées, soit dans l'espace soit dans le temps, et ne permettent donc pas d'avoir une vision synoptique de la circulation et des processus qui ont lieu sur le plateau et sur la pente. La modélisation tridimensionnelle, après validation, va alors fournir des informations complémentaires nécessaires à la compréhension de la dynamique pendant la période d'étude et à sa quantification globale.

5.2.2 Stratégie de modélisation

Il s'agit ici de préciser l'implémentation du modèle pour cette étude, c'est à dire le domaine de modélisation choisi, l'initialisation et les conditions aux limites appliquées.

Initialisation et forçage aux frontières ouvertes

Une chaîne d'imbrication de trois modèles, illustrée sur la figure 5.6, a été mise en place pour cette étude. Une première grille ($3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$, 40 niveaux verticaux sigma hybrides) s'étend des Iles Baléares jusqu'au Golfe de Gênes, afin de bien prendre en compte la circulation générale de la partie nord-ouest de la Méditerranée. La deuxième grille ($1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km}$, 25 niveaux verticaux sigma généralisée) couvre le Golfe du Lion ; la troisième grille permet de préciser, avec une résolution horizontale accrue ($500 \text{ m} \times$

5.2 L'expérience EUROSTRATAFORM : stratégies

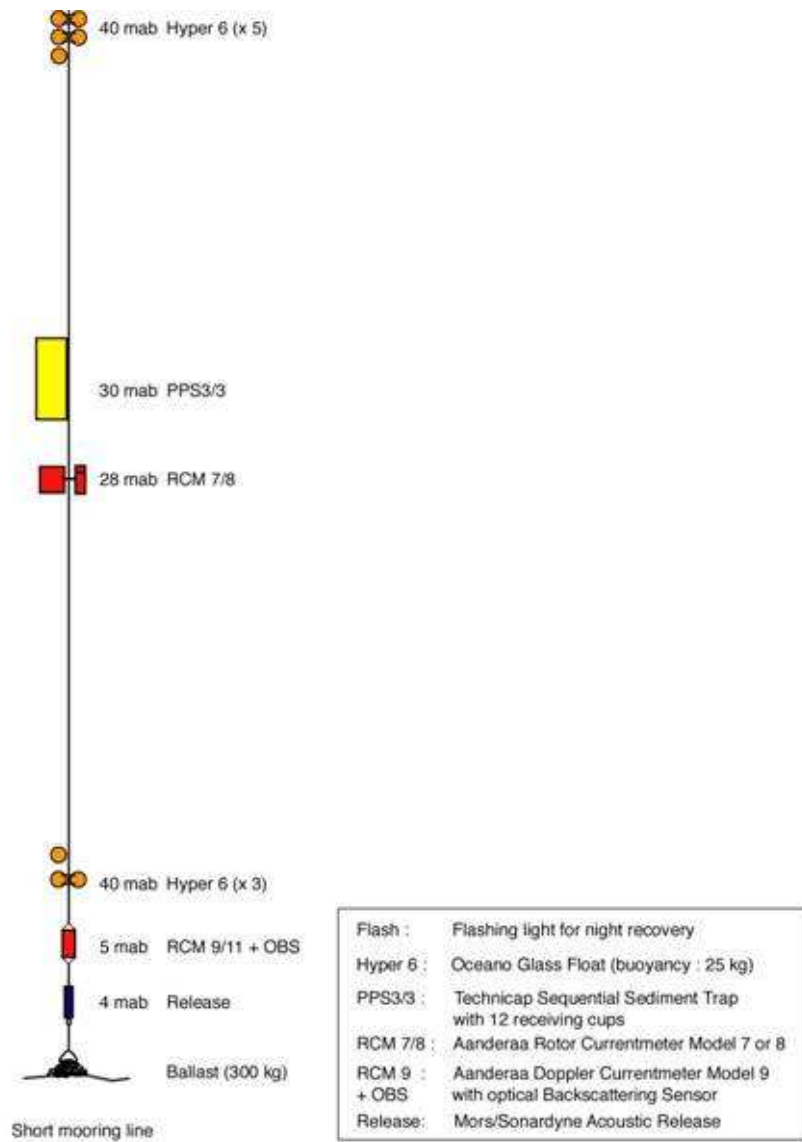


Fig. 5.4 – Description de la ligne de mouillage localisée en tête des sept canyons.

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

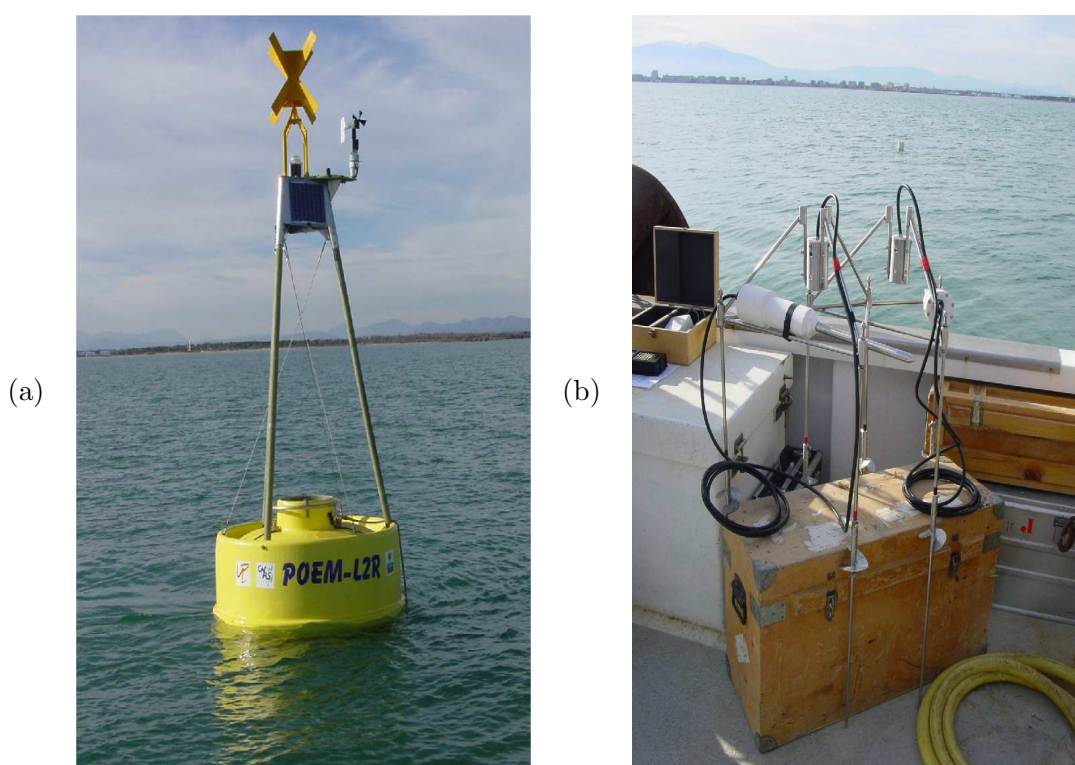


Fig. 5.5 – Bouée météorologique (a) et altimètre (b) fixés devant l'embouchure de la Têt pendant l'expérience EUROSTRATAFORM.

5.2 L'expérience EUROSTRATAFORM : stratégies

500 m, 20 niveaux verticaux sigma généralisée), la dynamique sur la partie sud-ouest du Golfe, région où les cascades d'eau dense sont intenses [Fieux, 1974; Person, 1974; Béthoux et al., 2002; Dufau-Julliand et al., 2004]. Le premier modèle est initialisé et forcé à ses frontières ouvertes par les sorties du modèle OPA, fournies par l'INGV (Istituto Nazionale Di Geofisica e Vulcanologia, Bologne) dans le cadre du programme européen de prévision opérationnel MFSTEP (Mediterranean Forecasting Systems Toward Environmental Predictions), en utilisant la méthode VIFOP (Variational Initialization and FORcing Platform) décrite par Auclair et al. [2001].

La simulation réaliste de la circulation dans le Golfe du Lion a été effectuée du 2 octobre 2003 au 30 mai 2004. Cette période a été choisie parce qu'elle couvre la période d'observation et permet d'étudier les processus automnaux et hivernaux.

Conditions aux limites

La tension de vent et les flux de chaleur sont calculés avec les formules bulk [Geernaert, 1990] en utilisant, d'une part, les sorties prévisionnelles à 6 h du modèle haute résolution ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$) ALADIN de MétéoFrance (pression de surface, température de l'air, humidité relative et vitesses de vent) et, d'autre part, la température de la mer issue du modèle océanique. La figure 5.7 présente une comparaison du vent simulé par le modèle ALADIN au niveau de l'embouchure de la Têt avec le vent enregistré par la bouée au même endroit puis avec le vent mesuré à la station de MétéoFrance de Toreilles (≈ 5 km de l'embouchure de la Têt). La mesure du vent à la bouée a été interrompue le 4 décembre pendant une tempête de sud-est pour des raisons techniques. Cette comparaison montre que le modèle ALADIN surestime légèrement l'intensité du vent sur la partie ouest du plateau pendant le début de l'expérience EUROSTRATAFORM. On observe un léger décalage en direction entre les données de la bouée et les sorties du modèle. De manière générale, les évolutions en intensité et direction sont assez bien reproduites par le modèle.

Les apports d'eau douce des principales rivières du Golfe du Lion (Grand-Rhône, Petit-Rhône, Vidourle, Lez, Herault, Orb, Aude, Agly, Têt, Tech) et du Golfe de Rosas (Fluvia, Muga), indiquées sur la figure 5.3, ont été pris en compte. Nous avons spécifié au niveau des embouchures des rivières les débits liquides journaliers fournis par la Compagnie Nationale du Rhône pour les Grand-Rhône et Petit-Rhône, par la 'banque HYDRO' pour les autres rivières du Golfe du Lion et par le gouvernement espagnol (communication personnelle, *Pere Puig*) concernant les rivières du Golfe de Rosas. L'évolution saisonnière de la température des eaux fluviales a été fixée au niveau des douze rivières selon une

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

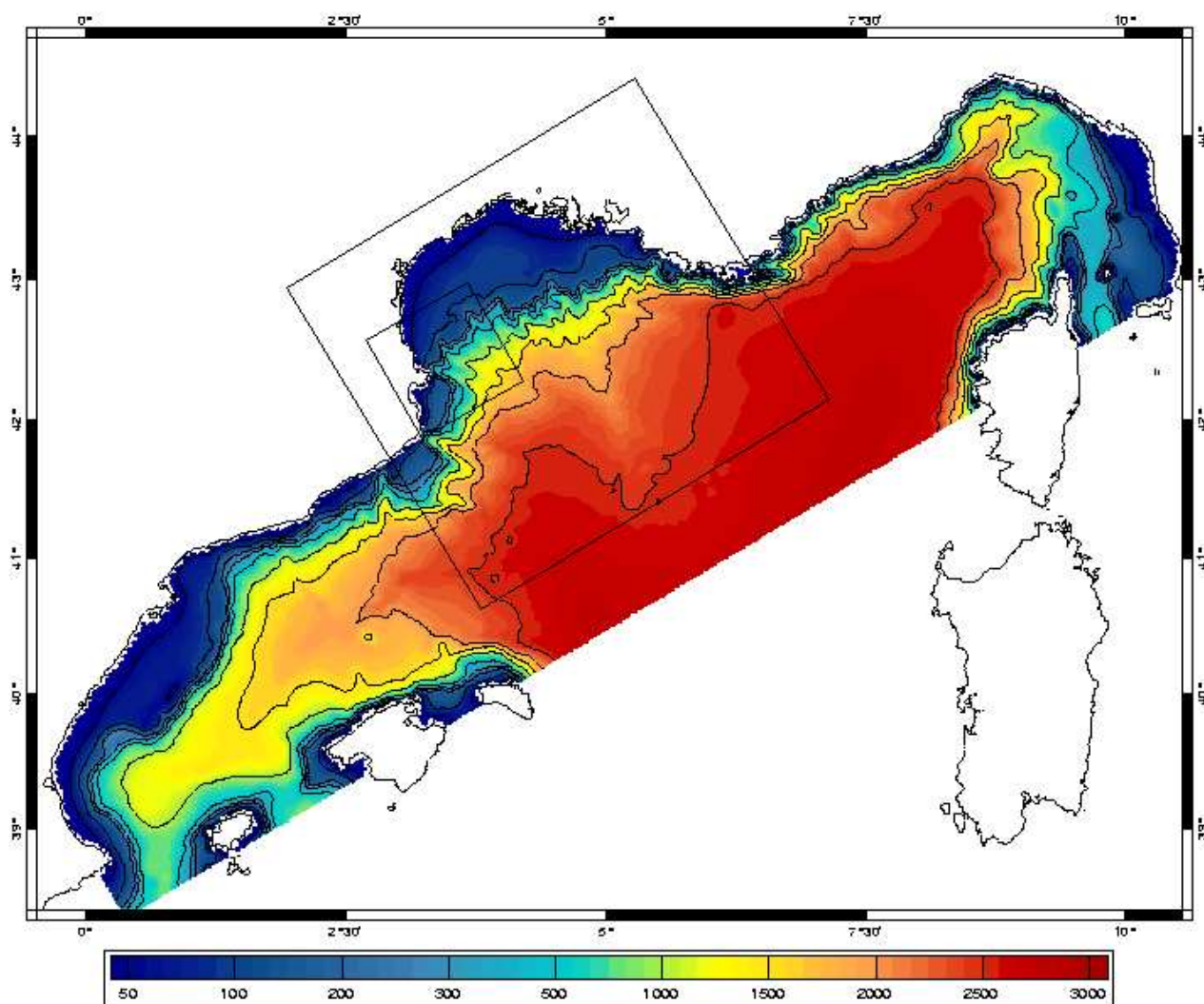


Fig. 5.6 – Bathymétrie (m) du modèle régional. Les domaines des modèles haute résolution sont indiqués par les rectangles.

5.2 L'expérience EUROSTRATAFORM : stratégies

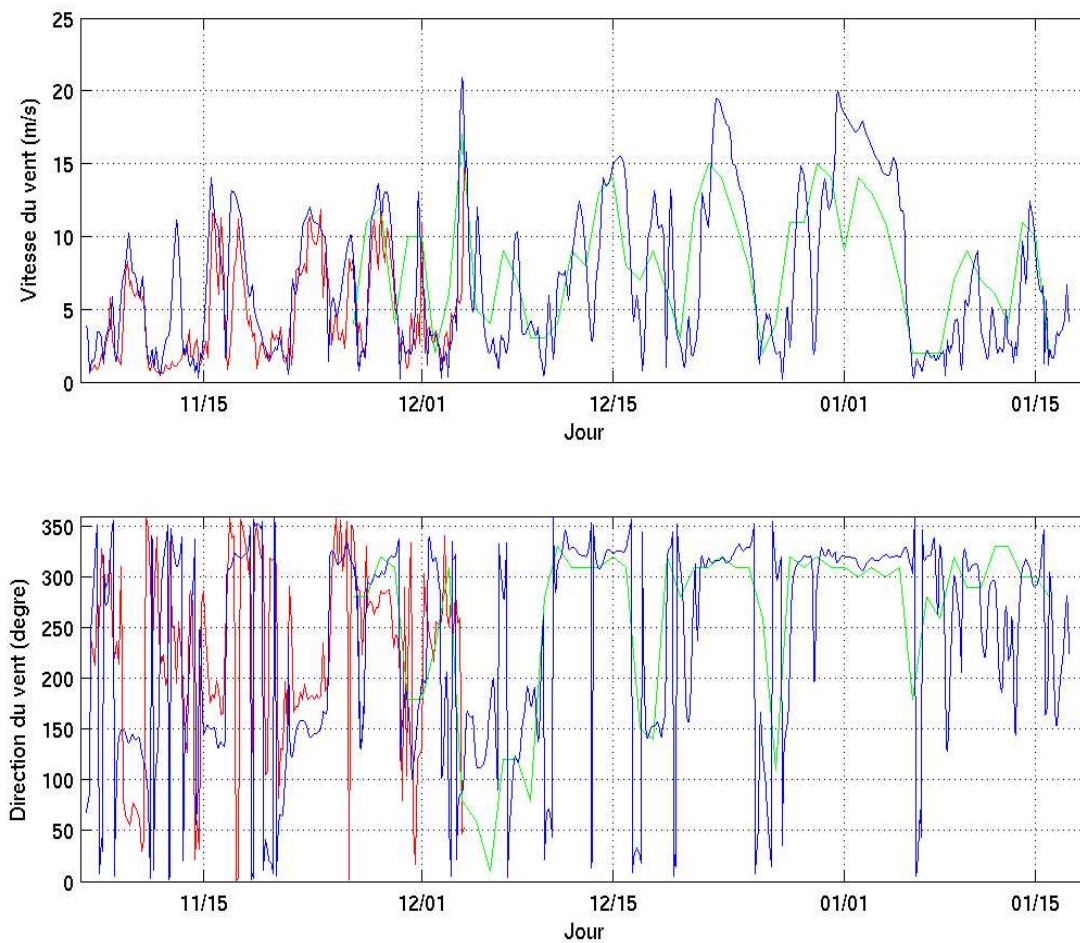


Fig. 5.7 – Comparaison entre les vitesses ($m s^{-1}$) et les directions ($^{\circ}$) du vent simulées par le modèle ALADIN (bleu), mesurées à la bouée devant l'embouchure de la Têt (rouge) et à la station de MétéoFrance de Toreilles (vert).

climatologie basée sur des observations enregistrées dans le Rhône [Poirel *et al.*, 2001]. Sur la période d'étude, le maximum de température (22°C) est atteint en octobre et le minimum (7 °C) en janvier et février.

5.3 Résultats

5.3.1 Description générale de la période

5.3.1.1 Conditions atmosphériques, fluviales et d'état de mer

La figure 5.8 présente l'évolution temporelle des flux de chaleur latente, du vent (vitesse et direction), de la hauteur significative de vague, du niveau de la mer (données fournies par le Service Maritime et de Navigation du Languedoc Roussillon) et du débit du Rhône sur la période d'étude. La figure 5.9 précise le débit de toutes les rivières du Golfe.

La période étudiée est caractérisée par un nombre important de tempêtes de sud-est, associées à de fortes houles. Les deux plus importants pics de hauteur significative de vague, enregistrés au niveau du prodelta de la Têt, ont lieu le 4 décembre (8.4 m) et le 21 février (7.5 m). Ces pics sont associés à des élévations du niveau de la mer près des côtes (supérieures à 50 cm). De plus faibles pics de hauteur significative de vague sont observés le 8 décembre, le 13 mars, le 29 mars et le 16 avril.

Le 4 décembre, la tempête de sud-est est associée à d'importantes précipitations qui entraînent de fortes crues de l'ensemble des rivières du Golfe du Lion (figures 5.8 e et 5.9). Un débit supérieur à 10 000 $m^3 s^{-1}$ est enregistré dans le Rhône (Grand Rhône et Petit Rhône). Le débit cumulé des autres rivières du Golfe représente un tiers du débit du Rhône et n'est donc pas négligeable. Une seconde crue a lieu au niveau du Rhône (4000 $m^3 s^{-1}$) et de l'Aude (400 $m^3 s^{-1}$) mi-janvier. Puis, on observe un pic de débit dans toutes les rivières du Golfe pendant la tempête de sud-est du 21 février. D'autres pics de débit sont observés dans les rivières situées dans le centre et l'Ouest du Golfe tout au long de la période.

En hiver, six coups de vent de nord sont associés à des flux de chaleur très négatifs (figures 5.8 a et b). Ces épisodes ont des durées assez courtes (inférieures à 4 jours). Les quatre premiers événements ont lieu avant le mois de février et les deux derniers épisodes au cours du mois de mars.

On distingue donc grossièrement trois périodes : une période automnale marquée par une tempête de vent de sud-est associée à une crue exceptionnelle, une première période hivernale (jusqu'à mi-février) classiquement caractérisée par des coups de vent de nord et des températures de l'air faibles et une deuxième période hivernale marquée par plusieurs épisodes de vent de sud-est.

5.3 Résultats

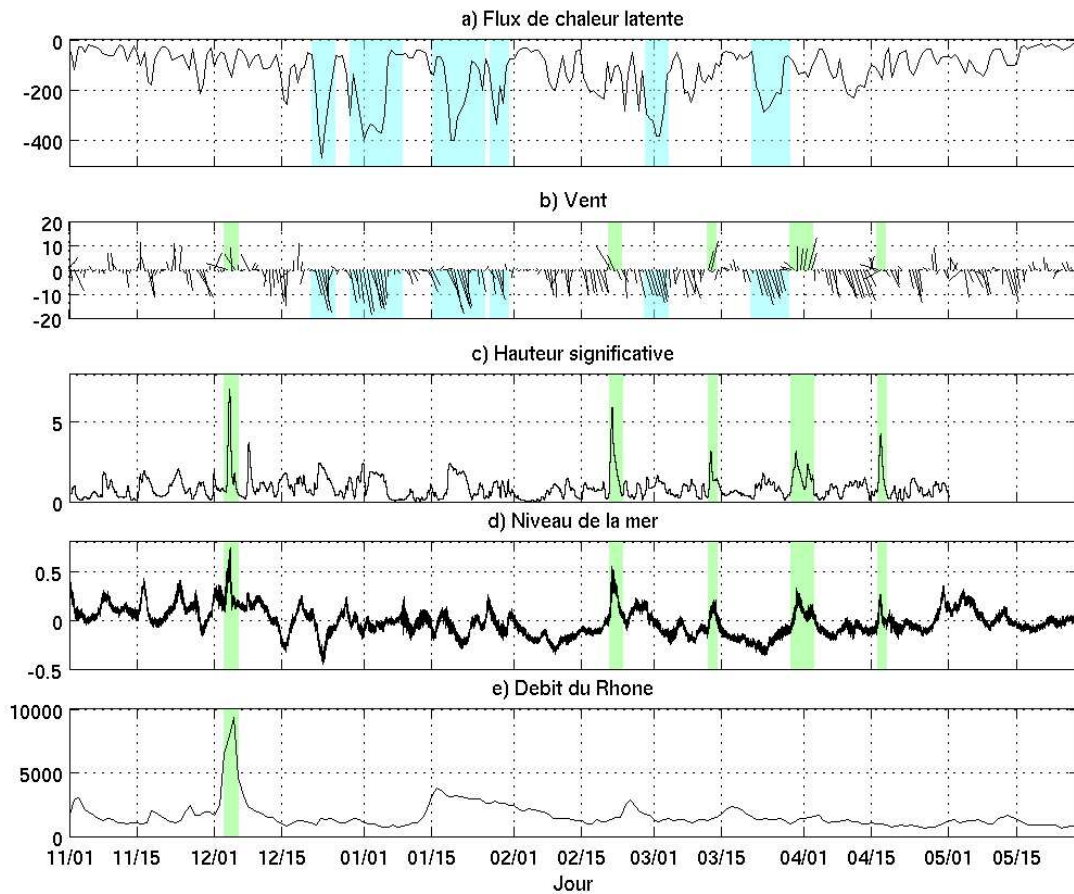


Fig. 5.8 – Evolutions temporelles du flux de chaleur latente ($W m^{-2}$) (a), du vent ALADIN ($m s^{-1}$) (b) et de la hauteur significative de vague (m) (c), simulés au niveau de l'embouchure de la Têt puis, du niveau de la mer (m) mesuré à Sète (d) et du débit du Rhône mesuré ($m^3 s^{-1}$) (e). Les zones vertes indiquent les périodes de tempête de sud-est et les zones bleues délimitent les épisodes de fort vent de nord froid.

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

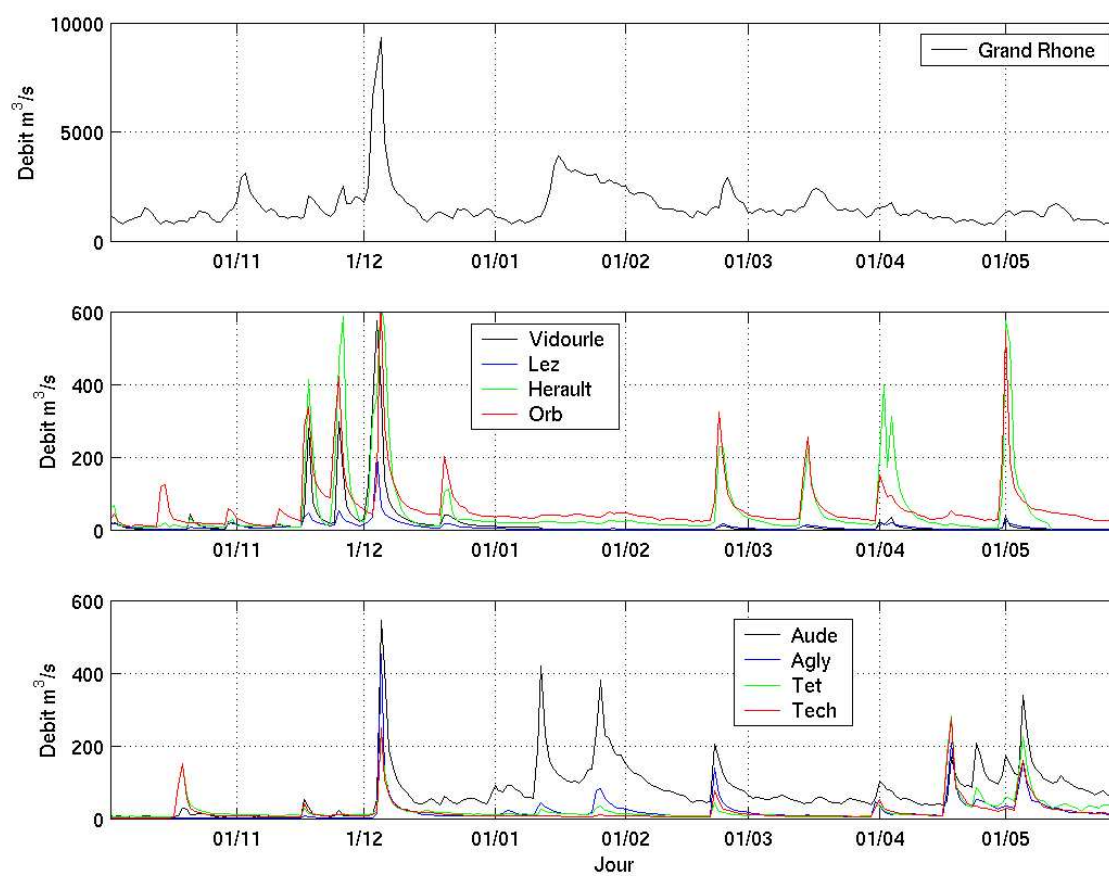


Fig. 5.9 – Evolution temporelle des débits ($m^3 s^{-1}$) des principales rivières du Golfe du Lion, prises en compte dans la modélisation.

5.3 Résultats

5.3.1.2 Température et courant près du fond dans les canyons

Températures observées et simulées

La figure 5.10 présente l'évolution temporelle des températures observées et modélisées dans les sept têtes de canyons sur l'ensemble de la période.

On peut tout d'abord noter une première anomalie positive de température enregistrée dans les canyons situés à l'Ouest (Cap Creus, Lacaze-Duthiers) et au centre (Aude, Hérault, Petit-Rhône) du Golfe, au début du mois de décembre pendant la grosse tempête de sud-est. A l'exception de l'événement de début décembre, les valeurs préhivernales sont constantes (≈ 13.5 °C) et typiques des valeurs trouvées à cette profondeur dans le Courant Nord qui s'écoule le long de la pente.

A partir du mois de janvier, des anomalies négatives de température sont observées dans les canyons du Cap Creus, puis de Lacaze-Duthiers, à la suite de forts coups de vent de nord. Puis à partir de fin février et jusqu'à mi-avril, des chutes de température sont visibles dans l'ensemble des canyons localisés à l'Ouest et au centre du Golfe. Les chutes de température dans le canyon du Planier ne sont enregistrées qu'entre fin février et mi-mars. Les anomalies de température ne sont donc pas toujours corrélées sur l'ensemble du Golfe. On peut aussi noter que les anomalies sont particulièrement importantes dans le canyon du Cap Creus situé à l'extrémité ouest du Golfe. Le modèle reproduit bien l'évolution générale des températures observées. Un pic de température est simulé début décembre, puis des chutes de température sont visibles à partir de janvier dans la simulation. Quelques différences entre les observations et les sorties du modèle sont toutefois notables. En automne, la température simulée est supérieure d'environ 0.7 °C à celle observée dans l'ensemble des canyons. De même, la comparaison entre les salinités observées et simulées dans les canyons au cours de l'automne (non présentée) montre que le modèle sous-estime la salinité d'environ 0.2 unité. La maille de $1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km}$ ne permet pas d'avoir une bathymétrie très précise dans les canyons. En comparant les observations avec les sorties du modèle aux points de même bathymétrie (et non aux points de mêmes coordonnées), cet écart est réduit d'un facteur 2. Une étude de comparaison des profils de température et salinité simulés à ceux obtenus à partir de profils observés (MEDATLAS) (étude réalisée par *Claude Estournel*) montre que ces différences hydrologiques proviennent d'une mauvaise représentation des masses d'eau et en particulier des LIW (Eaux Levantines Intermédiaires) dans les sorties du modèle OPA utilisées comme champ initial et forçage aux frontières ouvertes du modèle SYMPHONIE. D'autre part, on peut voir que les chutes de température simulées précèdent d'environ 3-4 jours celles observées dans les canyons

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

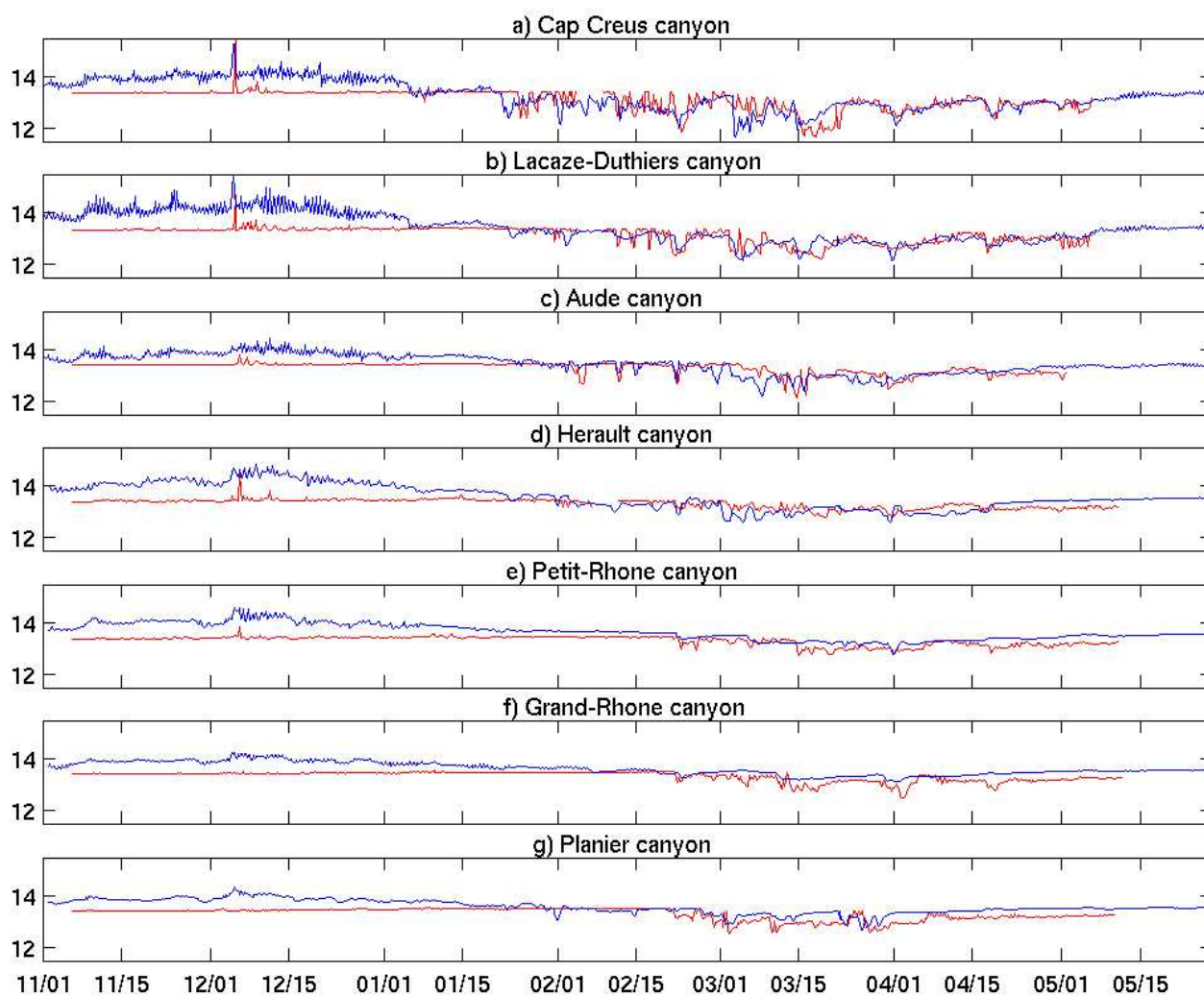


Fig. 5.10 – Evolution temporelle des températures ($^{\circ}\text{C}$) mesurées (en rouge) et simulées (en bleu) à 5 m au dessus du fond au niveau des têtes de canyons (≈ 300 m de profondeur).

5.3 Résultats

situés à l'Ouest pendant la première période hivernale. En augmentant la résolution de la maille et donc en améliorant la représentation des canyons, les chutes de température sont plus abruptes et plus significatives mais restent anticipées.

Vitesses du courant observées et simulées

La figure 5.11 présente l'évolution des vitesses du courant observée et simulée au niveau des sept têtes de canyons. De brefs pics de vitesse sont visibles en décembre dans les canyons situés à l'Ouest. Puis, fin décembre, un pic de vitesse est enregistré dans le canyon du Grand-Rhône. En janvier, deux augmentations de vitesse apparaissent dans le canyon du Cap Creus. Enfin, on distingue quatre pics de courant dans l'ensemble des canyons entre février et mai. Le modèle représente bien l'évolution du courant observée. Néanmoins, les vitesses sont généralement sous-estimées. Elles sont de plus anticipées en janvier dans le canyon du Cap Creus. De nouveau, les variations sont plus marquées dans les canyons situés à l'Ouest et en particulier dans le canyon du Cap Creus, dans les observations et la modélisation.

La figure 5.12 met en relation la température et la vitesse du courant dans le canyon du Cap Creus avec les flux de chaleur et la hauteur significative de vague, ces derniers permettant de mettre en évidence respectivement les coups de vent de nord froid et les tempêtes de sud-est. Il est clairement visible que des pics de courant et des anomalies de température ont lieu pendant les tempêtes de vent de sud-est. La première anomalie de température positive est engendrée par la tempête automnale. Les chutes de température observées à la suite des fortes pertes de chaleur, avant la tempête du 21 février, rappellent les observations présentées par *Béthoux et al.* [2002] et sont donc probablement à attribuer aux processus de plongée d'eau dense. Enfin, les chutes de température observées pendant la deuxième période hivernale semble résulter d'une interaction entre les tempêtes et les plongées d'eau dense.

Les paragraphes suivants sont consacrés à l'étude des trois périodes mises en évidence et aux processus qui leur sont spécifiques.

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

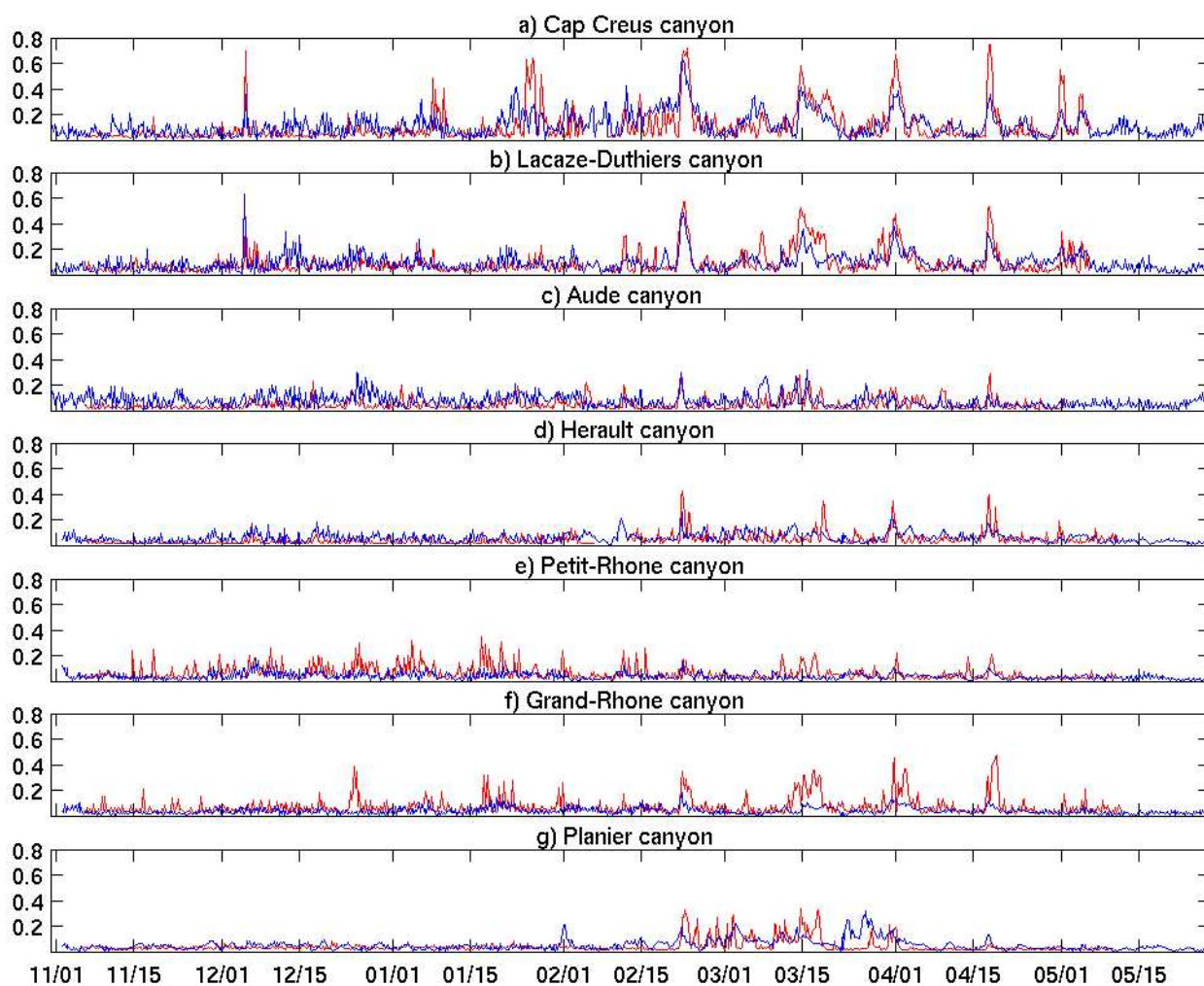


Fig. 5.11 – Evolution temporelle des vitesses ($m s^{-1}$) du courant mesurées (en rouge) et simulées (en bleu) à 5 m au dessus du fond dans les têtes de canyons (≈ 300 m de profondeur).

5.3 Résultats

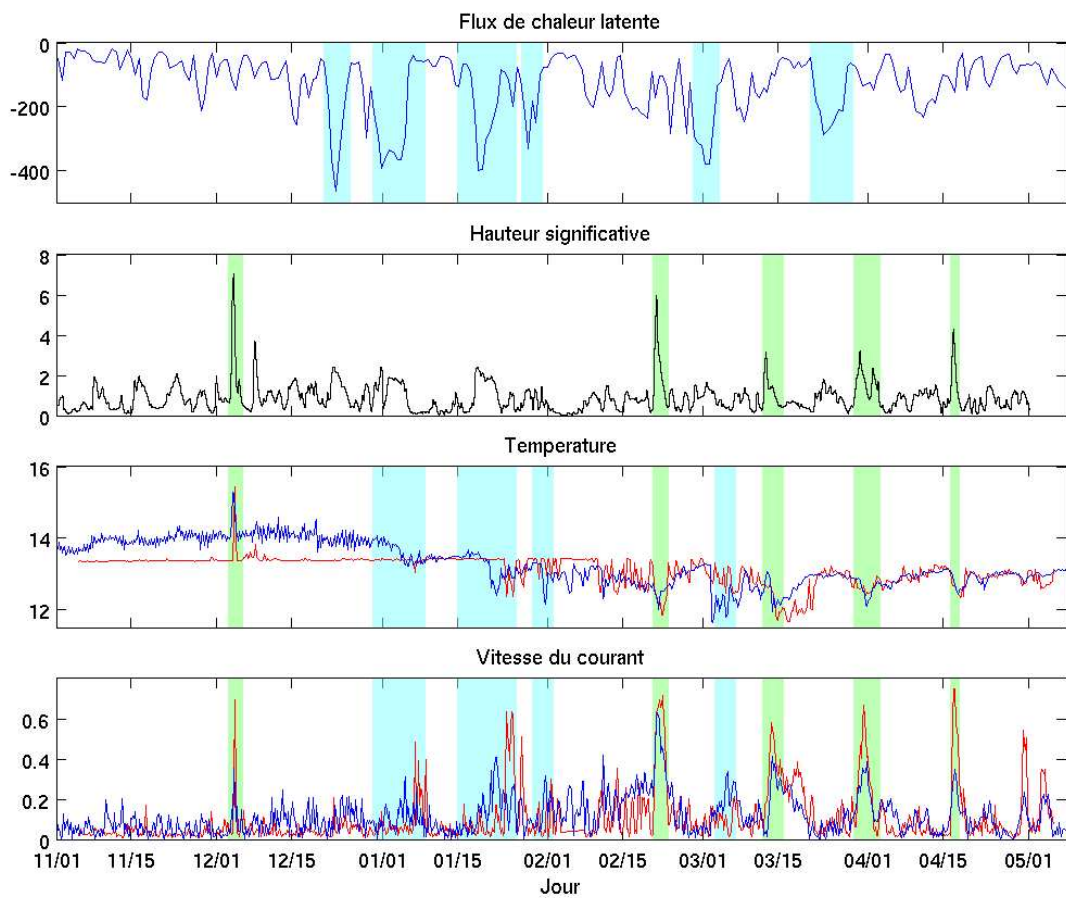


Fig. 5.12 – Evolution temporelle des flux de chaleur ($W m^{-2}$), de la hauteur significative de vague (m), des températures ($^{\circ}C$) et des vitesses ($m s^{-1}$) du courant mesurées (en rouge) et simulées (en bleu) à 5 m au dessus du fond dans le canyon du Cap Creus.

5.3.2 Période automnale : association d'événements extrêmes, crue et tempête de vent de sud-est

Dans ce chapitre, nous allons étudier les événements automnaux : l'effet de la crue par vent de sud-est et les échanges côte/large associés à ce vent.

5.3.2.1 Etude d'une crue par vent de sud-est

Les 3 et 4 décembre, des crues ont lieu dans l'ensemble des rivières du Golfe du Lion sous l'effet de fortes précipitations. Des panaches fluviaux sont visibles devant l'embouchure de chaque fleuve le 5 décembre dans les sorties du modèle (figure 5.13 a). Le vent de sud-est génère une circulation cyclonique sur le plateau, contraignant ainsi l'écoulement des eaux peu salées le long de la côte vers l'Ouest au Nord, et/puis vers le Sud à l'Ouest (figure 5.13 b et c). Les observations de surface réalisées au niveau du prodelta de la Têt (figure 5.14) mettent en évidence une première chute de salinité le 5 décembre due à la crue de la Têt, puis des chutes successives de salinité à partir du 10 décembre qui s'expliquent par l'écoulement des eaux fluviales des rivières situées au Nord devant l'embouchure de la Têt. Le modèle reproduit bien l'évolution de la salinité malgré une atténuation des variations. Ce défaut de modélisation pourrait s'expliquer par la résolution des niveaux verticaux de la grille du modèle. En effet, elle n'est pas optimale en surface puisqu'elle résulte d'un compromis entre la représentation des panaches fluviaux de surface et celle des processus de fond, essentielle pour l'étude du transport sédimentaire. Toutefois, une étude de sensibilité qui a consisté à augmenter le nombre de niveaux verticaux n'a pas permis de conclure sur cette hypothèse.

L'anomalie de salinité devant la Têt s'étend sur une période de deux semaines. Des traceurs lagrangiens ont permis d'estimer le temps de transit des eaux déversées par le Grand-Rhône le 4 décembre : la majorité des traceurs sort au Sud-ouest du Golfe après 10 à 16 jours d'écoulement le long de la côte (non montré).

Nous allons nous intéresser maintenant aux échanges côte/large associés à cette tempête.

5.3.2.2 Impact de la tempête de SE dans les canyons sous-marins

La figure 5.15 présente l'évolution temporelle des vitesses du courant de fond observée et simulée sur le plateau au niveau du prodelta de la Têt, de fin novembre à mi-janvier. Un pic de courant à plus de

5.3 Résultats

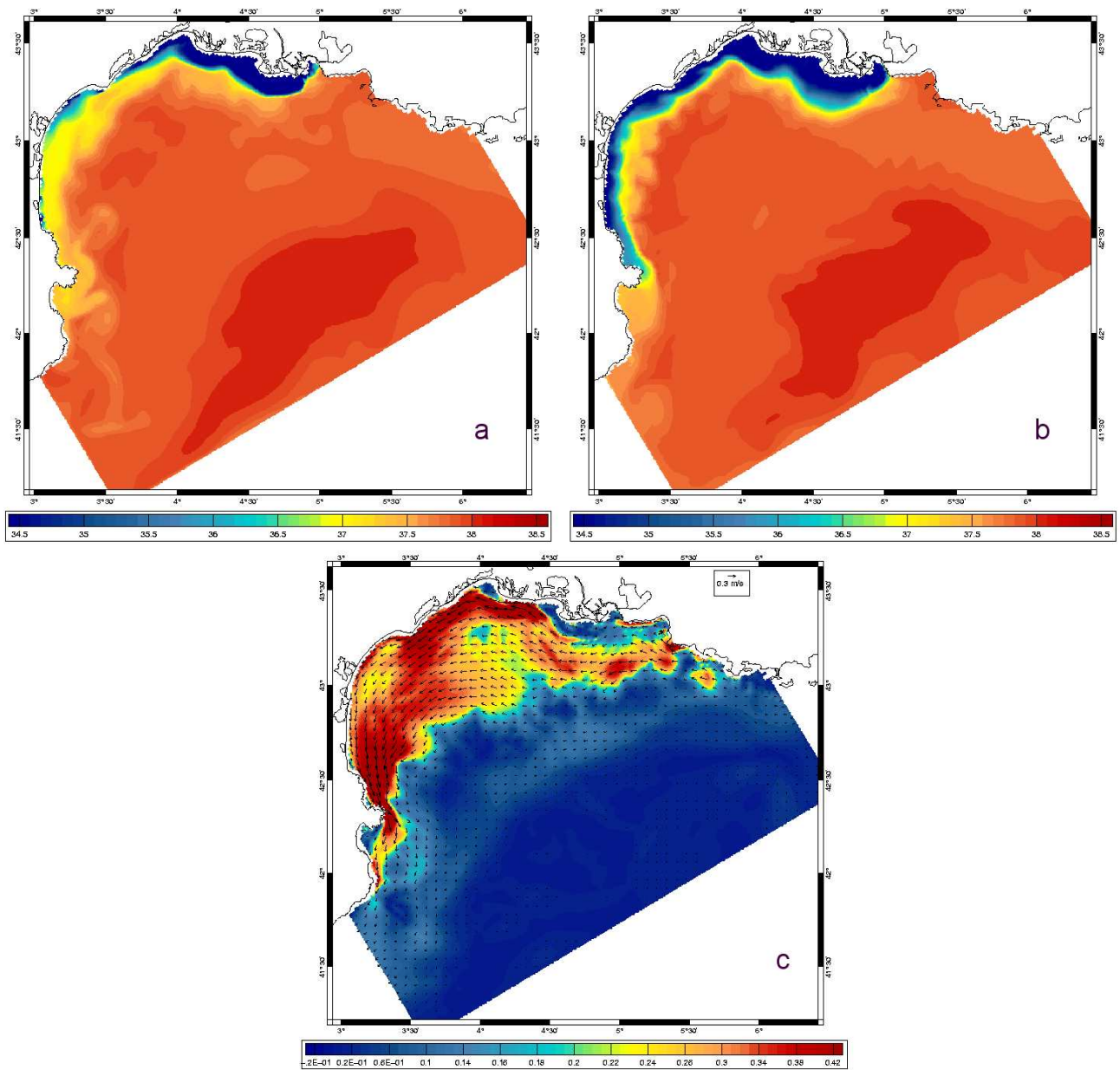


Fig. 5.13 – Champs de salinité de surface simulé pour le 5 décembre 2003 (a) et le 8 décembre 2003 (b) ; Champ de courant moyen (cm s^{-1}) simulé pour le 4 décembre 2003 (c).

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

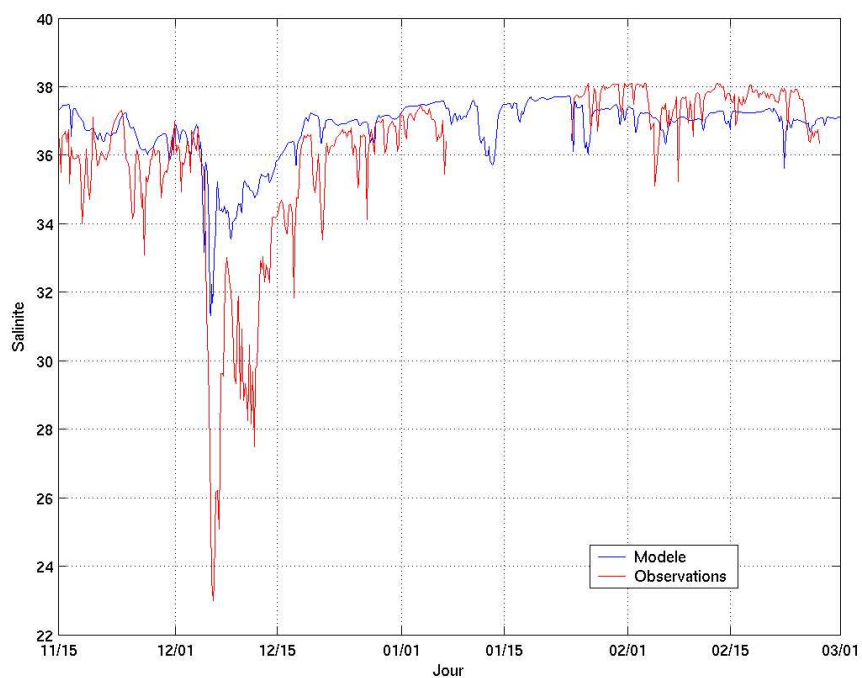


Fig. 5.14 – Evolution temporelle des salinités observée (en rouge) et simulée (en bleu) devant l'embouchure de la Têt.

5.3 Résultats

50 cm s^{-1} est observé au niveau du prodelta pendant la tempête du 4 décembre. Le modèle reproduit bien l'intensification du courant au cours de cet événement, toutefois son intensité est atténuée (30 cm s^{-1}). Cette différence d'intensité rappelle le même phénomène qu'en baie de Banyuls lors de la tempête de 1999 (voir chapitre précédent) et de même pourrait s'expliquer en partie par l'interaction entre la circulation et les courants générés par la houle que nous n'avons pas prise en compte dans cette étude.

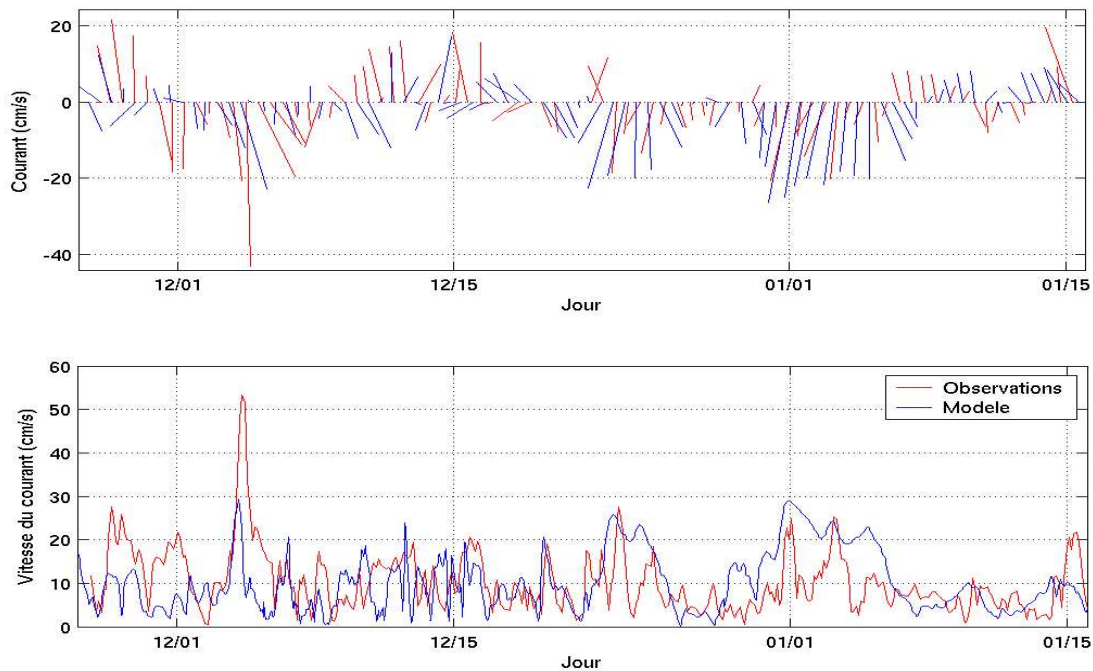


Fig. 5.15 – Evolutions temporelles du courant (cm s^{-1}) devant l'embouchure de la Têt observée (en rouge) et simulée (en bleu). Le baton représente le vecteur vitesse du courant, l'origine du vecteur est positionné sur l'axe $y=0$.

Comme nous l'avons montré dans le paragraphe 5.3.1.2, la tempête de sud-est automnale génère des anomalies positives en température et en vitesse au niveau des têtes des canyons près du fond. La figure 5.16 précise l'évolution temporelle de l'anomalie de densité, la salinité, la température et la vitesse observées dans le canyon du Cap Creus pendant la période de cette tempête. Elle permet de mettre en évidence la rapidité du processus observé dans le canyon qui dure moins de 12 h. On distingue clairement une augmentation de la température ($\Delta T = +2 \text{ }^\circ\text{C}$), une diminution simultanée de la salinité ($\Delta S = -0.7$ unité) et, par conséquent, de la densité ($\Delta \sigma_t = -0.8 \text{ kg m}^{-3}$) pendant le pic de hauteur

de vague. Cette modification thermohaline abrupte est associée à une intensification du courant dirigé vers le large ($\Delta V = +70 \text{ cm s}^{-1}$). Ces observations suggèrent donc une advection d'eau du plateau au minimum jusqu'à 300 m de profondeur dans le canyon.

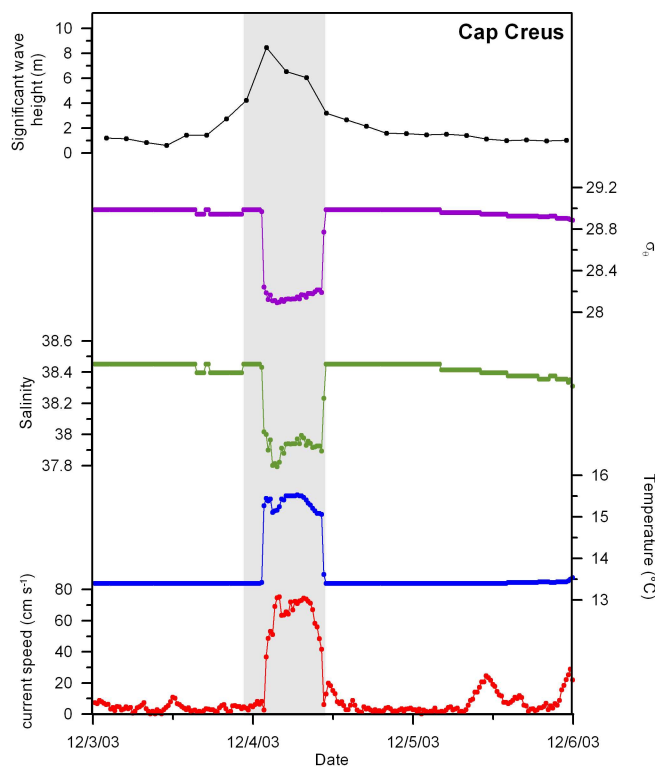


Fig. 5.16 – Evolutions temporelles de la hauteur significative de vague (m) observée devant l'embouchure de la Têt, l'anomalie de densité (kg m^{-3}), la salinité, la température ($^{\circ}\text{C}$), la vitesse du courant (cm s^{-1}), observées dans le canyon du Cap Creus près du fond.

Cependant, les observations sur le plateau et sur la pente ne permettent pas de comprendre la totalité des processus physiques qui ont lieu au cours de cet événement intense. La modélisation apporte alors une vision synoptique de la circulation sur le plateau et sur la pente.

La figure 5.17 présente le courant de fond simulé pour le 4 décembre à 0 h. Ce dernier est dirigé vers le Sud-ouest sur l'ensemble du plateau. Du fait du rétrécissement du plateau au niveau du Cap Creus (sa largeur n'est plus que de quelques kilomètres), la vitesse du courant s'intensifie sous l'effet 'Venturi'. Cet effet, mis en évidence par *Dufau-Julliard et al.* [2004] lors des épisodes de Tramontane, est plus prononcé pendant les épisodes de vent de sud-est, où la majorité des eaux du plateau est dirigée dans la région sud-ouest du Golfe. Dans cette région, des valeurs élevées de vitesse de fond sont visibles sur le plateau externe devant les canyons du Cap Creus, de Lacaze-Duthiers et de l'Aude (figure 5.18 a).

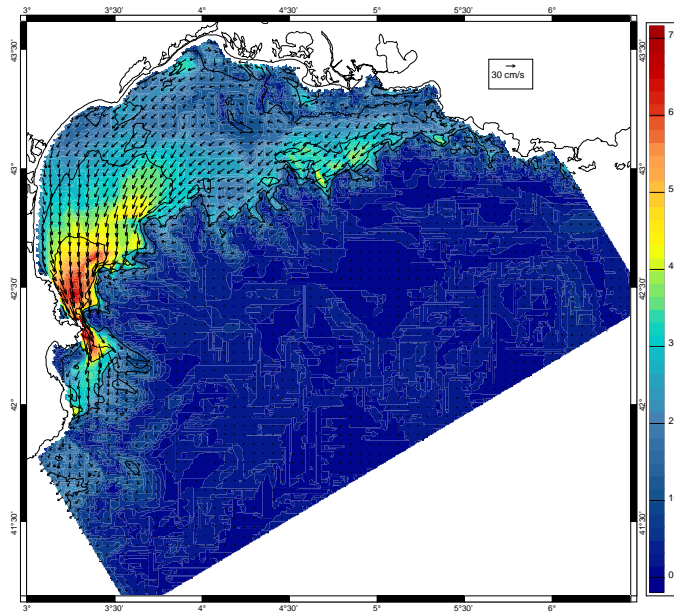


Fig. 5.17 – Champ de courant de fond (cm s^{-1}) simulé pour le 4 décembre 2003 à 6 h.

Le surplus d'eau qui ne peut pas passer sur le plateau, limité en débit par le frottement sur le fond, est évacué à travers les canyons de l'Ouest. Les figures 5.18 b,c,d mettent en évidence les caractéristiques hydrologiques de l'eau dans la région sud-ouest. On distingue le long de la côte la présence d'eaux fluviales, froides ($T < 15^\circ\text{C}$) et peu salées ($S < 37$ unités), issues des crues de l'Agly, de la Têt et du Tech, qui sont exportées le long de la côte vers le plateau espagnol. Sur le plateau externe, on identifie des eaux plus chaudes ($T \approx 15.5^\circ\text{C}$) et plus salées ($S \approx 37.75$ unités) déjà présentes sur le plateau avant les crues. Une partie de ces eaux, dont la densité est plus élevée que celle des eaux côtières, est exportée dans les canyons du Cap Creus et de Lacaze-Duthiers. Les coupes verticales d'anomalie de densité et de courant simulés (figures 5.19 et 5.20) montrent clairement la plongée des eaux du plateau dans le canyon du Cap Creus. Avant la tempête, les eaux du canyon sont caractérisées par des anomalies densités supérieures à 28.4 kg m^{-3} . La 4 décembre à 6 h, on observe des eaux légères ($\sigma_t < 28.4 \text{ kg m}^{-3}$) jusqu'à 300 m de profondeur. A 18 h, 6 h après le pic de hauteur de vague, les eaux légères remontent vers le plateau. Le modèle reproduit donc aussi la rapidité du processus de downwelling engendré par la tempête. On constate que l'advection des eaux du plateau dans le canyon du Cap Creus a lieu sur la totalité de la colonne d'eau avec des courants plus forts en surface.

Des traceurs lagrangiens ont permis de préciser les trajectoires suivies par les eaux légères advectées entre 200 et 300 m de profondeur dans le canyon du Cap Creus. La majorité des traceurs remonte sur

le plateau espagnol et se dirige vers le Sud, comme illustré sur la figure 5.21. Une petite partie des traceurs reste dans l'axe du canyon après leur remontée à environ 100 m de profondeur.

Conclusion

Les observations, réalisées au niveau des têtes de canyons, et la modélisation ont permis de mettre en évidence un processus de downwelling induit par les tempêtes de sud-est qui n'avait pas encore été observé dans le Golfe du Lion. Ce processus a lieu dans les canyons situés à l'Ouest. Il est particulièrement intense dans le canyon du Cap Creus, situé à l'extrémité ouest du talus. En automne, lorsque l'eau sur le plateau est encore chaude, les tempêtes de sud-est entraînent donc l'advection d'eaux légères dans les canyons. La stratification de la colonne d'eau limite toutefois cette advection à des profondeurs proches de 300 m. Lorsque le forçage s'arrête, les eaux légères remontent vers leur profondeur d'équilibre. Un bilan d'exportation/apport d'eau pendant la tempête sera réalisé dans la partie 5.3.4.

5.3 Résultats

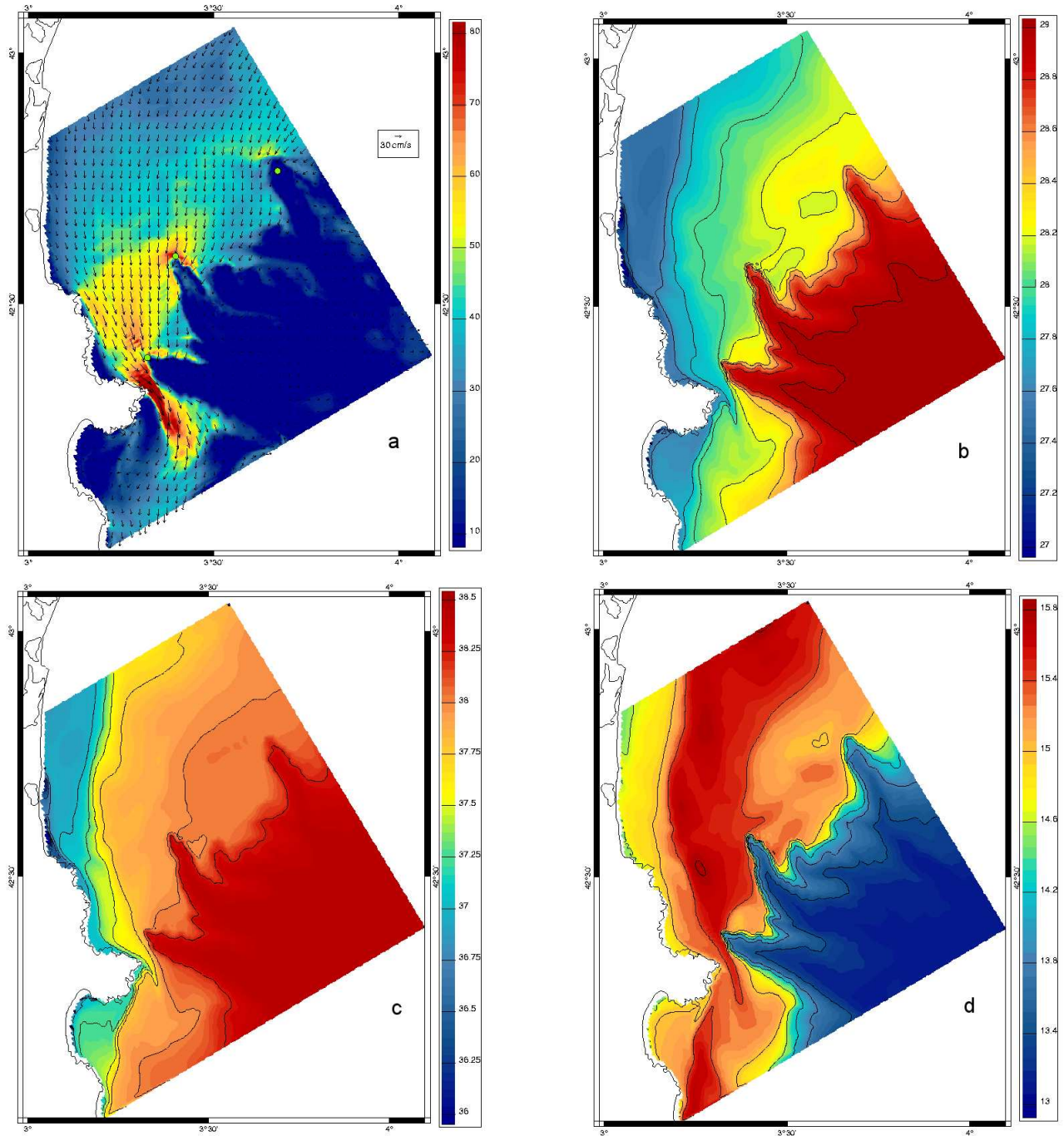


Fig. 5.18 – Champs de courant de fond (cm s^{-1}) (a), de salinité de fond (b), de température de fond ($^{\circ}\text{C}$) (c) et d'anomalie de densité de fond (kg m^{-3}) (d) simulés pour le 4 décembre 2003 à 6 h.

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

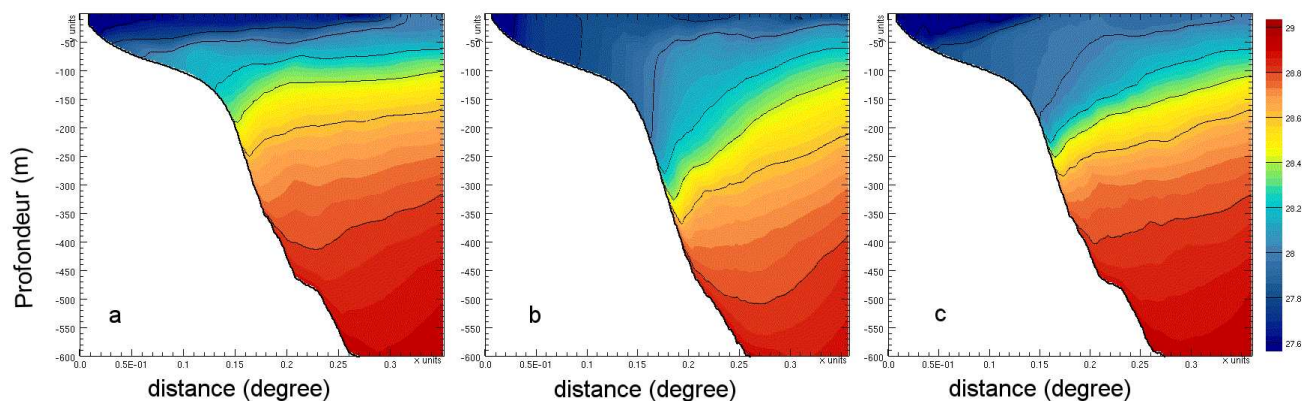


Fig. 5.19 – Coupes verticales d'anomalie de densité (kg m^{-3}) simulées pour (a) le 3 décembre 2003 à 12 h, (b) le 4 décembre 2003 à 6 h et (c) le 4 décembre 2003 à 18 h.

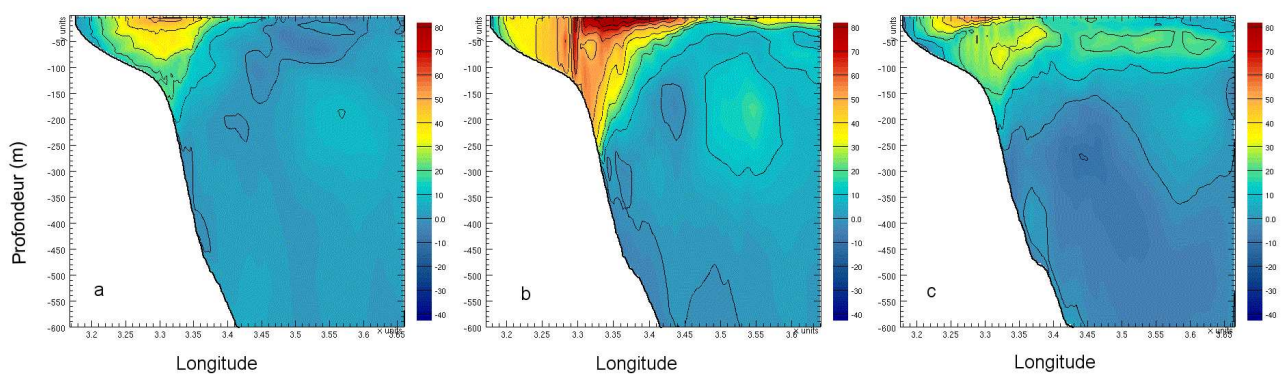


Fig. 5.20 – Coupes verticales du courant (cm s^{-1}) horizontal tangent à la coupe simulées pour (a) le 3 décembre 2003 à 12 h, (b) le 4 décembre 2003 à 6 h et (c) le 4 décembre 2003 à 18 h.

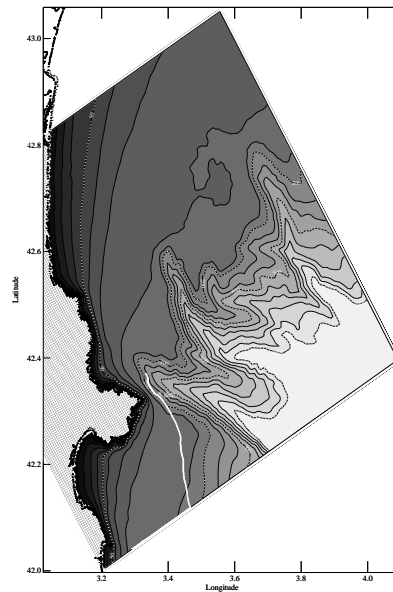


Fig. 5.21 – Trajectoire type des traceurs lagrangiens lâchés dans le canyon du Cap Creus entre 200 et 300 m de profondeur le 4 décembre 2003 à 6 h.

5.3.3 Période hivernale : Interaction des tempêtes et des plongées d'eau dense

Ce paragraphe vise à étudier les processus hivernaux typiques, les formations et les plongées d'eau dense, au cours de l'hiver 2003/2004.

5.3.3.1 Caractérisation de l'hiver étudié

L'hiver 2003/2004 n'est pas un hiver particulièrement froid. Afin de mieux caractériser cet hiver, nous avons calculé le nombre de jours de fort vent de nord froid ($v_{vent} > 10 \text{ m s}^{-1}$ et $T_{air} < 8 \text{ °C}$), de décembre à mars, en utilisant des observations de vent et de température de l'air réalisées à Perpignan (MétéoFrance). Nous avons comparé ce nombre à celui calculé pour l'hiver 1998/1999 ainsi qu'à une moyenne obtenue pour les hivers de 1973 à 2001. Les résultats sont résumés dans le tableau 5.1. L'hiver 1998/1999, pendant lequel des plongées d'eau dense ont été observées à 500 et 1000 m de profondeur [Béthoux et al., 2002] a présenté des vents de nord très froids et fréquents. Ces forts vents de nord ont de plus soufflé sans interruption sur une période de 29 jours. Par ailleurs, en 1998/1999, les apports fluviaux ont été faibles pendant la phase de densification de l'eau (phase de pré-conditionnement) (non montré). Les différents facteurs contrôlant l'hydrologie sur le plateau ont donc été favorables à la génération d'eau dense au cours de cet hiver.

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

L'hiver 2003/2004 est marqué par un très faible nombre de jours de vent de nord fort et froid (7 jours). De plus, les périodes de vent de nord sont très courtes. D'autre part, la crue du 4 décembre 2003 a généré une dessalure et, par conséquent, un allègement des eaux sur l'ensemble du Golfe. L'apport massif d'eau douce pendant la phase de pré-conditionnement et la formation des eaux denses, ainsi que la faiblesse et la brièveté des épisodes de vent de nord constituent des facteurs défavorables à la formation d'eau dense au cours de l'hiver étudié.

Nombre de jours de vent de nord	Moyenne sur 1973-2001	Hiver 1998-1999	Hiver 2003-2004
$v_{vent} > 10 \text{ m s}^{-1}$	57.3	68	28
$v_{vent} > 10 \text{ m s}^{-1}$ et $T_{air} < 8 \text{ }^{\circ}\text{C}$	16	22	7
$v_{vent} > 10 \text{ m s}^{-1}$ sans interruption	11.5	29	4

TAB. 5.1 – Caractéristiques météorologiques.

Les observations au niveau des deux mouillages situés sur des fonds de 1000 m (représentés par des carrés noirs sur la figure 5.3) montrent une brève anomalie de température de 0.5 °C seulement à mi-hauteur dans le canyon de Lacaze-Duthiers, à partir de mars. Pendant l'hiver 1998/1999, une chute de température supérieure à 1 °C avait été enregistrée aux mêmes endroits par *Béthoux et al.* [2002] entre mi-février et mi-mars 1999. Ces différentes observations sont cohérentes avec les considérations évoquées ci-dessus.

Des cascades d'eau dense sont toutefois révélées au cours de l'hiver étudié par un refroidissement supérieur à 1.5 °C et de forts courants descendants, en tête de canyons c'est à dire plus près de la bordure du plateau, au cours des mois de janvier et de février (figures 5.10 et 5.11). Comme nous l'avons déjà souligné dans le paragraphe 5.3.1.2, ces chutes de température ont lieu uniquement dans les canyons situés à l'Ouest (Cap Creus, Lacaze-Duthiers) et au centre (Aude, Hérault). Elles sont enregistrées à la suite d'épisodes de fort vent de nord, associés à des flux de chaleur très négatifs, et hors période de tempête de sud-est (figure 5.12). Les observations à 300 m de profondeur et celles à 500 et 1000 m de profondeur suggèrent alors que les eaux denses formées au cours de cet hiver n'ont pas suivi la même trajectoire qu'en 1999 et/ou qu'elles ont atteint leur niveau d'équilibre à de plus faibles

5.3 Résultats

profondeurs. Le paragraphe 5.3.3.3 sera consacré à l'étude de ces cascades d'eau dense.

Dans le paragraphe suivant, la modélisation va permettre de localiser les zones de formation d'eau dense et de mieux appréhender la propagation des eaux denses sur le plateau, pendant l'hiver 2003/2004, caractérisé par une phase de pré-conditionnement défavorable, des épisodes de vent de nord courts et peu fréquents ainsi que des tempêtes de sud-est.

5.3.3.2 Formation et propagation des eaux denses sur le plateau

De décembre 2003 à mai 2004, six épisodes majeurs de vent de nord couplé à d'intenses pertes de chaleur ont lieu dans le Golfe du Lion (figure 5.8). Les quatre premiers épisodes sont enregistrés avant le mois de février et les deux derniers ont lieu en mars.

La figure 5.22 met en évidence le refroidissement de la colonne d'eau au cours de la deuxième quinzaine de décembre, induit par les forts vents de nord froids. Du 17 décembre au 4 janvier, la température diminue de 3-4 °C. On note que le modèle restitue bien la diminution de température observée. Lors de cette période, où la température de surface diminue (le pré-conditionnement), la thermocline saisonnière s'érode peu à peu puis disparaît. Cette déstratification précède la formation d'eau dense.

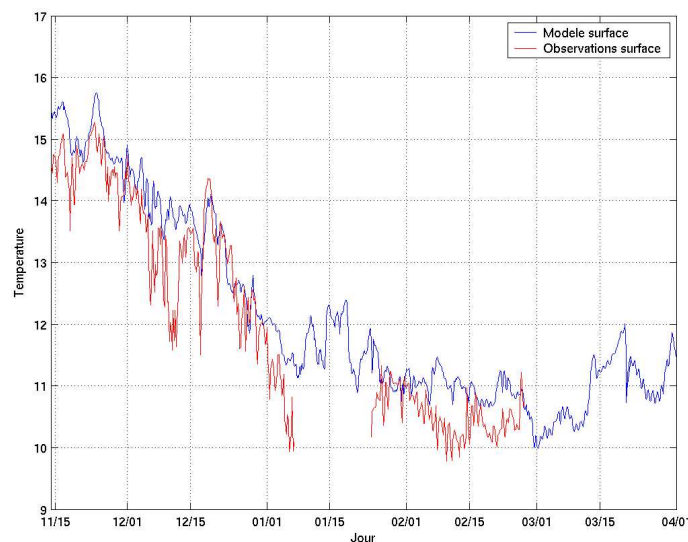


Fig. 5.22 – Evolution temporelle des températures (°C) de surface observée (en rouge) et simulée (en bleu) au niveau du prodelta de la Têt.

Début janvier, après les deux premiers épisodes d'intense vent de nord, la température de l'eau a diminué sur l'ensemble du Golfe (figure 5.23 d). Toutefois, le refroidissement est plus prononcé dans les régions

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

côtières peu profondes ($-3\text{ }^{\circ}\text{C}$) que sur le plateau externe ($-2\text{ }^{\circ}\text{C}$). Par ailleurs, lors de ces vents de nord, des eaux denses du large pénètrent sur le plateau sous l'effet d'upwellings simulés dans les canyons (figure 5.24), déjà observés par *Bourcier* [1978].

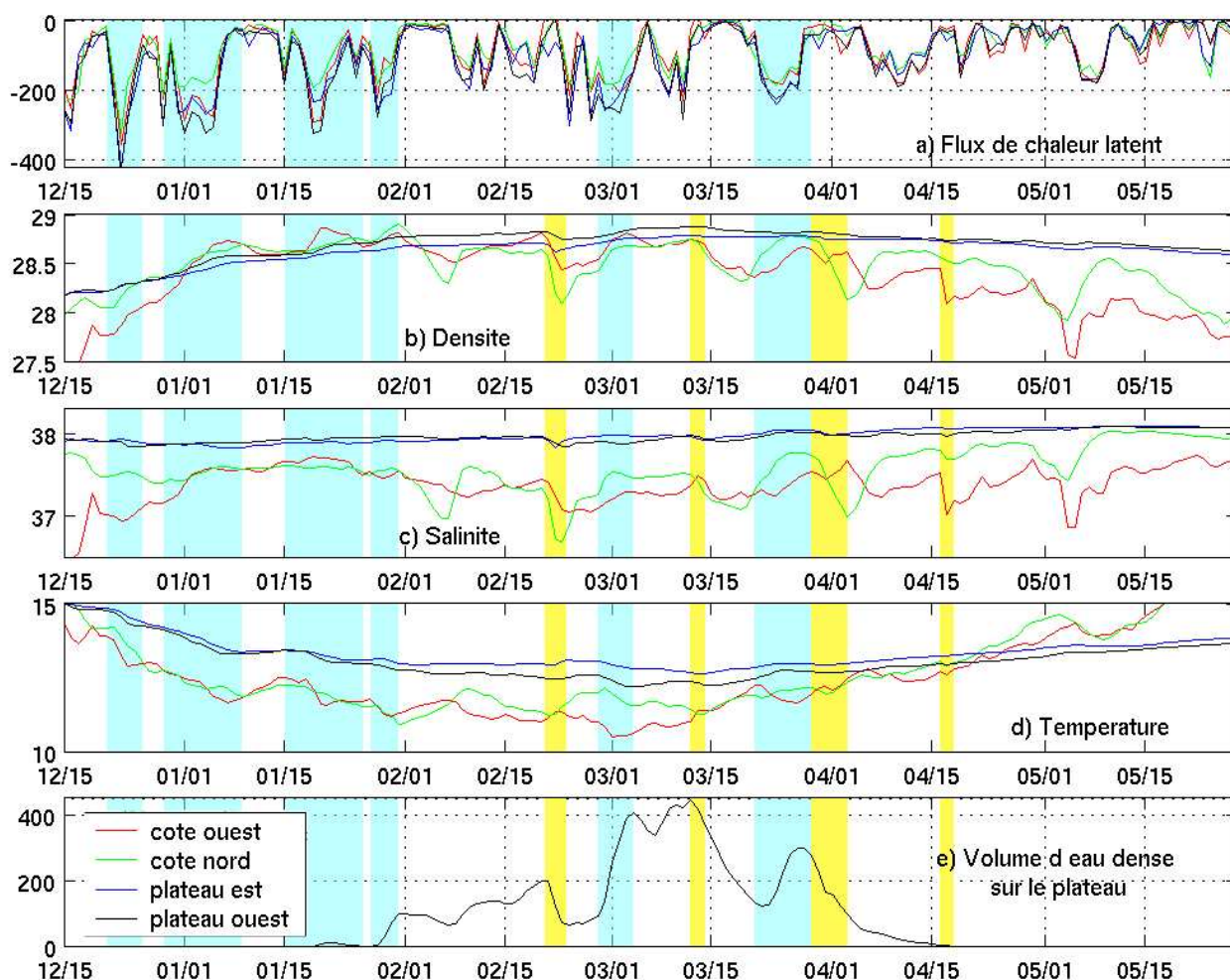


Fig. 5.23 – Evolutions temporelles des flux de chaleur (W m^{-2}) (a), de l'anomalie de densité (kg m^{-3}) (b), de la salinité (c), de la température ($^{\circ}\text{C}$) (d) et du volume (km^3) d'eau dense ($\sigma_t < 28.8\text{ kg m}^{-3}$) (e). Les zones bleues délimitent les périodes de fort vent de nord et les zones jaunes délimitent les périodes de tempête de vent marin.

Ces remontées d'eaux originaires du large et le refroidissement évoqué précédemment entraînent une densification des eaux sur le plateau (figure 5.23 b). Le 4 janvier, des eaux denses apparaissent le long des côtes ouest et nord (régions de Sète et du Golfe d'Aigues Mortes) ainsi que dans la région de Marseille (figure 5.25 a). Nous avons calculé l'évolution temporelle du volume d'eau dense ($\sigma_t > 28.8\text{ kg m}^{-3}$) présent sur le plateau au cours de cet hiver et l'avons tracé sur la figure 5.23 e. Ce volume

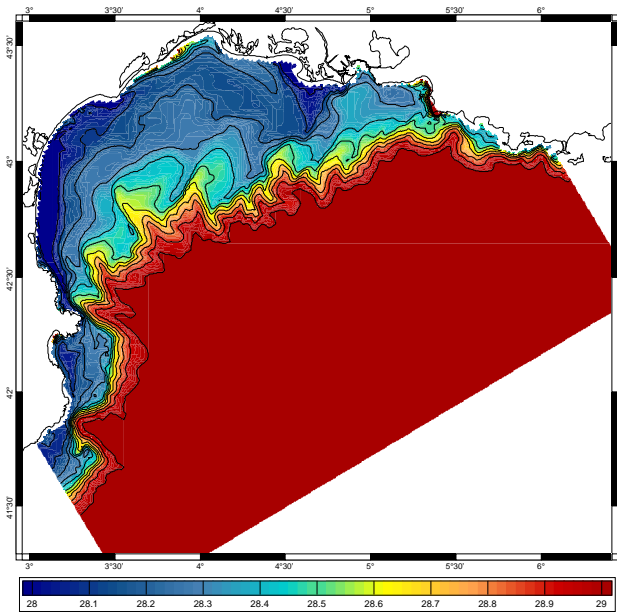


Fig. 5.24 – Champ d'anomalie de densité ($kg\ m^{-3}$) simulé pour le 24 décembre 2003 à 0 h.

commence à devenir significatif lors des deux épisodes de vent de nord qui ont lieu fin janvier (18-20 janvier et 27-30 janvier). Le 30 janvier à 0 h, une partie des eaux denses formées s'est déplacée vers le milieu du plateau, mais les maxima de densité restent près des côtes (figure 5.25 b). De plus, des eaux denses originaires du large ont de nouveau pénétré sur le centre du plateau à travers les canyons de l'Aude et de l'Hérault. Les eaux atteignent des valeurs d'anomalie de densité supérieures à $28.7\ kg\ m^{-3}$ sur l'ensemble du plateau en dehors des zones d'influence du Rhône et de l'Aude. Le faible volume d'eau dense (inférieur à $200\ km^3$) présent fin janvier sur le plateau après les quatre épisodes de vent de nord résulte de la brièveté des épisodes de pertes de chaleur et des forts apports d'eau douce en décembre et en janvier.

Les 30 et 31 janvier, un vent de sud-ouest et le faible vent qui suit favorisent un écoulement cyclonique de l'apport massif d'eaux fluviales le long des côtes, visibles encore le 8 février sur la figure 5.25 c. La salinité et, par conséquent, la densité diminuent sur la partie interne du plateau et en particulier dans les zones de formation habituelles situées le long des côtes (figures 5.23 b et c). Le coeur des eaux denses s'écoulent doucement sur des fonds plus profonds. Il atteint des profondeurs de 95 m le 8 février (figure 5.25 c). A partir de cet événement, les côtes sont sous influence régulière des apports d'eau douce et elles ne sont plus le siège de formation d'eau significativement dense.

La forte tempête de vent marin qui a lieu le 21 février va induire un nouvel allègement, plus intense,

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

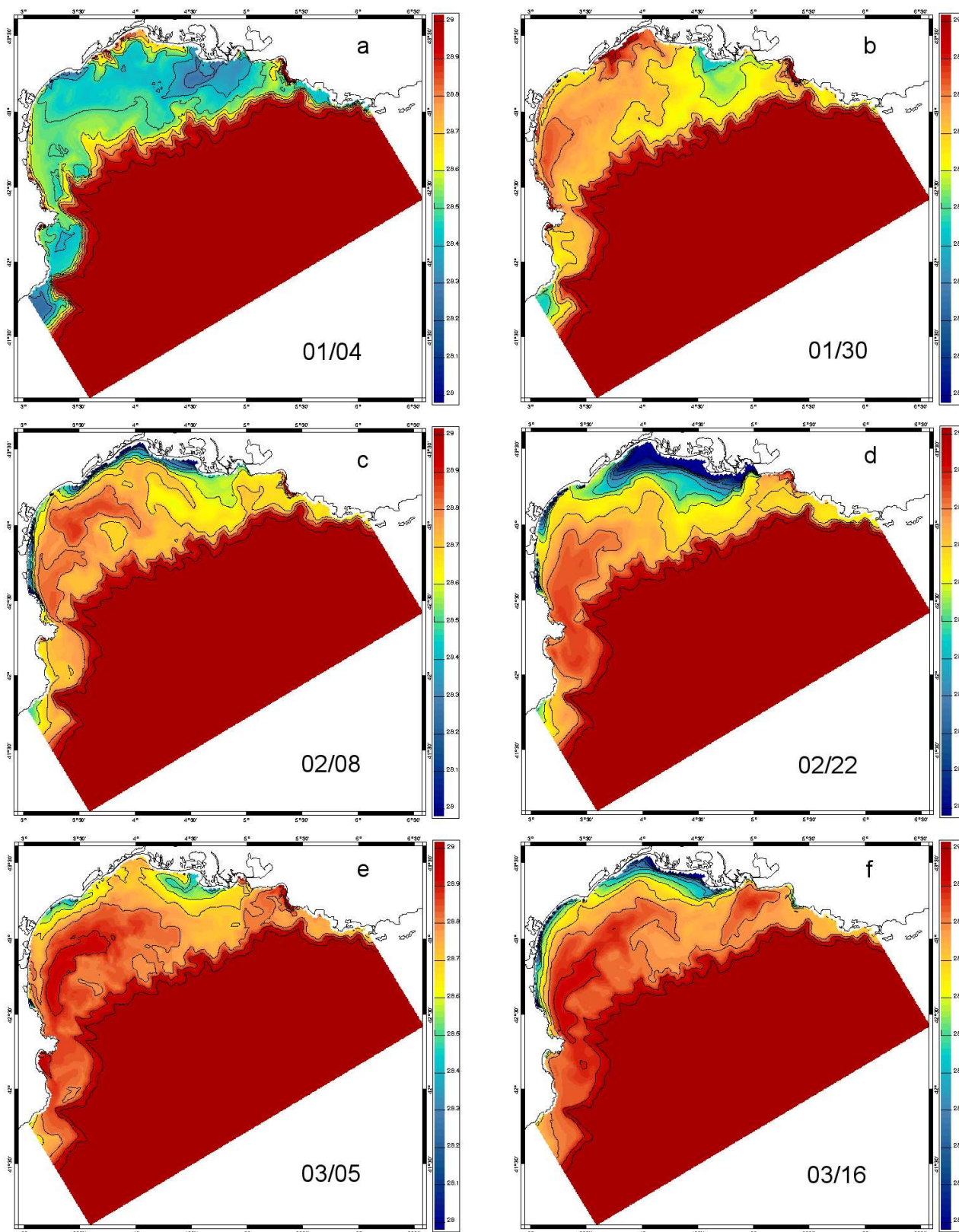


Fig. 5.25 – Champs d'anomalie de densité (kg m^{-3}) de fond simulés pour le 4 janvier 2004 (a), le 30 janvier 2004 (b), le 8 février 2004 (c), le 22 février 2004 (d), le 5 mars 2004 (e) et le 16 mars 2004 (f).

5.3 Résultats

des eaux à la côte (figure 5.25 d). De plus, la circulation cyclonique qu'il génère (similaire à celle du 4 décembre 2003 à 0 h, paragraphe 5.3.2.2, figure 5.17) favorise l'évacuation des eaux denses du plateau vers la partie sud-ouest du Golfe. On note une nette diminution du volume d'eau dense sur le plateau pendant la tempête (figure 5.23 e). Après cet événement, les eaux les plus denses sont localisées sur des fonds de profondeurs supérieures à 50 m.

Le cinquième coup de vent de nord a lieu du 27 février au 4 mars. On note qu'au cours de cet épisode, l'augmentation du volume d'eau dense est la plus significative de l'hiver étudié (figure 5.23 e). La figure 5.25 e montre que les eaux denses sont alors générées sur le plateau externe, entre 50 et 100 m de profondeur, dans la partie ouest du Golfe, où à la fois les pertes de chaleur sont importantes (figure 5.23 a) et l'influence des eaux douces est faible. On peut également noter d'intenses formations d'eau dense le long des côtes marseillaises qui se propage vers la bordure du plateau et s'écoule dans le canyon du Planier (figure 5.25 e). Cet écoulement d'eau dense est également mis en évidence et confirmé par les chutes de température et les courants atteignant des vitesses de 30 cm s^{-1} observés au niveau de ce canyon à partir de la tempête du 21 février (figures 5.10 et 5.11).

La nouvelle tempête de sud-est qui débute le 13 mars engendre une nouvelle évacuation des eaux denses du plateau et une inhibition des formations d'eau dense dans les régions côtières (figure 5.25 f). Le volume d'eau dense présent sur le plateau diminue considérablement au cours de ce nouvel épisode de drainage.

En conclusion, la génération d'eau dense, avant les tempêtes hivernales, a lieu à la côte et plus précisément aux mêmes endroits qu'en 1999 [Dufau-Julliard *et al.*, 2004]. En revanche, après l'apport massif d'eau douce qui s'écoule le long de la côte début février, les eaux denses sont essentiellement formées en milieu de plateau. En plus de la brièveté des pertes de chaleur, les fortes et fréquentes tempêtes de vent marin empêchent la production d'un grand volume d'eau dense en poussant les eaux douces dans les zones de formation privilégiées et en favorisant l'évacuation des eaux denses du plateau. Malgré l'association de conditions défavorables, des eaux denses sont générées au cours de la période étudiée, confirmant le déroulement de ce processus chaque hiver sur le plateau du Golfe du Lion avec plus ou moins d'intensité [Guarracino, 2004].

Tests de sensibilité

Nous avons réalisé des études de sensibilité afin de préciser l'influence du vent et des apports d'eau douce sur la formation et la propagation de l'eau dense, sur le plateau, pendant la période d'étude.

Dans une première simulation-test, nous avons remplacé les forts débits de la crue de décembre par des débits moyens, et ce, au niveau de toutes les rivières. L'évolution temporelle des volumes d'eau dense obtenus pour cette simulation dite "sans crue" et la simulation de référence est représentée sur la figure 5.26. Le volume d'eau dense obtenu en l'absence de crue est légèrement plus important. On note un écart maximum d'un facteur 2 entre les deux volumes au début du mois de février. La crue du 4 décembre arrive donc trop tôt pour inhiber les plus grosses formations d'eau dense qui ont lieu fin janvier et surtout en mars.

Une seconde simulation a été réalisée en supprimant les apports d'eau douce à partir du mois de janvier

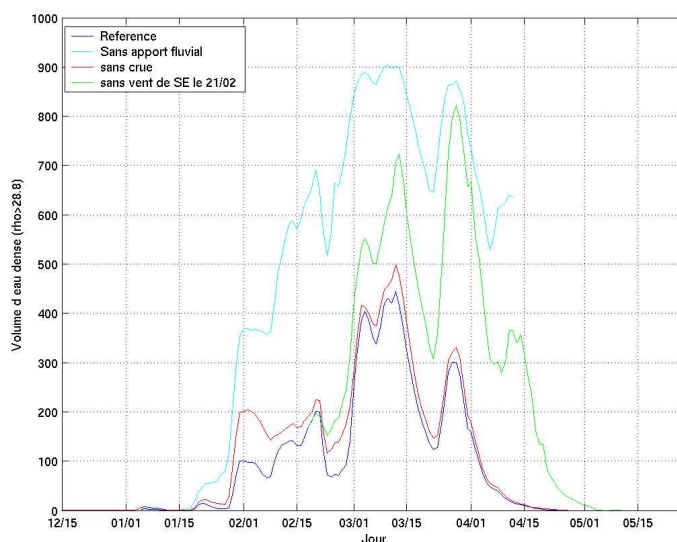


Fig. 5.26 – Etude de sensibilité : volume (km^3) d'eau dense ($\sigma_t > 28.8 \text{ kg m}^{-3}$) présent sur le plateau dans la simulation de référence (courbe bleu foncé), la simulation sans la crue de décembre 2003 (courbe rouge), la simulation sans apports fluviaux à partir de janvier (courbe bleu cyan) et la simulation sans vent de sud-est du 21 au 24 février (courbe verte).

("Sans apport fluvial", figure 5.26). Le volume d'eau dense est alors 2 à 3 fois supérieur au volume obtenu dans la simulation de référence, à partir de début février. On note que les diminutions du volume d'eau dense lors des tempêtes de sud-est sont en proportion amoindries. Ceci prouve que l'apport d'eau douce dans les zones de formation privilégiées joue un rôle non négligeable pour réduire les volumes d'eau dense formée sur le plateau. La figure 5.27 montre les champs d'anomalie de densité et de température de fond simulés pour le 8 février, dans cette configuration (à comparer avec la simulation de référence, figure 5.25 c). On remarque que l'eau dense est formée tout le long du pourtour du Golfe à l'exception

5.3 Résultats

des côtes situées à l'Est et à l'Ouest du Golfe de Fos, sous influence du Rhône jusqu'en janvier. Enfin,

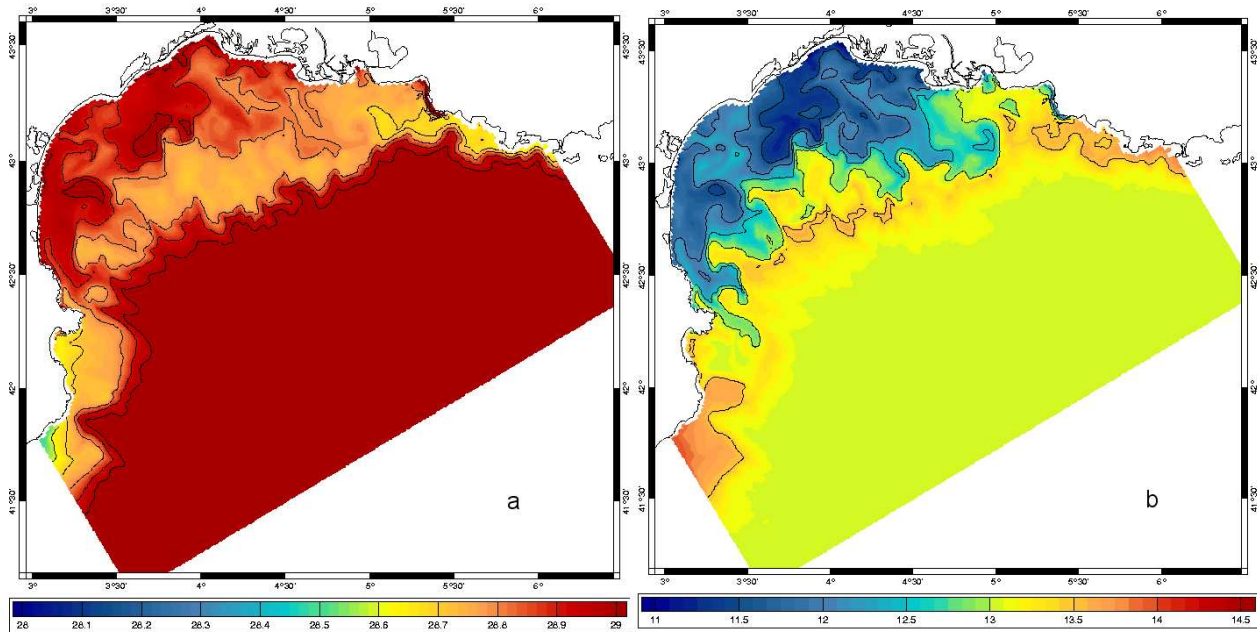


Fig. 5.27 – Etude de sensibilité : Champs d'anomalie de densité (kgm^{-3}) et de température ($^{\circ}\text{C}$) de fond obtenus sans apports fluviaux pour le 8 février 2004.

dans une troisième simulation, nous avons appliqué un vent nul du 20 au 23 février, c'est à dire que nous avons supprimé la deuxième tempête qui chasse les eaux denses vers le Sud-ouest. La figure 5.26 (courbe verte) montre que le volume d'eau dense diminue tout de même légèrement le 20 février en l'absence de vent de sud-est. En effet, les eaux denses de milieu de plateau s'écoulent naturellement par gravité vers le Sud-ouest (figure 5.28 a, à comparer avec la simulation de référence figure 5.25 d). Par ailleurs, le Courant Nord qui entre aux frontières du domaine est plaqué contre la côte sous l'influence du vent (nous avons annulé le vent seulement dans la simulation de la circulation du Golfe du Lion) et pénètre sur le plateau. La circulation générale pourrait donc être responsable de la légère diminution du volume d'eau dense sur le plateau. L'effet du vent de sud-est continue à se faire sentir longtemps après son arrêt. Dans la simulation de référence, le fort vent de sud-est plaque les eaux douces le long de la côte, ce qui a un effet durable sur la salinité côtière, empêchant alors la reformation d'eau dense dans ces régions en mars. A l'inverse, dans cette simulation test, des eaux denses sont formées le long des côtes, au mois de mars (figure 5.28 b, à comparer avec la simulation de référence figure 5.25 e). Le volume d'eau dense est alors plus important que dans la simulation de référence (figure 5.26).

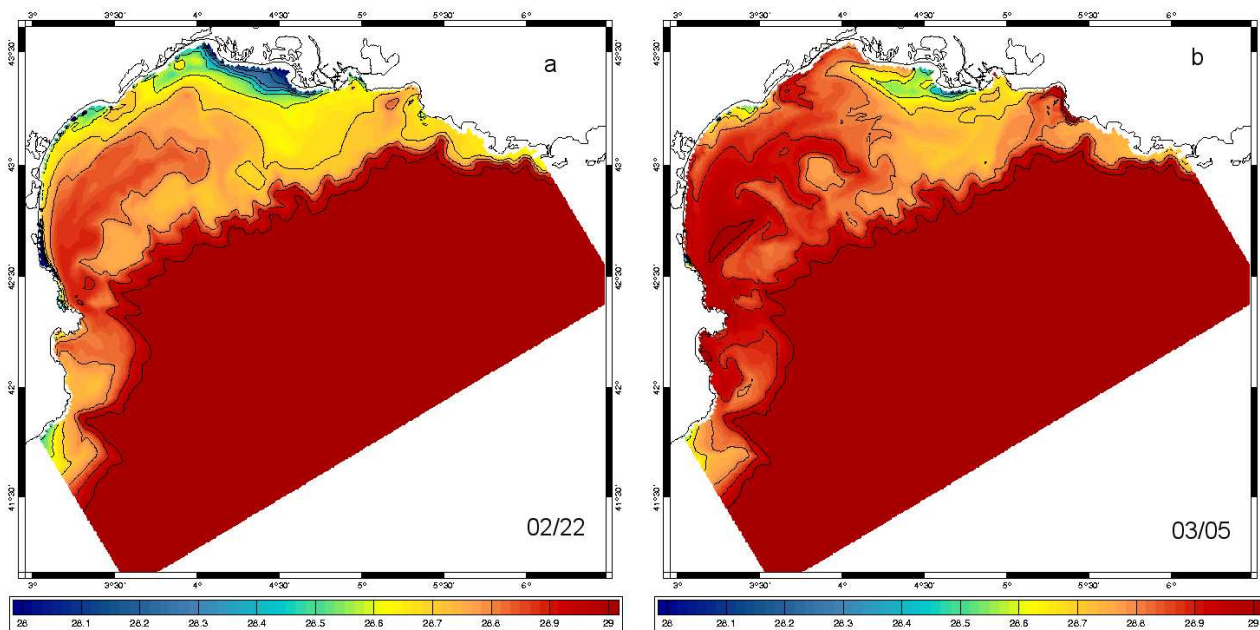


Fig. 5.28 – Etude de sensibilité : Champ d'anomalie de densité (kg m^{-3}) de fond pour le 22 février 2004 et le 5 mars 2004, en appliquant un vent nul du 20 au 23 février.

Ces différents tests de sensibilité permettent donc de mieux estimer le rôle inhibiteur du vent de sud-est et des apports d'eau douce sur la génération des eaux denses dans le Golfe au cours de cette période.

Nous allons maintenant nous intéresser plus précisément aux cascades d'eau dense "classiques" qui ont lieu pendant la première période hivernale, avant les tempêtes de vent de sud-est. Les plongées d'eau dense observées pendant les tempêtes de vent de sud-est seront étudiées dans le paragraphe 5.3.3.4.

5.3.3.3 Extension des panaches d'eau dense sur la pente pendant la première période hivernale

Des cascades d'eau dense débutent début janvier dans le canyon du Cap Creus (figure 5.10). Fin janvier, ces cascades sont aussi visibles dans le canyon de Lacaze-Duthiers ; puis elles se généralisent à tous les canyons situés à l'Ouest du Golfe (canyons de l'Hérault, Aude, Lacaze-Duthiers et Cap Creus) en début février. Ces différentes plongées d'eau dense ont lieu à la suite d'épisodes de vent de nord-ouest. En effet, la Tramontane induit une circulation dirigée vers le Sud le long des côtes ouest [Estournel *et al.*, 2003] qui amène les eaux denses, formées le long des côtes du Roussillon, vers les canyons localisés à l'Ouest. Les cascades d'eau dense sont ensuite intensifiées au niveau du canyon du Cap Creus sous

5.3 Résultats

l'effet Venturi, évoqué par *Dufau-Julliard et al.* [2004]. Une circulation favorable et la proximité (≈ 10 km) du Cap Creus de la côte et par conséquent des zones de formation expliquent la primeure et la fréquence des cascades au niveau de ce canyon. De façon similaire, la plus grande distance (≈ 50 km) qui sépare les canyons de l'Aude et de l'Hérault des zones de formation plaide pour le retard des plongées d'eau dense dans ces canyons et également pour une atténuation de leur densité par mélange avec les eaux environnantes au cours de leur transit sur le plateau. Les observations dans les sept canyons du Golfe confortent les résultats de modélisation de *Dufau-Julliard et al.* [2004] désignant le Cap Creus comme un passage privilégié pour l'exportation des eaux denses vers le large.

Des transects de thermosalinographe ont été réalisés dans la région sud-ouest du Golfe, du 12 au 17 février, période où des vents de nord ont soufflé avec plus ou moins d'intensité. Une interpolation de la salinité, la température et l'anomalie de densité moyennes mesurées en surface pendant cette campagne en mer est tracée sur les figures 5.29 a,b,c (*Xavier Durrieu de Madron*, communication personnelle). Des eaux froides et peu salées sont présentes le long des côtes. Sur le plateau externe, un panache d'eau dense ($\sigma_t > 28.8 \text{ kg m}^{-3}$) est clairement identifiable. Plus au large, on observe des eaux plus légères et moins salées. Les sorties du modèle reproduisent bien ces trois masses d'eau : des eaux froides et peu salées, issues de la Têt et du Tech, s'écoulent le long de la côte (figure 5.29 d,e). Le positionnement de la cellule d'eau dense est également bien représenté par le modèle (figure 5.29 f). De plus, le modèle du Golfe du Lion apporte une vision globale qui permet d'identifier les eaux moins salées qui se trouvent au large (figures 5.29 f et 5.30). Celles-ci semblent correspondre à un mélange entre les eaux du Rhône et les eaux du Courant Nord. Cette comparaison modèle/observations constitue donc une nouvelle validation du modèle sur le plateau. La figure 5.31 a présente une section verticale d'anomalie de densité dans le canyon du Cap Creus le 15 février à 0 h. Elle illustre la cascade d'eau dense, présente sur le plateau externe, jusqu'à 200 m de profondeur dans le canyon. Sur le plateau, les eaux denses occupent toute la colonne d'eau entre 50 et 70 m de profondeur. Toutefois, les eaux les plus denses sont localisées au fond. L'épaisseur de la couche d'eau dense diminue ensuite progressivement avec la profondeur au fur et à mesure que la lentille s'étale sur la pente sous l'effet de la gravité. Par ailleurs, des vitesses de 30 cm s^{-1} ont été enregistrées et simulées ce jour-là en tête de canyon (figure 5.11).

Pendant cette première période hivernale, les plongées d'eau dense ont donc lieu dans la partie ouest du Golfe, comme en 1999. Cependant, la densité et le volume d'eau dense étant plus faibles au cours de cet hiver, la trajectoire des eaux denses exportées diffère sur la pente. En effet, des simulations de traceurs lagrangiens ont permis de préciser que les eaux denses atteignent leur niveau d'équilibre entre

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

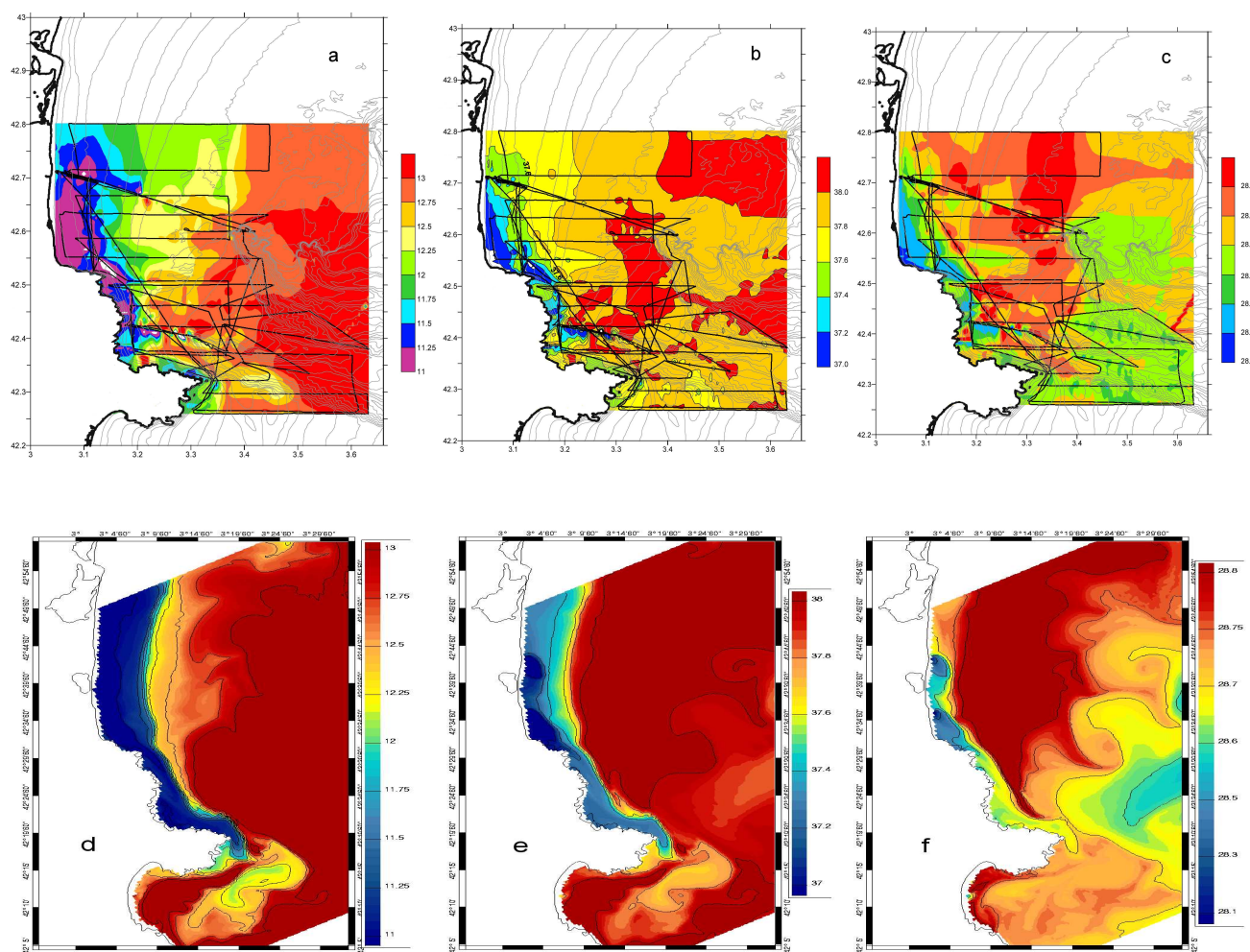


Fig. 5.29 – Température ($^{\circ}\text{C}$), salinité et densité (kg m^{-3}) de surface, interpolées à partir des mesures le long du trajet du bateau (en noir) a,b,c et simulées avec le modèle à 500 m de résolution d,e,f, pour le 15 février 2004.

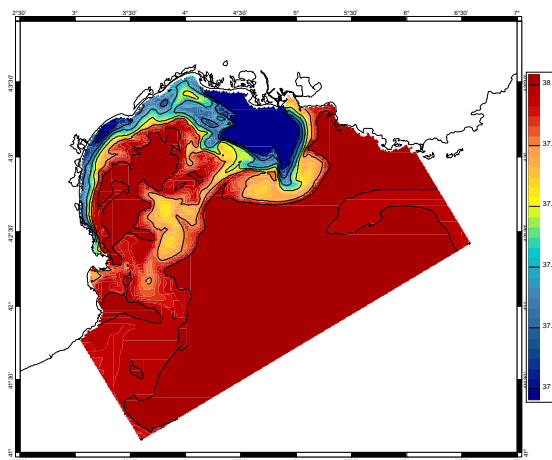


Fig. 5.30 – Champ de salinité de surface simulé avec le modèle à 1.5 km de résolution, pour le 15 février 2004.

5.3 Résultats

200 et 400 m de profondeur (non montré). La majorité des traceurs, après avoir été advectée le long du flanc sud du canyon du Cap Creus, se dirige vers le Sud le long des isobathes.

Le prochain paragraphe est dédié à l'étude des cascades d'eau dense pendant la deuxième partie de l'hiver, marquée par les tempêtes d'est.

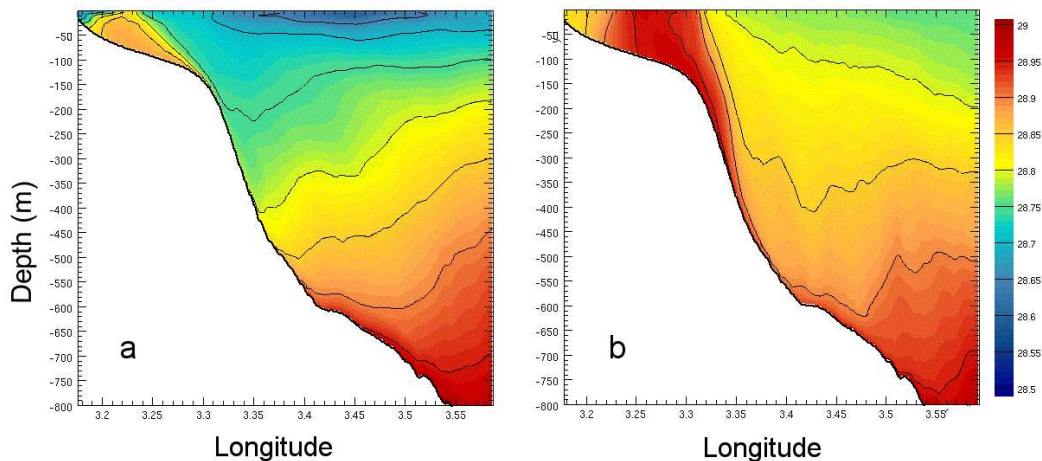


Fig. 5.31 – Coupes verticales d'anomalie de densité (kg m^{-3}) simulées dans le canyon du Cap Creus pour le 15 février 2004 (a) et le 15 mars 2004 (b).

5.3.3.4 Les tempêtes hivernales

L'intensification des exportations d'eau dense hors du plateau du Golfe du Lion pendant les épisodes de tempête de sud-est a été soulignée dans le paragraphe 5.3.3.2. Une partie de ces exportations a lieu dans les canyons. En effet, les séries temporelles de la figure 5.12 montrent des chutes de température et des pics de courant très prononcés dans l'ensemble des canyons du Golfe du Lion pendant les deux tempêtes de sud-est qui ont eu lieu les 21 février et 13 mars.

En hiver, le processus de downwelling engendré par les tempêtes (présenté au paragraphe 5.3.2.2) interagit avec le processus de plongée d'eau dense, décrit précédemment. L'intensité de la tempête ainsi que la densité de l'eau du plateau induisent des modulations de ces interactions.

La tempête du 20-23 février

La tempête de février, d'une durée de 3 jours, est caractérisée par des périodes et des hauteurs significatives de vague exceptionnelles, respectivement, de l'ordre de 11.5 s et 7.5 m le long des côtes ouest et un pic de vitesse de vent de 14 m/s. Comme pour la tempête automnale du 4 décembre, le vent de sud-est induit une augmentation de la vitesse du courant sur l'ensemble du Golfe. La figure 5.32 illustre cette augmentation au niveau du prodelta de la Têt. La figure 5.33 présente le courant de fond dans la région sud-ouest du Golfe. Comme dans le cas de la tempête de décembre (figure 5.17), le courant s'accélère à l'extrémité du plateau. Cependant, contrairement à la situation stratifiée automnale, on note ici une intensification du courant à l'intérieur des canyons. Dans le canyon du Cap Creus, la veine de fort courant s'écoule sur le flanc sud. La figure 5.34 présente l'évolution temporelle des paramètres hydrologiques et de la vitesse du courant dans le canyon du Cap Creus entre le 19 et le 24 février. On peut observer un refroidissement de 1.6 °C et une chute de salinité de 0.6 unité pendant la tempête. Des courants descendants atteignent des vitesses de 70 cm s^{-1} . Cependant, aucune modification de la densité n'est enregistrée, suggérant que le processus de downwelling, décrit en section 5.3.2.2, est prédominant sur le processus de cascade d'eau dense à 300 m de profondeur.

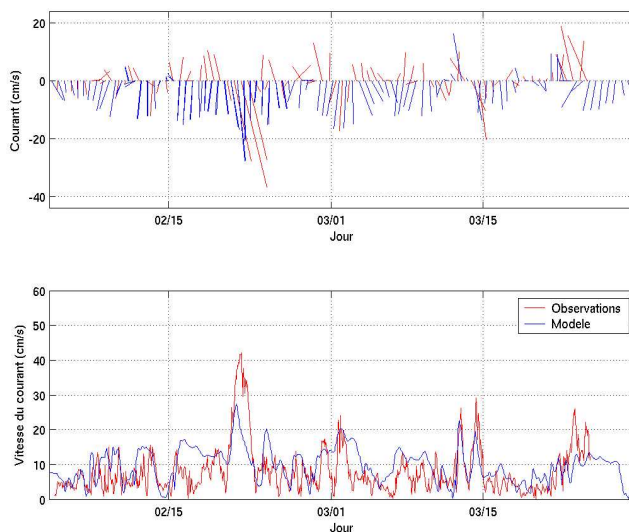


Fig. 5.32 – Evolution temporelle des courants (cm s^{-1}) observé (en rouge) et simulé (en bleu) devant l'embouchure de la Têt de février à avril. Le baton représente le vecteur vitesse du courant, l'origine du vecteur est positionné sur l'axe $y=0$.

5.3 Résultats

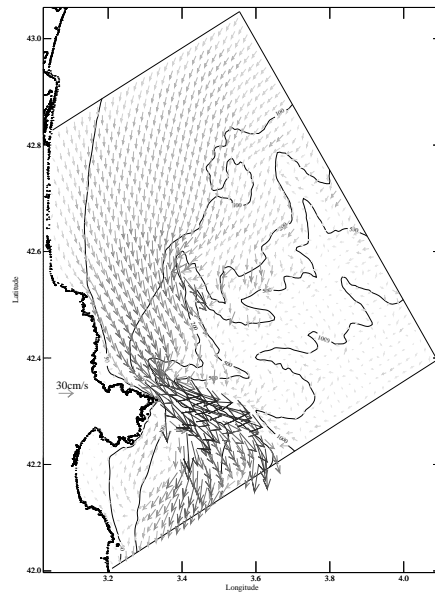


Fig. 5.33 – Champ de courant (cm s^{-1}) de fond simulé pour le 22 février 2004 à 0 h.

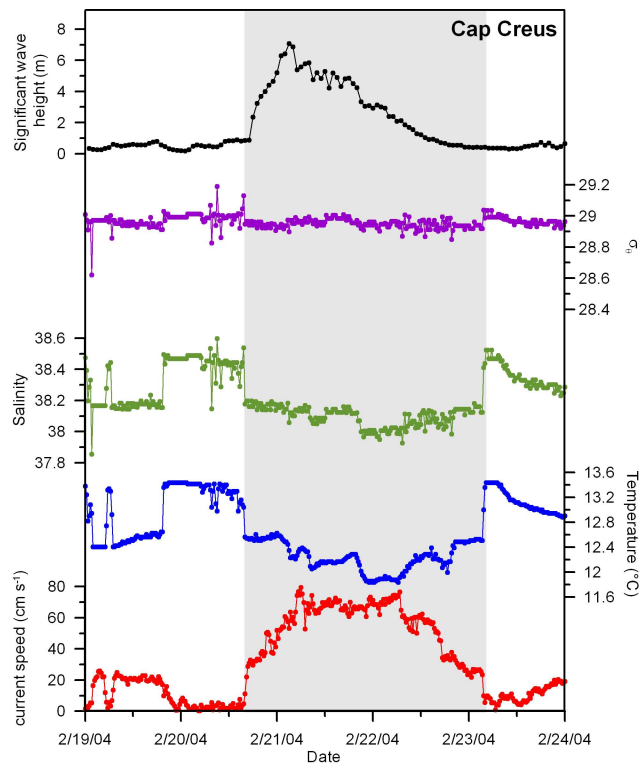


Fig. 5.34 – Evolutions temporelles de la hauteur significative de vague (m) enregistrée devant l'embouchure de la Têt, l'anomalie de densité (kg m^{-3}), la salinité, la température ($^{\circ}\text{C}$), la vitesse du courant (cm s^{-1}) observées près du fond dans le canyon du Cap Creus pendant la tempête de février 2004.

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

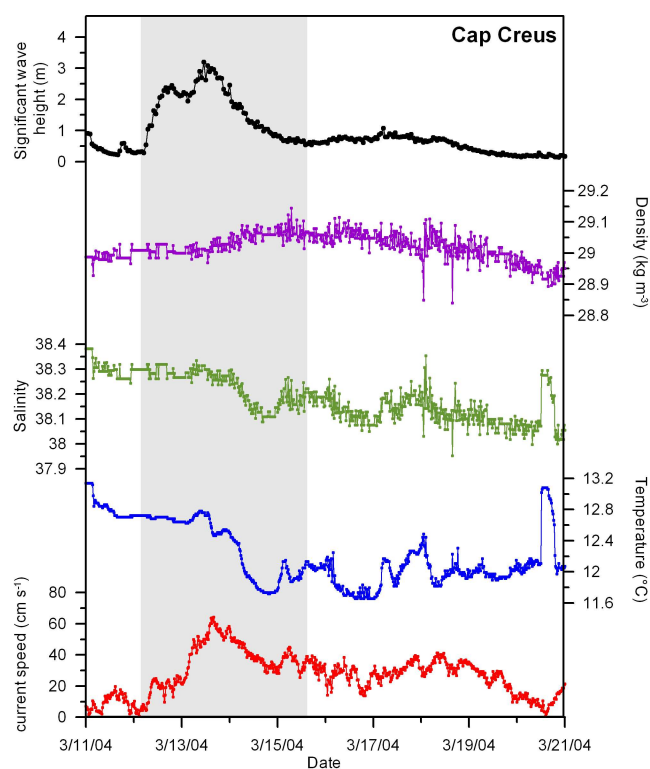


Fig. 5.35 – Evolutions temporelles de la hauteur significative de vague (m) enregistrée devant l'embouchure de la Têt, l'anomalie de densité (kg m^{-3}), la salinité, la température ($^{\circ}\text{C}$) et la vitesse du courant (cm s^{-1}) observées près du fond dans le canyon du Cap Creus pendant la tempête de mars 2004.

5.3 Résultats

La tempête du 12-16 mars

Nous étudions dans cette section la seconde tempête hivernale qui a lieu du 12 au 16 mars. Juste avant cette tempête, le volume d'eau dense et la densité sont très élevés sur le plateau (figures 5.23 e et b). Par ailleurs, cette seconde tempête hivernale est plus faible que la première : la hauteur de vague significative mesurée au niveau du prodelta de la Têt est de l'ordre de 3 m (figure 5.35) et le pic de vitesse du vent est de 10 m/s. Au maximum de la tempête, des vitesses de courant de 60 cm s^{-1} sont enregistrées dans le canyon du Cap Creus. Pourtant, les chutes de salinité et de température sont encore faibles à ce moment. Le 14 mars à 12 h, pendant la deuxième période de la tempête (lorsque la hauteur de vague diminue), la vitesse du courant est réduite à 30 cm s^{-1} et la température et la salinité diminuent de façon abrupte puis restent faibles sur six jours. Une augmentation de la densité est alors associée. Ces observations suggèrent que la seconde tempête, modérée, favorise le processus de plongée d'eau dense en advectant l'eau dense vers le Sud au niveau de la rupture de pente. La densité de l'eau du plateau étant élevée, le processus de cascade a lieu ensuite à plus de 300 m de profondeur. La figure 5.31 b montre que les eaux denses simulées atteignent leur niveau d'équilibre à des profondeurs proches de 600 m, le 15 mars. Le chemin parcouru par les eaux denses pendant cet épisode a été mis en évidence à l'aide de traceurs lagrangiens (non montré). Après leur cascade dans le canyon de Lacaze-Duthiers ou du Cap Creus, la majorité des traceurs s'écoule vers le Sud entre les isobathes 400 et 600 m. Le Courant Nord constitue une barrière à leur dispersion vers la zone de convection profonde. Toutefois, quelques intrusions semblent possibles, comme illustré sur la figure 5.36.

Ces deux tempêtes agissent donc par mécanismes un peu différents sur les exportations d'eau du plateau vers la pente, ceci en liaison avec leur intensité et leur durée.

Finalement, l'eau dense qui se forme pour la dernière fois de l'hiver autour du 20 mars sera ensuite définitivement expulsée du plateau après la tempête suivante qui a lieu fin mars-début avril.

5.3.4 Synthèse : temps de résidence et flux côte/large

Ce chapitre vise à mieux appréhender le rôle des deux mécanismes étudiés précédemment, les plongées d'eau dense et les tempêtes, et leur interaction sur les exportations d'eau vers le large.

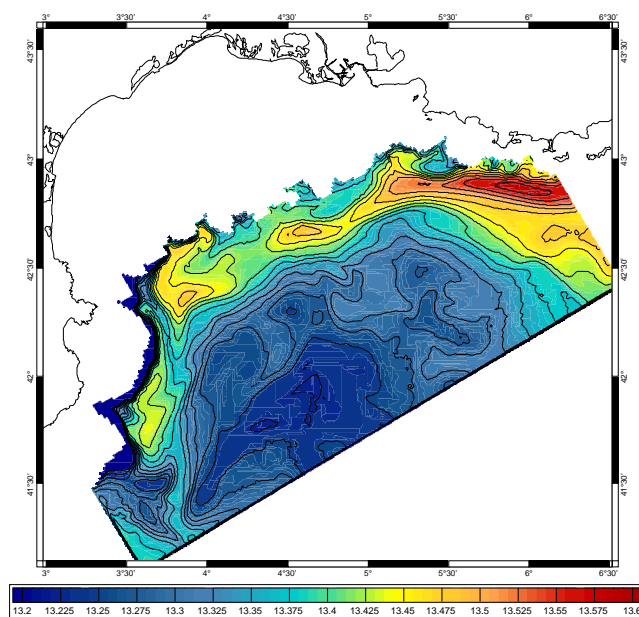


Fig. 5.36 – Température ($^{\circ}\text{C}$) simulée à 500 m de profondeur pour le 21 mars 2004.

5.3.4.1 Temps de résidence

Le déplacement des eaux denses sur le plateau, modélisé par *Shapiro et Hill* [1997], est assez complexe; il dépend du courant environnant, des contrastes de densité, de la bathymétrie et des forces de frottement.

La modélisation tridimensionnelle aide à comprendre la trajectoire des eaux denses formées et à estimer les temps de résidence et de propagation des eaux denses vers la pente au cours de cet hiver. Pour ce faire, nous avons utilisé des traceurs lagrangiens.

Les eaux denses générées au niveau des côtes ouest sont caractérisées par des temps de résidence sur le plateau assez courts. En général, les traceurs lagrangiens lâchés dans cette région atteignent la pente en 4 jours environ. A l'inverse, les eaux formées dans le Nord connaissent de grands temps de résidence. En effet, les traceurs lagrangiens localisés dans les zones nord de formation au 4 janvier ne sont exportés du plateau qu'au cours de la tempête de février.

Les tempêtes apparaissent donc comme un mécanisme accélérateur des plongées d'eau dense formée dans le Nord au cours de cet hiver.

5.3.4.2 Flux côte/large

Nous avons montré dans le paragraphe 5.3.2.2 que les tempêtes sont à l'origine d'un processus de downwelling contrôlant les échanges côte/large. Il paraît maintenant intéressant de comparer en terme de budget la contribution de ce mécanisme intense et exceptionnel à celle des cascades d'eau dense qui s'étendent sur plusieurs semaines, déjà connues et largement étudiées. Notons que tous deux sont particulièrement intenses dans les canyons situés à l'Ouest.

Pour ce faire et pour boucler le bilan du Golfe du Lion, nous avons calculé des flux d'eau au niveau des deux extrémités du plateau ainsi qu'à travers les sept canyons étudiés. Une frontière virtuelle a été délimitée sur la base de points de grille de bathymétrie proche de 200 m (figure 5.37 en vert). Les flux ont été calculés à travers cette frontière qui a ensuite été découpée en secteurs correspondant aux différents canyons. Deux autres frontières ont délimité les tronçons ouest et est du plateau qui ferment le Golfe (figure 5.37 respectivement en rose et en rouge). Enfin, on a séparé les flux à travers la couche de surface et la couche de fond (chacune étant de 50 m), des flux intégrés sur l'ensemble de la colonne d'eau. Finalement, dans le but de favoriser les comparaisons avec d'autres sites, on a calculé le taux d'échange, qui consiste à faire le rapport du flux sur la longueur du segment concerné, associé aux extrémités du plateau et aux sept canyons.

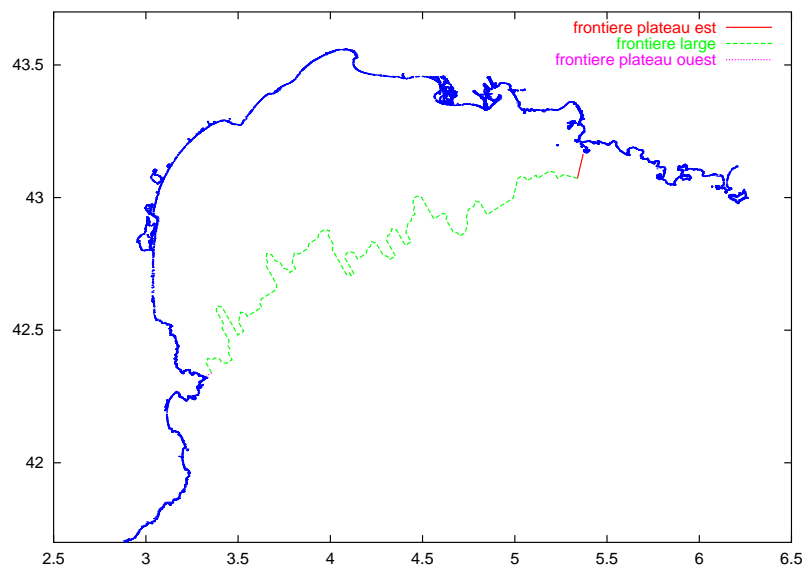


Fig. 5.37 – Frontières virtuelles qui délimitent les échanges plateau/large (en vert) et les échanges aux extrémités du plateau ouest (en rose) et est (en rouge).

Les tempêtes

Nous nous sommes tout d'abord intéressés aux exportations d'eau durant les deux tempêtes intenses, qui ont eu lieu en décembre et en février.

Il apparaît clairement que l'eau est majoritairement exportée à l'Ouest du Golfe pendant les deux événements (figures 5.38 et 5.40). Les volumes d'eau exportés intégrés sur l'ensemble de la tempête (12 h pour la tempête de décembre, 3 jours pour la tempête de février) sont maximaux dans le canyon du Cap Creus. L'exportation diminue ensuite vers le centre du Golfe. A l'exception du canyon du Grand-Rhône pendant la tempête de décembre, la partie est du Golfe, et en particulier l'extrémité du plateau, sont caractérisées par des entrées d'eau. Au cours de ces deux tempêtes, l'eau est exportée près du fond dans l'ensemble des canyons.

Nous distinguons des différences dans les exportations induites par ces deux tempêtes que nous pouvons expliquer, en grande partie, par la stratification de la colonne d'eau. En effet, pendant la tempête automnale, la stratification limite l'exportation d'eau légère du plateau près du fond dans les canyons. On peut noter qu'au niveau du canyon du Cap Creus l'exportation est plus importante près de la surface qu'au niveau du fond, où le courant est plus faible (figure 5.38). En revanche, en hiver, la présence d'eau dense accélère le courant au fond ce qui favorise une exportation plus profonde (figure 5.40). La quantité exportée en surface au niveau de ce canyon est alors nettement plus faible qu'au fond. D'autre part, pendant la tempête de février, les volumes d'eau exportés sont plus importants que pendant la tempête de décembre, en raison de la plus longue durée de cet épisode.

Les taux d'échanges (figures 5.39 et 5.41) sont plus importants pendant la première tempête, en raison de son intensité, et ils sont particulièrement forts sur le plateau très étroit à l'Ouest entre la côte et le canyon du Cap Creus.

A la sortie du plateau, les flux d'eau (tableau 5.2) atteignent environ 0.37 Sv et 0.23 Sv, respectivement pendant les deux tempêtes. A l'entrée, les flux présentent des valeurs du même ordre de grandeur : -0.48 Sv puis -0.33 Sv. Enfin, dans les canyons, les flux sortants varient entre 0.02 Sv au centre et 0.43 à l'Ouest.

5.3 Résultats

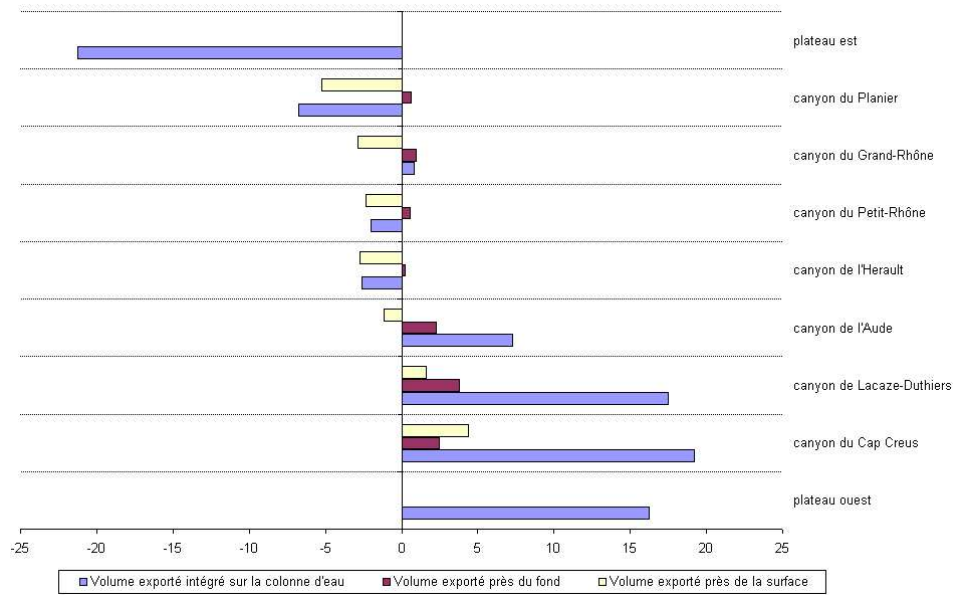


Fig. 5.38 – Volume (km^3) d'eau exportée, calculé sur toute la colonne d'eau (en bleu), sur les 50 premiers mètres près du fond (en rouge) et sur les 50 premiers mètres près de la surface (en jaune), à travers les extrémités du plateau et les sept canyons étudiés pendant la tempête du 4 décembre 2003 (intégré sur 12 h).

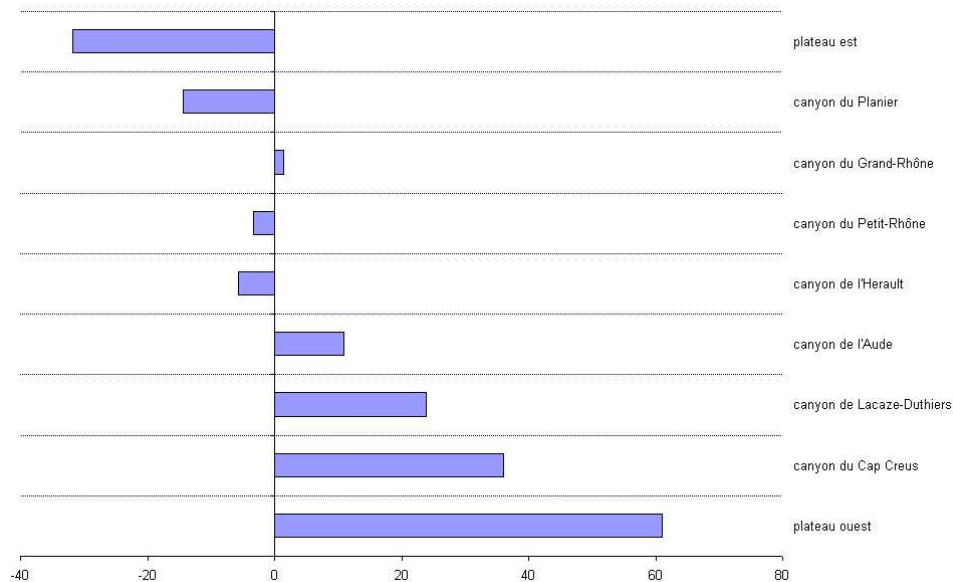


Fig. 5.39 – Taux d'échange ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) associé à l'exportation d'eau calculé à travers les extrémités du plateau et les sept canyons étudiés pendant la tempête du 4 décembre 2003 (moyen sur 12 h).

5. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude des processus physiques contrôlant les échanges côte/large

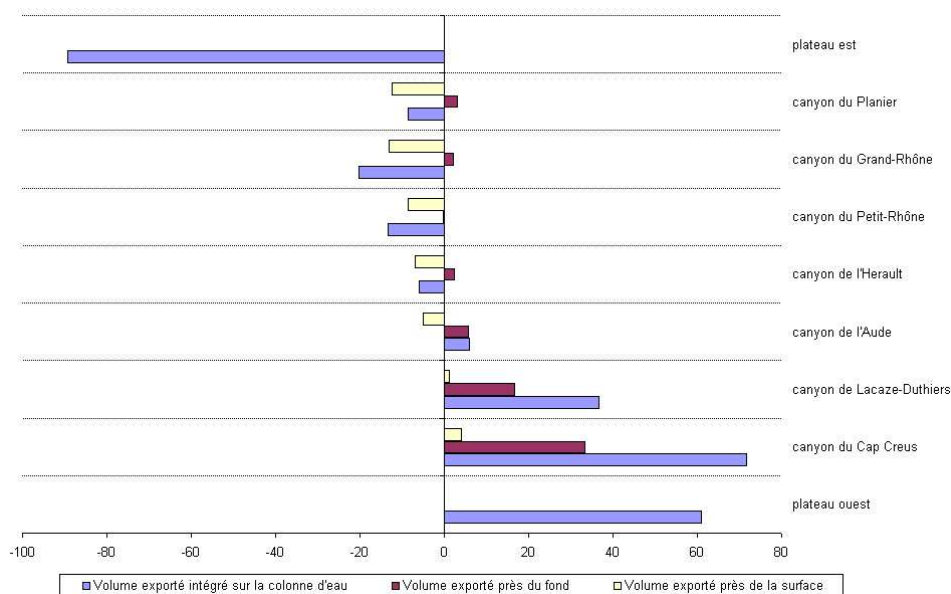


Fig. 5.40 – Volume (km^3) d'eau exportée, calculé sur toute la colonne d'eau (en bleu), sur les 50 premiers mètres près du fond (en rouge) et sur les 50 premiers mètres près de la surface (en jaune), à travers les extrémités du plateau et les sept canyons étudiés, pendant la tempête du 21 février 2004 (intégré sur 3 jours).

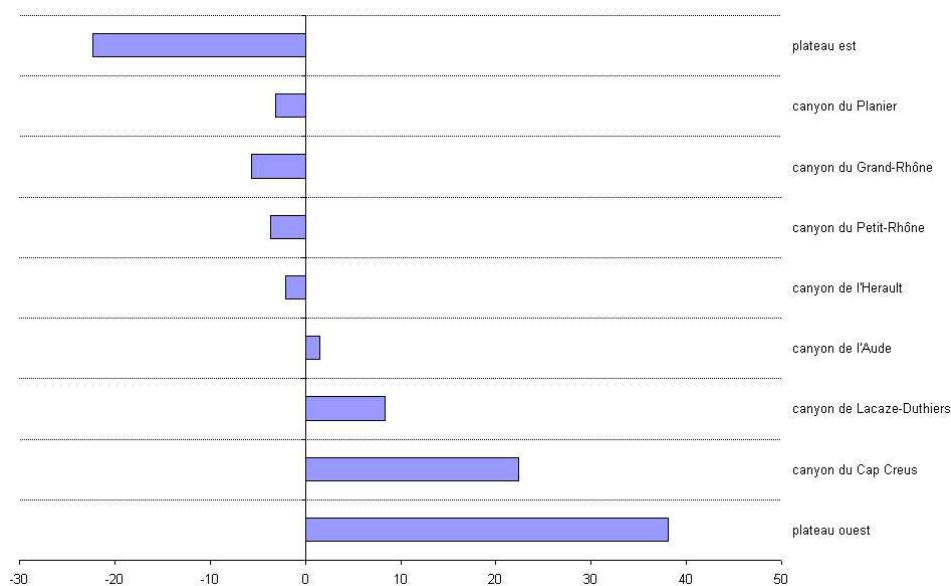


Fig. 5.41 – Taux d'échange ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) associé à l'exportation d'eau, calculé à travers les extrémités du plateau et les sept canyons étudiés pendant la tempête du 21 février 2004 (moyen sur 3 jours).

5.3 Résultats

Périodes	Tempête du 4 décembre	Tempête du 21 février
<i>Plateau Ouest</i>	366 000	228 000
<i>Cap Creus</i>	433 000	269 000
<i>Lacaze-Duthiers</i>	393 000	138 000
<i>Aude</i>	164 000	22 000
<i>Hérault</i>	-59 000	-22 000
<i>Petit-Rhône</i>	-45 000	-50 000
<i>Grand-Rhône</i>	19 000	-76 000
<i>Planier</i>	-15 000	-32 000
<i>Plateau Est</i>	-477 000	-334 000

TAB. 5.2 – Flux ($m^3 s^{-1}$) d'eau exportée, calculé sur toute la colonne d'eau à travers les deux extrémités du plateau et les sept canyons étudiés, moyennés sur 12 h pour la tempête du 4 décembre 2003 et sur 3 jours pour la tempête du 21 février 2004.

Les eaux denses

Nous avons ensuite calculé les volumes d'eau dense exportée au cours de l'hiver. Nous distinguons dans ce calcul les périodes de plongées d'eau dense classiques et les périodes où l'eau dense est exportée par les tempêtes. Nous précisons que seuls les flux d'eau dont l'anomalie de densité est supérieure à 28.8 kg m^{-3} sont comptabilisés.

Comme attendu, l'exportation de l'eau dense a lieu majoritairement dans le canyon du Cap Creus (figure 5.42). On distingue en revanche la pénétration d'eau dense sur le plateau au centre du Golfe par les canyons de l'Aude et de l'Hérault.

Pendant la première période hivernale (en bleu foncé) et la tempête de février (en rouge), l'exportation d'eau dense a lieu majoritairement dans le canyon du Cap Creus et en plus faible quantité dans le canyon de Lacaze-Duthiers.

Les intenses coups de vent de nord qui soufflent entre les tempêtes de février et de mars induisent une forte densification de l'eau sur le plateau. Le volume d'eau dense augmente alors sur l'ensemble du plateau et les plongées d'eau dense affectent aussi le canyon du Planier (en jaune).

La tempête modérée qui a lieu les 13-16 mars est responsable de l'exportation d'un grand volume d'eau dense (bleu clair). La circulation cyclonique sur le plateau, associée à cet épisode de vent, favorise

l'extension du panache d'eau dense formé à l'Est jusqu'au canyon du Grand-Rhône.

Enfin, à la fin de l'hiver, les eaux côtières subissent un net réchauffement, et par conséquent leur densité diminue fortement ; elles s'écoulent vers le large à l'ouest et dans le canyon du Grand-Rhône.

On remarque que les volumes d'eau exportée au niveau du canyon du Cap Creus sont du même ordre de grandeur pendant les tempêtes (3 à 5 jours) et les longues périodes qui les encadrent (2 à 7 semaines). Les échanges sont donc nettement plus intenses pendant les tempêtes, comme cela est illustré par la figure 5.43 et le tableau 5.3.

Huthnance [1995] propose une paramétrisation pour estimer le taux d'échange du processus de cascade d'eau dense :

$$T = \left(\frac{h}{0.6 f} \right) \left(\frac{g \alpha}{\rho C_p} \right)^{2/3} \left(\frac{H^2}{W_s} \right)^{1/3} \quad (5.1)$$

où $g=9.8 \text{ m s}^{-2}$ est l'accélération gravitationnelle, $\alpha = 2 \cdot 10^{-4}$ le coefficient d'expansion thermique, $C_p = 4 \cdot 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ est le coefficient de chaleur massique, $h=100 \text{ m}$ est la profondeur moyenne du plateau, $H \text{ (W m}^{-2}\text{)}$ est la perte de chaleur moyenne, $W_s = 6.5 \cdot 10^4 \text{ m}$ est la largeur du plateau, $\rho = 1030 \text{ kg m}^{-3}$ est la densité de l'eau et $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ le paramètre de Coriolis. Dans un but de comparaison, les valeurs des différents termes décrits précédemment ont été fixés d'après *Lapouyade et Durrieu de Madron* [2001] qui ont estimé ce taux d'échange à $0.74 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ pour l'hiver 1994/1995, caractérisé par des anomalies de température relativement faibles à mi-hauteur dans la colonne d'eau au niveau du canyon de Lacaze-Duthiers (figure 5.2).

Nous avons calculé ce taux d'échange pour une période de quatre mois (de décembre à mars). Le flux de chaleur moyen H est estimé à -123 W m^{-2} , d'après les formules bulk [*Geenaert*, 1990]. Nous obtenons alors un taux de $0.62 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ pour l'ensemble du Golfe, ce qui semble raisonnable comparé à nos résultats hors période de tempêtes. Ce taux d'échange a été estimé, en utilisant la même paramétrisation, à environ $4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ pour l'hiver 1998/1999 (com. pers., *Xavier Durrieu de Madron*).

5.3 Résultats

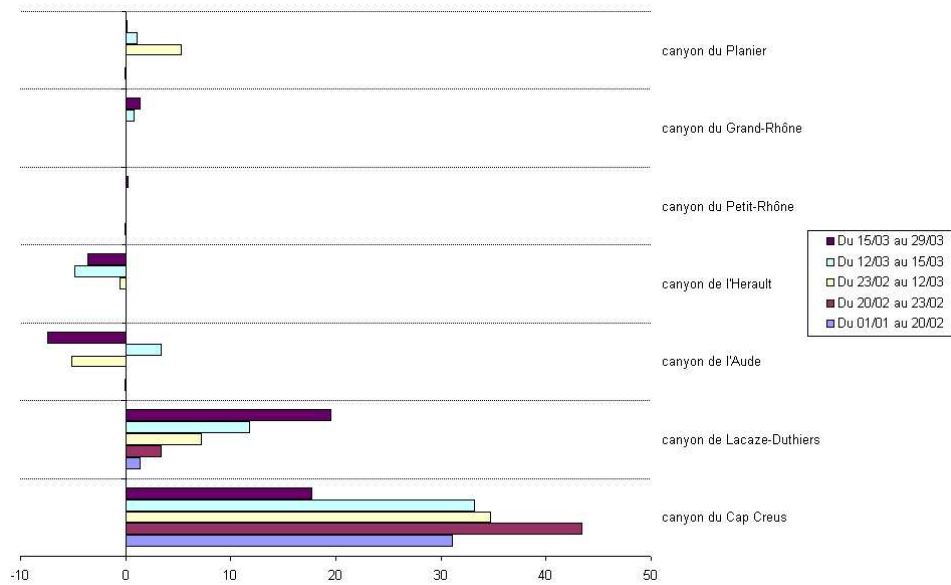


Fig. 5.42 – Volume (km^3) d'eau dense ($\sigma_t > 28.8 \text{ kg m}^{-3}$) (km^3) exportée, calculé sur toute la colonne d'eau à travers les sept canyons étudiés.

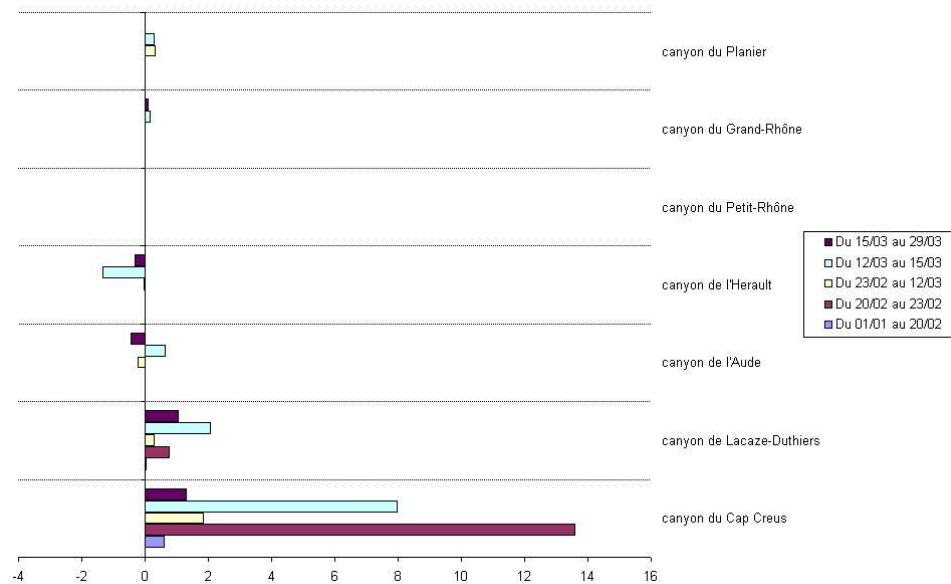


Fig. 5.43 – Taux d'échange ($m^2 s^{-1}$) associé à l'exportation d'eau dense ($\sigma_t > 28.8 \text{ kg m}^{-3}$), calculé sur toute la colonne d'eau à travers les sept canyons étudiés.

Périodes	Du 1er jan. au 20 fév.	Tempête du 21 fév.	Du 23 fév. au 12 mar.	Tempête du 13 mar.	Du 15 mar. au 29 mar.
<i>Cap Creus</i>	7 200	162 900	22 100	95 800	15 800
<i>Lacaze-Duthiers</i>	310	12 800	4 500	34 000	17 300
<i>Aude</i>	-9	-17	-3 000	9 700	-6 600
<i>Hérault</i>	1	0	-400	-14 000	-3 200
<i>Petit-Rhône</i>	-12	0	0	0	200
<i>Grand-Rhône</i>	2	0	0	2 300	1 200
<i>Planier</i>	-7	0	3 400	3 000	110

TAB. 5.3 – Flux moyen ($m^3 s^{-1}$) d'eau dense ($\sigma_t > 28.8 kg m^{-3}$) exportée, calculé sur toute la colonne d'eau à travers les sept canyons étudiés.

Comparaison des deux mécanismes

Les tempêtes sont associées à des taux d'échange et des flux supérieurs à ceux calculés pour le processus de plongée d'eau dense. Elles apparaissent comme des épisodes très énergétiques capables d'entraîner sur une période très courte l'exportation d'une quantité d'eau dense équivalente à celle induite par le processus de cascade classique sur plusieurs semaines.

Toutefois, il est difficile de dissocier ces deux mécanismes en terme de volume exporté puisqu'ils interagissent au cours de la période étudiée. En effet, les tempêtes induisent un allègement des eaux dans les zones de formation d'eau dense et empêchent, en renouvelant les eaux du plateau, une densification importante de celui-ci. Elles affaiblissent par conséquent le processus de plongée d'eau dense. A l'inverse, les eaux denses renforcent l'exportation vers le large induite par les tempêtes. L'étude d'un hiver présentant les mêmes flux de chaleur et des apports d'eau douce similaires, sans tempêtes, permettrait de mieux évaluer l'impact de ces deux processus indépendamment.

5.4 Conclusion

Le modèle hydrodynamique a été validé à travers la comparaison des sorties du modèle aux observations réalisées sur le plateau et sur la pente pendant la période de l'expérience EUROSTRATAFORM. Les observations et la modélisation ont permis de mettre en évidence le processus de downwelling généré

5.4 Conclusion

par les tempêtes qui s'avère particulièrement significatif dans le canyon du Cap Creus. Les tempêtes apparaissent alors comme un mécanisme physique majeur contrôlant les échanges côte/large.

Par ailleurs, la modélisation a mis en évidence la formation et la propagation des eaux denses sur le plateau au cours de l'hiver étudié. La formation d'eau dense est faible en raison d'une part, de la brièveté des épisodes de fort vent de nord froid et d'autre part, des fréquents allègements des eaux côtières lors des situations de vent de composante sud ou de faible intensité dans un contexte de débit fluvial soutenu. Les plongées d'eau dense, qui ont lieu principalement dans les canyons situés à l'Ouest et dans les canyons du Planier et du Grand-Rhône, sont peu profondes au cours de l'hiver doux étudié. Cette étude a donc permis de répondre aux interrogations posées en introduction. Les exportations apparaissent clairement plus élevées à l'extrémité ouest du Golfe. De plus, elle a permis de mieux comprendre l'importance des tempêtes du large et leur rôle dans les exportations d'eau. Enfin, elle permet de souligner que seuls les événements intenses ayant produit des eaux très denses ont été identifiés par les observations réalisées plus au large (à 500 et 1000 m de profondeur) de 1993 à 2000.

Dans le chapitre suivant, nous allons étudier le transport sédimentaire au cours de la période de l'expérience EUROSTRATAFORM.

Chapitre 6

L'expérience EUROSTRATAFORM :

Etude du transport particulaire dans le

Golfe du Lion

La validation du modèle hydrodynamique pendant la période de l'expérience EUROSTRATAFORM (chapitre 5) nous permet d'envisager le couplage de ce modèle avec les modules de transport sédimentaire. Dans ce chapitre, nous étudions le transport particulaire associé aux mécanismes physiques observés pendant l'expérience et décrits dans le chapitre 5. Les conditions fluviales, météorologiques, hydrodynamiques et d'état de mer ont été présentées au cours de ce précédent chapitre.

Après une description de la modélisation mise en place pour cette étude, nous comparons les sorties des modules de transport sédimentaire aux observations récoltées sur le plateau et sur la pente. Ensuite, nous présentons l'impact des différents processus physiques identifiés sur le transport de la matière particulaire au niveau du plateau et sur les échanges côte/large. Enfin, une synthèse permet d'estimer les transferts particuliers vers le large associés aux différents processus et d'établir un bilan des quantités échangées aux différentes interfaces (continent/mer, eau/sédiment et côte/large).

6.1 Modélisation

6.1.1 Domaine de modélisation et forçage hydrodynamique

Nous avons utilisé pour cette étude le modèle du Golfe du Lion à 1.5 km de résolution, présenté au chapitre 5. Au cours des simulations de l'hydrodynamique, nous avons effectué des sorties toutes les 6 h des composantes du courant, de l'élévation du niveau de la mer et de la diffusion verticale. Ces sorties constituent des forçages pour la simulation du transport sédimentaire que nous avons réalisée en 'offline' du 1^{er} novembre au 27 mai.

La matière en suspension est nulle à l'initialisation du modèle et aucun apport particulaire n'est appliqué aux frontières latérales.

6.1.2 Apports fluviaux

Nous appliquons des apports particuliers au niveau des fleuves du Golfe du Lion, à l'exception du Vidourle et du Lez où nous n'avons pas d'information. Nous avons calculé les débits solides en fonction des débits liquides journaliers et des relations présentées au chapitre 3.

La figure 6.1 présente l'évolution temporelle des concentrations de matière en suspension au niveau du Rhône, estimées à partir de prélèvements (pers. com., *Olivier Radakovitch*, *Christelle Antonelli*) et calculées à l'aide de la relation débit liquide/débit solide établie par *Sempéré et al.* [2000]. La concentration de matière en suspension mesurée est inférieure à celle calculée pendant la deuxième

6.1 Modélisation

période de la crue de décembre 2003. Toutefois, les écarts entre ces deux estimations sont faibles et l'évolution de la concentration de matière en suspension est similaire dans les deux cas.

La granulométrie des particules du Rhône a été mesurée au début du mois de décembre [Radakovitch *et al.*, 2005]. Elle présente une variabilité temporelle pendant la crue (figure 6.2). Lorsque le débit solide croît, le pourcentage de sable augmente de 2 à 22 %, alors que le pourcentage de silt diminue de 85 à 65 %. La fraction d'argile reste en revanche constante. Nous avons utilisé ces mesures récentes pour déterminer l'apport de chaque classe de particules issues du Rhône, pendant la période de l'expérience.

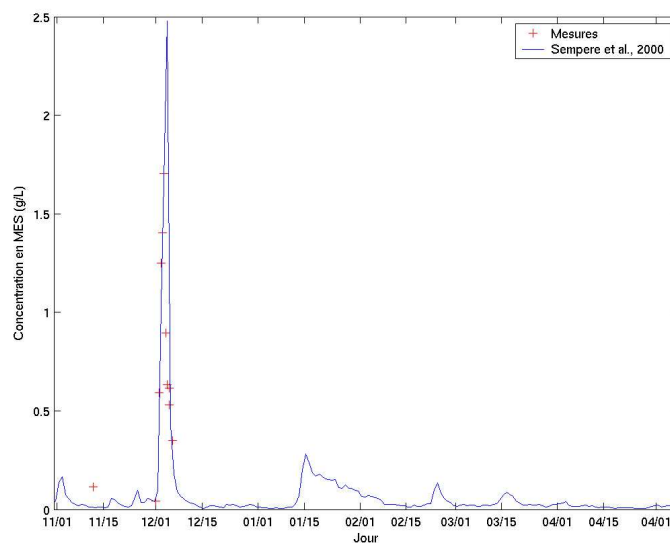


Fig. 6.1 – Débit solide ($g L^{-1}$) du Grand-Rhône estimé d'après des mesures (en rouge) et calculé avec la relation de Sempéré *et al.* [2000] (en bleu).

6.1.3 Houle

Pour cette étude, nous avons de nouveau utilisé les champs de vague issus du modèle de vague WW3. Nous avons forcé ce modèle par les sorties trihoraires du modèle atmosphérique ALADIN de MétéoFrance.

Nous avons validé les sorties du modèle de vague à l'aide de données des bouées situées au niveau de Banyuls (à l'Ouest, profondeur = 26 m, lat = $42^{\circ}29'366''$ N, lon = $3^{\circ}08'625''$ E), devant l'embouchure de la Têt (à l'Ouest, profondeur = 27 m, lat = $42^{\circ}42.25'$ N, lon = $3^{\circ}04'$ E), à Sète (au Nord, profondeur = 32 m, lat = $43^{\circ}19.7'$ N, lon = $3^{\circ}39.05'$ E) (données fournies par le Service Maritime et de Navigation

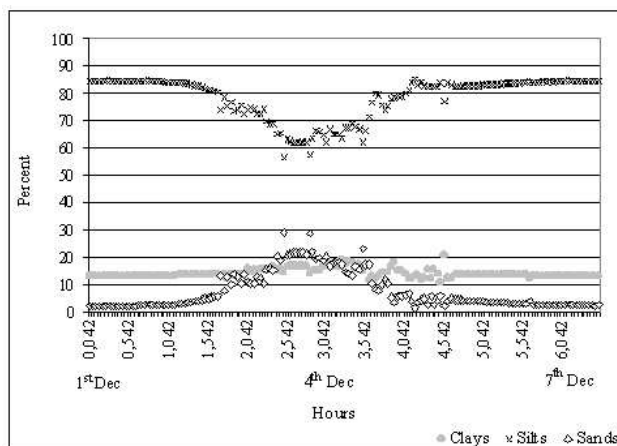


Fig. 6.2 – Evolution temporelle des fractions d'argile, de silt et de sable dans le Rhône pendant la crue de décembre 2003. Extrait de Radakovitch et al. [2005].

du Languedoc Roussillon), en Camargue (au Nord-est, lat = 43°21' N, lon = 4°34' E) (données du CETMEF) et au large du Golfe du Lion (profondeur = 2300 m, lat = 42.1° N, lon = 4.7° E) (source MétéoFrance). Le modèle WW3 est en bon accord avec les observations. La hauteur de vague est légèrement sous-estimée au niveau des bouées situées à l'Ouest et au centre du Golfe (figure 6.3). En revanche, elle est surestimée en Camargue, à l'Est, pendant la tempête de décembre. D'autre part, on note que la période de vague est presque toujours sous-estimée près des côtes (figure 6.4).

6.1.4 Paramètres d'érosion

Pour cette étude, nous avons fixé, après différents tests sur les paramètres des modules de transport sédimentaire, la tension critique à $0.2 N m^{-2}$ et le paramètre d'érosion E_0 à $2 \cdot 10^{-5} kg m^{-2} s^{-1}$ pour le calcul du flux à l'interface eau/sédiment sur les fonds cohésifs. Pour les fonds non cohésifs, le paramètre d'érosion γ_0 de la relation établie par *Smith et Mc Lean* [1977] a été pris égal à 10^{-4} . Seul le paramètre d'érosion pour les fonds cohésifs a donc été modifié (d'un facteur 2) par rapport à l'étude du transport sédimentaire pendant l'expérience VENT, traitée au chapitre 4.

6.2 Comparaison des sorties du modèle avec les observations

Nous présentons ci-après un ensemble de validation des modules de transport sédimentaire sur le plateau et sur le talus, afin de montrer que le modèle reproduit correctement les principales caractéristiques sédimentaires observées.

6.2 Comparaison des sorties du modèle avec les observations

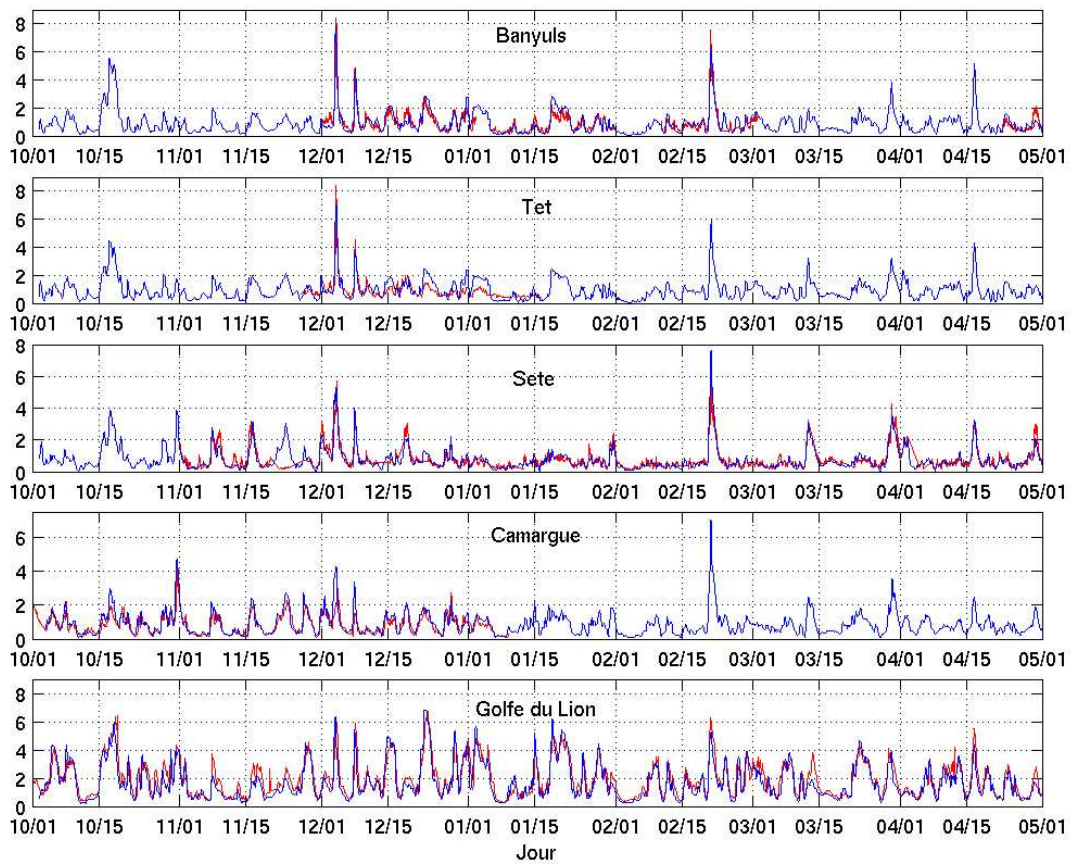


Fig. 6.3 – Evolution temporelle des hauteurs significatives de vague (m) enregistrées (en rouge) et simulées par WW3 (en bleu).

6. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude du transport particulaire dans le Golfe du Lion

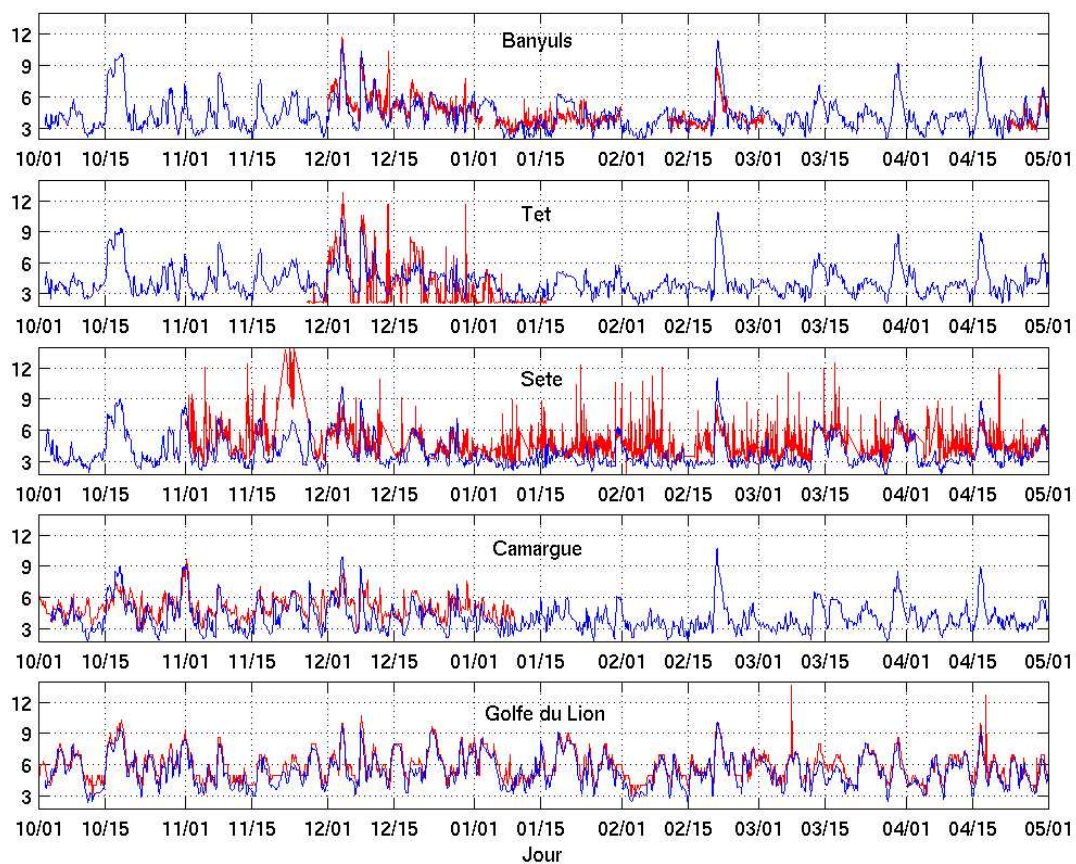


Fig. 6.4 – Evolution temporelle des périodes de vague (s) enregistrées (en rouge) et simulées par WW3 (en bleu).

6.2 Comparaison des sorties du modèle avec les observations

6.2.1 Evolution temporelle de la concentration de matière en suspension près du fond

La figure 6.5 montre une comparaison entre les observations près du fond au niveau du prodelta de la Têt et les sorties de modèle correspondantes. Le modèle représente correctement les pics de concentration de matière en suspension associés aux épisodes de vent de sud-est (repérables par les pics de houle). Toutefois, les concentrations sont sous-estimées par le modèle pendant les deux grosses tempêtes (décembre 2003 et février 2004). La sous-estimation du courant lors des tempêtes avec houle, déjà trouvée en baie de Banyuls en 1999, explique en partie ce défaut. On note aussi que la concentration de matière en suspension est en revanche surestimée pendant l'épisode de sud-est qui suit la première tempête, les 7 et 8 décembre.

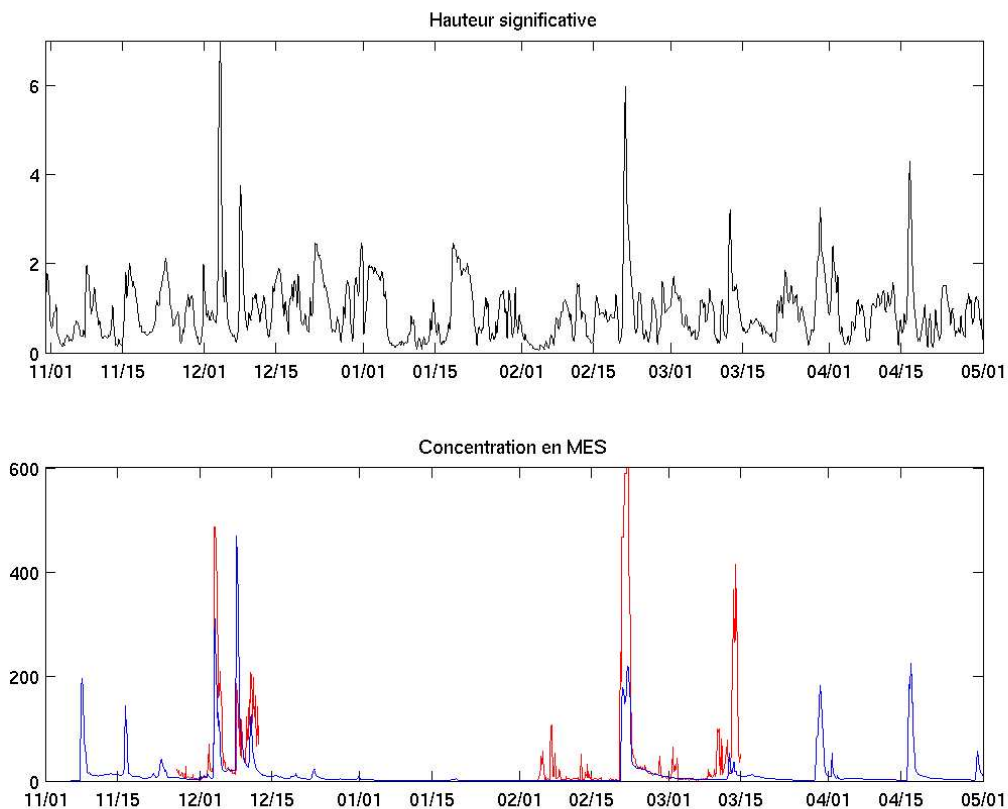


Fig. 6.5 – Evolution temporelle de la hauteur significative de vague (m) et des concentrations de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond observée (en rouge) et simulée (en bleu) au niveau du prodelta de la Têt.

Sur la pente, des pics de concentration de MES sont observés dans tous les canyons à l'exception des canyons situés à l'Est (canyons du Planier et du Grand-Rhône) début décembre (figure 6.6). La concentration de matière en suspension enregistrée atteint des fortes valeurs dans le canyon du Cap Creus (48 mg L^{-1}). Dans les sorties du modèle, ces pics de concentration de MES sont représentés avec les mêmes ordres de grandeurs et la même variabilité spatiale. En effet, les plus fortes concentrations sont simulées dans le canyon du Cap Creus, puis de Lacaze-Duthiers, du Petit-Rhône, de l'Hérault et de l'Aude. On note toutefois que les concentrations de MES sont surestimées d'un facteur 2 par le modèle dans le canyon de Lacaze-Duthiers.

Au début de l'hiver, deux pics de concentration particulaire sont observés et simulés dans le canyon du Cap Creus. On note que le modèle anticipe ces deux pics.

Fin février, le modèle simule bien les pics de concentration particulaire observés dans l'ensemble des canyons. La concentration de matière en suspension alors obtenue pour cet épisode est plus élevée que celle simulée pour décembre dans tous les canyons sauf au niveau du canyon du Petit-Rhône. Dans le canyon de Lacaze-Duthiers et de l'Hérault, cette caractéristique n'est cependant pas visible dans les observations. La concentration simulée est de nouveau maximale dans le canyon du Cap Creus; elle est aussi plus faible que celle observée ($> 68 \text{ mg L}^{-1}$) lors de cette deuxième tempête. En revanche, la concentration particulaire est surestimée au niveau des canyons de Lacaze-Duthiers, de l'Aude, de l'Hérault, du Grand-Rhône et du Planier.

On distingue ensuite des plus petits pics de concentration de matière en suspension observés et simulés dans le canyon du Cap Creus pendant les épisodes de vent de sud-est, mi-mars, fin mars-début avril et mi-avril. Dans le modèle, ces pics sont aussi visibles dans le canyon de Lacaze-Duthiers.

Nous avons tracé sur la figure 6.7 la concentration de matière en suspension dans le canyon du Cap Creus, en relation avec la température et la vitesse enregistrées dans le canyon, la hauteur significative de vague et le module du vent simulés sur le plateau.

Le premier pic de concentration coïncide avec la tempête de sud-est qui a lieu le 4 décembre. Nous avons vu dans le chapitre précédent que les forts vents de sud-est génèrent une circulation cyclonique sur l'ensemble du plateau et des downwelling dans les différents canyons. Le processus de downwelling est particulièrement intense dans le canyon du Cap Creus en raison d'effets topographiques, de la taille du plateau et de la convergence du courant dans la région du Sud-ouest. L'augmentation des concentrations particulières observées et simulées dans les canyons suggèrent alors que les downwelling induits par les

6.2 Comparaison des sorties du modèle avec les observations

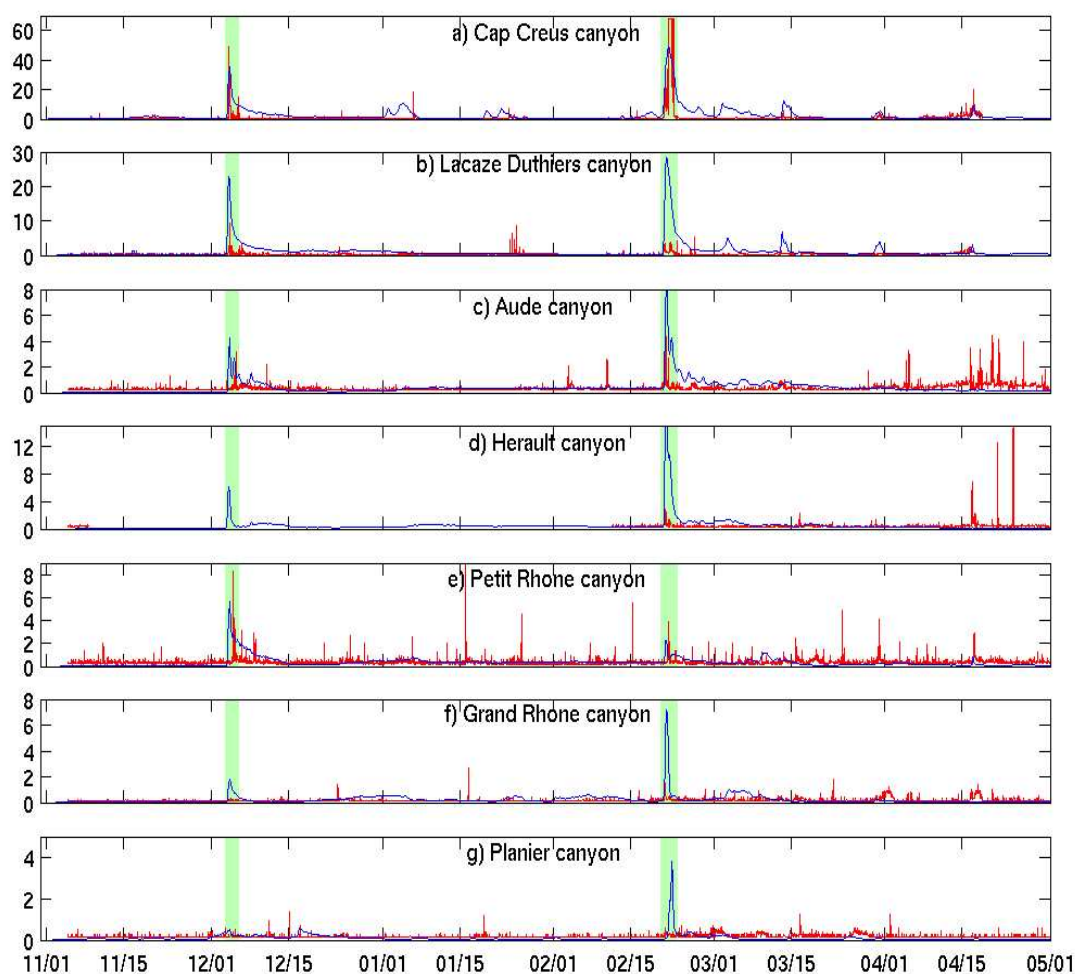


Fig. 6.6 – Evolutions temporelles des concentrations de matière en suspension (mg L^{-1}) près du fond observées (en rouge) et simulées (en bleu) près du fond dans les canyons étudiés. Notons que les échelles de concentration de matière en suspension ne sont pas identiques pour les différents graphiques. Les deux périodes de tempêtes intenses sont surlignées en vert.

tempêtes sont responsables de l'exportation de matière en suspension, associée au transfert d'eau légère, chaude et peu salée, du plateau.

Au début de l'hiver, les pics de concentration particulaire mis en évidence précédemment semblent être associés à de forts coups de vent de nord et des plongées d'eau froide, décrites dans le chapitre 5. Le défaut d'anticipation de ces pics apparaît aussi dans les sorties de température et de courant.

Puis, la figure 6.7 montre que l'interaction entre les plongées d'eau et la tempête de sud-est qui a lieu pendant l'hiver est responsable des fortes concentrations simulées et enregistrées fin février. Cette tempête est plus longue que la précédente. De plus, en période hivernale, les plongées d'eau du plateau sont plus profondes et les courants de fond plus forts (cf. chapitre 5). Le transfert particulaire vers le large devrait être par conséquent favorisé lors de cet épisode.

Les épisodes de vent de sud-est en mars et en avril sont associés à des plus petits pics de concentration. Les paramètres de vague étant plus faibles, on peut supposer que la remise en suspension est moins importante sur le plateau et la quantité de sédiment susceptible d'être exportée est réduite.

Plusieurs processus semblent donc être responsables des pics de concentration particulaire enregistrés dans les canyons au cours de cette période. Cette comparaison montre que le modèle reproduit ces différents processus que nous étudierons alors dans les paragraphes 6.3, 6.4.1 et 6.5.

6.2.2 Distribution verticale de la concentration particulaire

Nous avons comparé ensuite les sorties du modèle avec les données récoltées lors de campagnes de mesures réalisées pendant des périodes relativement calmes à l'aide d'une sonde CTD dans l'axe du canyon du Cap Creus au cours des mois de novembre, février et mars. L'erreur sur les quantités de matière en suspension déduites des observations de turbidité est estimée à 50 %.

En novembre, la colonne d'eau est stratifiée (figures 6.8 et 6.9). Une couche néphéloïde intermédiaire est observée dans le canyon (figure 6.8, en bas à gauche, couleur verte). Les sédiments du plateau s'écoulent vers le large entre les isopycnes 28.4 et 28.8 (entre 100 et 250 m de profondeur). Le modèle reproduit bien le prolongement de la couche néphéloïde de fond présente sur le plateau en couche néphéloïde intermédiaire au niveau de la rupture de pente, entre 100 et 200 m de profondeur (figure 6.9, en bas à gauche). Les concentrations de matière en suspension simulées dans cette couche néphéloïde intermédiaire sont comprises entre 0.2 et 1 $mg L^{-1}$, ce qui est en accord avec les observations. Sur le plateau, les concentrations simulées sont supérieures à 0.5 $mg L^{-1}$ et sont maximales au fond. Par contre, les concentrations observées sont plus fortes dans la couche de surface qu'au fond. On retrouve ce

6.2 Comparaison des sorties du modèle avec les observations

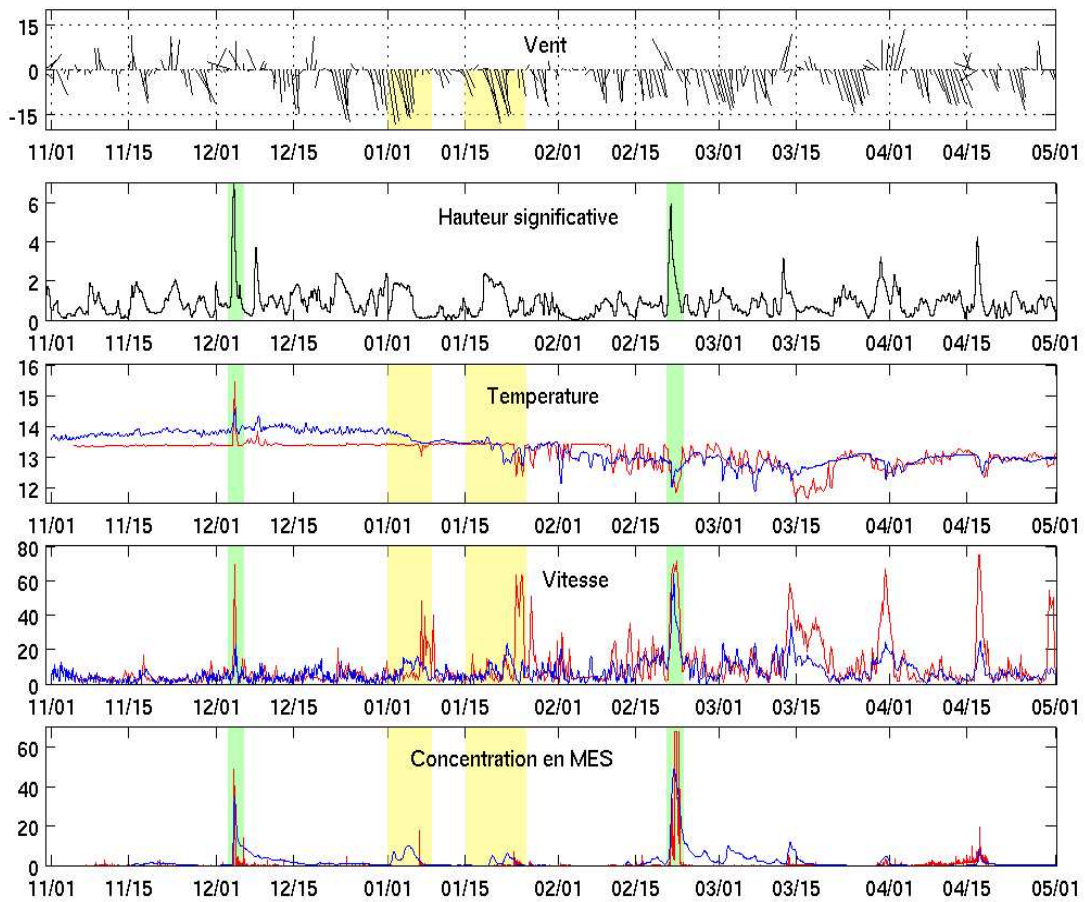


Fig. 6.7 – Evolution temporelle du module du vent ($m s^{-1}$) simulé au niveau du prodelta de la Têt, de la hauteur significative de vague (m) simulée au niveau du prodelta de la Têt, de la température ($^{\circ}C$), de la vitesse du courant ($cm s^{-1}$) et de la concentration en matière en suspension ($mg L^{-1}$) simulées dans le canyon du Cap Creus.

défaut spatial dans le champ de salinité simulé associé. La bande côtière apparaît, dans les observations, stratifiée par la présence d'eau d'origine fluviale en surface. Dans les sorties du modèle, le mélange vertical semble trop important.

En février, la colonne d'eau est faiblement stratifiée. On retrouve le défaut évoqué précédemment dans les sorties du modèle qui explique probablement l'absence d'une couche surfacique turbide sur le plateau. Dans les observations, on note la présence d'un panache de fond turbide sur le plateau et sur la pente, associé à des eaux froides. Dans la simulation, un panache turbide est visible seulement sur la pente. En mars, la colonne d'eau est homogénéisée. On observe des concentrations relativement fortes dans la couche de fond sur le plateau et sur la pente, dans les données CTD et dans les sorties du modèle. Les valeurs de concentrations simulées ($> 0.5 \text{ mg L}^{-1}$) sont proches des valeurs observées.

6.2.3 Conclusion

Les comparaisons des sorties du modèle avec les observations sur le plateau et sur la pente fournissent donc une validation raisonnable des modules de transport particulaire, si on considère les nombreuses incertitudes sur les paramétrisations utilisées ainsi que sur les données de forçage. Les concentrations simulées sont du même ordre de grandeur que celles observées et les principales caractéristiques sédimentaires observées sont reproduites par le modèle. Nous allons dans la suite étudier plus précisément chacun des processus mis en évidence dans les séries temporelles de concentration particulaire.

6.2 Comparaison des sorties du modèle avec les observations

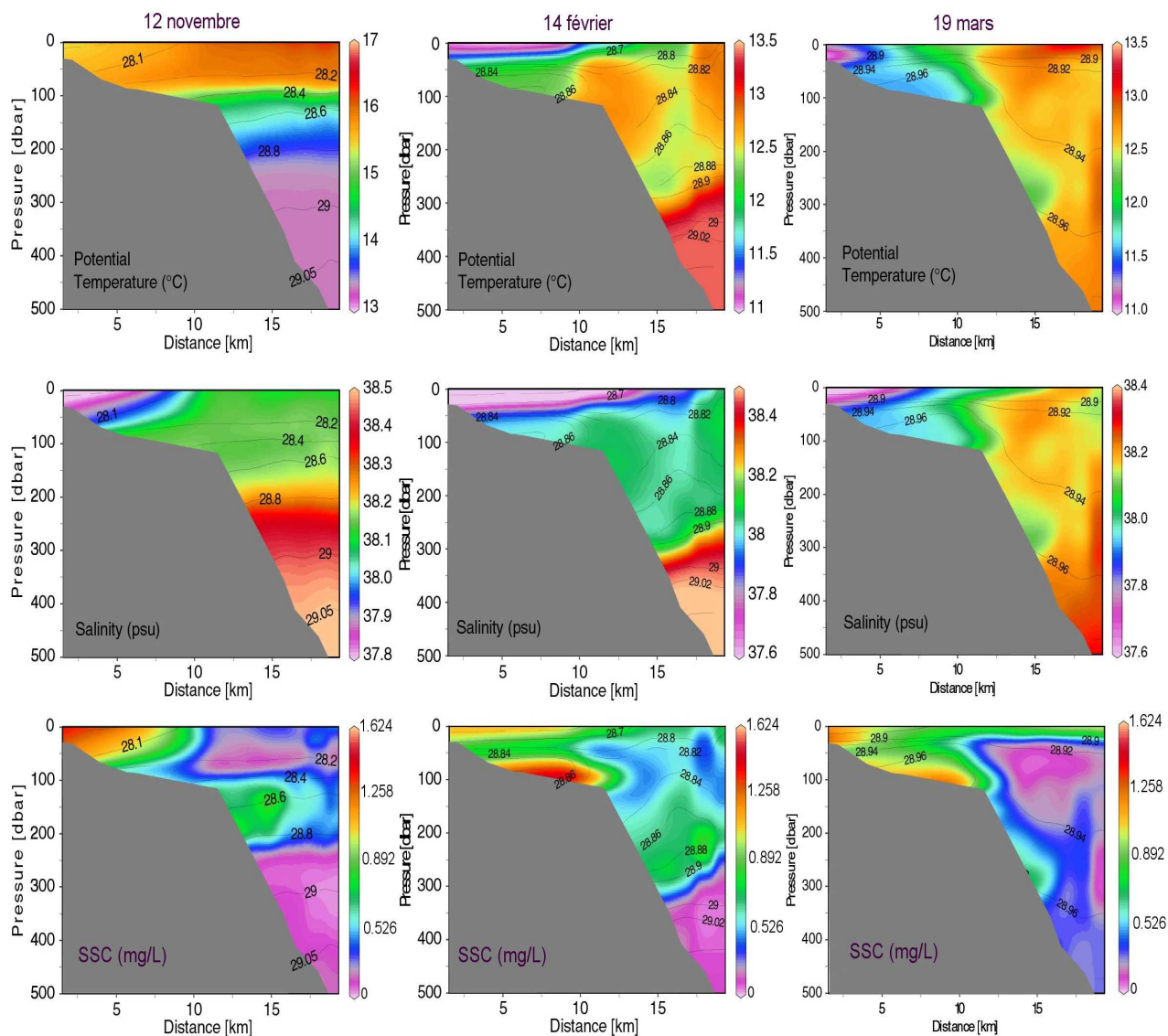


Fig. 6.8 – Coupes verticales de température ($^{\circ}\text{C}$), salinité, et concentration de matière en suspension (mg L^{-1}) dans l'axe du canyon du Cap Creus observées pour le 12 novembre 2003, le 14 février 2004 et le 19 mars 2004. Les valeurs des isopycnes sont portées sur les graphiques. Pers. comm., Xavier Durrieu de Madron

6. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude du transport particulaire dans le Golfe du Lion

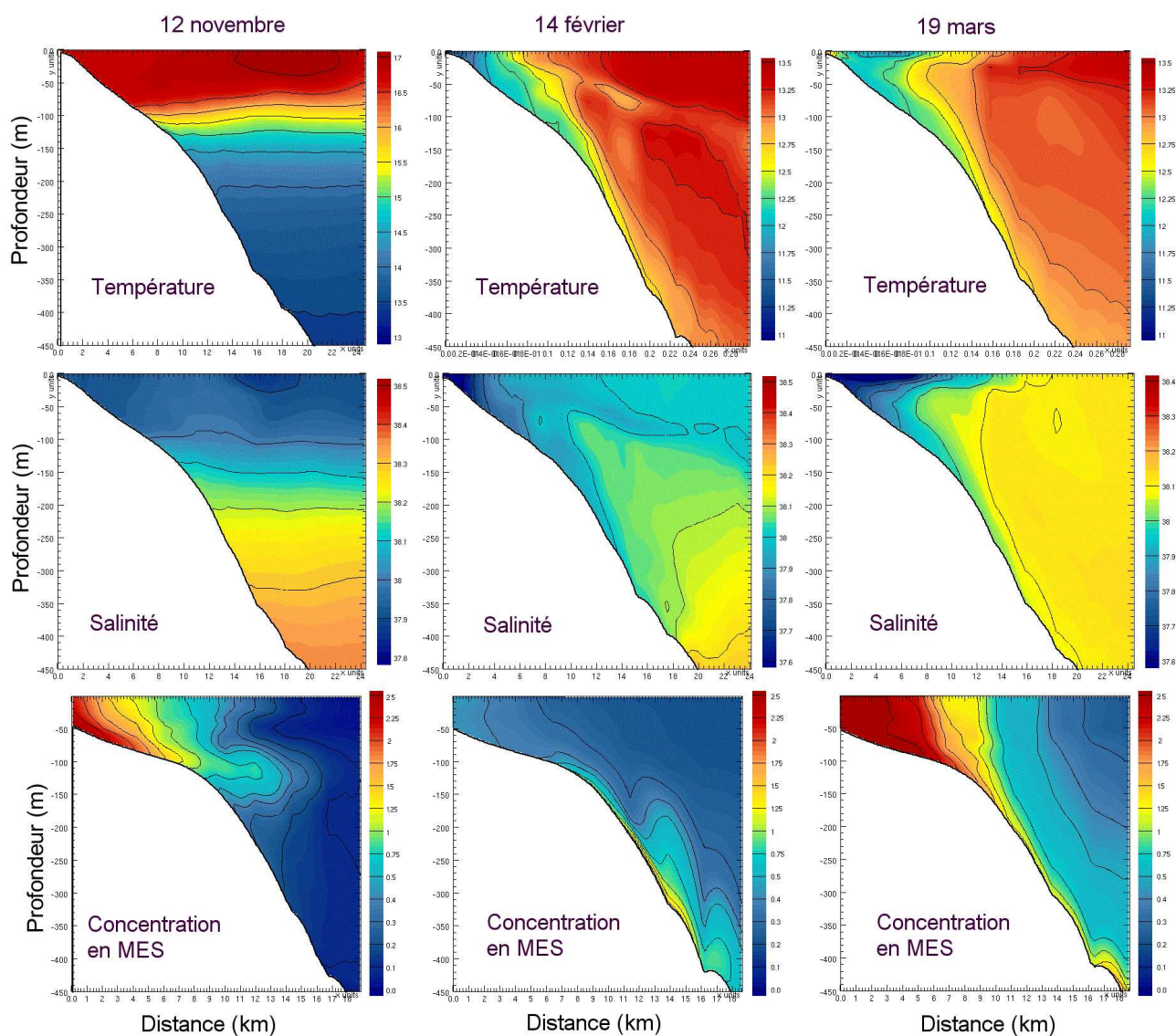


Fig. 6.9 – Coupes verticales de température ($^{\circ}\text{C}$), salinité, concentration de matière en suspension (mg L^{-1}) dans l'axe du canyon du Cap Creus simulées pour le 12 novembre 2003, le 14 février 2004 et le 19 mars 2004.

6.3 Episodes automnaux : crue et tempête de sud-est

Ce chapitre vise à étudier le transport particulaire lié aux processus automnaux : les crues et les tempêtes de vent marin avec houle. Le 4 décembre 2003, ces deux processus apparaissent de manière simultanée.

6.3.1 Apports de la crue

La crue apporte de grandes quantités de matière dans le panache de surface ce qui permet une vision depuis l'espace et une possibilité de validation à l'échelle du Golfe.

Les 3 et 4 décembre, des fortes précipitations induisent des crues dans toutes les rivières du Golfe du Lion. Le débit du Rhône atteint des valeurs de l'ordre de $10\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$. Comme on l'a déjà vu, les panaches fluviaux sont plaqués contre la côte et s'écoulent vers le Sud-ouest. La figure 6.10 montre une comparaison entre le champ de concentration de matière en suspension déduit d'une image satellitale MODIS (à gauche) et celui simulé en surface (à droite), pour le 8 décembre. Les sorties du modèle sont en bon accord avec les observations satellitales : le modèle reproduit le panache de sédiment côtier, de l'embouchure du Rhône jusqu'au Sud du Cap Creus. Les régions de fortes concentrations (supérieures à 20 mg L^{-1}) se situent le long de la côte et en particulier au niveau des côtes camarguaises.

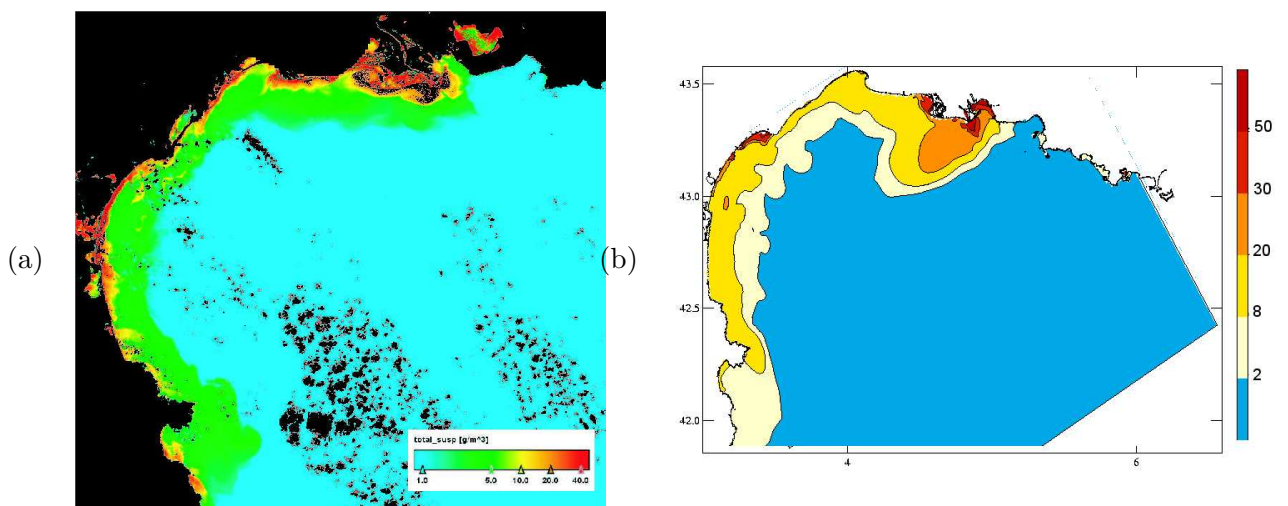


Fig. 6.10 – Concentration de matière en suspension (mgL^{-1}) déduite de l'image satellitale MODIS du 8 décembre 2003 [pers. com., François Bourrin] (a) et simulé pour le 8 décembre 2003 à 0 h ((b)).

Nous verrons dans le paragraphe 6.3.3 les zones où la matière apportée par les fleuves s'est déposée.

6.3.2 Effet de la tempête de sud-est

Le vent de sud-est qui souffle le 4 décembre induit des fortes houles et des courants intenses dans le Golfe.

La hauteur de vague atteint des valeurs significatives à partir du 3 décembre à 18 h, puis diminue en intensité après le 4 décembre à 6 h. La figure 6.11 a présente le champ de hauteur de vague simulé pour le 4 décembre à 0 h. La hauteur de vague est supérieure à 6 m le long des côtes sud-ouest. On note que les côtes nord sont marquées par des vagues d'amplitude modérée.

Comme on l'a déjà vu, le courant s'intensifie du 3 décembre 0 h jusqu'au 4 décembre 6 h (figure 6.11 b), où il atteint des fortes valeurs (supérieures à 25 cm s^{-1}) dans deux régions situées sur le plateau externe : dans la partie ouest, devant les canyons du Cap Creus, de Lacaze-Duthiers, de l'Aude et de l'Hérault et dans la partie est, devant les canyons du Petit-Rhône et du Grand-Rhône.

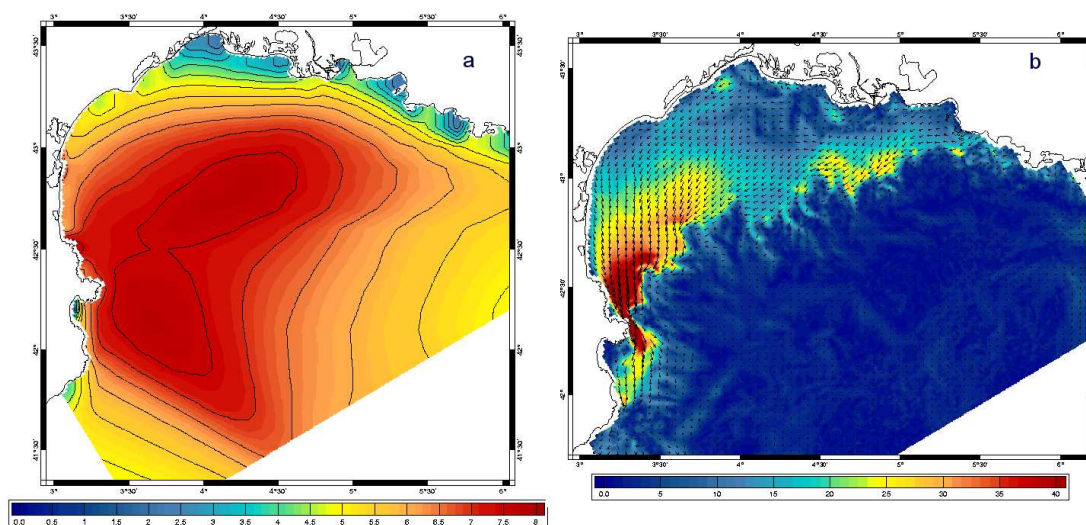


Fig. 6.11 – Champ de hauteur significative de vague (m) simulé pour le 4 décembre 2003 à 0 h (a) et champ de courant (cm s^{-1}) près du fond simulé pour le 4 décembre 2003 à 6 h (b).

A partir du 3 décembre à 18 h, la tension de fond est supérieure à 1 N m^{-2} le long de la côte (figure 6.12 a). L'interaction entre la houle et les courants côtiers induit la remise en suspension de la matière particulaire le long de la côte jusqu'à des profondeurs de 50 m. Les concentrations particulières sont supérieures à 300 mg L^{-1} près du fond jusqu'à environ 40 m de profondeur. L'interaction houle/courant

6.3 Episodes automnaux : crue et tempête de sud-est

explique alors le pic de concentration de matière en suspension simulé au niveau du prodelta de la Têt, présenté sur la figure 6.5. Puis, l'intensification du courant, le 4 décembre entre 0 h et 6 h, entraîne de fortes valeurs de tension de fond sur l'ensemble du plateau, à l'exception de deux zones situées dans les parties nord-est et nord (figure 6.12 b, zones bleues). Des particules sont donc aussi remises en suspension sur le plateau externe sous l'effet de forts courants (figure 6.13 a). Des concentrations supérieures à 20 mg L^{-1} sont visibles sur le plateau externe devant le canyon du Petit-Rhône et les canyons situés à l'Ouest et au centre.

La figure 6.14 présente une coupe verticale de la concentration de matière en suspension du Cap d'Agde jusqu'en bordure du plateau, perpendiculaire au talus. Près des côtes, le panache turbide s'étend sur toute la colonne d'eau. On distingue tout de même de plus fortes valeurs près du fond. Sur le plateau externe, la matière particulaire remise en suspension est concentrée dans une couche de fond d'environ 20 m d'épaisseur et les valeurs de concentration sont plus faibles qu'à la côte.

La matière en suspension est composée majoritairement de particules fines (argile et silts) sur l'ensemble du plateau. Des sables très fins sont aussi présents dans la colonne d'eau près du fond dans les régions côtières jusqu'au 5 décembre. Les particules d'argile et de silt remises en suspension le long de la côte sont ensuite transportées vers le Sud-ouest : vers le plateau espagnol (figure 6.13 a) et vers le large dans les canyons.

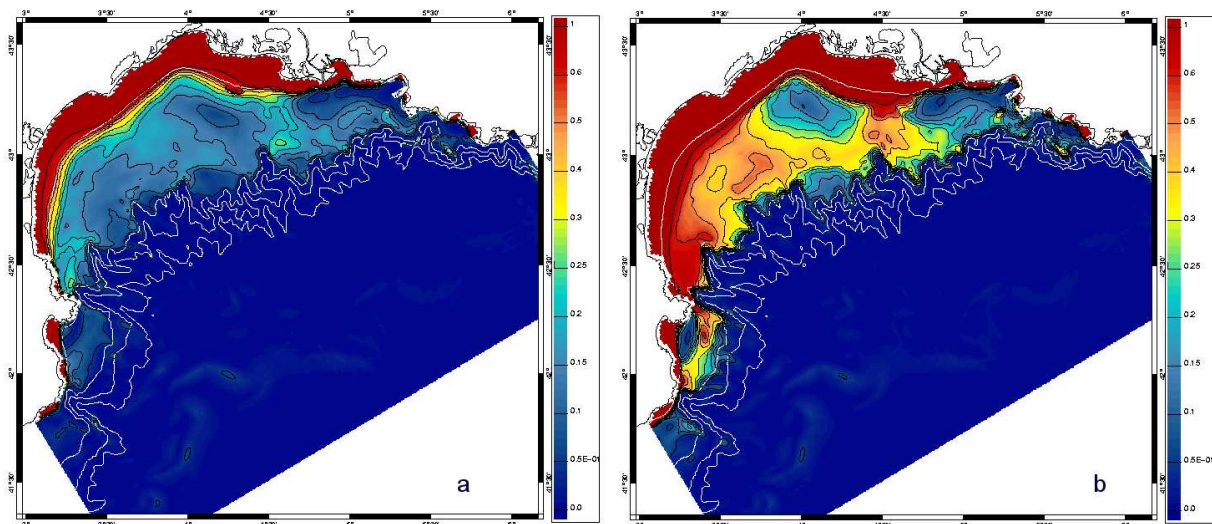


Fig. 6.12 – Champs de tension de fond (Nm^{-2}) simulés pour le 3 décembre 2003 à 18 h (a) et pour le 4 décembre 2003 à 6 h (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.

La figure 6.15 présente des coupes verticales de concentration de matière en suspension dans l'axe du

6. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude du transport particulaire dans le Golfe du Lion

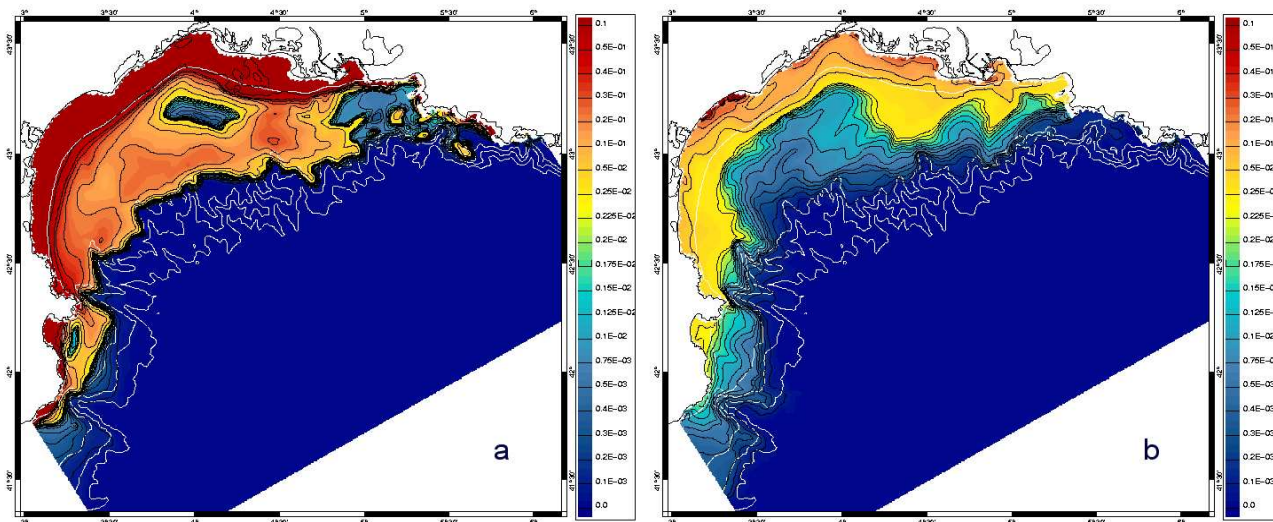


Fig. 6.13 – Concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond simulé pour le 4 décembre 2003 à 6 h (a) et le 20 décembre 2003 à 0 h (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.

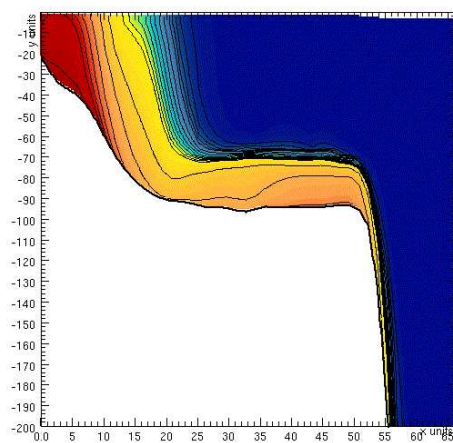


Fig. 6.14 – Coupe verticale de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) sur le centre du plateau simulée pour le 4 décembre à 6 h.

6.3 Episodes automnaux : crue et tempête de sud-est

canyon du Cap Creus. Le 4 décembre à 0 h, on observe un panache de matière qui s'écoule sur la pente jusqu'à 300 m de profondeur (figure 6.15 a). 6 h plus tard, lorsque le processus de downwelling est intense, le panache turbide s'épaissit et s'écoule jusqu'à 400 m de profondeur (figure 6.15 b). Le 5 décembre, il se déplace ensuite à profondeur constante vers le large pour former une couche néphéloïde intermédiaire, sous l'action d'un courant ascendant, lié à la remontée des eaux légères lors de la relaxation de la tempête (figure 6.15 c). Puis, le 6 décembre, le courant est faible dans le canyon, la matière particulaire sédimente vers le fond (figure 6.15 d). Malgré la remontée des eaux légères, il y a donc tout même une sédimentation nette, lors de cette tempête.

Le 20 décembre, deux semaines après la tempête, la concentration de matière en suspension a diminué sur l'ensemble du Golfe (figure 6.13 b). Des panaches de matière (dont la concentration est de l'ordre de $3 \text{ mg } L^{-1}$) sont encore visibles sur toute la colonne d'eau le long de la côte ainsi que devant les canyons du Cap Creus, de Lacaze-Duthiers et du Petit-Rhône. Au niveau de la rupture de pente, la couche de matière en suspension présente sur le plateau se prolonge en majeure partie en surface vers le large (figure 6.15 e).

On note que le panache turbide surfacique du Rhône, écarté vers le large par les vents de nord et qui longe le talus continental, présente des concentrations inférieures de plus d'un facteur 10 à la couche de matière particulaire présente le long de la côte (non montré).

La période de relaxation de la tempête s'étend donc sur une longue période d'une durée d'environ trois semaines.

6.3.3 Modifications du sédiment de fond générées par la crue et la tempête

La figure 6.16 met en évidence les zones de dépôt et d'érosion générées par les deux événements intenses décrits précédemment (crue et tempête).

Deux semaines après la tempête, nous pouvons constater que les apports du Rhône se sont accumulés devant l'embouchure jusqu'à 90 m de profondeur vers le Sud-ouest et vers l'Est. Le dépôt de particules devant l'embouchure chute de 2 à 1 cm dans un rayon de 3 km, puis diminue progressivement vers le large. Ce dépôt massif de particules, déversées par le fleuve, au niveau du prodelta pourrait s'expliquer par les faibles courants de fond devant l'embouchure pendant la tempête (figure 6.11 b). On note qu'aucun dépôt de matière particulaire n'est visible devant les autres rivières du Golfe.

La tempête a induit l'érosion du sédiment sur les plateaux interne et externe, en particulier dans la partie ouest. Ces deux zones sont séparées par une zone de dépôt, localisée entre 50 et 70 m de profondeur, qui

6. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude du transport particulaire dans le Golfe du Lion

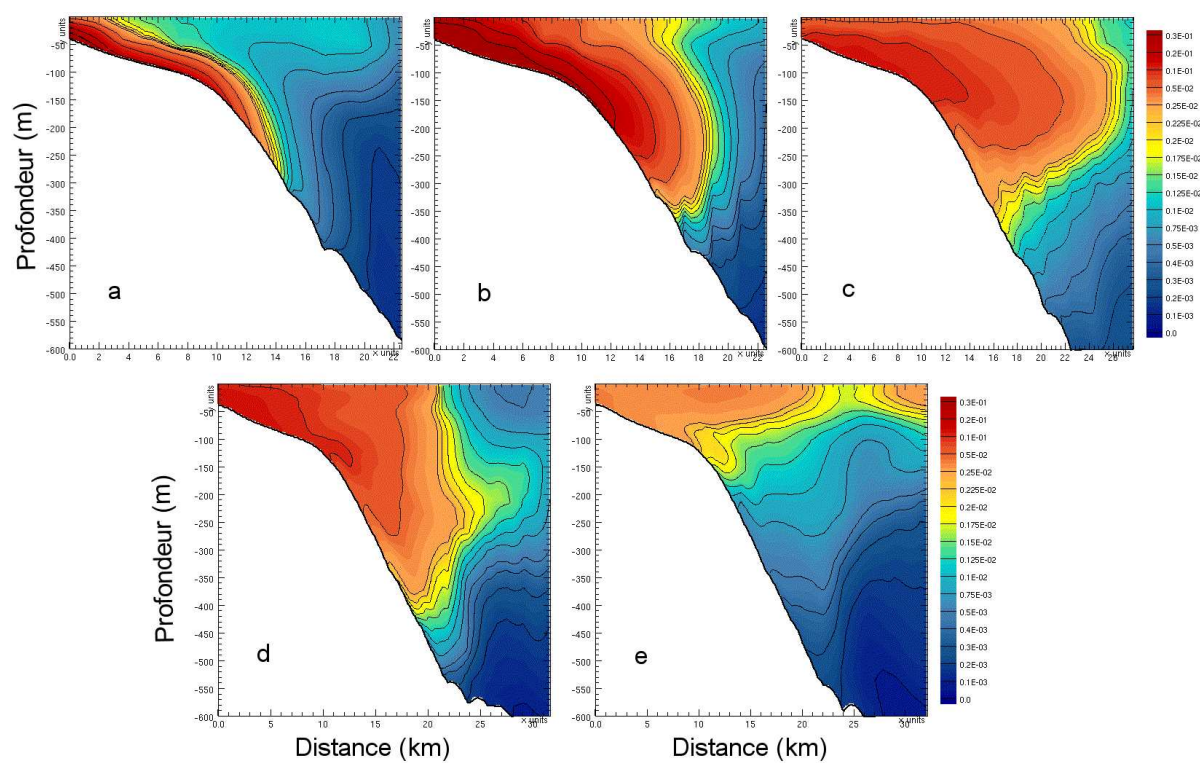


Fig. 6.15 – Coupes verticales de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) dans l'axe du canyon du Cap Creus simulées pour le 4 décembre 2003 à 0 h (a), le 4 décembre 2003 à 6 h (b), le 5 décembre 2003 à 0 h (c), le 6 décembre 2003 à 0 h (d) et le 20 décembre 2003 à 0 h (e).

6.4 Première période hivernale

correspond à la zone de "vases circalittorales" définie par *Monaco et Aloisi* [2001]. La présence d'une zone d'érosion située au Nord à environ 50 m de profondeur, entre la pointe de Beauduc et le Golfe d'Aigues-Mortes, rompt la continuité de ce dépôt avec celui induit par la crue du Rhône.

Enfin, on remarque des zones de dépôt de matière particulaire (> 1 cm) en tête des canyons du Cap Creus, de Lacaze-Duthiers, du Petit-Rhône et de l'Aude.

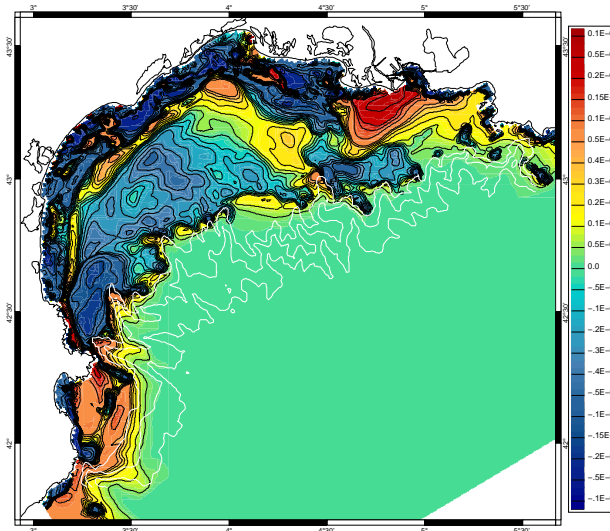


Fig. 6.16 – Variation de niveau du sédiment sur le fond (m) simulée entre le 3 décembre 2003 à 0 h, avant la tempête, et le 20 décembre 2003 à 0 h, deux semaines après la tempête. Notons que l'érosion est associée à la couleur bleu et le dépôt aux couleurs jaune, orange et rouge. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.

6.3.4 Conclusion

La tempête de vent marin et la crue ont donc un impact majeur sur le transport particulaire dans le Golfe. Ces deux événements extrêmes induisent des modifications significatives du sédiment sur l'ensemble du Golfe et génèrent un transfert de matière particulaire vers le large. Toutefois, la stratification de la colonne d'eau limite l'exportation de la matière à 400 m de profondeur.

6.4 Première période hivernale

Ce paragraphe est consacré à l'étude du transport particulaire pendant la première partie de l'hiver, de fin décembre à mi février. Nous rappelons que cette période est caractérisée par deux épisodes de

vent de nord intenses, associés à des flux de chaleur négatifs. Pendant ces situations, les vagues sont peu énergétiques et leur impact sur le sédiment est négligeable. Le point marquant associé à ces vents est la génération de courants côtiers et la formation d'eau dense le long de la côte. Ces eaux denses se propagent vers le large préférentiellement à travers le canyon du Cap Creus. Cette première partie de l'hiver est aussi marquée par un fort débit du Rhône de mi-janvier à fin janvier.

6.4.1 Transport particulaire associé aux vents de nord et à la propagation des eaux denses

On distingue ici le transport associé à la circulation induite par les vents de nord à celui résultant des plongées d'eau dense induites elles-mêmes par les vents du nord.

Vents de nord intenses

Le 30 décembre, de faibles concentrations de quelques mg/L de matière particulaire remise en suspension pendant la tempête de décembre sont encore visibles le long de la côte et sur le plateau externe devant les canyons situés à l'Ouest (figure 6.17 a). Devant l'embouchure du Rhône, un panache de matière particulaire issue du fleuve s'étend jusqu'en bordure de plateau.

Du 30 décembre au 5 janvier, un fort vent de nord-ouest génère un courant intense orienté vers le Sud le long de la côte ouest (figure 6.18 a). Ce courant induit des tensions de fond supérieures à 0.25 Nm^{-2} et par conséquent la remise en suspension de matière particulaire le long de la côte dans la partie sud-ouest du Golfe (figure 6.17 b). La circulation favorise l'exportation du panache turbide côtier vers le Sud du 2 au 3 janvier (figure 6.17 c). La plus grande partie de ce panache se déplace sur le plateau espagnol et une seconde partie est transférée dans le canyon du Cap Creus. La concentration atteint des valeurs comprises entre 2.5 et 5 mg L^{-1} à 200 m de profondeur dans ce canyon. La légère stratification de la colonne d'eau (il s'agit du début de l'hiver, les eaux côtières ne sont pas encore très denses) favorise l'écoulement de la matière particulaire horizontalement dans une couche néphéloïde intermédiaire.

La circulation cyclonique sur la partie ouest du plateau, typique des vents de nord-ouest, favorise ensuite les plongées de l'eau dense qui vient de se former, dans le canyon du Cap Creus (cf. chapitre 5). Malgré la chenalisation naturelle à l'intérieur du canyon, les eaux denses s'écoulent avec une forte composante parallèle aux isobathes (la vitesse de Nof, résultante de la gravité et de la force de Coriolis), qui se traduit par une trajectoire le long du flanc sud du canyon. La cascade d'eau dense est associée à des forts courants qui atteignent des valeurs de 30 cm s^{-1} en tête et sur le flanc sud du canyon (figure

6.4 Première période hivernale

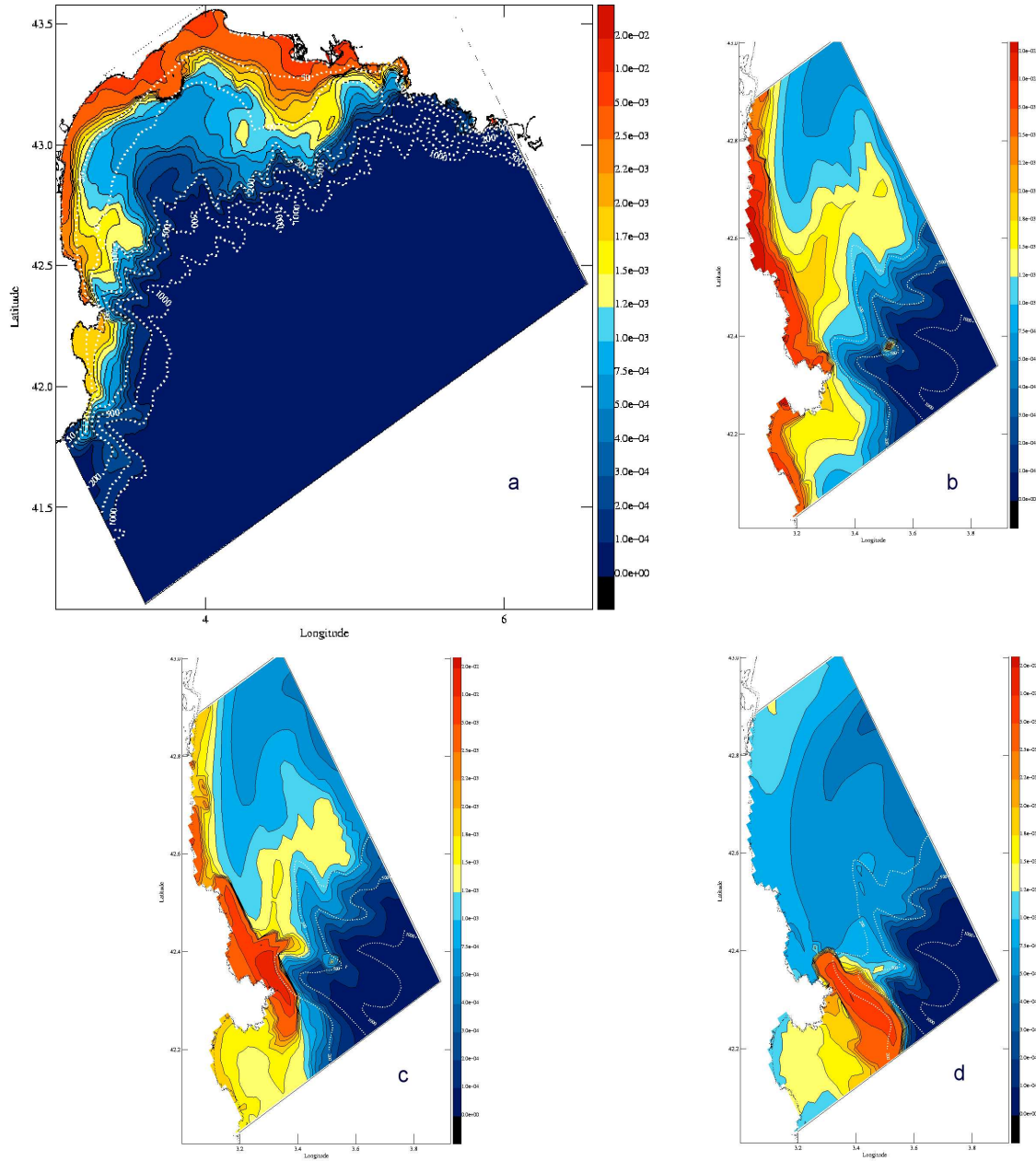


Fig. 6.17 – Champs de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) simulés près du fond pour le 30 décembre 2003 (a), le 1^{er} janvier 2004 (b), le 2 janvier 2004 (c) et le 7 janvier 2004 (d). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 200, 500 et 1000 m. Les isovaleurs sont les suivantes : 0, 10^{-4} , $2 \cdot 10^{-4}$, $3 \cdot 10^{-4}$, $4 \cdot 10^{-4}$, $5 \cdot 10^{-4}$, $7.5 \cdot 10^{-4}$, 10^{-3} , $1.25 \cdot 10^{-3}$, $1.5 \cdot 10^{-3}$, $1.75 \cdot 10^{-3}$, $2 \cdot 10^{-3}$, $2.25 \cdot 10^{-3}$, $2.5 \cdot 10^{-3}$, $5 \cdot 10^{-3}$, 10^{-2} , $2 \cdot 10^{-2}$.

6.18 b). La tension de fond maximale y est supérieure à 0.25 N m^{-2} . Ces plongées d'eau dense sont alors associées à la remise en suspension de matière particulaire dans la partie haute du canyon.

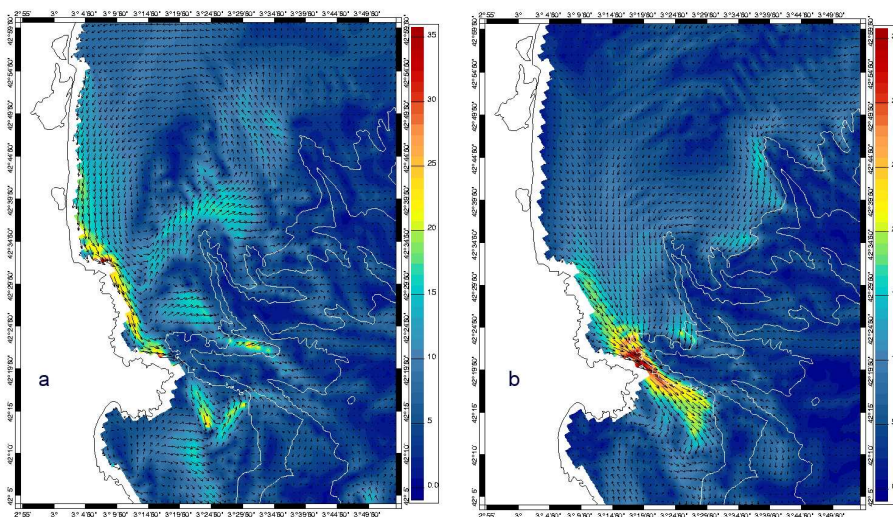


Fig. 6.18 – Courants (cm s^{-1}) simulés près du fond pour le 2 janvier 2004 (a) et le 7 janvier 2004 (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 200, 500 et 1000 m.

Dans l'axe du canyon, les concentrations de matière en suspension ont diminué le 7 janvier. Un panache de matière particulaire, qui présente des concentrations comprises entre 2.5 et 10 mg L^{-1} , se situe alors au niveau du flanc sud du canyon (figure 6.17 d) ; il est advecté ensuite le long des isobathes entre 200 et 300 m de profondeur vers le Sud.

Au niveau du bilan sédimentaire, le plateau a été érodé entre le Cap Béar et le Cap Creus ainsi qu'au niveau du flanc sud du canyon du Cap Creus. Le dépôt de sédiment se fait sur le plateau et la pente espagnols.

Les pics de concentration de matière en suspension simulés dans le canyon du Cap Creus début janvier (figure 6.7) sont donc attribués à l'exportation de la matière remise en suspension à la côte par les courants et au niveau de la tête de canyon lors des plongées d'eau dense.

Lors du deuxième coup de vent de nord-ouest, qui souffle du 19 au 22 janvier le long des côtes ouest, les mêmes processus ont lieu : tout d'abord, le fort courant dirigé vers le Sud génère la remise en suspension de matière particulaire le long de la côte ouest le 19 janvier puis, en tête et sur le flanc sud du canyon pendant les plongées d'eau dense, du 20 au 23 janvier. Un panache de matière remise en suspension s'écoule ensuite sur le flanc sud du canyon le long des isobathes entre 200 et 500 m de profondeur.

6.4 Première période hivernale

Le pic de concentration enregistré et simulé dans le canyon pendant cette période est plus faible que le précédent (figure 6.7). Ceci pourrait s'expliquer par la présence du panache turbide qui subsiste de la tempête de décembre et qui se cumule avec l'effet du premier épisode de vent de nord.

Plongées d'eau dense par vent faible

Nous allons maintenant décrire le transport particulaire associé à des plongées d'eau dense pendant des épisodes de vent de nord courts ou/et de faibles amplitudes. La cascade d'eau dense est dans ce cas naturelle et n'est plus favorisée par le courant induit par le vent, contrairement aux situations précédemment étudiées.

Ce type de situation est rencontré au mois de février où des forts courants, dont la vitesse atteint 20 cm s^{-1} , sont observés et simulés dans le canyon du Cap Creus.

Les plongées d'eau dense qui ont lieu dans ce canyon génèrent alors la formation d'une couche de matière particulaire de fond sur le flanc sud du canyon, comme illustré sur la figure 6.19. Dans l'axe du canyon, les concentrations particulaires sont faibles (inférieures à 1 mg L^{-1}) et sur le flanc sud du canyon, elles sont comprises entre 1 et 5 mg L^{-1} . Ceci laisserait penser que le mouillage placé dans l'axe du canyon ne détecterait pas les remises en suspension de matière sur le flanc sud du canyon générées par ces plongées d'eau dense, comme l'indique la figure 6.7.

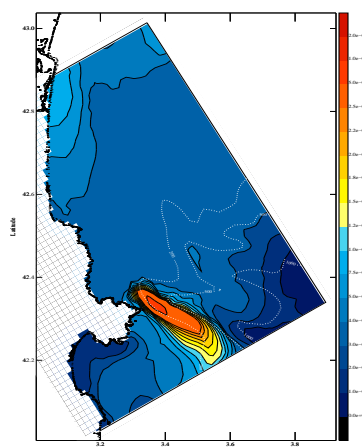


Fig. 6.19 – Champs de concentration de matière en suspension (g L^{-1}) simulés près du fond pour le 3 février 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 200, 500 et 1000 m.

6.4.2 Transport particulaire lié au panache du Rhône

La crue de décembre est superposée aux remises en suspension associées à la tempête. Pour étudier le transport particulaire lié à une crue, on a alors choisi d'analyser la crue modérée du Rhône qui a eu lieu en janvier par vent de nord, bien séparée des épisodes de tempête.

Les 14 et 15 janvier, des débits supérieurs à $3800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ sont enregistrés dans le Grand-Rhône. Le débit du fleuve diminue ensuite très doucement jusqu'à sa valeur moyenne sur une période de 23 jours (jusqu'au 7 février). Le panache de matière particulaire issue du Rhône, formé pendant cette période, s'étend vers le large, alternativement vers le Sud et vers le Sud-ouest. Il est assez épais près de la côte et s'affine vers le large le 17 janvier, trois jours après la crue (figure 6.20 a). Mais son épaisseur varie ensuite en fonction du vent.

Il est composé essentiellement de particules fines (argile et silts). En effet, les particules grossières se sont déposées devant l'embouchure venant alimenter le prodelta. En surface, les concentrations atteignent des valeurs supérieures à 20 mg L^{-1} jusqu'à une distance de 15 km de l'embouchure. Le 29 janvier, le panache longe classiquement le talus continental, poussé au large par le Mistral et la Tramontane (figure 6.21 a). Au fond, les concentrations sont très faibles de l'ordre du mg L^{-1} à proximité des canyons du Grand-Rhône, Petit-Rhône et Hérault (figures 6.20 b et 6.21 b). Ces trois canyons ne semblent donc être que légèrement influencés par les apports du Rhône.

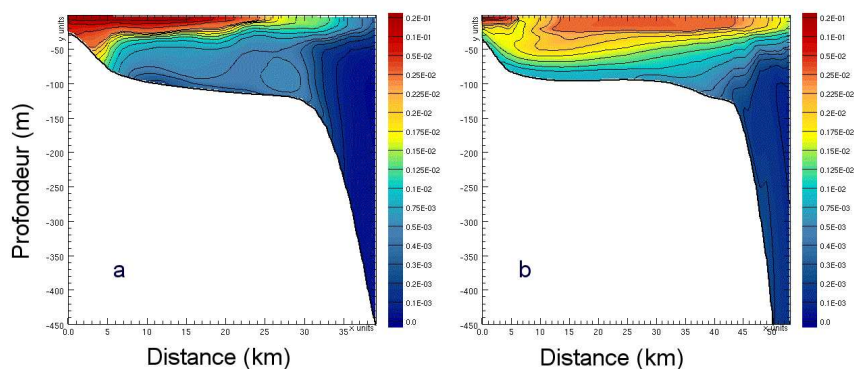


Fig. 6.20 – Coupes verticales de concentration de matière en suspension (g L^{-1}) dans le panache du Rhône simulée pour le 17 janvier 2004 (a) et le 29 janvier 2004 (b).

6.5 Deuxième période hivernale : influence des tempêtes

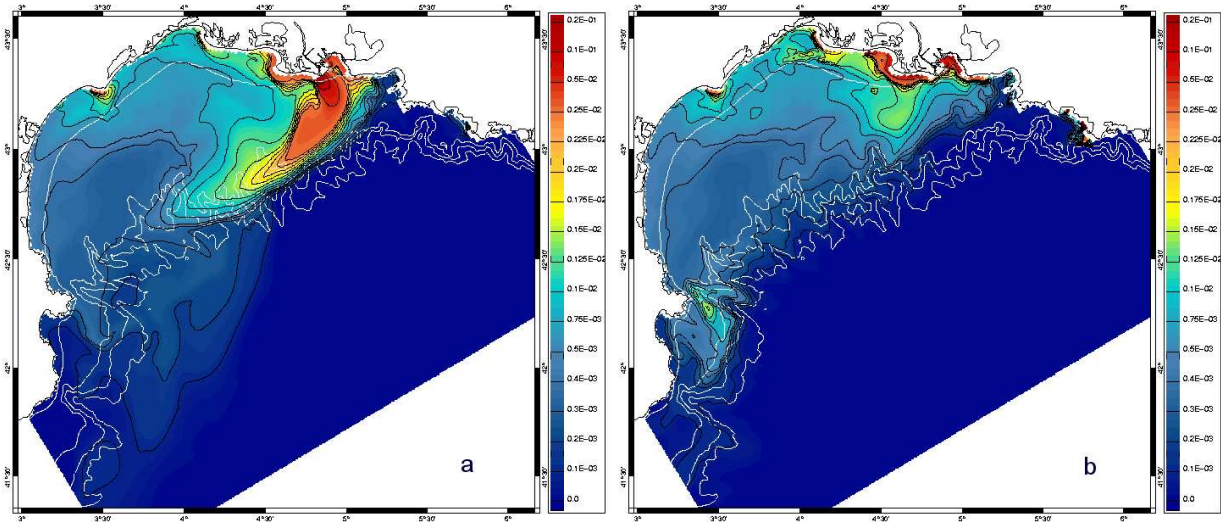


Fig. 6.21 – Champs de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) simulés pour le 29 janvier 2004 en surface (a) et près du fond (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.

6.4.3 Conclusion

Les forts vents de nord peuvent être responsables de resuspension le long de la côte dans la partie sud-ouest du Golfe. Ils sont à l'origine des pics de concentration particulaire observés dans ce canyon début janvier.

Les plongées d'eau dense par vent faible s'écoulent principalement sur le flanc sud du canyon du Cap Creus. La resuspension qu'elles génèrent alors dans le canyon du Cap Creus n'est pas visible dans l'axe du canyon.

Enfin, le transport particulaire sur le plateau et dans les canyons lié à la crue modérée du Rhône mi-janvier est très faible : les particules les plus grossières sédimentent sur le prodelta tandis que les plus fines sont exportées par le panache hors du Golfe.

6.5 Deuxième période hivernale : influence des tempêtes

Cette deuxième période de l'hiver est marquée par deux épisodes de vent de sud-est (21 février et 13 mars) et un épisode de vent de nord intense qui génère des densités d'eau maximales en milieu de plateau dans la partie sud-ouest du Golfe.

On a montré que ce sont les tempêtes qui produisent des niveaux de concentrations très élevées et persistantes sur le plateau. A la suite des tempêtes, les conditions de vent de nord redeviennent dominantes

et il est intéressant d'étudier leur rôle sur la dispersion de la matière remise en suspension pendant les tempêtes.

6.5.1 Tempête hivernale

Le premier épisode de vent de sud-est, qui a lieu du 21 au 23 février, correspond à une forte tempête de vent marin et est associé à de fortes houles. Des hauteurs significatives de vague supérieures à 4 m sont enregistrées et simulées sur l'ensemble du Golfe le 21 février (figures 6.3 et 6.22 a).

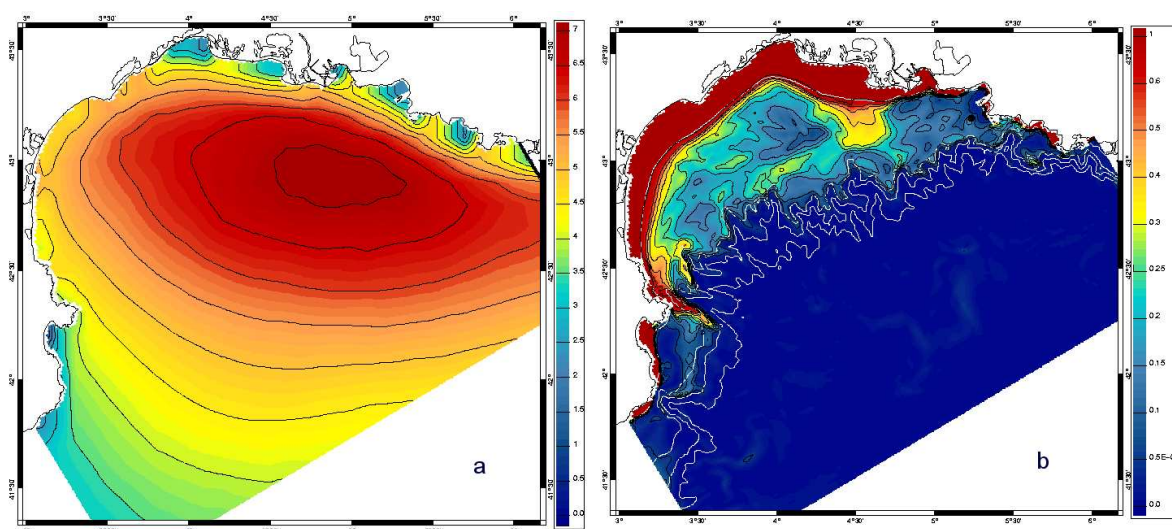


Fig. 6.22 – Champs de hauteur significative de vague (m) (a) et de tension de fond ($N m^{-2}$) (b), simulés pour le 21 février 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.

De fortes tensions de fond (supérieures à $0.2 N m^{-2}$) sont alors générées, majoritairement par la houle jusqu'à 50 m de profondeur et par d'intenses courants sur le plateau externe, devant les canyons (figure 6.22 b) (situation similaire à celle de la tempête de décembre, paragraphe 6.3.2). On distingue aussi dans ce cas de fortes tensions de fond sur le flanc sud du canyon du Cap Creus, induites par les plongées d'eau dense.

La figure 6.23 a présente le champ de concentration de matière en suspension près du fond le premier jour de la tempête. On observe de fortes concentrations (supérieures à $100 mg L^{-1}$) dans les régions côtières confirmées par les mesures à la bouée située sur le prodelta de la Têt (figure 6.5). Des panaches turbides de concentration particulaire plus faible sont visibles devant les canyons du Cap Creus, de Lacaze-Duthiers, de l'Hérault et du Petit-Rhône. Dans les canyons situés au Sud-ouest, des concentrations

6.5 Deuxième période hivernale : influence des tempêtes

supérieures à 10 mg L^{-1} sont visibles sur leur flanc sud, entre 200 et 500 m de profondeur. Une coupe verticale de concentration de MES dans l'axe du canyon du Cap Creus (figure 6.24 a) indique qu'une fine couche de matière particulaire remise en suspension sur le plateau s'écoule sur le fond jusqu'à 500 m de profondeur dans l'axe du canyon. On précise que le panache turbide de plus faible concentration situé à 600 m de profondeur a été formé pendant les plongées d'eau dense qui précèdent la tempête.

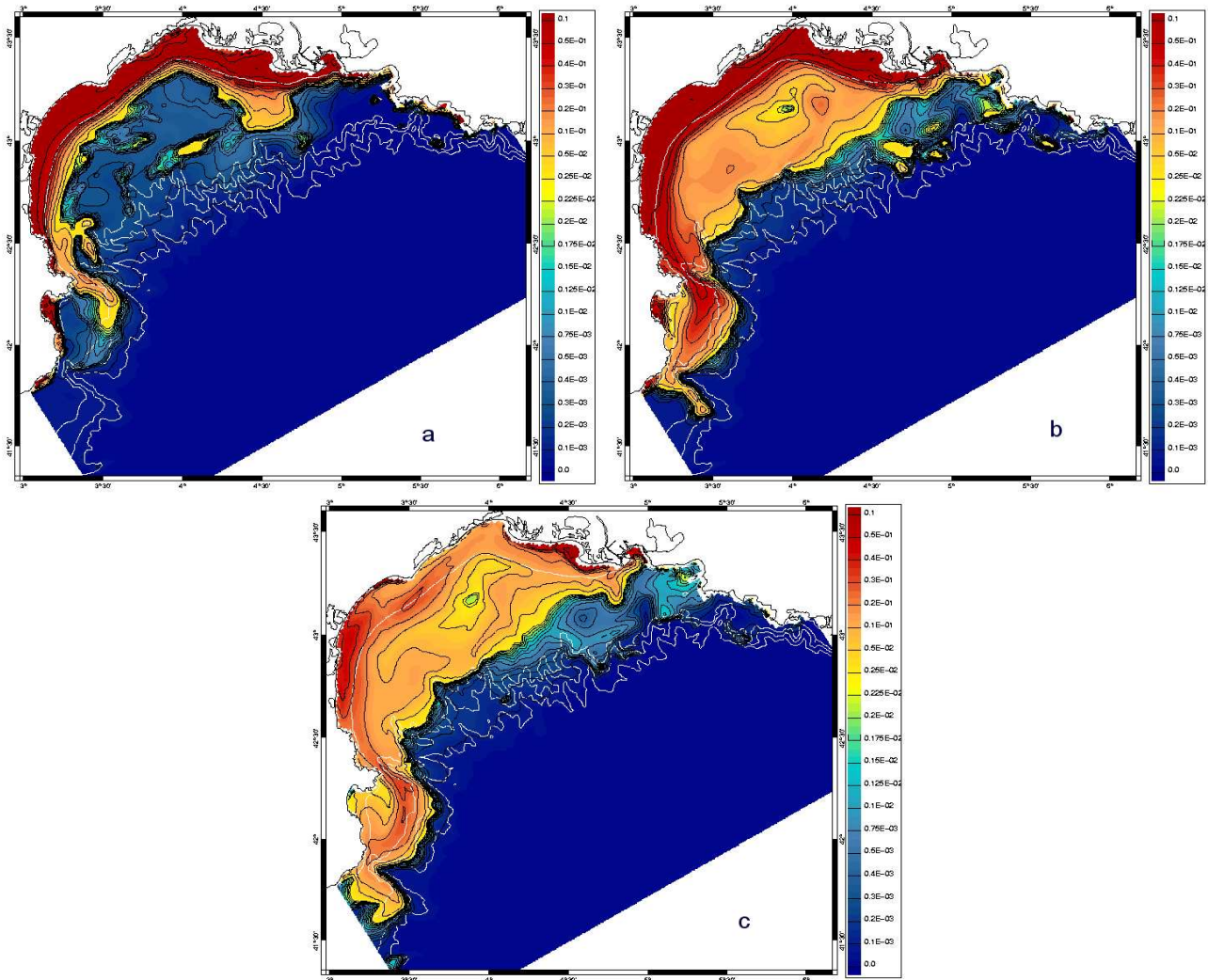


Fig. 6.23 – Champs de concentration de matière en suspension (g L^{-1}) près du fond simulés pour le 21 février (a), le 22 février (b) et le 23 février (c) 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.

La figure 6.23 b montre une remise en suspension de matière particulaire sur le plateau externe, le 22 février. On retrouve un champ de concentration similaire à celui induit par la tempête de décembre. De même que lors de cette première tempête, une grande partie de la matière particulaire en suspension

est advectée dans la région sud-ouest du Golfe vers le plateau espagnol. Une part de cette matière est aussi transférée vers le large, majoritairement dans le canyon du Cap Creus. La coupe verticale de concentration effectuée dans l'axe de ce canyon montre cependant que cette fois-ci une couche turbide très épaisse s'étend près du fond jusqu'à 950 m de profondeur (figure 6.24 b). Des concentrations supérieures à 10 mg L^{-1} sont visibles jusqu'à 600 m de profondeur. Le panache de matière particulaire s'écoule ensuite vers le Sud le long des isobathes entre 200 et 600 m de profondeur (figure 6.23 b).

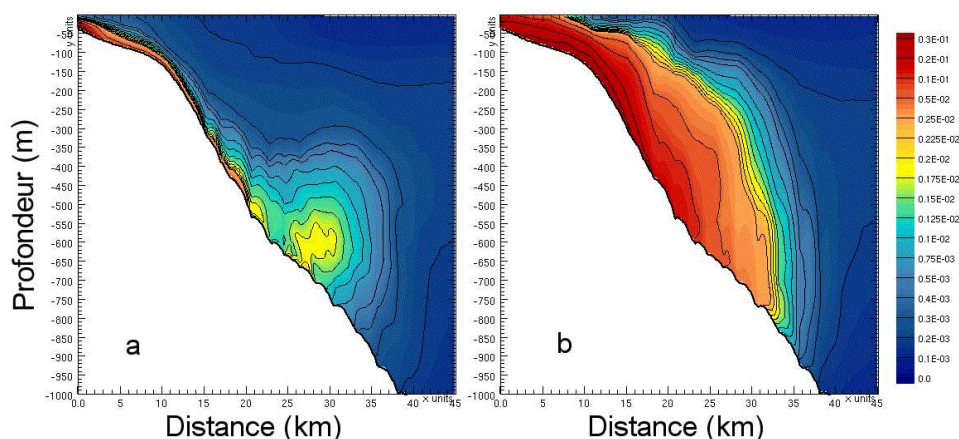


Fig. 6.24 – Coupes verticales de concentration de matière en suspension (g L^{-1}) dans l'axe du canyon du Cap Creus simulées pour le 21 février 2004 (a) et le 22 février 2004 (b).

A partir du 23 février, la concentration diminue sur le plateau et dans les canyons (figure 6.23 c). Le 9 mars, 16 jours après la tempête, on peut constater que l'ensemble du plateau a été érodé, à l'exception de la bande vaseuse entre 50 et 70 m de profondeur, de la partie nord-est incluant le prodelta du Rhône et des baies au nord, caractérisées par des courants de fond et une houle relativement faibles (figure 6.25). La bande littorale 0-50 m et le plateau externe dans la partie sud-ouest du Golfe s'avèrent être les régions où la remise en suspension a été maximale. Ces caractéristiques avaient déjà été observées lors de la tempête de décembre.

On note tout de même des différences entre les deux tempêtes localisées dans les canyons situés à l'Ouest. En effet, le flanc sud des canyons du Cap Creus et de Lacaze-Duthiers ont été érodés. Ceci s'explique par l'écoulement favorisé par les eaux denses dans cette partie du canyon.

Nous avons donc pu constater que cette deuxième tempête présente des différences avec la tempête de décembre. Tout d'abord, les concentrations de matière en suspension sont plus importantes sur le plateau, en raison de la durée de l'événement, en accord avec les observations (figure 6.5). De plus, la

6.5 Deuxième période hivernale : influence des tempêtes

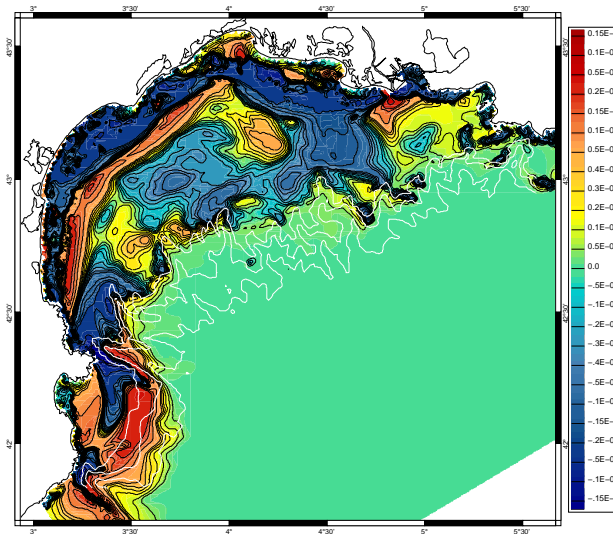


Fig. 6.25 – Variation de niveau du sédiment (m) (dépôt : valeurs positives, érosion : valeurs négatives) simulée entre le 21 février et le 9 mars 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 70, 200, 500 et 1000 m.

matière particulaire remise en suspension est transférée dans les canyons cette fois-ci près du fond et à de plus grandes profondeurs, sous l'influence de l'écoulement des eaux denses sur le fond. La plongée de ces eaux denses induit donc des différences dans les processus de transfert de matières particulières du plateau vers le large pendant les tempêtes.

D'autre part, les surestimations de concentrations de MES obtenues dans les canyons (autres que le canyon du Cap Creus), évoqués au paragraphe 6.2.1 (figure 6.6), pourraient s'expliquer par la mauvaise représentation de la granulométrie du sédiment de fond sur le plateau externe. En effet, le modèle ne prend pas correctement en compte la présence de sable relique dans cette région du Golfe du Lion (chapitre 3). Le sédiment modélisé, composé majoritairement de vase, est donc plus facilement remobilisable.

6.5.2 Devenir à moyen terme de la matière remise en suspension pendant la tempête

Nous venons de montrer qu'une quantité importante de la matière érodée pendant la tempête est exportée. Nous allons étudier dans cette partie le transport de la matière qui reste en suspension, lié aux forts vents de nord (du 27 février au 4 mars) qui suivent la tempête.

On peut distinguer deux types de vent, le premier correspond à du vent de nord-ouest quasi-homogène (figure 6.26 a) et le second, le plus commun, correspond aux Mistral et Tramontane canalisés (figure 6.28 a).

Jusqu'au 1^{er} mars, le vent souffle du Nord-ouest de façon quasi-homogène sur le Golfe (figure 6.26 a) et génère des courants dirigés du Sud-ouest au Nord-est sur le plateau (figure 6.26 b). De fortes vitesses de courant ($> 10 \text{ cm s}^{-1}$) se distinguent sur le plateau externe ainsi que sur le plateau interne dans la partie nord. Les deux veines de courant se rejoignent au large de la pointe de Beauduc et s'écoulent vers l'Est. Des upwellings qui ont lieu dans les canyons de Lacaze-Duthiers, de l'Aude, de l'Hérault et du Petit-Rhône éloignent les panaches turbides de la rupture de pente (figure 6.27). Cette situation de vent empêche alors le transfert de la matière remise en suspension pendant la tempête vers le large.

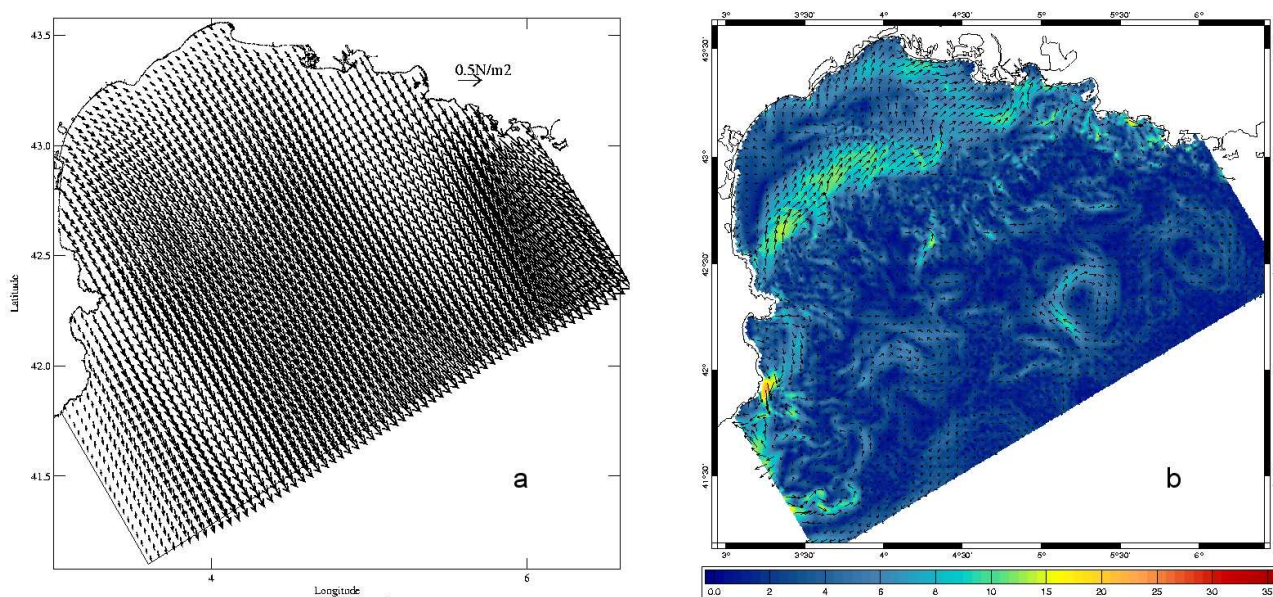


Fig. 6.26 – Champs de tension de vent (N m^{-2}) (a) et de courant de fond (cm s^{-1}) (b) simulés pour le 29 février 2004 .

Le 2 mars, la Tramontane est localisée le long des côtes ouest du Golfe (figure 6.28 a). Elle génère de forts courants près du fond entre le Cap Béar et le Cap Creus (figure 6.28 b) qui induisent la remise en suspension de matière particulaire dans la partie sud-ouest du plateau, comme on l'a vu dans le paragraphe 6.4.1. D'autre part, on peut identifier un panache turbide associé à un panache d'eau dense, localisé sur le plateau externe dans la partie ouest du Golfe (figure 6.27). Les courants orientés vers le Sud favorisent alors les plongées d'eau dense et le transfert de matière en suspension associée, dans le canyon du Cap Creus (figure 6.29). Ce vent aide à l'évacuation de la matière remise en suspension pendant la forte tempête du 21 février et encore présente sur le plateau après l'événement intense.

On note que le panache de matière particulaire associé aux eaux denses qui s'écoule dans le canyon du Planier de février à mars présente de faibles valeurs de concentration au niveau de la rupture de

6.5 Deuxième période hivernale : influence des tempêtes

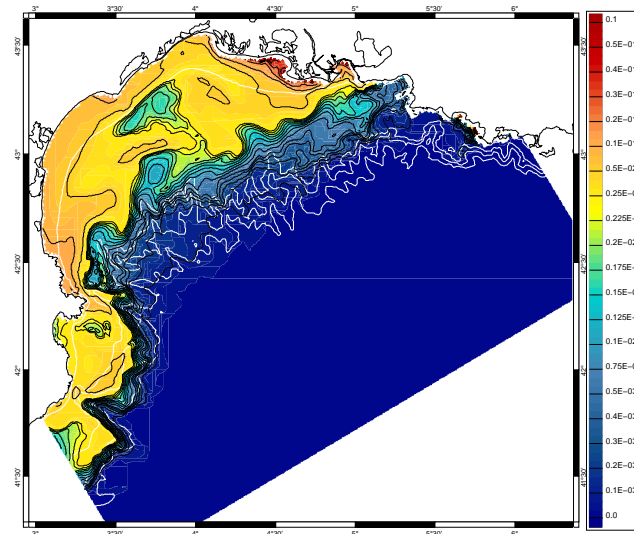


Fig. 6.27 – Champ de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond simulé pour le 29 février 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.

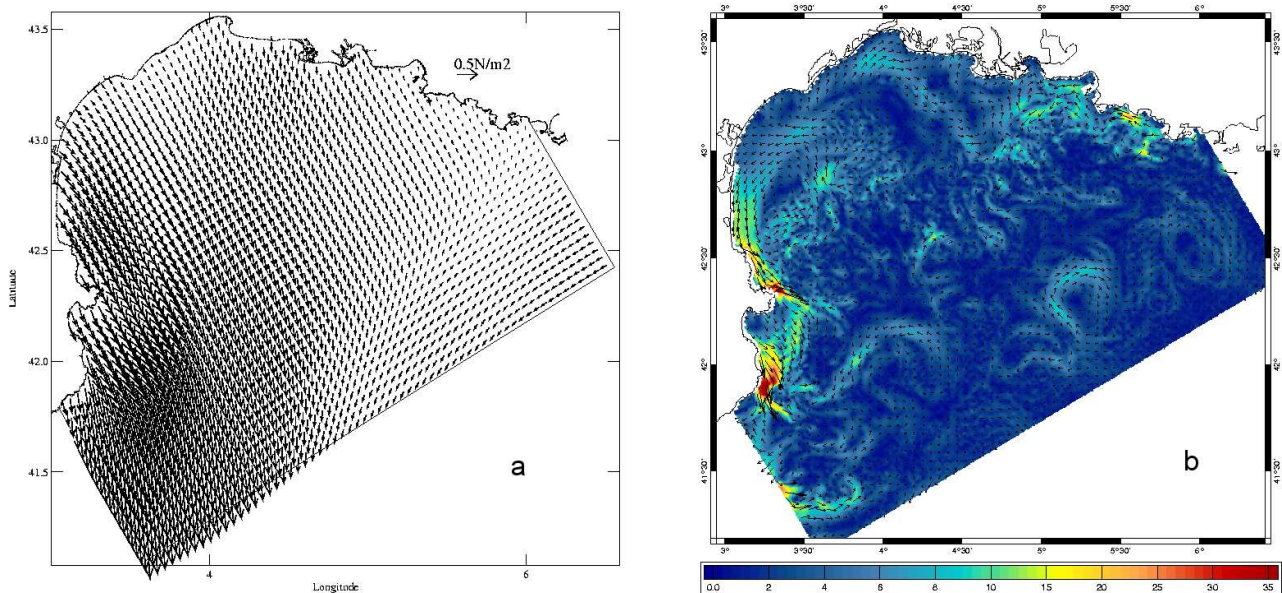


Fig. 6.28 – Champs de tension de vent ($N m^{-2}$) (a) et de courant de fond ($cm s^{-1}$) (b) simulés pour le 2 mars 2004.

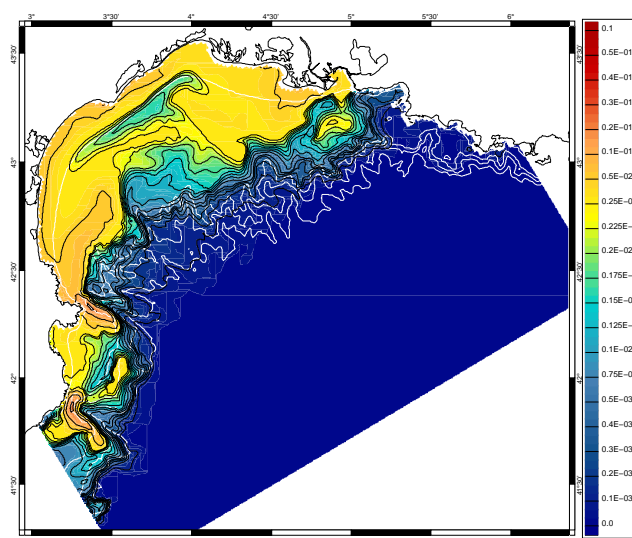


Fig. 6.29 – Champ de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond simulé pour le 3 mars 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.

penne ($< 1 mg L^{-1}$), comme illustré sur la figure 6.29. Ceci peut s'expliquer par les faibles amplitudes de vague pendant la tempête (figure 6.22 a) et les profondeurs élevées, dans la région marseillaise où se forment les eaux denses.

6.5.3 Vent de sud-est modéré

Une troisième tempête souffle du Sud-est du 12 au 16 mars. Elle est associée à une houle d'amplitude modérée (figures 6.3 et 6.30 a). On note qu'au cours de cet épisode, les maximums de hauteur de vague sont localisés dans le Nord du Golfe, en dehors des zones abritées (Golfe d'Aigues-Mortes, Baie des Saintes-Marie, région de Marseille).

La houle génère des tensions de fond élevées le long de la côte, jusqu'à environ 40 m de profondeur, entre le Cap Béar et le Cap Couronne (figure 6.30 b). On note aussi des tensions de fond supérieures à $0.2 N m^{-2}$ au niveau des canyons de Lacaze-Duthiers et du Cap Creus les 13 et 14 mars, de nouveau expliquées par les courants associés aux plongées d'eau dense.

La concentration de matière en suspension augmente le long de la côte, le 13 mars sous l'effet des vagues (figure 6.31 a).

Puis, le 14 mars, les panaches de matière particulaire remise en suspension le long de la côte ouest et celui déjà présent avant l'épisode de vent de sud-est sur le milieu du plateau, formé lors de la tempête de février, sont transportés sur le plateau espagnol et dans les canyons du Cap Creus et de Lacaze-Duthiers

6.5 Deuxième période hivernale : influence des tempêtes

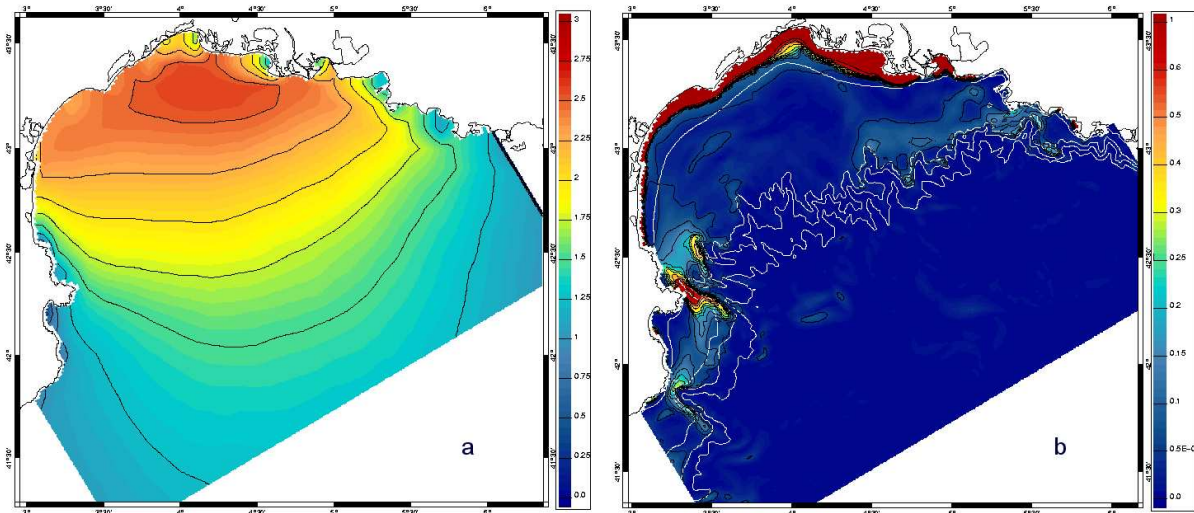


Fig. 6.30 – Champs de hauteur significative de vague (m) simulé pour le 13 mars 2004 (a) et de tension de fond ($N m^{-2}$) simulé pour le 14 mars 2004 (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.

(figure 6.31 b). Une couche de matière particulaire s'écoule alors de nouveau sur le fond dans le canyon du Cap Creus (figure 6.32). En tête de canyon, on observe des concentrations de matière en suspension comprises entre 2.5 et 5 $mg L^{-1}$. Entre 550 et 800 m de profondeur, la couche de matière particulaire se détache de la pente et forme une couche néphéloïde intermédiaire.

Les concentrations de matière en suspension sur le plateau externe sont faibles, les conditions n'étant pas assez énergétiques pour provoquer des remises en suspension dans cette partie du plateau. Ceci explique l'absence de pic de concentration de matière en suspension simulé dans les canyons situés au centre et à l'Est pendant cet épisode (figure 6.7).

Comme attendu, les concentrations de matière en suspension sur le plateau et dans les canyons sont beaucoup plus faibles pendant cet épisode de vent de sud-est modéré que pendant les deux fortes tempêtes. Cet épisode de vent aide lui aussi (comme la Tramontane canalisée) à évacuer la matière particulaire encore présente dans la colonne d'eau, après la tempête. Cependant les exportations associées à cet épisode, qui intervient trois semaines après la tempête de février, sont faibles.

6.5.4 Conclusion

Cette étude met en évidence le rôle majeur de la tempête de février sur la resuspension et le transport particulaire dans le Golfe du Lion. De plus, on a montré que l'eau dense favorisait l'exportation de la

6. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude du transport particulaire dans le Golfe du Lion

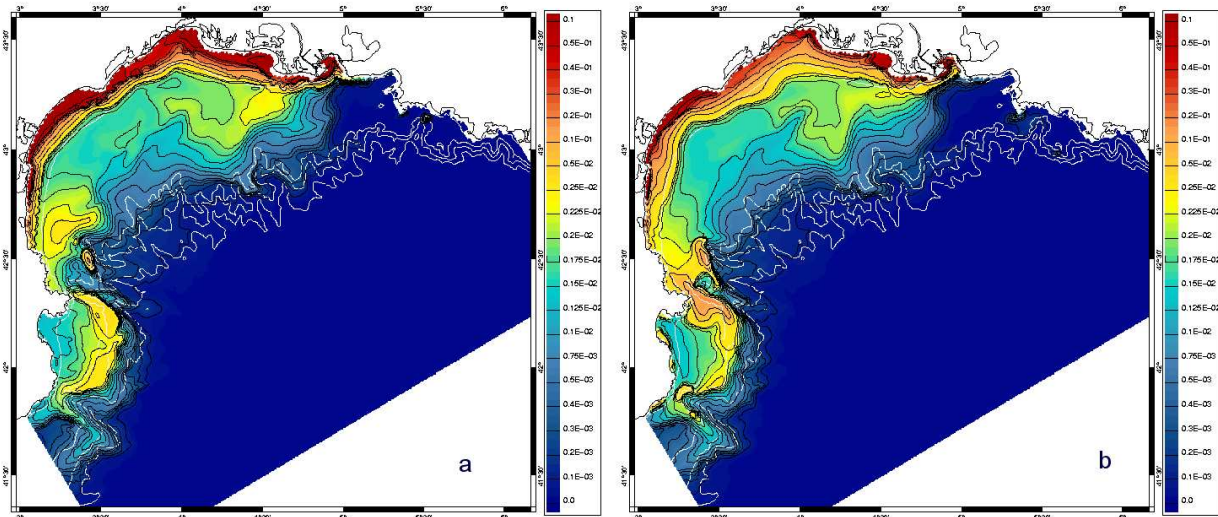


Fig. 6.31 – Champs de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond simulés pour le 13 mars 2004 (a) et le 14 mars 2004 (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.

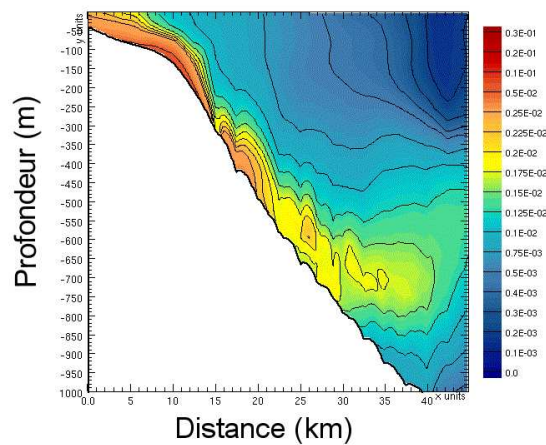


Fig. 6.32 – Coupes verticales de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) dans l'axe du canyon du Cap Creus simulées pour le 13 mars 2004 (a), le 14 mars 2004 (b).

6.6 Etude de sensibilité

matière près du fond dans des parties profondes du canyon du Cap Creus au cours de cet événement. Les épisodes de forts vents de nord canalisés et de vent de sud-est modéré vont ensuite aider à évacuer à travers l'extrémité sud-ouest du Golfe une partie importante de la matière encore présente sur le plateau après l'événement intense.

6.6 Etude de sensibilité

Nous avons réalisé une étude de sensibilité pour mieux comprendre d'où provient la matière transférée dans le canyon du Cap Creus, qui semble être la principale voie d'exportation vers le large.

Pour cela, nous avons imposé un flux d'érosion nul pour des profondeurs inférieures à 150 m dans une première simulation, puis à 50 m dans une seconde simulation. Les évolutions de la concentration simulées dans le canyon du Cap Creus pour ces deux simulations sont comparées à celle obtenue dans la simulation de référence et sont présentées sur la figure 6.33.

Les pics de concentration visibles pendant la tempête de décembre reflètent principalement l'advection de matière particulaire remise en suspension sur le plateau entre 50 et 150 m de profondeur (71 %). Le transfert de matière remise en suspension sur le plateau interne ($h < 50$ m) est responsable de seulement 3 % du signal dans le canyon du Cap Creus (différence entre courbe bleue et courbe rose). Enfin, 26 % du pic simulé dans le canyon provient de la remise en suspension locale ($h > 150$ m). Pendant la période de relaxation, le pourcentage de matière particulaire issue du plateau interne augmente et celui de la matière particulaire locale s'annule.

Lors du premier épisode de fort vent de nord du mois de janvier, la matière particulaire présente au point de sortie est constituée en majeure partie par de matière particulaire remise en suspension à plus de 150 m de profondeur (62 %). 7 % de la matière ont été remis en suspension près de la côte, et 31 % proviennent des régions plus profondes du plateau ($50 < h < 150$ m). Lors du deuxième épisode de vent de nord, la proportion de matière remise en suspension localement augmente.

Enfin, pendant la tempête de février, la matière particulaire originaire du plateau interne représente 12 % de la matière enregistrée dans le canyon et 23 % de la matière transférée a été remise en suspension en tête de canyon.

Cette étude de sensibilité permet donc de montrer que les pics de concentration de matière en suspension simulés dans le canyon du Cap Creus correspondent, d'une part, à l'advection de matière

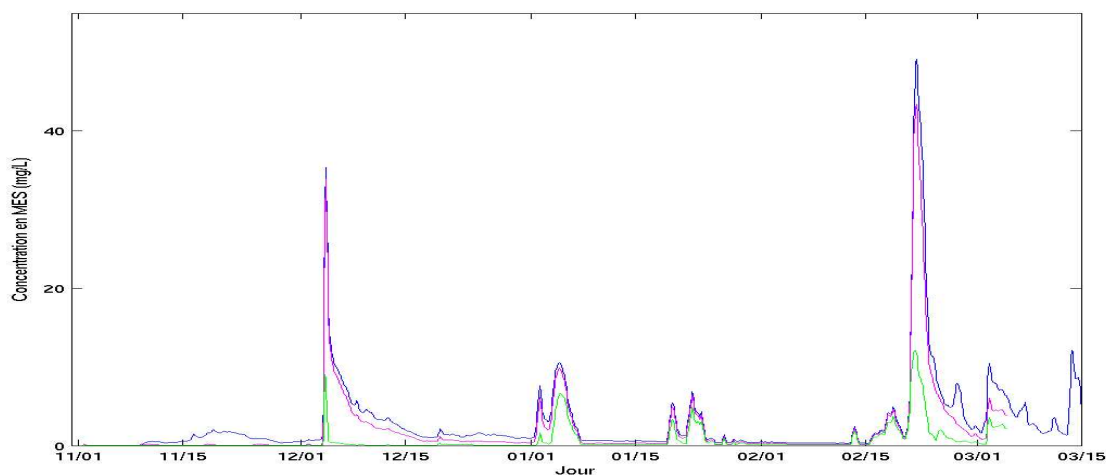


Fig. 6.33 – Evolution temporelle de la concentration de matière en suspension (mg L^{-1}) près du fond dans le canyon du Cap Creus pour la simulation de référence (en bleu) et les deux simulations sans flux à l'interface eau/sédiment pour des profondeurs, respectivement, inférieures à 50 (en rouge) et 150 (en vert) m.

remise en suspension sur le plateau, en grande partie sur le plateau externe (entre 50 et 150 m de profondeur), et d'autre part à la remise en suspension en tête de canyons.

6.7 Synthèse

6.7.1 Bilan de matière

Nous avons effectué un bilan de la matière particulaire sur le plateau pour quantifier la part des apports du Rhône et celle de la remise en suspension, puis en déduire le stockage et l'exportation et estimer les temps de résidence dans la colonne d'eau (figure 6.34).

La crue de décembre 2003 apporte environ 4 M de tonnes de matières particulaires sur le plateau. 0.8 M de tonnes de matière particulaire est ensuite déversé en hiver suite à la crue modérée qui a lieu le 14 janvier.

Le 4 décembre à 0 h, pendant la première tempête, 7 M de tonnes de matière particulaire sont présentes dans la colonne d'eau sur le plateau. 2 M de tonnes correspondent aux apports du Rhône. Les vagues et les courants ont donc remis en suspension environ 5 M de tonnes de matière, pendant cette première tempête. Une partie des matières particulaires apportées et remises en suspension est exportée. La quantité de matière exportée pendant cet événement de 12 h est estimée à un peu moins d'1 M de tonnes

6.7 Synthèse

de matière particulaire. Cette exportation se prolonge pendant trois semaines environ dans la partie sud-ouest du Golfe et par le panache du Rhône le long du talus continental. 3 M de tonnes de matière particulaire supplémentaires sont alors transférées hors du plateau pendant la période de relaxation. La quantité totale de matières particulaires exportées suite à la crue et à la tempête automnale représente 40 % de la matière apportée par le Rhône et remise en suspension. Les 60 % restants sédimentent très lentement sur le plateau, pendant une période de 30 jours.

Les deux épisodes de fort vent de nord en janvier induisent ensuite une exportation d'environ 2 M de tonnes de matière particulaire au cours du mois de janvier.

Puis, la seconde tempête qui a lieu en février engendre la remise en suspension d'environ 10 M de tonnes de matière particulaire. Un peu plus de 2 M de tonnes de matière particulaire mises à disposition dans la colonne d'eau sont transférées, en trois jours, hors du plateau du Golfe du Lion, par les forts courants induits par le vent de sud-est. Une partie de la matière particulaire restante sur le plateau (1 M de tonnes) est exportée lors de l'intense vent de nord qui suit la tempête.

Ensuite, les trois épisodes de vent de sud-est modérés induisent des remises en suspension d'environ 1 M de tonnes de matière particulaire. Le transfert hors du plateau associé à ces épisodes de vent de sud-est de mars et avril est relativement faible (compris entre 0.15 et 0.25 M de tonnes de matière particulaire). Entre la fin de la tempête intense de février et la fin du mois d'avril, l'exportation de matière est estimée à 2 M de tonnes.

A la fin de la période d'étude, le déficit sédimentaire du plateau est de 6 M de tonnes de matière particulaire. Ce déficit est localisé sur le plateau interne entre 0 et 50 m de profondeur et sur le plateau externe, où il est particulièrement marqué au Sud-ouest devant les canyons du Cap Creus et de Lacaze-Duthiers, puis au Nord devant les canyons du Petit-Rhône et du Grand-Rhône (figure 6.35). La zone érodée sur le plateau interne correspond au cordon littoral constitué principalement de sables [Monaco et Aloisi, 2001], ce qui est une caractéristique des zones énergétiques. De même, l'érosion estimée sur le plateau externe est cohérente avec la composition du sédiment, recouvert de sables reliques dans cette région [Monaco et Aloisi, 2001]. Les forts courants générés pendant la tempête y empêcheraient donc une accumulation trop importante de particules fines déversées par le Rhône par exemple. Enfin, la zone de dépôt qui sépare ces deux zones d'érosion située entre 50 et 80 m de profondeur correspond grossièrement à la bande vaseuse [Monaco et Aloisi, 2001], qui reflète des conditions peu énergétiques. Le modèle semble donc reproduire globalement les grandes zones de sédiment observées. On note que la matière apportée par le Rhône est principalement stockée au niveau du prodelta. Comme on l'a évoqué

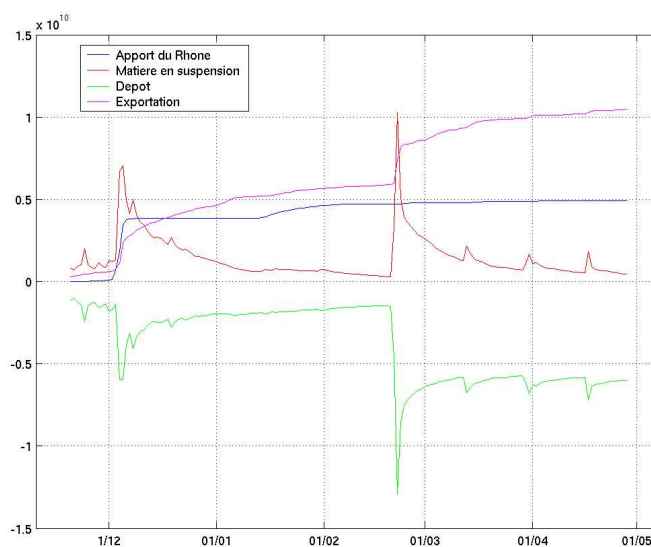


Fig. 6.34 – Bilan de matière (kg) du plateau du Golfe du Lion : cumul de matière particulaire apportée par le Grand-Rhône, stock de la matière en suspension sur le plateau, bilan net de la couche sédimentaire, cumul de l'exportation hors du plateau du Golfe du Lion.

au paragraphe 6.3.3, l'importante accumulation de particules fines dans cette région s'expliquerait par la faible intensité des courants et de la houle. On note que le modèle ne représente pas les zones d'accumulation de matière devant les petites rivières du Golfe qui sont pourtant observées. Ceci pourrait être dû à la spécificité de la période étudiée, marquée par de nombreux épisodes énergétiques. Les ordres de grandeur du dépôt sont cohérents avec les taux d'accumulation mesurés par les équipes nord-américaines lors de l'expérience Eurostrataform 2004-2005, variant entre 0.2 et 0.4 $cm\ an^{-1}$ [Chuck Nittrouer, communication au meeting d'Eurostrataform en octobre 2005].

Enfin, au total 10 M de tonnes de matière particulaire ont été exportées au cours de la période d'étude. Ces calculs soulignent l'impact majeur de la crue et des deux tempêtes dans les bilans de matière aux différentes interfaces, continent-plateau, eau-sédiment et plateau-pente.

6.7.2 Flux de matière

Les calculs précédents nous renseignent sur la quantité globale exportée et sur sa variabilité temporelle. Nous avons voulu préciser maintenant la variabilité spatiale des transferts de matière.

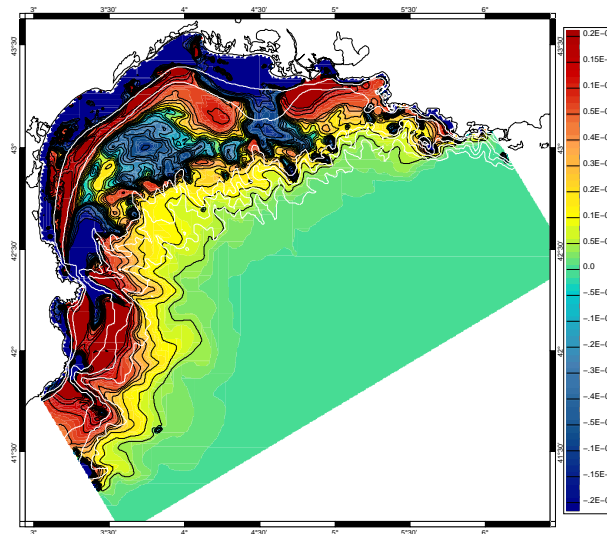


Fig. 6.35 – Variation de niveau du sédiment (m) simulé pour le 5 mai 2005.

Flux de matière dans les canyons près du fond

Nous avons calculé dans un premier temps les flux horizontaux de matière en suspension instantanés (figure 6.36), puis cumulés (figure 6.38) aux points du modèle correspondant aux points de mesure à 5 m au dessus du fond au niveau des têtes de canyons. Le modèle restitue bien la variabilité spatiale des flux mesurés (figure 6.37). C'est dans le canyon du Cap du Creus que les flux instantanés simulés sont les plus significatifs. Ils atteignent un peu moins de $10\,000\text{ mg m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ lors de la tempête de décembre et plus de $25\,000\text{ mg m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ pendant la tempête hivernale. Ces flux sont sous-estimés d'un facteur 2 à 3 par rapport aux observations (figure 6.37). Cette sous-estimation s'explique par celles des concentrations de matière en suspension et de la vitesse du courant. Des pics de flux instantanés sont aussi simulés dans les canyons de Lacaze-Duthiers, de l'Aude, de l'Hérault et du Petit-Rhône pendant la tempête de décembre et dans tous les canyons pendant la tempête de février. Cette caractéristique est aussi présente dans les observations. On note que la surestimation de la concentration particulaire dans le canyon de Lacaze-Duthiers entraîne un flux simulé supérieur au flux observé pendant les deux tempêtes.

La figure 6.38 montre l'évolution temporelle des flux cumulés simulés dans les canyons sur la période d'étude. A la fin de la période, le flux cumulé simulé dans le canyon du Cap Creus atteint 7 t m^{-2} . La plus forte contribution à ce flux ($> 3\text{ t m}^{-2}$) a lieu pendant la tempête de février. On observe ensuite des augmentations de ce flux pendant la tempête de décembre ($> 0.3\text{ t m}^{-2}$), les épisodes de fort vent de

6. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude du transport particulaire dans le Golfe du Lion

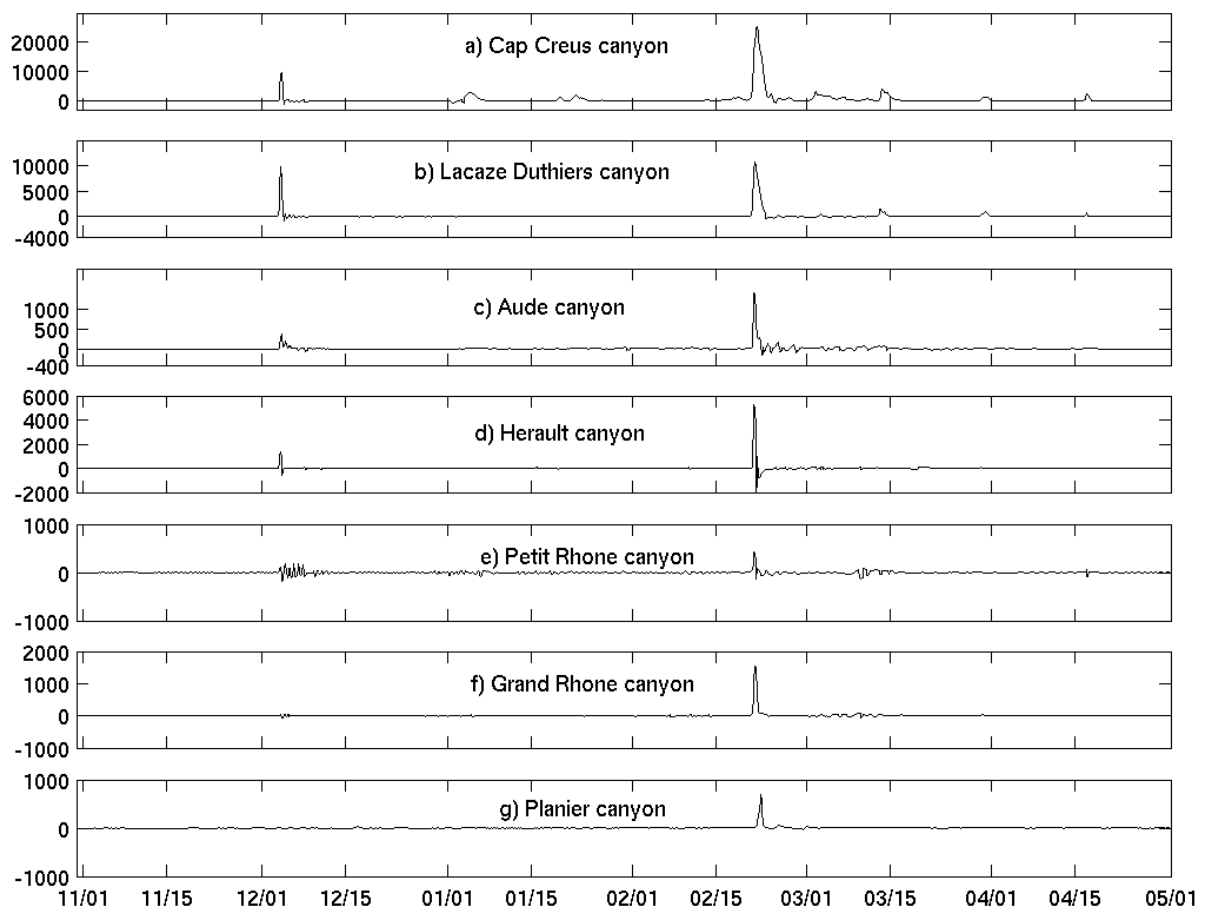


Fig. 6.36 – Evolution temporelle des flux instantanés ($\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) simulés près du fond aux points de grille correspondant aux points de mesure situés en tête de canyons.

6.7 Synthèse

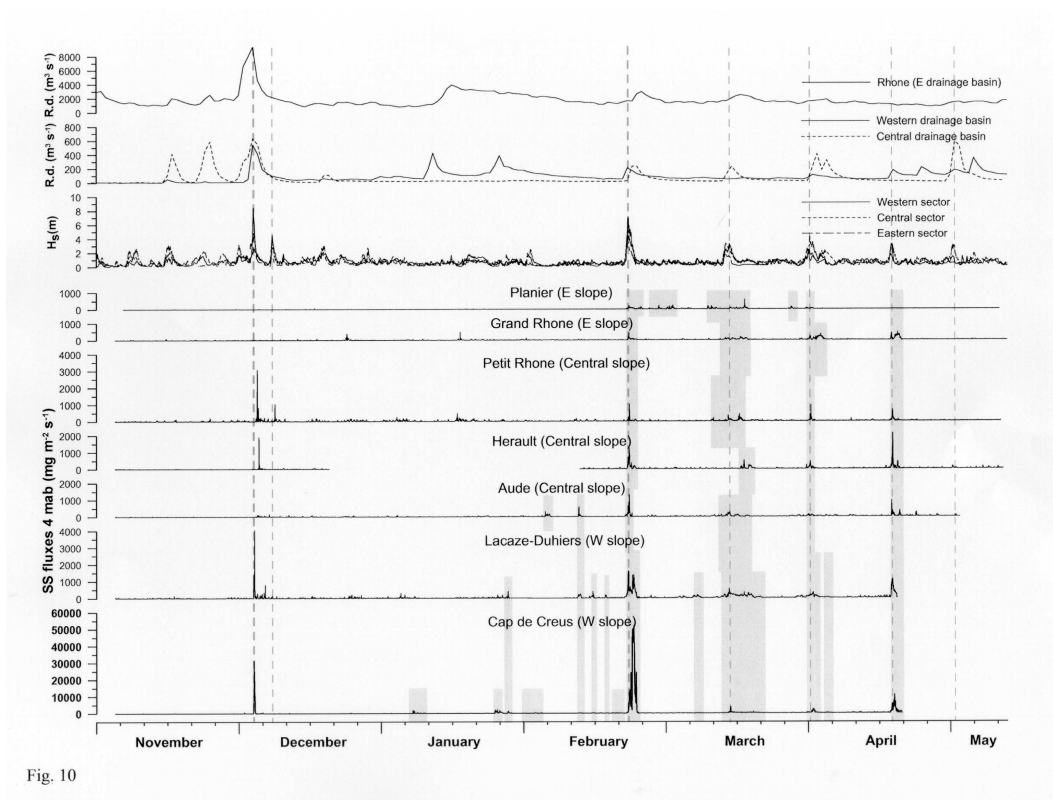


Fig. 10

Fig. 6.37 – Evolution temporelle des flux instantanés ($\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) observés près du fond en tête de canyons. Extrait de Palanques et al. [soumis].

nord ($0.25 < \text{flux} < 0.8 \text{ t m}^{-2}$) et les situations de vent de sud-est modéré ($0.1 < \text{flux} < 0.5 \text{ t m}^{-2}$). Les canyons situés à l'Est présentent les flux les plus faibles, inférieurs à 0.15 t m^{-2} , à la fin de la période.

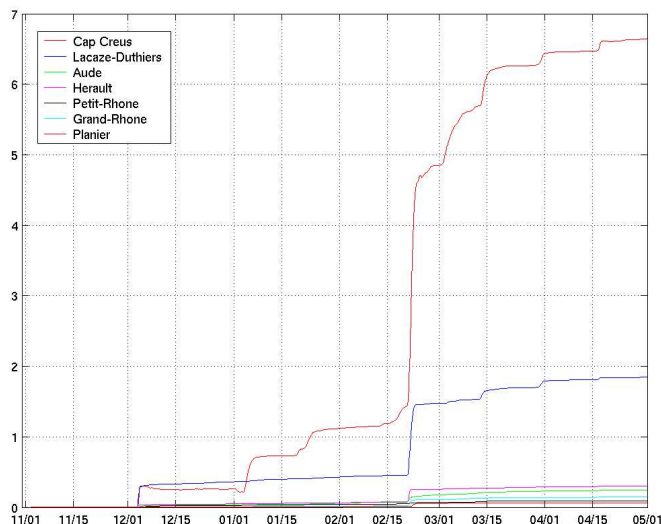


Fig. 6.38 – Evolution temporelle des flux latéraux cumulés (t m^{-2}) simulés près du fond aux points de grille correspondant aux points de mesure situés en tête de canyons.

Les flux nets observés et simulés aux mêmes points sont présentés sur la figure 6.39. Les résultats du modèle sont proches des observations. Les flux nets sont toutefois surestimés dans les canyons du Cap Creus, de Lacaze-Duthiers, de l'Aude et de l'Hérault et sont sous-estimés dans le canyon du Petit-Rhône.

Le modèle semble donc reproduire globalement la variabilité spatiale et temporelle des flux observés. De plus, les ordres de grandeur des flux simulés sont proches des valeurs observées.

Flux de matière vers le large

La modélisation permet ensuite d'estimer des quantités inaccessibles par la mesure et tout d'abord les flux à travers toute la colonne d'eau.

De même que pour le calcul des flux d'eau exportée du plateau du Golfe du Lion (chapitre 5, paragraphe 5.3.4.2), nous avons défini une frontière de points de grille de bathymétrie proche de 200 m. Les flux ont été calculés à travers cette frontière qui a ensuite été découpée en secteurs correspondant aux différents canyons. Nous différencierons ensuite les flux à travers les canyons, les interfluves et l'ensemble du talus (totalité de la frontière plateau/pente).

Les flux cumulés simulés à travers le canyon du Cap Creus apparaissent encore largement supérieurs

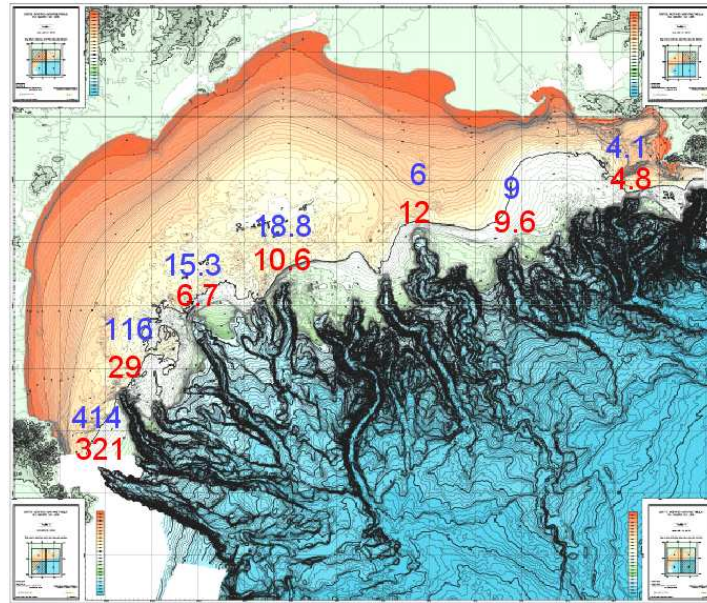


Fig. 6.39 – Flux de matière en suspension moyennés sur la période de 8 mois ($\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) observés (en rouge) et simulés (en bleu) en tête des sept canyons étudiés.

aux flux simulés dans les autres canyons (figure 6.40). En effet, l'exportation de la matière particulaire a lieu sur toute la colonne d'eau dans ce canyon, sous l'effet de la convergence du courant à l'extrémité ouest, étroite, du plateau mise en évidence dans le chapitre 5, alors que dans les autres canyons, le transfert de matière a lieu essentiellement près du fond. Les flux instantanés (non montré) et cumulés dans le canyon du Cap Creus présentent des valeurs d'un, voire deux, ordres de grandeur supérieurs à celles des flux simulés dans les autres canyons. A la fin de la période d'étude, le flux cumulé dans le canyon du Cap Creus est proche de 1.5 t m^{-2} .

Nous avons ensuite comparé le flux cumulé à travers l'ensemble des canyons à ceux obtenus au niveau des interfluves et de la totalité du talus. Les flux cumulés sont nettement supérieurs à travers les canyons (figure 6.41), comme l'ont montré *Durrieu de Madron et al.* [1990] et *Monaco et al.* [1990] à l'aide des observations. La différence entre les flux calculés au niveau des canyons et des interfluves est maximale pendant la tempête de février.

Quantité exportée à travers le plateau et les canyons

Enfin, nous avons calculé la quantité de matière exportée vers le large à travers les canyons ainsi que celle exportée le long de la côte aux extrémités du plateau du Golfe du Lion, en utilisant la même

6. L'expérience EUROSTRATAFORM : Etude du transport particulaire dans le Golfe du Lion

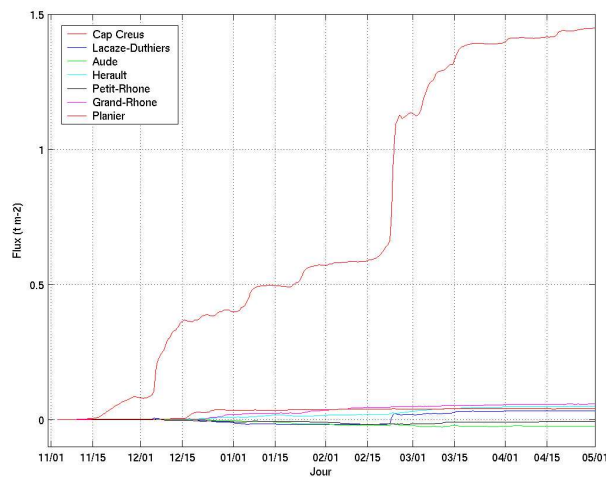


Fig. 6.40 – Evolution temporelle des flux cumulés ($t\ m^{-2}$) à travers les canyons étudiés, moyennés sur toute la colonne d'eau et sur les points définissant le canyon.

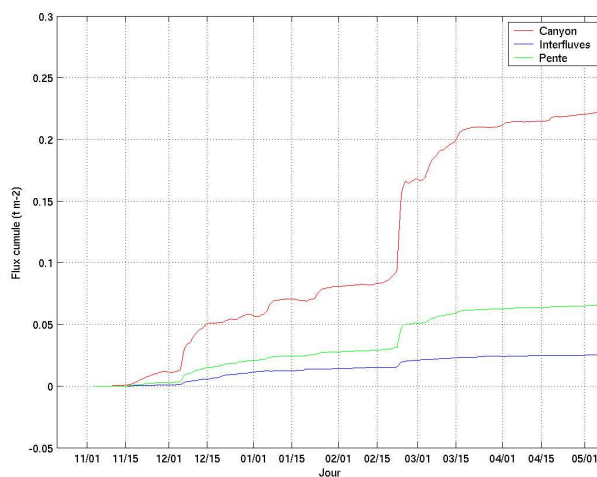


Fig. 6.41 – Evolution temporelle des flux cumulés ($t\ m^{-2}$) simulés à travers les canyons, au niveau des interfluves et sur l'ensemble de la frontière virtuelle plateau/large, moyennés sur la verticale.

6.7 Synthèse

méthode que pour les flux, expliquée précédemment (définition de frontières virtuelles de points de grille délimitant la limite plateau/large et les extrémités du plateau ouest et est).

Ces calculs montrent que la matière remise en suspension sur le plateau du Golfe du Lion est principalement exportée dans la partie sud-ouest du Golfe, à part égale, vers le large, à travers le canyon du Cap Creus (3.45 M t), et sur le plateau vers le Sud (3.6 M t) (figure 6.42). 91 % de la matière exportée à travers les canyons transitent par le canyon du Cap Creus.

Pendant la tempête de décembre, la colonne d'eau est stratifiée, l'exportation de matière en suspension est plus importante sur le plateau que dans le canyon du Cap Creus. En revanche, en février, le transfert de matière en suspension a lieu majoritairement vers le large par le canyon.

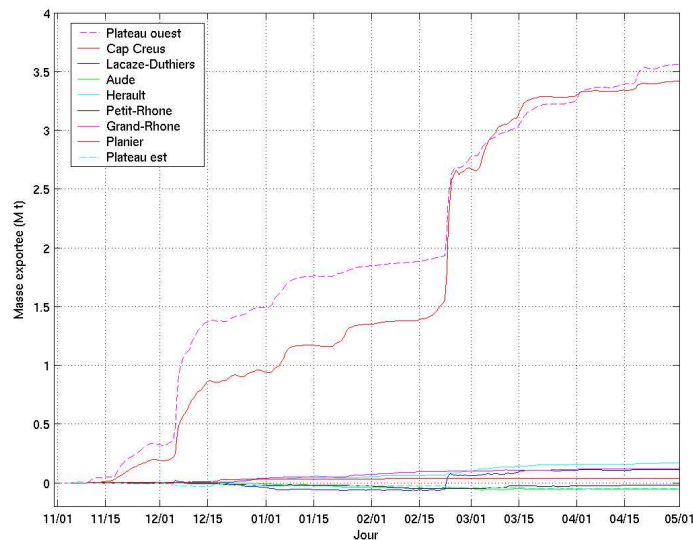


Fig. 6.42 – Masse (Mt) cumulée de matière particulaire exportée, simulée à travers les canyons et les extrémités du plateau.

Les figures 6.43 et 6.44 permettent de distinguer la quantité de matière exportée à travers toute la colonne d'eau, au fond et en surface pendant ces deux événements intenses. Pendant la tempête automnale, au fond, les quantités exportées à travers les deux canyons situés à l'Ouest présentent des grandeurs similaires et faibles. En revanche, les quantités de matière exportée en surface à travers le canyon de Lacaze-Duthiers sont négligeables devant celles transférées dans le canyon du Cap Creus. La modélisation est d'une grande aide ici puisqu'elle montre que les mesures réalisées près du fond ne sont pas adaptées pour la quantification de l'exportation en période automnale.

Lors de la grosse tempête de février, le transfert se fait essentiellement près du fond dans les canyons

situés à l'Ouest.

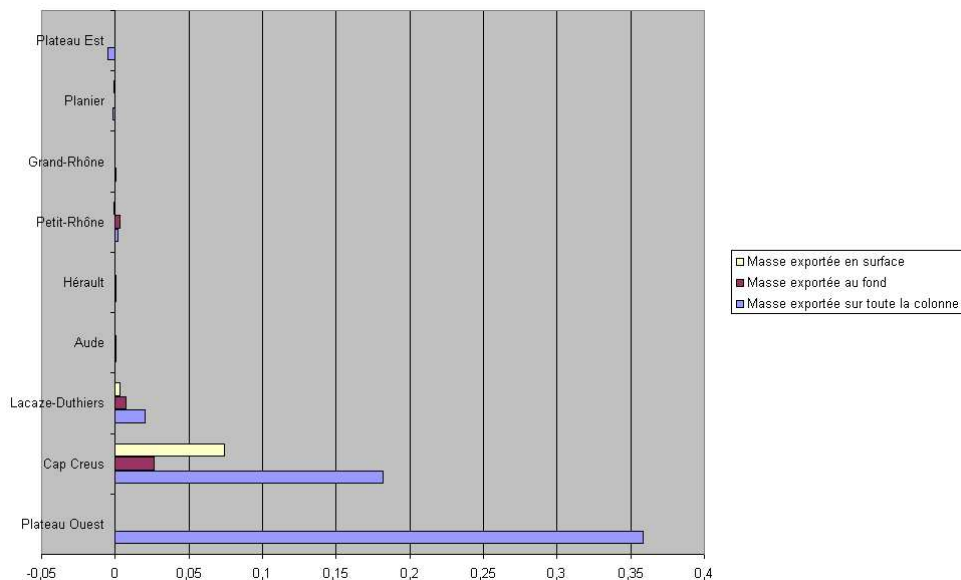


Fig. 6.43 – Masse (M t) de matière particulaire exportée, simulée à travers les canyons et les extrémités du plateau pendant la tempête de décembre.

A la fin de la période, la quantité totale de matière particulaire exportée à travers la pente (canyons : 3.8 M t, interfluves : 1.7 M t) et le plateau (3.5 M t) est estimée à environ 9 M t pendant la période d'étude (figure 6.42). Cette estimation diffère d'1 M t avec celle donnée dans le paragraphe 6.7.1, obtenue pour un bilan global du plateau. Ces deux calculs de quantité de matière exportée ne sont pas effectués exactement à travers la même frontière. L'écart entre ces deux estimations, d'environ 10 %, reste toutefois raisonnable.

6.8 Conclusion

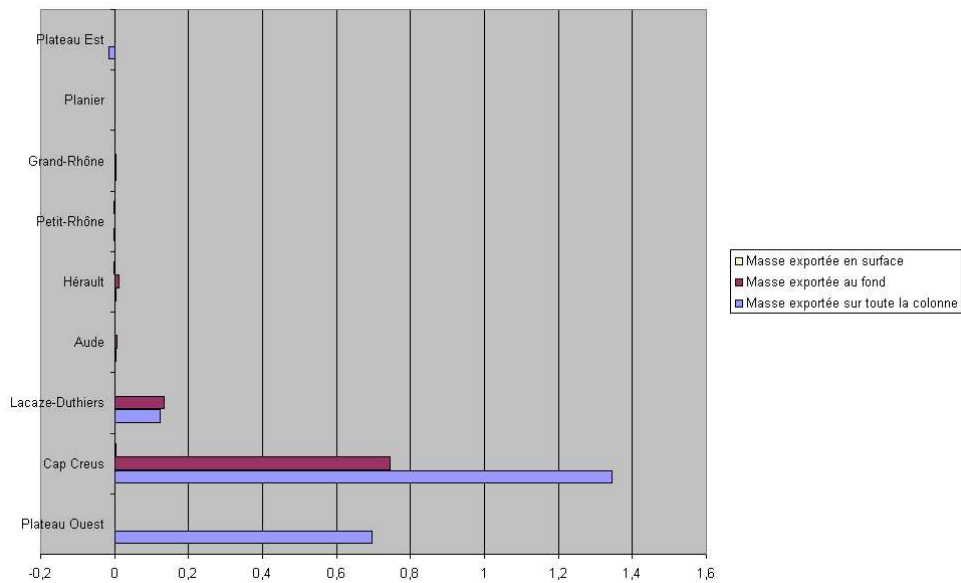


Fig. 6.44 – Masse (Mt) de matière particulaire exportée, simulée à travers les canyons et les extrémités du plateau pendant la tempête de février.

6.8 Conclusion

La comparaison des sorties du modèle avec les observations *in situ* a permis de valider les modules de transport sédimentaire sur l'ensemble du Golfe du Lion, pendant la période de l'expérience EUROS-TRATAFORM. Le modèle reproduit correctement les grandes lignes des observations recueillies sur le plateau et sur la pente.

La modélisation a permis de mieux comprendre le transport de la matière particulaire dans le Golfe, associé aux différents mécanismes mis en évidence dans le chapitre 5.

Les observations et les sorties du modèle mettent en évidence l'impact majeur des tempêtes d'Est sur le transport sédimentaire sur le plateau, ainsi que sur les transferts de matière du plateau vers le large. En effet, elles induisent la resuspension de matière sur l'ensemble du plateau. Jusqu'à 50 m de profondeur, la remise en suspension est contrôlée principalement par la houle. Elle est en revanche expliquée par la forte intensité des courants sur le plateau externe. La tempête hivernale, de par sa durée, entraîne la remise en suspension d'une plus grande quantité de matière sur le plateau. Pendant ces événements très énergétiques, la matière est exportée essentiellement à l'extrémité sud-ouest du plateau et dans les canyons du Cap Creus, puis dans une moindre mesure de Lacaze-Duthiers. En automne, lorsque la colonne d'eau est stratifiée et donc que l'eau du plateau est légère, l'exportation

est plus importante sur le plateau que sur le talus. De plus, dans le canyon du Cap Creus, la matière est transférée principalement en surface. En revanche, en hiver, les flux de matière sont plus importants dans les canyons que sur le plateau. D'autre part, la matière particulaire est transférée près du fond plus profondément dans les canyons (jusqu'à 950 m de profondeur dans le canyon du Cap Creus). Ce type d'exportation s'explique par l'écoulement des eaux denses sur la pente qui accélère le courant près du fond. Lors de cet événement, l'exportation a lieu aussi, en plus faibles quantités, à travers les canyons situés au centre (les canyons de l'Aude et de l'Hérault).

Les vents de sud-est modérés, qui soufflent à la fin de l'hiver, engendrent la remise en suspension de matière particulaire le long de la côte jusqu'à 50 m de profondeur. Les quantités de sédiment remises en suspension et transférées vers le large sont alors nettement plus faibles et l'exportation particulaire vers le large concerne uniquement les canyons situés au Sud-ouest.

D'autre part, les coups de vent de nord sont aussi responsables de l'exportation de matière à travers le canyon du Cap Creus en hiver. Ils génèrent des forts courants près du fond qui entraînent la remise en suspension de matière particulaire le long de la côte dans la partie sud-ouest et qui les transportent jusqu'en tête de canyon. De plus, ils génèrent des courants importants en tête de canyons qui produisent de la resuspension localement.

Enfin, les plongées d'eau dense par vent faible sont associées à des courants de forte intensité qui s'écoulent principalement sur le flanc sud du canyon du Cap Creus. Ces courants génèrent la remise en suspension locale de matière qui ne serait pas enregistrée au point de mesure situé dans l'axe du canyon. Toutefois, il faut préciser que les plongées d'eau dense qui ont lieu lors de l'hiver étudié sont faibles et peu profondes.

On constate donc que les canyons situés à l'Est et au centre ne sont affectés que par les tempêtes de vent marin, lorsque la matière est remise en suspension sur l'ensemble du plateau externe. De plus, les panaches d'eaux denses qui s'écoulent dans le canyon du Planier de février à mars présentent de faibles valeurs de concentration.

Une conclusion importante est que l'extrémité sud-ouest du Golfe composée du canyon du Cap Creus et du plateau étroit qui le borde est remarquable car elle exporte dans quasiment toutes les directions de vent caractéristiques du site à l'exception des vents de nord-ouest homogènes qui occasionnent des courants côtiers vers le Nord le long des côtes du Roussillon.

Enfin, la modélisation a permis de quantifier les échanges de matière aux différentes interfaces. La matière apportée par le Rhône se dépose massivement devant l'embouchure du Rhône. De plus, la

6.8 Conclusion

matière en suspension est exportée du plateau majoritairement dans la partie sud-ouest du Golfe, à part égale vers le large et le long de la côte. En automne, le transport le long de la côte prédomine sur le transport vers le large et inversement en hiver. Cette étude indique clairement que le canyon du Cap Creus est la voie privilégiée d'exportation de matière particulaire vers le large. En effet, il représente 64 % de ces exportations au cours de l'ensemble de la période étudiée.

Des études précédentes d'autres sites montrent que le transfert particulaire dans les canyons localisés près des côtes, à proximité des sources de matière, est caractérisé par l'écoulement sur la pente d'une couche très turbide qui se forme près du fond lors de fortes tempêtes [*Puig et al.*, 2003]. Les canyons plus éloignés de la côte, localisés en bordure de plateau recouvert de sable relique, sont marqués par un transfert particulaire sous forme de couche néphéloïde intermédiaire. D'après cette étude, le canyon du Cap Creus semble donc présenter ces deux types de transfert en plus ou moins grande proportion selon la stratification saisonnière de la colonne d'eau.

Chapitre 7

Conclusion et perspectives

Ce travail de thèse avait pour objectif de mieux comprendre la dynamique de la matière particulaire et les mécanismes d'échanges côte/large, en automne et en hiver, et d'estimer les quantités de matière particulaire exportée vers le large.

L'étude réalisée a bénéficié d'un contexte d'échanges fructueux avec des expérimentateurs possédant une grande expérience sur la zone d'étude et avec des modélisateurs expérimentés. De plus, elle s'appuie sur le modèle hydrodynamique SYMPHONIE, plusieurs fois validé sur les principaux processus rencontrés dans le Golfe. L'étude conjointe de la modélisation et des observations a permis d'atteindre les objectifs fixés et de renforcer les connaissances des processus physiques et du transport particulaire dans le Golfe du Lion.

7.1 Conclusion

7.1.1 Développement et validation des modules de transport sédimentaire

Des modules de transport sédimentaire, inspirés du modèle de *Courtney Harris* [Harris et Wiberg, 2001], ont été développés et couplés au modèle d'océan côtier SYMPHONIE (chapitre 3). Ces modules permettent de différencier la remise en suspension des particules sur les fonds cohésifs et non cohésifs ainsi que de prendre en compte le processus de pavage et l'évolution de la rugosité du fond. Des données granulométriques, récoltées au cours de plusieurs campagnes en mer, ont permis d'initialiser le sédiment de fond.

Les modules de transport sédimentaire ont ensuite été confrontés aux observations afin de les valider (chapitres 4 et 6). Toutefois, cette validation a nécessité au préalable celle de la circulation (chapitres 4 et 5). En effet, un effort particulier a été fait pour s'assurer de la bonne représentation de l'hydrodynamique, nécessaire pour celle du transport sédimentaire. Des observations *in situ* récoltées lors de deux campagnes à la mer ont été utilisées pour ces exercices.

Le premier jeu de données correspond aux observations réalisées pendant l'expérience VENT, dans une région pré-littorale, en période automnale, et permet de documenter une tempête exceptionnelle. Nous avons montré que le modèle reproduisait bien la remise en suspension de particules fines lors de cette grosse tempête. Toutefois, la comparaison des sorties du modèle avec les observations est limitée spatialement au seul point de mesure. Cette étude permet aussi de souligner l'impact majeur de la tempête de vent marin sur l'ensemble de la baie. La houle est responsable de la resuspension près des côtes et les forts courants générés par le vent affectent les zones plus profondes. De plus, cette étude met

7.1 Conclusion

en évidence l'apport non négligeable de matière particulaire originaire des régions situées au Nord de la baie, influencées par des apports fluviaux. Enfin, ce travail montre l'importance du raffinement des forçages atmosphériques et de houle pour une meilleure représentation de la circulation et du transport sédimentaire dans les régions littorales.

Le second jeu de données consiste en des suivis temporels des caractéristiques hydrodynamiques et sédimentaires en un point du plateau et en tête de sept canyons sous-marins, de novembre 2003 à mai 2004 (expérience EUROSTRATAFORM), complétés lors de trois campagnes à la mer par des transects ADCP et CTD. Le modèle restitue de façon satisfaisante les processus saisonniers (plongée d'eau dense) et "événementiels" (tempête, crue), observés sur le plateau et sur la pente.

Il faut noter que la comparaison observations/modèle est difficile pour cette période. En effet, les instruments de mesure sont localisés dans des canyons sous-marins qui représentent des systèmes géomorphiques complexes, car notamment très étroits, et au sein desquels les caractéristiques hydrologiques et courantologiques peuvent fortement varier spatialement. Notamment, dans les chapitres 5 et 6, nous avons montré que les plongées d'eau dense et les panaches turbides associés s'écoulent préférentiellement sur le flanc sud dans le canyon du Cap Creus. Il est donc difficile d'aller au-delà d'une validation qualitative de la modélisation, celle-ci nous permettant de nous assurer de la représentation des principaux processus dans la simulation.

Après validation, la modélisation a fourni une vision globale des phénomènes, a permis de mieux interpréter les données et, par conséquent, d'améliorer la compréhension des processus physiques et du transport sédimentaire sur la zone d'étude. Elle est de plus apparue suffisamment précise pour permettre de quantifier les flux aux différentes interfaces.

7.1.2 Mécanismes physiques contrôlant les échanges côte/large

La période de l'expérience EUROSTRATAFORM a été marquée par deux fortes tempêtes de vent marin. Cette expérience a alors offert l'opportunité d'étudier le rôle des forts vents de sud-est dans les échanges côte/large (chapitre 5).

La modélisation a permis de montrer que les tempêtes de sud-est induisent la convergence et l'accélération du courant dans la partie sud-ouest caractérisée par un rétrécissement du plateau et favorisent par conséquent l'exportation d'eau du plateau dans les canyons du Cap Creus et de Lacaze-Duthiers, situés dans cette région.

Lors de la tempête automnale, la stratification de la colonne d'eau limite l'advection des eaux légères,

chaudes et peu salées, du plateau à 300 m de profondeur, ce qui explique l'exportation privilégiée en surface simulée.

Les conditions hivernales génèrent des différences dans les processus d'exportation pendant la deuxième tempête qui a lieu en février. En effet, celle-ci interagit avec les plongées d'eau dense, formée lors de coups de vent de nord associés à d'intenses pertes de chaleur. L'eau du plateau est alors essentiellement exportée le long du fond vers les parties plus profondes des canyons.

Par ailleurs, nous avons montré que les tempêtes étaient responsables de l'évacuation d'une grande quantité d'eau du plateau et notamment que les quantités d'eau dense exportée pendant ces événements brefs et intenses sont du même ordre de grandeur que celles transférées par le processus de plongée d'eau dense qui s'étale sur plusieurs semaines, au cours l'hiver étudié.

Ce travail a donc montré que les tempêtes de sud-est avaient une influence significative sur le renouvellement des eaux du Golfe du Lion.

7.1.3 Transport sédimentaire dans le Golfe du Lion

Les tempêtes de sud-est

Cette étude a également mis en évidence l'impact majeur des tempêtes de sud-est sur le transport et le remaniement sédimentaires sur l'ensemble du plateau (chapitre 6).

Lors de ces épisodes énergétiques, l'interaction houle/courant est responsable de la remise en suspension de particules jusqu'à 50 m de profondeur tandis que les intenses courants sur le plateau externe génèrent la resuspension près de la bordure du plateau. Les quantités de matière particulaire remise en suspension par les tempêtes automnale et hivernale sont estimées respectivement à 5 et 10 M de tonnes.

Une partie de la matière remise en suspension est ensuite advectée par la circulation cyclonique dans la partie sud-ouest du Golfe. Les flux calculés à travers la pente montrent que les canyons situés à l'Ouest représentent des conduites naturelles de la matière vers le large. En particulier, le canyon du Cap Creus apparaît comme la voie d'exportation privilégiée.

Bilan sur la période d'étude

Finalement, ce travail a permis d'estimer le budget de matière du plateau aux différentes interfaces sur une période de huit mois.

A la fin de la période d'étude, environ 5 M de tonnes de matière particulaire ont été apportées par

7.2 Perspectives

le Rhône (figure 7.1). Une grande partie de cette matière s'accumule majoritairement à l'Est au niveau du prodelta et une seconde partie est exportée vers le large par le panache de surface. Le budget érosion/dépôt correspond à un déficit global de 6 M de tonnes de matière, en incluant le dépôt des apports par les rivières. Nous avons cependant montré que l'érosion a lieu principalement pendant les fortes tempêtes et qu'elle est localisée surtout sur les plateaux interne et externe, pendant cette période. Enfin, nous avons estimé l'exportation de matière du plateau à 9 M de tonnes au cours de cette période (5.5 M t vers le large, 3.5 M t vers le plateau espagnol). La matière est exportée en grande partie dans la région sud-ouest vers le large à travers le canyon du Cap Creus (3.5 M de tonnes) et le long de la côte vers le plateau espagnol (3.5 M de tonnes).

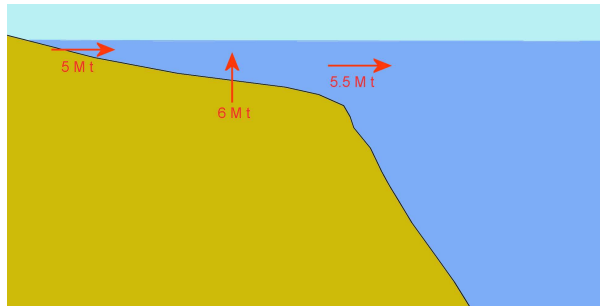


Fig. 7.1 – Schéma des flux aux différentes interfaces : eau/sédiment, eau/continent et plateau/large obtenus à travers la modélisation pour la période de l'expérience EUROSTRATAFORM.

Toutefois, ces quantités sont calculées pour une période, marquée par une crue du Rhône exceptionnelle et par un grand nombre d'épisodes de vent marin.

7.2 Perspectives

Ce travail offre des perspectives à court terme et à plus long terme. Il s'agit dans un premier temps d'améliorer la modélisation de l'hydrodynamique et du transport sédimentaire, en la reliant toujours aux observations, puis de continuer à exploiter l'outil mis en place pour l'étude d'autres processus et/ou régions. Dans un second temps, cette modélisation des processus physiques et sédimentaires pourrait être couplée à la modélisation des processus biogéochimiques, benthique et pélagique, afin de mieux reproduire et prédire le fonctionnement de l'écosystème côtier et quantifier les bilans des éléments biogéniques.

7.2.1 Vers plus de réalisme

Le modèle de transport sédimentaire mis en place a permis d'obtenir des résultats satisfaisants mais de nombreuses améliorations peuvent y être apportées. Nous présentons ci-après les problèmes soulevés lors de ce travail et proposons des perspectives d'amélioration.

Meilleure représentation du sédiment de fond

La représentation du sédiment de fond pourrait être améliorée par l'ajout de nouvelles données granulométriques représentatives du plateau externe. En effet, les données utilisées dans le cadre de ces travaux n'ont pas permis de bien représenter la fraction de sable relique dans cette région [*Monaco et Aloisi*, 2001]. L'estimation des flux de matière dans les canyons situés à l'Ouest et au centre du Golfe s'en trouverait améliorée.

La variabilité spatiale de la porosité, horizontalement et verticalement dans le sédiment, permettrait également d'obtenir une représentation plus réaliste du sédiment. Ceci nécessiterait de prendre en compte les processus de consolidation et de liquéfaction du sédiment.

Couplage houle/courant

Près de la côte et en conditions de mer développée, la circulation interagit avec la houle. En effet, les études de modélisation de l'expérience VENT (chapitre 4) et de l'expérience EUROSTRATAFORM sur le prodelta de la Têt (chapitre 5) ont mis à chaque fois en évidence pendant les épisodes de vent du large des écarts d'intensité de courant entre les observations et les sorties du modèle dans des régions situées entre 20 et 30 m de profondeur. Les travaux de thèse de *Cléa Denamiel* (Laboratoire Dynamique de la Lithosphère) devraient permettre de mieux prendre en compte cette interaction qui a des conséquences sur la resuspension et la dispersion des particules en suspension.

Meilleure représentation des processus d'agrégation

Le processus d'agrégation joue aussi un rôle important sur la dispersion des particules fines et leur exportation vers le large. En effet, lorsque des particules fines s'agrègent entre elles, leur vitesse de chute augmente. Ce processus a été implémenté de manière très empirique dans cette étude. Il est sûrement important de mieux quantifier la fraction d'agrégats dans le modèle, au niveau des rivières, du plateau et des canyons, à travers une modélisation du processus d'agrégation et l'utilisation de données telles

7.2 Perspectives

que les observations caméra sur le prodelta de la Têt pendant l'expérience EUROSTRATAFORM, ou issues d'expériences en laboratoire (*Laurenz Thomsen de l'Université Internationale de Bremen*).

Apports particuliers

Il faudrait prendre en compte les apports de matière atmosphérique et les apports biologiques issus de la production primaire qui influencent les flux de matière dans le Golfe du Lion [*Monaco et al.*, 1990], ceci afin de réaliser des cycles annuels. Par ailleurs, la resuspension induite par le chalutage pourrait être également intégrée dans les bilans de matière sur la base des travaux de *Bénédictte Ferré* [2004].

Estimation des erreurs

Enfin, il paraît essentiel de réaliser des validations plus quantitatives du modèle et d'estimer les erreurs sur les résultats du modèle.

Les erreurs du modèle hydrodynamique ont été et sont étudiées dans la zone d'étude par *Francis Auclair* (LA) [*Auclair et al.*, 2002] et *Claire Dufau* (LEGOS), respectivement, à travers des simulations d'ensemble. Celles-ci sont nettement plus faibles que celles des modules de transport sédimentaire : d'une part, ces derniers reposent sur de nombreuses paramétrisations, d'autre part, les incertitudes du modèle hydrodynamique viennent se superposer aux erreurs liées à ces paramétrisations. Il faut également préciser que les processus biogéochimiques complexes peuvent transformer la matière particulaire et par conséquent augmentent les incertitudes des résultats de ces modules.

Dans le chapitre 4, des études de sensibilité ont été réalisées afin de mieux apprécier les incertitudes liées aux paramètres d'érosion. Il a été montré que les résultats du modèle étaient très sensibles au paramètre d'érosion E_0 . Des simulations d'ensemble sur les différents paramètres des modules et sur les données d'entrée (granulométrie du sédiment, débit solide des rivières) permettraient d'approfondir cette étude préliminaire des erreurs.

7.2.2 Autres utilisations pour l'étude de la dynamique sédimentaire

Les résultats satisfaisants des modules de transport sédimentaire, obtenus au cours de ces travaux, permettent d'envisager leur utilisation pour l'étude d'autres processus et/ou d'autres régions.

Etude d'autres processus

Le modèle a permis d'étudier des processus automnaux et hivernaux pour une période caractérisée par des événements exceptionnels. Il serait maintenant intéressant d'estimer des bilans de matière pour une période automne/hiver plus "classique". Par ailleurs, une expérience réalisée par les équipes européennes et nord américaines impliquées dans EUROSTRATAFORM lors de l'hiver 2004/2005 dans le Golfe du Lion donne la possibilité d'appliquer ces modules à une période marquée par d'intenses plongées d'eau dense qui ont atteint le fond du bassin.

Il serait aussi intéressant d'étudier le transport sédimentaire lié aux processus estivaux. L'expérience MOOGLI2, dont la modélisation hydrodynamique est actuellement effectuée par *Claire Dufau* (POC), a été réalisée au cours de l'été 1998 et représente alors l'opportunité d'évaluer l'impact d'autres mécanismes physiques, tels que les ondes internes, sur le transport de la matière particulaire.

Enfin, une modélisation pluri-annuelle de l'ordre de 5 à 10 ans (période de retour des tempêtes du large et des formations intenses d'eau dense) permettrait d'éclaircir certaines questions qui restent en suspens et en particulier le transfert de la matière issue du Rhône vers l'Ouest du domaine. En effet, différents travaux montrent que les apports du Rhône s'accumulent sur le prodelta à l'Est du Golfe. Par ailleurs, la matière exportée est largement érodée dans la partie sud-ouest du Golfe. Il serait intéressant de voir sur une grande échelle de temps comment se font les transferts de matière entre la partie est et la partie ouest du domaine.

Etude d'autres régions

Les modules de transport sédimentaire pourraient être aussi appliqués à des régions méditerranéennes où des processus similaires sont rencontrés mais avec des intensités différentes (Golfe de Thermaïkos), puis d'autres régions où la dynamique sédimentaire est complexifiée par des mécanismes tels que la marée (Golfe de Gascogne). Une modélisation réaliste de l'hydrodynamique dans les deux régions citées précédemment a déjà été menée [*Estournel et al.*, 2005] ou est en cours de développement au Pôle d'Océanographie Côtière [*Pairaud*, 2002]. La modélisation du transport sédimentaire nécessiterait de réunir des informations sur la nature du sédiment dans ces deux régions.

Enfin, les outils étant au point, on pourrait les appliquer à des systèmes plus importants quantitativement à condition d'accompagner cette modélisation d'une demande expérimentale comme il a été fait dans EUROSTRATAFORM qui s'est avérée un succès de ce point de vue. Un bilan global de la

7.2 Perspectives

contribution de la zone côtière méditerranéenne au bassin profond pourrait être modélisé. De même, une zone comme l'Amazone qui draine les plus grosses quantités de matière continentale devrait faire l'objet d'étude de ce type dans le cadre du projet Amandes déposé à l'OMP à l'ANR.

Suggestions pour la mise en place d'une stratégie d'observations

L'outil mis en place pourrait aider à l'élaboration de futures expériences.

La modélisation met en évidence l'érosion de matière sur le plateau externe, en particulier dans la région sud-ouest, pendant les tempêtes de vent marin. Il serait intéressant de placer des instruments mesurant les courants, la turbidité et l'évolution du niveau de sédiment sur le plateau externe. Par ailleurs, plus d'1/3 de la matière exportée transite sur le plateau vers le mer Catalane. Un mouillage fixé entre le Cap Creus et le canyon permettrait de faire des mesures dans la région où les flux simulés sont les plus importants.

Ces travaux ont également montré qu'en automne, saison où le nombre de tempêtes est statistiquement le plus important [Ferré et al., 2005], une grande quantité de la matière était exportée vers le large près de la surface en raison de la stratification. Pour évaluer les flux de matière, il serait alors intéressant de placer les instruments de mesures dans la couche de surface au niveau du canyon du Cap Creus. D'autre part, la modélisation montre qu'une grande quantité de matière et d'eau froide advectées dans le canyon du Cap Creus s'écoule sur son flanc sud, puis sur la pente espagnol jusqu'au canyon de La Fonera. Là aussi, des instruments fixés dans cette partie du canyon et de l'interfluve, entre les isobathes 200 et 500 m, permettraient de vérifier ces résultats.

Aide à la résolution de problèmes environnementaux

Cet outil pourrait être aussi utilisé pour aider à résoudre des problèmes environnementaux comme le devenir des contaminants liés à la matière particulaire ou sous leur forme dissoute. On pourrait envisager alors cette étude à travers par exemple un couplage des modules développés avec une modélisation du cycle des contaminants chimiques.

7.2.3 Vers une meilleure représentation du fonctionnement de l'écosystème

Ce travail pourrait aider à une meilleure modélisation et compréhension de l'écosystème côtier.

Couplage du modèle hydrodynamique avec un modèle biogéochimique

Cette étude a mis en évidence l'impact majeur des tempêtes sur l'exportation de la matière particulaire vers le large. De plus, les épisodes de vent de sud-est modérés qui ont lieu au printemps pourraient être responsables de l'exportation vers le large de blooms phytoplanctoniques. L'utilisation des sorties du modèle hydrodynamique pour la modélisation de la biogéochimie, réalisée par des collègues du Centre d'Océanologie de Marseille, associée à l'analyse du matériel recueilli dans les pièges à particules, pourrait alors nous renseigner sur le transfert vers le large de matière organique associé aux vents de sud-est.

Couplage des processus hydro-sédimentaires-biogéochimiques

Nous avons montré l'effet essentiel des tempêtes sur la resuspension de particules sur le plateau du Golfe du Lion. Or, la resuspension est associée à un relargage significatif de matière organique et inorganique dans la colonne d'eau qui peut influencer la production primaire et bactérienne. Inversement, les processus biologiques, biogéochimiques et physico-chimiques peuvent affecter le transport sédimentaire dans la colonne d'eau en période de bloom phytoplanctonique sous l'effet de la neige marine par exemple, et dans le sédiment, à travers la dégradation de la matière organique ou la bioturbation.

Un couplage du modèle hydro-sédimentaire avec des modèles pélagiques et benthiques permettrait alors d'intégrer les interactions entre les différents processus. L'intérêt de ce couplage résiderait dans une meilleure prévision de l'impact des facteurs naturels et anthropiques sur l'écosystème et d'une quantification du rôle de la marge côtière sur le carbone et sa séquestration.

Table des figures

2.1	Image Seawifs de la Mediterranée pour Mai 2001.	8
2.2	Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion [<i>Serge Berné, IFREMER, 2002</i>].	9
2.3	Images satellitales MODIS du 15 septembre 2002 (à gauche) et du 8 décembre 2003 (à droite).	11
2.4	Carte des fonds du Golfe du Lion [<i>Monaco et Aloïsi, 2001</i>].	13
2.5	Circulation de l'Eau Modifiée d'origine Atlantique (en haut) et de l'Eau Levantine Intermédiaire (en bas). Extrait de <i>Millot [1989]</i>	16
2.6	Représentation schématique des phénomènes induits par le vent (Mi, Mistral ; Tr, Tramontane) : les 6 zones d'upwelling (1-6), les circulations horizontales de surface (flèches pleines, trait épais : certaines, très fin : hypothétiques) et de fond (flèches fines). Les courants oscillatoires au dessus (IA) et en dessous (IB) de la thermocline et les ondes internes (IW) à la période inertielle. Extrait de <i>Millot [1990]</i>	18
2.7	Champs de courant moyen (en bas) simulés pour trois situations de vent différentes (en haut) : pour le 16 mars, le 20 mars et le 13 avril 1998 (de gauche à droite) pendant l'expérience FETCH. Extrait du site internet du POC (http://poc.obs-mip.fr).	19
2.8	Coupes verticales de température (°C), salinité et atténuation de la lumière (m^{-1}), observées sur le plateau et dans le canyon du Cap Creus en novembre 2003. Les valeurs de la densité sont également indiquées. La couche néphéloïde intermédiaire apparaît en vert sur la figure de droite.	22
2.9	Représentation schématique de la variabilité du flux particulaire en profondeur sur la pente du Golfe du Lion. Les basses fréquences saisonnières sont liées aux variations du flux du Courant Nord et des débits fluviaux. Les hautes fréquences sont liées à des événements ponctuels : ondes internes (IW), déplacement du front du Courant Nord (L.P.), tempêtes et blooms phytoplanctoniques. Extrait de <i>Monaco et al. [1990]</i>	23
3.1	Grille C du modèle.	32

3.2	Distribution granulométrique dans le sédiment superficiel (trait épais) et dans la colonne d'eau (trait fin et pointillés). Extrait de <i>Durrieu de Madron et al.</i> [2005].	37
3.3	Stations de mesures des campagnes REDIT, REMORA 1, REMORA 3 et METROC.	40
3.4	Fractions de sable (a) et de vase (b) calculées par interpolation des observations récoltées pendant les campagnes REDIT, REMORA 1, REMORA 3 et METROC.	41
3.5	Photos d'un fond sableux (a) et d'un fond silteux (b). Extrait de <i>Open University Oceanography Course</i> [1989].	47
4.1	Bathymétrie et granulométrie dans le Golfe du Lion (A) et dans la baie de Banyuls-sur-Mer (B). La localisation de la zone d'étude dans le Golfe du Lion est repérée par une rectangle sur la figure A. Le site SOLA est indiqué sur la figure B par une étoile. La zone blanche près de la côte est caractérisée par un $D_{50} > 500 \mu m$. Extrait de <i>Ferré et al.</i> [2005].	58
4.2	Comparaison du vent ($m s^{-1}$) simulé par le modèle ALADIN (en bleu) à celui mesuré à la station de MétéoFrance du Cap Béar (en rouge). Le baton représente le vecteur vitesse du vent, l'origine du vecteur est positionné sur l'axe $y=0$	60
4.3	Débits ($m^3 s^{-1}$) des principales rivières du Golfe du Lion.	61
4.4	Profils verticaux de température ($^{\circ}C$) observés le 2, 9, 16 et 29 novembre 1999. Extrait de <i>Ferré</i> [2004].	62
4.5	Profils verticaux de concentration particulaire ($mg L^{-1}$) observés le 2, 9, 16 et 29 novembre 1999. Extrait de <i>Ferré</i> [2004].	62
4.6	Evolution temporelle de la concentration particulaire ($mg L^{-1}$) dans la couche de fond. Extrait de <i>Ferré</i> [2004].	63
4.7	Comparaison des hauteurs significatives (m) (trait plein) et périodes de vague (s) (pointillés) simulées par le modèle WW3 (courbes bleues) à celles observées en Camargue, à Sète et à Banyuls (courbes rouges).	67
4.8	D_{50} (m) (a) et fraction de sable (b) dans le sédiment à l'initialisation.	68
4.9	Images Seawifs du (a) 31/10, (b) 04/11, (c) 09/11, (d) 15/11 et champs de salinité de surface simulés pour le (e) 31/10, (f) 04/11, (g) 09/11, (h) 15/11 (rouge : $S < 35$; bleu : $S > 37.75$). . .	70

TABLE DES FIGURES

4.10	Evolution temporelle des courants ($cm s^{-1}$) observé et simulé à 3 m au dessus du fond près du site SOLA (en vert : au site SOLA ; en bleu : à 500 m du site SOLA). La zone grisée délimite la période de la tempête. Le baton représente le vecteur vitesse du courant, l'origine du vecteur est positionné sur l'axe $y=0$	72
4.11	Champs de tension de vent ($N m^{-2}$) (a) et de courant moyen ($cm s^{-1}$) (b), (c) et (d) simulés pour le 8 novembre 1999 à 12 h.	74
4.12	Champs de tension de vent ($N m^{-2}$) (a) et de courant moyen ($cm s^{-1}$) (b), (c) et (d) simulés pour le 13 novembre 1999 à 0 h.	75
4.13	Champs de tension de vent ($N m^{-2}$) (a) et de courant moyen ($cm s^{-1}$) simulés (b), (c) et (d) pour le 19 novembre 1999 à 0 h.	76
4.14	Evolution temporelle des températures ($^{\circ}C$) observée et simulée à 3 m au dessus du fond au site SOLA.	77
4.15	Champs de température de surface ($^{\circ}C$) observé par satellite (a) et simulé (b) pour le 10 octobre 1999, 3 jours après l'initialisation.	78
4.16	Profils verticaux de température ($^{\circ}C$) simulés au site SOLA pour les dates suivantes : 2 novembre, 9 novembre, 15 novembre, 16 novembre et 28 novembre 1999.	79
4.17	Coupes verticales de température ($^{\circ}C$) simulées pour le 12 novembre 1999 à 0 h (a) et le 14 novembre 1999 à 12 h (b). La localisation de la coupe est indiquée sur la figure 4.18 a.	79
4.18	Champs de température ($^{\circ}C$) simulés près du fond pour le 14 novembre 1999 à 12 h (a) et le 15 novembre 1999 à 0 h (b).	80
4.19	Evolution temporelle des vitesses de friction ($cm s^{-1}$) liées à la houle (en noir), au courant (en vert) et à l'interaction houle/courant maximale (en rouge) simulées au site SOLA. La zone grisée délimite la période de la tempête.	81
4.20	Evolution temporelle des concentrations de matière en suspension ($g L^{-1}$) observée et simulée au site SOLA à 1 m au dessus du fond. La figure insérée précise cette évolution temporelle pendant la période de la tempête. La zone grisée délimite la période de la tempête.	82
4.21	Profils verticaux de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) pendant la tempête observés (points) et simulés (trait).	83
4.22	Evolution temporelle des concentrations de chaque classe de particules ($g L^{-1}$) simulées à 1 m au dessus du fond (a) et pourcentage de particules fines et agrégats simulé à 20 m de profondeur (b) au site SOLA. La zone grisée délimite la période de la tempête.	84

4.23	Evolution temporelle des fractions de particules fines observées (points rouges) et simulées (courbe bleue) dans le sédiment au site SOLA. La zone grisée délimite la période de la tempête.	85
4.24	Champs de tension de fond maximale ($N m^{-2}$) (a) et de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond (b) simulées pour le 5 novembre 1999 à 12 h. Les pointillés blancs correspondent aux isobathes 30, 50 et 70 m.	86
4.25	Champs de tension de fond maximale ($N m^{-2}$) (a), de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond (b) et de variation de niveau du sédiment (m) (c) simulés pour le 8 novembre à 0 h. Les pointillés blancs correspondent aux isobathes 30, 50 et 70 m.	88
4.26	Champs de tension de fond maximale ($N m^{-2}$) (a), de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond (b) simulés pour le 13 novembre 1999 à 0 h et champ de variation de niveau du sédiment (m) simulé pour le 14 novembre 1999 à 12 h (c). Les pointillés blanc correspondent aux isobathes 30, 50 et 70 m.	89
4.27	Champs de tension de fond maximale ($N m^{-2}$) (a) et de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond (b) simulées pour le 19 novembre 1999 à 0 h. Les pointillés blanc correspondent aux isobathes 30, 50 et 70 m.	90
4.28	Etude de sensibilité aux apports particuliers : évolution temporelle de la concentration de matière en suspension (g/L) (a) et de la fraction de particules fines dans le sédiment (b) observées et simulées.	92
4.29	Etude de sensibilité aux apports particuliers : champ de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) simulé près du fond pour le 13 novembre 1999 à 0 h (a) et champs de variation de niveau du sédiment (m) simulé pour le 14 novembre 1999 à 12 h (b), sans forçage en particules aux frontières latérales.	92
4.30	Etude de sensibilité à la variabilité spatiale de la houle : évolutions temporelles de la hauteur significative (m) et de la période (s) de vague observées (en rouge) et simulées par SWAN (en bleu) au site SOLA.	94
4.31	Etude de sensibilité à la variabilité spatiale de la houle : champs de hauteur significative (m) et de période (s) de vague simulés par SWAN pour le 12 novembre 1999 à 12 h (<i>Katell Guizien</i> , comm. pers).	94
4.32	Etude de sensibilité à la variabilité spatiale du vent : champ de tension de vent ($N m^{-2}$) simulé pour le 8 novembre 1999.	95

TABLE DES FIGURES

4.33	Etude de sensibilité à la variabilité spatiale du vent : courant ($cm s^{-1}$) près du fond obtenus pour la simulation de référence sans forçage particulaire aux frontières (a) et pour la simulation test (b); concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond obtenus pour la simulation de référence sans forçage particulaire aux frontières (c) et pour la simulation test (d) pour le 8 novembre 1999 à 0 h.	96
4.34	Etude de sensibilité aux paramètres d'érosion : évolutions temporelles des concentrations de matière en suspension ($g L^{-1}$) observée (en rouge) et simulée à 1 m au dessus du fond pour différentes valeurs des tensions critiques τ_{cr} (a), du paramètre γ_0 (b) et du paramètre E_0 (c). Ces simulations ont été réalisées sans entrée de matière particulaire aux frontières.	98
4.35	Tests de sensibilité : champs de concentrations de matière en suspension ($g L^{-1}$) en fixant le critère de transition entre fonds cohésifs/fonds non cohésifs à une fraction d'argile égale à 5 % (a) et 10 % (b) simulés pour le 13 novembre à 0 h.	99
4.36	Fraction d'argile dans le sédiment à l'état initial. Les pointillés blancs correspondent aux isobathes 30,50 et 70 m.	99
5.1	Anomalie de densité simulée pour le 15 février 1999 a) Champ horizontal au fond, b) Section verticale le long de 42.36°N. Extrait de <i>Dufau-Julliard</i> [2004].	106
5.2	Série temporelle de température (°C) à 470 m (mi-hauteur) et 1000 m (près du fond) de profondeur dans le canyon de Lacaze-Duthiers. Les flèches indiquent les périodes de plongée d'eau froide significative. Extrait de <i>Durrieu de Madron et al.</i> [sous presse].	107
5.3	Description de l'expérience EUROSTRATAFORM. Le cadre représenté dans la figure insérée délimite le domaine de modélisation du Golfe du Lion utilisé pour cette étude.	109
5.4	Description de la ligne de mouillage localisée en tête des sept canyons.	111
5.5	Bouée météorologique (a) et altimètre (b) fixés devant l'embouchure de la Têt pendant l'expérience EUROSTRATAFORM.	112
5.6	Bathymétrie (m) du modèle régional. Les domaines des modèles haute résolution sont indiqués par les rectangles.	114
5.7	Comparaison entre les vitesses (ms^{-1}) et les directions (°) du vent simulées par le modèle ALADIN (bleu), mesurées à la bouée devant l'embouchure de la Têt (rouge) et à la station de MétéoFrance de Toreilles (vert).	115

5.8	Evolutions temporelles du flux de chaleur latente ($W m^{-2}$) (a), du vent ALADIN ($m s^{-1}$) (b) et de la hauteur significative de vague (m) (c), simulés au niveau de l’embouchure de la Têt puis, du niveau de la mer (m) mesuré à Sète (d) et du débit du Rhône mesuré ($m^3 s^{-1}$) (e). Les zones vertes indiquent les périodes de tempête de sud-est et les zones bleues délimitent les épisodes de fort vent de nord froid.	117
5.9	Evolution temporelle des débits ($m^3 s^{-1}$) des principales rivières du Golfe du Lion, prises en compte dans la modélisation.	118
5.10	Evolution temporelle des températures ($^{\circ}C$) mesurées (en rouge) et simulées (en bleu) à 5 m au dessus du fond au niveau des têtes de canyons (≈ 300 m de profondeur).	120
5.11	Evolution temporelle des vitesses ($m s^{-1}$) du courant mesurées (en rouge) et simulées (en bleu) à 5 m au dessus du fond dans les têtes de canyons (≈ 300 m de profondeur).	122
5.12	Evolution temporelle des flux de chaleur ($W m^{-2}$), de la hauteur significative de vague (m), des températures ($^{\circ}C$) et des vitesses ($m s^{-1}$) du courant mesurées (en rouge) et simulées (en bleu) à 5 m au dessus du fond dans le canyon du Cap Creus.	123
5.13	Champs de salinité de surface simulé pour le 5 décembre 2003 (a) et le 8 décembre 2003 (b); Champ de courant moyen ($cm s^{-1}$) simulé pour le 4 décembre 2003 (c).	125
5.14	Evolution temporelle des salinités observée (en rouge) et simulée (en bleu) devant l’embouchure de la Têt.	126
5.15	Evolutions temporelles du courant ($cm s^{-1}$) devant l’embouchure de la Têt observée (en rouge) et simulée (en bleu). Le baton représente le vecteur vitesse du courant, l’origine du vecteur est positionné sur l’axe $y=0$	127
5.16	Evolutions temporelles de la hauteur significative de vague (m) observée devant l’embouchure de la Têt, l’anomalie de densité ($kg m^{-3}$), la salinité, la température ($^{\circ}C$), la vitesse du courant ($cm s^{-1}$), observées dans le canyon du Cap Creus près du fond.	128
5.17	Champ de courant de fond ($cm s^{-1}$) simulé pour le 4 décembre 2003 à 6 h.	129
5.18	Champs de courant de fond ($cm s^{-1}$) (a), de salinité de fond (b), de température de fond ($^{\circ}C$) (c) et d’anomalie de densité de fond ($kg m^{-3}$) (d) simulés pour le 4 décembre 2003 à 6 h.	131
5.19	Coupes verticales d’anomalie de densité ($kg m^{-3}$) simulées pour (a) le 3 décembre 2003 à 12 h, (b) le 4 décembre 2003 à 6 h et (c) le 4 décembre 2003 à 18 h.	132
5.20	Coupes verticales du courant ($cm s^{-1}$) horizontal tangent à la coupe simulées pour (a) le 3 décembre 2003 à 12 h, (b) le 4 décembre 2003 à 6 h et (c) le 4 décembre 2003 à 18 h.	132

TABLE DES FIGURES

5.21	Trajectoire type des traceurs lagrangiens lâchés dans le canyon du Cap Creus entre 200 et 300 m de profondeur le 4 décembre 2003 à 6 h.	133
5.22	Evolution temporelle des températures ($^{\circ}\text{C}$) de surface observée (en rouge) et simulée (en bleu) au niveau du prodelta de la Têt.	135
5.23	Evolutions temporelles des flux de chaleur (W m^{-2}) (a), de l'anomalie de densité (kg m^{-3}) (b), de la salinité (c), de la température ($^{\circ}\text{C}$) (d) et du volume (km^3) d'eau dense ($\sigma_t < 28.8 \text{ kg m}^{-3}$) (e). Les zones bleues délimitent les périodes de fort vent de nord et les zones jaunes délimitent les périodes de tempête de vent marin.	136
5.24	Champ d'anomalie de densité (kg m^{-3}) simulé pour le 24 décembre 2003 à 0 h.	137
5.25	Champs d'anomalie de densité (kg m^{-3}) de fond simulés pour le 4 janvier 2004 (a), le 30 janvier 2004 (b), le 8 février 2004 (c), le 22 février 2004 (d), le 5 mars 2004 (e) et le 16 mars 2004 (f).	138
5.26	Etude de sensibilité : volume (km^3) d'eau dense ($\sigma_t > 28.8 \text{ kg m}^{-3}$) présent sur le plateau dans la simulation de référence (courbe bleue foncé), la simulation sans la crue de décembre 2003 (courbe rouge), la simulation sans apports fluviaux à partir de janvier (courbe bleue cyan) et la simulation sans vent de sud-est du 21 au 24 février (courbe verte).	140
5.27	Etude de sensibilité : Champs d'anomalie de densité (kg m^{-3}) et de température ($^{\circ}\text{C}$) de fond obtenus sans apports fluviaux pour le 8 février 2004.	141
5.28	Etude de sensibilité : Champ d'anomalie de densité (kg m^{-3}) de fond pour le 22 février 2004 et le 5 mars 2004, en appliquant un vent nul du 20 au 23 février.	142
5.29	Température ($^{\circ}\text{C}$), salinité et densité (kg m^{-3}) de surface, interpolées à partir des mesures le long du trajet du bateau (en noir) a,b,c et simulées avec le modèle à 500 m de résolution d,e,f, pour le 15 février 2004.	144
5.30	Champ de salinité de surface simulé avec le modèle à 1.5 km de résolution, pour le 15 février 2004.	144
5.31	Coupes verticales d'anomalie de densité (kg m^{-3}) simulées dans le canyon du Cap Creus pour le 15 février 2004 (a) et le 15 mars 2004 (b).	145
5.32	Evolution temporelle des courants (cm s^{-1}) observé (en rouge) et simulé (en bleu) devant l'embouchure de le Tet de février à avril. Le baton représente le vecteur vitesse du courant, l'origine du vecteur est positionné sur l'axe $y=0$	146
5.33	Champ de courant (cm s^{-1}) de fond simulé pour le 22 février 2004 à 0 h.	147

5.34	Evolutions temporelles de la hauteur significative de vague (m) enregistrée devant l'embouchure de la Têt, l'anomalie de densité ($kg\ m^{-3}$), la salinité, la température ($^{\circ}C$), la vitesse du courant ($cm\ s^{-1}$) observées près du fond dans le canyon du Cap Creus pendant la tempête de février 2004.	147
5.35	Evolutions temporelles de la hauteur significative de vague (m) enregistrée devant l'embouchure de la Têt, l'anomalie de densité ($kg\ m^{-3}$), la salinité, la température ($^{\circ}C$) et la vitesse du courant ($cm\ s^{-1}$) observées près du fond dans le canyon du Cap Creus pendant la tempête de mars 2004.	148
5.36	Température ($^{\circ}C$) simulée à 500 m de profondeur pour le 21 mars 2004.	150
5.37	Frontières virtuelles qui délimitent les échanges plateau/large (en vert) et les échanges aux extrémités du plateau ouest (en rose) et est (en rouge).	151
5.38	Volume (km^3) d'eau exportée, calculé sur toute la colonne d'eau (en bleu), sur les 50 premiers mètres près du fond (en rouge) et sur les 50 premiers mètres près de la surface (en jaune), à travers les extrémités du plateau et les sept canyons étudiés pendant la tempête du 4 décembre 2003 (intégré sur 12 h).	153
5.39	Taux d'échange ($m^2\ s^{-1}$) associé à l'exportation d'eau calculé à travers les extrémités du plateau et les sept canyons étudiés pendant la tempête du 4 décembre 2003 (moyen sur 12 h).	153
5.40	Volume (km^3) d'eau exportée, calculé sur toute la colonne d'eau (en bleu), sur les 50 premiers mètres près du fond (en rouge) et sur les 50 premiers mètres près de la surface (en jaune), à travers les extrémités du plateau et les sept canyons étudiés, pendant la tempête du 21 février 2004 (intégré sur 3 jours).	154
5.41	Taux d'échange ($m^2\ s^{-1}$) associé à l'exportation d'eau, calculé à travers les extrémités du plateau et les sept canyons étudiés pendant la tempête du 21 février 2004 (moyen sur 3 jours).	154
5.42	Volume (km^3) d'eau dense ($\sigma_t > 28.8\ kg\ m^{-3}$) (km^3) exportée, calculé sur toute la colonne d'eau à travers les sept canyons étudiés.	157
5.43	Taux d'échange ($m^2\ s^{-1}$) associé à l'exportation d'eau dense ($\sigma_t > 28.8\ kg\ m^{-3}$), calculé sur toute la colonne d'eau à travers les sept canyons étudiés.	157
6.1	Débit solide ($g\ L^{-1}$) du Grand-Rhône estimé d'après des mesures (en rouge) et calculé avec la relation de <i>Sempéré et al.</i> [2000] (en bleu).	163
6.2	Evolution temporelle des fractions d'argile, de silt et de sable dans le Rhône pendant la crue de décembre 2003. Extrait de <i>Radakovitch et al.</i> [2005].	164

TABLE DES FIGURES

6.3	Evolution temporelle des hauteurs significatives de vague (m) enregistrées (en rouge) et simulées par WW3 (en bleu).	165
6.4	Evolution temporelle des périodes de vague (s) enregistrées (en rouge) et simulées par WW3 (en bleu).	166
6.5	Evolution temporelle de la hauteur significative de vague (m) et des concentrations de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond observée (en rouge) et simulée (en bleu) au niveau du prodelta de la Têt.	167
6.6	Evolutions temporelles des concentrations de matière en suspension ($mg L^{-1}$) près du fond observées (en rouge) et simulées (en bleu) près du fond dans les canyons étudiés. Notons que les échelles de concentration de matière en suspension ne sont pas identiques pour les différents graphiques. Les deux périodes de tempêtes intenses sont surlignées en vert.	169
6.7	Evolution temporelle du module du vent ($m s^{-1}$) simulé au niveau du prodelta de la Têt, de la hauteur significative de vague (m) simulée au niveau du prodelta de la Têt, de la température ($^{\circ}C$), de la vitesse du courant ($cm s^{-1}$) et de la concentration en matière en suspension ($mg L^{-1}$) simulées dans le canyon du Cap Creus.	171
6.8	Coupes verticales de température ($^{\circ}C$), salinité, et concentration de matière en suspension (mgL^{-1}) dans l'axe du canyon du Cap Creus observées pour le 12 novembre 2003, le 14 février 2004 et le 19 mars 2004. Les valeurs des isopycnes sont portées sur les graphiques. Pers. comm., <i>Xavier Durrieu de Madron</i>	173
6.9	Coupes verticales de température ($^{\circ}C$), salinité, concentration de matière en suspension ($mg L^{-1}$) dans l'axe du canyon du Cap Creus simulées pour le 12 novembre 2003, le 14 février 2004 et le 19 mars 2004.	174
6.10	Concentration de matière en suspension ($mg L^{-1}$) déduite de l'image satellitale MODIS du 8 décembre 2003 [pers. com., <i>François Bourrin</i>] (a) et simulé pour le 8 décembre 2003 à 0 h ((b).	175
6.11	Champ de hauteur significative de vague (m) simulé pour le 4 décembre 2003 à 0 h (a) et champ de courant ($cm s^{-1}$) près du fond simulé pour le 4 décembre 2003 à 6 h (b).	176
6.12	Champs de tension de fond ($N m^{-2}$) simulés pour le 3 décembre 2003 à 18 h (a) et pour le 4 décembre 2003 à 6 h (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.	177
6.13	Concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond simulé pour le 4 décembre 2003 à 6 h (b) et le 20 décembre 2003 à 0 h (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.	178

6.14	Coupe verticale de concentration de matière en suspension (gL^{-1}) sur le centre du plateau simulée pour le 4 décembre à 6 h.	178
6.15	Coupes verticales de concentration de matière en suspension (gL^{-1}) dans l'axe du canyon du Cap Creus simulées pour le 4 décembre 2003 à 0 h (a), le 4 décembre 2003 à 6 h (b), le 5 décembre 2003 à 0 h (c), le 6 décembre 2003 à 0 h (d) et le 20 décembre 2003 à 0 h (d).	180
6.16	Variation de niveau du sédiment sur le fond (m) simulée entre le 3 décembre 2003 à 0 h, avant la tempête, et le 20 décembre 2003 à 0 h, deux semaines après la tempête. Notons que l'érosion est associée à la couleur bleu et le dépôt aux couleurs jaune, orange et rouge. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.	181
6.17	Champs de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) simulés près du fond pour le 30 décembre 2003 (a), le 1 ^{er} janvier 2004 (b), le 2 janvier 2004 (c) et le 7 janvier 2004 (d). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 200, 500 et 1000 m. Les isovaleurs sont les suivantes : 0, 10^{-4} , $2 \cdot 10^{-4}$, $3 \cdot 10^{-4}$, $4 \cdot 10^{-4}$, $5 \cdot 10^{-4}$, $7.5 \cdot 10^{-4}$, 10^{-3} , $1.25 \cdot 10^{-3}$, $1.5 \cdot 10^{-3}$, $1.75 \cdot 10^{-3}$, $2 \cdot 10^{-3}$, $2.25 \cdot 10^{-3}$, $2.5 \cdot 10^{-3}$, $5 \cdot 10^{-3}$, 10^{-2} , $2 \cdot 10^{-2}$	183
6.18	Courants ($cm s^{-1}$) simulés près du fond pour le 2 janvier 2004 (a) et le 7 janvier 2004 (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 200, 500 et 1000 m.	184
6.19	Champs de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) simulés près du fond pour le 3 février 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 200, 500 et 1000 m.	185
6.20	Coupes verticales de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) dans le panache du Rhône simulée pour le 17 janvier 2004 (a) et le 29 janvier 2004 (b).	186
6.21	Champs de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) simulés pour le 29 janvier 2004 en surface (a) et près du fond (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.	187
6.22	Champs de hauteur significative de vague (m) (a) et de tension de fond ($N m^{-2}$) (b), simulés pour le 21 février 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.	188
6.23	Champs de concentration de matière en suspension (gL^{-1}) près du fond simulés pour le 21 février (a), le 22 février (b) et le 23 février (c) 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.	189
6.24	Coupes verticales de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) dans l'axe du canyon du Cap Creus simulées pour le 21 février 2004 (a) et le 22 février 2004 (b).	190

TABLE DES FIGURES

6.25	Variation de niveau du sédiment (m) (dépôt : valeurs positives, érosion : valeurs négatives) simulée entre le 21 février et le 9 mars 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 70, 200, 500 et 1000 m.	191
6.26	Champs de tension de vent ($N m^{-2}$) (a) et de courant de fond ($cm s^{-1}$) (b) simulés pour le 29 février 2004	192
6.27	Champ de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond simulé pour le 29 février 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.	193
6.28	Champs de tension de vent ($N m^{-2}$) (a) et de courant de fond ($cm s^{-1}$) (b) simulés pour le 2 mars 2004.	193
6.29	Champ de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond simulé pour le 3 mars 2004. Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.	194
6.30	Champs de hauteur significative de vague (m) simulé pour le 13 mars 2004 (a) et de tension de fond ($N m^{-2}$) simulé pour le 14 mars 2004 (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.	195
6.31	Champs de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) près du fond simulés pour le 13 mars 2004 (a) et le 14 mars 2004 (b). Les lignes blanches correspondent aux isobathes 50, 200, 500 et 1000 m.	196
6.32	Coupes verticales de concentration de matière en suspension ($g L^{-1}$) dans l'axe du canyon du Cap Creus simulées pour le 13 mars 2004 (a), le 14 mars 2004 (b).	196
6.33	Evolution temporelle de la concentration de matière en suspension ($mg L^{-1}$) près du fond dans le canyon du Cap Creus pour la simulation de référence (en bleu) et les deux simulations sans flux à l'interface eau/sédiment pour des profondeurs, respectivement, inférieures à 50 (en rouge) et 150 (en vert) m.	198
6.34	Bilan de matière (kg) du plateau du Golfe du Lion : cumul de matière particulaire apportée par le Grand-Rhône, stock de la matière en suspension sur le plateau, bilan net de la couche sédimentaire, cumul de l'exportation hors du plateau du Golfe du Lion.	200
6.35	Variation de niveau du sédiment (m) simulé pour le 5 mai 2005.	201
6.36	Evolution temporelle des flux instantanés ($mg m^{-2} s^{-1}$) simulés près du fond aux points de grille correspondant aux points de mesure situés en tête de canyons.	202
6.37	Evolution temporelle des flux instantanés ($mg m^{-2} s^{-1}$) observés près du fond en tête de canyons. Extrait de <i>Palanques et al.</i> [soumis].	203

6.38	Evolution temporelle des flux latéraux cumulés ($t m^{-2}$) simulés près du fond aux points de grille correspondant aux points de mesure situés en tête de canyons.	204
6.39	Flux de matière en suspension moyennés sur la période de 8 mois ($mg m^{-2} s^{-1}$) observés (en rouge) et simulés (en bleu) en tête des sept canyons étudiés.	205
6.40	Evolution temporelle des flux cumulés ($t m^{-2}$) à travers les canyons étudiés, moyennés sur toute la colonne d'eau et sur les points définissant le canyon.	206
6.41	Evolution temporelle des flux cumulés ($t m^{-2}$) simulés à travers les canyons, au niveau des interfluves et sur l'ensemble de la frontière virtuelle plateau/large, moyennés sur la verticale.	206
6.42	Masse ($M t$) cumulée de matière particulaire exportée, simulée à travers les canyons et les extrémités du plateau.	207
6.43	Masse ($M t$) de matière particulaire exportée, simulée à travers les canyons et les extrémités du plateau pendant la tempête de décembre.	208
6.44	Masse ($M t$) de matière particulaire exportée, simulée à travers les canyons et les extrémités du plateau pendant la tempête de février.	209
7.1	Schéma des flux aux différentes interfaces : eau/sédiment, eau/continent et plateau/large obtenus à travers la modélisation pour la période de l'expérience EUROSTRATAFORM.	217

Liste des tableaux

3.1	Typologie granulométrique des sédiments, d'après <i>Wentworth</i> [1922].	35
3.2	Caractéristiques des classes de particules	39
3.3	Coefficients dans la paramétrisation de <i>Soulsby et al.</i> [1993] pour le modèle de <i>Fredsoe</i> [1984].	46
5.1	Caractéristiques météorologiques.	134
5.2	<i>Flux ($m^3 s^{-1}$) d'eau exportée, calculé sur toute la colonne d'eau à travers les deux extrémités du plateau et les sept canyons étudiés, moyennés sur 12 h pour la tempête du 4 décembre 2003 et sur 3 jours pour la tempête du 21 février 2004.</i>	155
5.3	<i>Flux moyen ($m^3 s^{-1}$) d'eau dense ($\sigma_t > 28.8 kg m^{-3}$) exportée, calculé sur toute la colonne d'eau à travers les sept canyons étudiés.</i>	158

Références

- Y.C. Agrawal and H.C. Pottsmith. Instruments for particule size and settling velocity observations in sediment transport. *MG*, 168 :89–114, 2000.
- C. Albérola, C. Millot, and J. Font. On the seasonal and mesoscale variabilities of the northern current during primo-0 experiment in the western mediterranean sea. *Oceanol. Acta*, 18(2) :163–192, 1995.
- J.C. Aloisi. *Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à la connaissance des marges passives. Thèse d'état.* PhD thesis, Université de Perpignan, 1986.
- J.-C. Aloïsi and J.-M. Charlet. La sédimentation infra-littorale. les pordeltas nord-méditerranéens. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 280 :2833–2836, 1975b.
- J.-C. Aloïsi, G.A. Auffret, J.P. Auffret, J.P. Barrusseau, P. Homeril, C. Larssonneur, and A. Monaco. Instruments for particule size and settling velocity observations in sediment transport. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19 :183–195, 1977.
- J.-C. Aloïsi, A. Monaco, C. Millot, and H. Pauc. Instruments for particule size and settling velocity observations in sediment transport. *C.R. Acad. Sci. Paris, sér. D*, 289 :879–882, 1979.
- J.-C. Aloïsi, J.P. Cambon, J. Carbonne, G. Cauwet, C. Millot, and H. Monaco, A.and Pauc. Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules au milieu marin. application au golfe du lion. *Oceanol. Acta*, 5(4) :481–491, 1982.
- C.L. Amos, G.R. Daborn, H.A. Chritian, A. Atkinson, and A. Robertson. In situ erosion measurements on fine-grained sediments from the bay of fundy. *Marine Geology*, 108(2) :175–196, 1992b.
- C.L. Amos, T. Feeney, T.F. Sutherland, and J.L. Luternauer. The stability of fine-grained sediments from the fraser river delta. *Cont. Shelf Res.*, 45 :507–524, 1997.

- C. Antonelli. *Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval*. PhD thesis, Université Aix-Marseille I, 2002.
- A. Arakawa and M. J. Suarez. Vertical differencing of the primitive equation in sigma coordinates. *Mon. Weath. Rev.*, 111 :34–45, 1983.
- R. Asselin. Frequency filters for time integrations. *Mon. Weath. Rev.*, 100 :487–490, 1972.
- M. Astraldi and G.P. Gasparini. The seasonal characteristics of the circulation in the north mediterranean basin and their relationship with the atmospheric climatic conditions and interannual variability of the circulation in the thyrrhenian. *J. Geophys. Res.*, 97(C6) :9531–9540, 1992.
- F. Auclair. *Modélisation océanographique côtière : initialisation et forçage*. PhD thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III, 1999.
- F. Auclair, S. Casitas, and P. Marsaleix. Application of an inverse method to coastal modeling. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 17 :1368–1391, 2000a.
- F. Auclair, P. Marsaleix, and C. Estournel. Sigma coordinate pressure gradient errors : evaluation and reduction by inverse gradient method. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 17 :1348–1367, 2000b.
- F. Auclair, P. Marsaleix, and C. Estournel. The penetration of the northern current over the gulf of lions (mediterranean) as a downscaling problem. *Oceanol. Acta*, 24 :529–544, 2001.
- J.-M. Beckers. *La méditerranée occidentale : de la modélisation mathématique à la simulation numérique*. PhD thesis, Université de Liège, Belgique, 1995. Collection des publications de la Faculté des Sciences Appliquées No. 136.
- A. Beckmann and D.B. Haidvogel. Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. part i : Problem formulation and model accuracy. *J. Phys. Oceanogr.*, 1993.
- J. Berlamont, M. Ockenden, O. Toorman, and J.C Winterwerp. The characterisation of cohesive sediment properties. *Coastal Engineering*, 21 :105–128, 1993.
- S. Berné. *IFREMER, Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion*. 2002.
- P. Bougeault and P. Lacarrère. Parameterisation of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Mon. Weath. Rev.*, 117 :1872–1890, 1989.

RÉFÉRENCES

- P. Bougis and M. Ruivo. Sur une descente des eaux superficielles en profondeur (cascading) dans le sud du golfe du lion. *Bulletin d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, 6 :147–154, 1954.
- M. Bourcier. Courantologie du canyon de la cassidaigne. *Thetys*, 8 :275–282, 1978.
- P. Broche, J.L. Devenon, P. Forget, J.C. De Maistre, J.-J. Naudin, and G.. Cauwet. Experimental study of the rhone plume. part i : physics and dynamics. *Oceanol. Acta*, 21(6) :725–738, 1998.
- J.P. Béthoux. Mean water fluxes across sections in the mediterranean sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and observed salinities. *Oceanol. Acta*, 3 :79–88, 1980.
- J.P. Béthoux, L. Prieur, and J.H. Bong. Le courant ligure au large de nice. *Oceanol. Acta*, 9 :59–67, 1988.
- J.P. Béthoux, X. Durrieu de Madron, F. Nyffeler, and D. Taillez. Deep water in the western mediterranean : peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences. *J. Marine Syst.*, 33-34 :117–131, 2002.
- P. Conan and C. Millot. Variability of the northern current off marseilles, western mediterranean sea, from february ti june 1992. *Oceanol. Acta*, 18(2) :193–205, 1995.
- T. Courp and A. Monaco. Sediment dispersal and accumulation on the continental margin of the gulf of lions : sedimentary budget. *Cont. Shelf Res.*, 10 :1063–1087, 1990.
- Open University Oceanography Course. *Chemistry and deep-sea sediments*. Pergamon press, 1989.
- Pont D. Les débits solides du rhône à proximité de son embouchure : données récentes (1994-1995). *Revue de Géographie de Lyon*, 72 :23–33, 1997.
- J. Darchen. Eléments climatologiques concernant les côtes de la france métropolitaine. page Monographie n°93 de la Météorologie Nationale, 1974.
- H. Demarcq and S. Wald. La dynamique superficielle du panache du rhône d'après l'imagerie infrarouge satellitaire. *Oceanol. Acta*, 7 :159–162, 1984.
- D.E. Drake and D.A. Cacchione. Estimates of the suspended reference concentration and resuspension coefficient (γ_0) from near bottom observations on the california shelf. *Cont. Shelf Res.*, 9 :51–64, 1989.

- C. Dufau-Julliand. *Modélisation 3D réaliste de l'hydrodynamique du Golfe du Lion, Méditerranée Nord-Occidentale, appliquée à l'expérience MOOGLI3. Etude de l'eau dense et de l'activité méso-échelle du Courant Nord*. PhD thesis, Université de la Méditerranée, Aix-Marseille II, 2004.
- C. Dufau-Julliand, P. Marsaleix, A. Petrenko, and I. Dekeyser. Three dimensional modeling of the gulf of lion's hydrodynamics (nw med.) during january 1999 (moogli3 experiment) and late winter 1999 : Wiw formation and cascading over the shelf break. *J. Geophys. Res.*, 109,C11002 :1–22, 2004.
- X. Durrieu de Madron and M. Panouse. Transport de matière en suspensio sur le plateau continental du golfe du lion - situation estivale. *Compte rendu de l'Académie des Sciences*, 322 :1061–1070, 1996.
- X. Durrieu de Madron, V. Zervakis, A. Theocharis, and D. Georgopoulos. Comments on 'cascades of dense water around the world ocean'. sous presse.
- X. Durrieu de Madron, F. Nyffeler, and C.H. Godet. Hydrographic structure and nepheloïd spatial distribution. *Cont. Shelf Res.*, 46 :2003–2027, 1990.
- X. Durrieu de Madron, O. Radakovitch, S. Heussner, M.D. Loye-Pilot, and A. Monaco. Role of the climatological and current variability on the shelf-slope exchanges of particulate matter : Evidence from the rhône continental margin (nw mediterranean). *Deep-Sea Res.*, 46 :1513–1538, 1999.
- X. Durrieu de Madron, B. Ferré, G. Le Corre, C. Grenz, P. Conan, M. Pujo-Pay, R. Buscail, and O. Bodiot. Trawling-induced resuspension and dispersal of muddy sediments and dissolved elements in the gulf of lion (nw mediterranean). *Cont. Shelf Res.*, 25 :2387–2409, 2005.
- K.R. Dyer. Coastal and estuarine sediment dynamics. Technical report, Wiley, Chichester, 1986.
- K.R. Dyer. Sediment processes in estuaries : future research requirements. *J. Geophys. Res.*, 94 : 14327–14339, 1989.
- D. Eisma. Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries. *Natherlands Journal of Sea Research*, 20 :183–194, 1986.
- C. Estournel, V. Kondrachoff, P. Marsaleix, and R. Vehil. The plume of the rhone : numerical simulation and remote sensing. *Cont. Shelf Res.*, 17 :889–924, 1997.

RÉFÉRENCES

- C. Estournel, P. Broche, P. Marsaleix, J. L. Devenon, F. Auclair, and R. Vehil. The rhone river plume in unsteady conditions : numerical and experimental results. *Estuar. Coast. Shelf S.*, 53(1) :25–38, 2001.
- C. Estournel, X. Durrieu De Madron, P. Marsaleix, F. Auclair, C. Julliand, and R. Vehil. Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the gulf of lion under wind conditions influenced by the continental orography (fetch experiment). *J. Geophys. Res.*, 108(C3) :1–18, 2003. doi : 10.1029/2001JC000825.
- C. Estournel, V. Zervakis, P. Marsaleix, A. Papadopoulos, L. Auclair, F. Periviolotis, and E. Tragou. Dense water formation and cascading in the gulf of thermaikos (north aegean) from observations and modelling. *Cont. Shelf Res.*, 25 :2366–2386, 2005. doi : 10.1016/j.csr.2005.08.014.
- B. Ferré. *Comparaison de l'effet des tempêtes et du chalutage sur la resuspension et le transport de matières particulaires dans le Golfe du Lion*. PhD thesis, Université de Perpignan, 2004.
- B. Ferré, K. Guizen, X. Durrieu de Madron, A. Palanques, J. Guillen, and A. Grémare. Fine-grained sediment dynamics during a strong storm in the gulf of lion shelf (nw mediterranean). *Cont. Shelf Res.*, 25 :2410–2427, 2005.
- M. Fieux. Formation d'eau dense sur le plateau continental du golfe du lion. *La formation des eaux océaniques profondes, Colloques Internationaux du C.N.R.S.*, 1974.
- M.M. Flexas, X. Durrieu de Madron, M.A. Garcia, M. Canals, and P. Arnau. Flow variability in the gulf of lion during the matter hff experiment (march-may 1997). *J. Marine Syst.*, 33-34 :197–214, 2002.
- P. Forget, J.L. Devenon, J.C. De Maistre, P. Broche, and M. Leveau. Vhf remote sensing for mapping river plume circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 17(8) :1097–1100, 1990.
- J. Fredsoe. Turbulent boundary layer in wave-current motion. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, pages 1103–1120, 1984.
- W.D. Gardner. Baltimore canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep-Sea Res.*, 36 : 323–358, 1989.

- W.D. Gardner and Walsh. Distribution of macroaggregates and fine-grained particles across a continental margin and their potential role in fluxes. *Deep-Sea Res.*, 37 :401–411, 1990.
- J.C. Gascard. Mediterranean deep water formation , baroclinic instability and oceanic eddies. *Oceanol. Acta*, 3 :315–339, 1978.
- P. Gaspar, Y. Gregoris, and J. M. Lefevre. A simple eddy-kinetic-energy model for simulations of the oceanic vertical mixing : tests at station papa and long-term upper ocean study site. *J. Geophys. Res.*, 95 :16179–16193, 1990.
- G.L. Geenaert. Bulk parametrizations for the wind stress and heat fluxes. *Surface waves and fluxes*, 1 :336, 1990.
- A. Grémare, J.M. Amouroux, G. Cauwet, F. Charles, C. Courties, F. De Bovée, A. Dinet, J.L. Devendon, X. Durrieu de Madron, B. Ferré, F. Fraunié, F. Joux, F. Lantoine, P. Lebaron, J.J. Naudin, A. Palanques, M. Pujo-Pay, and Zudaire L. The effects of a strong winter storm on physical and biological variables at a shelf site in the mediterranean. *Oceanol. Acta*, 26(4) :407–419, 2003.
- MEDOC group. Observations of formation of deep water in the mediterranean sea. *Nature*, 227 : 1037–1040, 1970.
- M. Guarracino. *Contrôle hydrodynamique des transferts de la matière particulaire entre milieux côtiers et profonds*. PhD thesis, Université de Perpignan, 2004.
- J. Guillen, J.A. Jimenez, A. Palanques, V. Gracia, P. Puig, and A. Sanchez-Arcilla. Sediment resuspension across a microtidal, low energy inner shelf. *Cont. Shelf Res.*, 22(2) :305–325, 2002.
- K. Guizien, C.M. Dohmen-Janssen, and G. Vittori. 1dv bottom boundary layer modeling under combined wave and current : turbulent separation and phase lag effects. *J. Geophys. Res.*, 108(C1) :3016, doi :10.1029/2001JC001292, 2003.
- R. Haney. On the pressure gradient force over steep topography in sigma coordinate ocean models. *J. Phys. Oceanogr.*, 21 :610–619, 1991.
- C.K Harris. *The importance of advection and flux divergence in the transport and redistribution of continental shelf sediment*. PhD thesis, University of Virginia, 1999.

RÉFÉRENCES

- C.K. Harris and P.L. Wiberg. A two-dimensional, time dependent model of suspended sediment transport and bed reworking for continental shelves. *Computers and Geosciences*, 27 :675–690, 2001.
- C.K. Harris and P.L. Wiberg. Approches to quantifying long-term continental shelf sediment transport with an exemple from the northern california stress mid-shelf site. *Cont. Shelf Res.*, 11 :1389–1418, 1997.
- P.S. Hill, J.P. Sivitsky, E.A. Cowan, and R.D. Powell. *In situ* observations of flocc settling velocities in glacier bay, alaska. *Marine Geology*, 145 :85–94, 1998.
- E.J. Houwing. *Sediment dynamics in the pioneer zone in the land reclamation area of the Wadden Sea, Groningen, The Netherlands*. PhD thesis, University of Utrecht, 2000.
- E.J. Houwing. Determination of the critical erosion threshold of cohesive sediments on intertidal mudflats along the dutch wadden sea coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49 :545–555, 1999.
- J. M. Huthnance. Circulation, exchange and water masses at the ocean margin : the role of physical processes at the shelf edge. *Prog. Oceanogr.*, 35 :353–431, 1995.
- V.V. Ivanov, G.I. Shapiro, J.M. Huthnance, D.L. Aleynik, and P.N. Golovin. Cascades of dense water around the world ocean. *Prog. Oceanogr.*, 60 :47–98, 2004.
- P.E. La Violette, J. Tintoré, and J. Font. The surface circulation of the baleric sea. *J. Geophys. Res.*, 95(C2) :1559–1568, 1990.
- H. Lacombe. *Cours d’Océanographie Physique*. Gauthier-Villars, 1965.
- H. Lacombe and P. Tchernia. Caractères hydrologiques et circulations des eaux en méditerranée. Technical report, The Mediterranean Sea.
- H. Lacombe, J.C. Gascard, J. Gonella, and J.P. Béthoux. Response of the mediterranean to the water and energy fluxes across its surface, on seasonal and interannual scales. *Oceanol. Acta*, 4(2) :247–255, 1981.
- A. Lamy, C. Millot, and M. Molines. Bottom pressure and sea level measurements in the gulf of lions. *J. Phys. Oceanogr.*, 11 :394–410, 1981.
- B. Lansard. *Distribution et remobilisation du plutonium dans les sédiments du pordelta du Rhône (Méditerranée Nord Occidentale)*. PhD thesis, Université de la Méditerranée, Aix-Marseille II, 2004.

- A. Lapouyade and X. Durrieu de Madron. Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and organic carbon in the gulf of lion (nw mediterranean). *Oceanol. Acta*, 24(3) :295–312, 2001.
- P. Le Hir. Aide mémoire de dynamique sédimentaire. *Rapport IFREMER Brest*, page 47, 1999.
- M. Leveau and B. Coste. Impacts des apports rhodaniens sur le milieu pélagique du golfe du lion. *Bulletin d'Ecologie*, 18 :119–122, 1987.
- J.P.-Y. Maa, L. Sanford, and J.P. Halka. Sediment resuspension characteristics in baltimore harbor, maryland. *Marine Geology*, 146 :137–145, 1998.
- P. Marsaleix, C. Estournel, V. Kondrachoff, and R. Vehil. A numerical study of the formation of the rhone river plume. *J. Marine Syst.*, 14 :99–115, 1998.
- I.N. Mc Cave, B. Manighetti, and S.G. Robinson. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing : Parameters for paleocurrent speed and paleoceanography. *Paleoceanography*, 10(3) :593–610, 1995.
- G. L. Mellor, T. Ezer, and L. Y. Oey. The pressure gradient conundrum of sigma coordinate ocean models. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 11 :1126–1134, 1994.
- C. Millot. Wind-induced upwellings in the gulf of lions. *Oceanol. Acta*, 2(3) :261–274, 1979.
- C. Millot. Circulation in the western mediterranean sea. *Oceanol. Acta*, 10(2) :143–149, 1987.
- C. Millot. La circulation générale en méditerranée occidentale : Apperçu de nos connaissances et projets d'études. *Annales de Géographie*, 549 :497–515, 1999.
- C. Millot. The gulf of lions'hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.*, 10(9-11) :885–894, 1990.
- C. Millot. Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western mediterranean. *Dynam. Atmos. Oceans*, 15 :179–214, 1991.
- C. Millot and M. Crépon. The effect of the mistral wind on the ligurian current near provence. *J. Phys. Oceanogr.*, 11 :639–657, 1981.
- C. Millot and L. Wald. Inertial oscillations on the continental shelf of the gulf of lions. observations and theory. *Oceanol. Acta*, 3 :399–402, 1980.

RÉFÉRENCES

- H. Mitchener and H. Torfs. Erosion of mud/sand mixtures. *Coastal Engineering*, 29 :1–25, 1996a.
- H. Mitchener, H. Torfs, and R. Whithouse. Erosion of mud/sand mixtures. *Coastal Engineering*, 30 : 319, 1996b.
- A. Monaco and J.C. Aloisi. Carte des fonds du golfe du lion. Technical report, <http://medias.obs-mip.fr/orme>, 2001.
- A. Monaco, T. Courp, S. Heussner, J. Carbonne, S.W. Fowler, and B. Deniaux. Seasonability and composition of particulate fluxes during ecomarge i, western gulf of lions. *Cont. Shelf Res.*, 10(9-11) : 959–987, 1990.
- A. Monaco, X. Durrieu de Madron, O. Radakovitch, S. Heussner, and J. Carbonne. Origin and variability of downward biogeochemical fluxes in the rhône continental margin (nw mediterranean). *Deep-Sea Res.*, I(46) :1485–1511, 1999.
- L.E. Morgan and R. Chuenpagdee. Shifting gears : addressing the collateral impacts of fishing method in u.s. waters. pew science series on conservation and the environment. Technical report, Island Press Publication Services pp 42, 2003.
- J. Nikuradse. Stromungsgesetz in rauhren rohren, vdforschungsheft (english translation : Laws of flow in rough pipes). Technical report, NACA Technical Memo 1292. National Advisory Commission for Aeronautics, Washington, DC, 62pp, 1950.
- D. Obaton. Circulation et modélisation de la méditerranée occidentale et du golfe du lion. synthèse des connaissances et des travaux existants. Technical report, Rapport IFREMER, Brest, 1998.
- L.-Y. Oey and P. Chen. A model simulation of circulation in the northeast atlantic shelves and seas. *J. Geophys. Res.*, 97 :20087–20115, 1992.
- A.S. Ogston and R.W. Sternberg. A model simulation of circulation in the northeast atlantic shelves and seas. *Marine Geology*, 95 :69–82, 1999.
- I. Pairaud. Modélisation de la circulation océanique tidale dans le golfe de gascogne. Technical report, Rapport de DEA, Université Paul Sabatier, Laboratoire d'Aérodologie, Toulouse, 2002.

- A. Palanques, P. Puig, J. Guillen, J. Jimenez, V. Gracia, A. Sanchez-Arcilla, and O. Madsen. Near-bottom suspended sediment fluxes on the microtidal low-energy ebro continental shelf (nw mediterranean). *Cont. Shelf Res.*, 22 :285–303, 2002.
- Panagiotopoulos. The influence of clay on the threshold of movement of fine sandy beds. *Coastal Engineering*, 32 :19–43, 1997.
- E. Parthéniades. *A study of erosion and deposition of cohesive soils in salt water*. PhD thesis, University of California, Berkeley, 1962.
- E. Pethelet-Giraud, P.H. Négrel, and J. Cubizolles. Flux exportés de l’hérault vers la méditerranée et origine des masses d’eau. Technical report, Rapport BRGM/RP-52748-FR, 2003.
- A. Petrenko. Circulation features in the gulf of lions, nw mediterranean sea ; summer versus winter conditions. *Oceanol. Acta*, 26 :323–338, 2003.
- A. Poirel, G. Carrel, and J.M. Olivier. Illustration de la complémentarité des chroniques environnementales dans l’étude d’un hydrosystème fluvial : régime thermique et peuplements piscicoles du Rhône. Technical report, Workshop Activities in the catchment area and water quality, Lyon Fleuves 2001, 2001.
- P. Puig, A. Palanques, and J. Guillen. Near-bottom suspended sediment variability caused by storms and inertial waves on the ebro mid continental shelf (nw mediterranean). *Marine Geology*, 178 :81–93, 2001.
- P. Puig, A.S. Ogston, B.L. Mullenbach, C.A. Nittrouer, and R.W. Sternberg. Shelf-to-canyon sediment transport processes on the eel continental margin (northern california). *Marine Geology*, 193 :129–149, 2003.
- O. Radakovitch, S. Charmasson, M. Arnaud, and P. Bouisset. ^{210}Pb and caesium accumulation in the rhone delta sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 48 :77–92, 1999.
- A.J. Raudkivi. Loose boundary hydraulics 3rd edition. Technical report, Pergamon Press, Oxford, 1990.
- V. Rey. Interactions dynamiques houles-fonds sédimentaires. Technical report, Université de Toulon et du Var, Module Hydro et morpho-dynamique littorale et côtière, 2000.

RÉFÉRENCES

- B. Riemann and E. Hoffman. Ecological consequences of dredging and bottom trawling in the limfjord, denmark. *Marine Ecology Progress Series*, 69 :171–178, 1991.
- V. Roussiez, J.-C. Aloisi, A. Monaco, and Ludwig W. Early muddy deposits along the gulf of lions shoreline : A key for a better understanding of land-to-sea transfer of sediments and associated pollutant fluxes. 2005.
- E. Schaaff, C. Grenz, and C. Pinazo. Erosion of particulate inorganic and organic matter in the gulf of lion. *C.R. Geoscience*, 334 :1071–1077, 2002.
- Schaw and Csanady. Self advection of density perturbations on a sloping continental shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, 13 :769–782, 1983.
- M. Schünemann and H. Kühl. Experimental investigations of the erosional behaviour of naturally formed mud from the elbe estuary and adjacent wadden sea, germany. in. *Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport*, (Mehta, A.J., ed.). Coastal and Estuarine Studies vol 42 :314–330, 1993.
- R. Sempéré, B. Charrière, F. Van Wambeke, and G. Cauwet. Carbon inputs of the rhône river to the mediterranean sea : Biogeochemical implications. *Global Biogeochemical cycles*, 14(2) :669–681, 2000.
- P. Serrat. Dynamique sédimentaire actuelle d'un système fluvial méditerranéen : l'agly (france). *Sciences de la Terre et des planètes, C.R. Acad. Sci. Paris*, 1999.
- P. Serrat, W. Ludwid, B. Navarro, and J.L. Blazi. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : la têt (france). *Sciences de la Terre et des planètes, C.R. Acad. Sci. Paris*, 333 :389–397, 2001.
- G.I. Shapiro and A.E Hill. Dynamics of dense water cascades at the shelf edge. *J. Phys. Oceanogr.*, 27 :2381–2394, 1997.
- C.R. Sherwood, D.A. Butman, B. Cacchione, D.E. Drake, T.F. Gross, R.W. Sternberg, P.L. Wiberg, and A.J. Williams III. Sediment-transport events on the northern california continental shelf during 1990-1991 stress experiment. *Cont. Shelf Res.*, 14(10-11) :1063–1099, 1994.
- J.D. Smith and S.R. McLean. Spatially averaged flow over a wavy surface. *J. Geophys. Res.*, 82(12) : 1735–1746, 1977.

- R.L. Soulsby. *Dynamics of Marine Sands*. Thomas Telford Publications, London, 1997.
- R.L. Soulsby and R.J.S.W. Whitehouse. Threshold of sediment motion in coastal environments. Technical report, Proc. Pacific Coasts and Ports'97 Conf., Christchurch. University of Canterbury, New Zealand, 1997.
- R.L. Soulsby, L. Hamm, G. Klopman, D. Myrhaug, R.R. Simons, and G.P. Thomas. Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. *Coastal Engineering*, 21 :41–69, 1993.
- Taupier-Letage and C. Millot. General hydrodynamical features in the ligurian sea inferred from the dyome experiment. *Oceanol. Acta*, 9 :119–131, 1986.
- L. Thomsen and G. Gust. Sediment erosion thresholds and characteristics of resuspended aggregates on the western european continental margin. *Deep-Sea Res.*, I(47) :1881–1897, 2000.
- C. Ulses. Modélisation de la circulation dans le golfe de fos. *Rapport de DEA, Université de la Méditerranée*, page 43, 2002.
- C. Ulses, C. Grenz, P. Marsaleix, E. Schaaff, C. Estournel, S. Meulé, and C. Pinazo. Circulation in a semi enclosed bay under the influence of strong fresh water input. *J. Marine Syst.*, 56 :113–132, 2005.
- M. Van Ledden, W.G.M. Van Kesteren, and J.C. Winterwerp. A conceptual framework for the erosion behaviour of sand-mud mixtures. *Cont. Shelf Res.*, 24 :1–11, 2004.
- L.C. Van Rijn. Principles of sediment transport in rivers. *Estuaries and Coastal Seas*, 1993.
- C.K. Wentworth. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30 :377–392, 1922.
- R.A. Wheatcroft. Temporal variation in bed configuration and one-dimensional bottom roughness at the mid-shelf stress site. *Cont. Shelf Res.*, 14 :1167–1190, 1994.
- P.L. Wiberg. A perfect storm : formation and potential for preservation of storm beds on the continental shelf. *Oceanography*, 13 :93–99, 2000.
- P.L. Wiberg and C.K. Harris. Ripple geometry in wave dominated environments and symmetric ripples. *J. Geophys. Res.*, 99(C4) :775–789, 1994.

RÉFÉRENCES

- P.L. Wiberg and D.M. Rubin. Bed roughness produced by saltating sediment. *J. Geophys. Res.*, 94 : 5011–5016, 1989.
- P.L. Wiberg, D.E. Drake, and D.A. Cacchione. Sediment resuspension and bed armoring during high bottom stress events on the northern california inner continental shelf : measurements and predictions. *Cont. Shelf Res.*, 14 :1191–1220, 1994.
- J. Widdows, M.D. Brinsley, N. Bowley, and C. Barrett. A benthic annular flume for *in situ* measurement of suspension feeding/biodeposition rates and erosion potential of intertidal cohesive sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46 :27–38, 1998.
- J.P. Xu, M. Noble, S.L. Eittreim, L.K. Rosenfeld, F.B. Schwing, and C.H. Pilskaln. Distribution and transport of suspended particulate matter in monterey canyon, california. *Mar. Geo.*, 181 :215–234, 2002.
- Y. Zang, D.J. Swift, S. Fan, A.W. Niedoroda, and C.W.. Reed. Two-dimensional numerical modeling of storm deposition on the northern california shelf. *Marine Geology*, 154 :155–168, 1999.