



HAL
open science

Dynamique de l'eau et des apports particuliers originaires du Rhône sur la marge continentale du Golfe du Lion

Guillaume Mikolajczak

► **To cite this version:**

Guillaume Mikolajczak. Dynamique de l'eau et des apports particuliers originaires du Rhône sur la marge continentale du Golfe du Lion. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2019. Français. NNT : 2019TOU30305 . tel-03847608

HAL Id: tel-03847608

<https://theses.hal.science/tel-03847608>

Submitted on 10 Nov 2022

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.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

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

Présentée et soutenue le *09/05/2019* par :

Guillaume Mikolajczak

**Dynamique de l'eau et des apports particuliers originaires du Rhône sur
la marge continentale du Golfe du Lion**

JURY

PIETER VAN BEEK
SABINE CHARMASSON
KATELL GUIZIEN
ALDO SOTTOLICHIO
ROMARIC VERNEY
CLAUDE ESTOURNEL
CAROLINE ULSES

LEGOS, Toulouse
IRSN, La Seyne-sur-Mer
LECOB, Banyuls-sur-Mer
EPOC, Bordeaux
IFREMER, Brest
LA, Toulouse
LA, Toulouse

Président du jury
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Membre invité
Directrice de thèse
Co-directrice de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère, Climat

Unité de Recherche :

Laboratoire d'Aérodynamique (Université de Toulouse - CNRS)

Directeur(s) de Thèse :

Claude Estournel, Caroline Ulses et Patrick Marsaleix

Rapporteurs :

Sabine Charmasson, Katell Guizien et Aldo Sottolichio

Résumé

Les plateaux continentaux constituent l'exutoire des fleuves et de leur charge sédimentaire provenant de l'érosion des continents. En raison de l'anthropisation des bassins versants, les fleuves charrient également de nombreux contaminants qui se trouvent majoritairement sous forme particulaire, étroitement liés aux particules sédimentaires fines. La dynamique de la matière d'origine fluviale est mal connue et fortement dépendante des caractéristiques morphologiques, hydrodynamiques et du régime fluvial du site considéré. Le plateau continental du Golfe du Lion est une zone dont la dynamique des apports fluviaux a été intensément étudiée depuis plusieurs décennies. Les tempêtes d'est ont été reconnues comme une composante essentielle du transport à travers le plateau. Elles induisent en effet de forts courants dirigés vers le sud-ouest qui exportent les eaux côtières hors du Golfe du Lion vers la marge continentale espagnole, mais aussi des vagues qui remettent en suspension les sédiments.

Cette thèse a pour premier objectif d'étudier le devenir des apports du Rhône sur le plateau continental du Golfe du Lion et plus précisément d'évaluer les temps de résidence de l'eau fluviale sur le plateau en réponse aux forçages physiques. Le second objectif est de caractériser la dynamique des bilans sédimentaires du Golfe, en matière de stockage et d'érosion pour différentes régions du plateau, mais aussi de transfert entre ces régions, et finalement d'export vers la pente et la marge continentale espagnole. La méthodologie utilisée repose sur la modélisation numérique hydrosédimentaire de l'automne 2010 à l'hiver 2011 et s'appuie sur des jeux d'observations innovants. Le dispositif numérique se base sur le couplage du modèle 3D SYMPHONIE avec le modèle d'état de mer WW3 et le modèle de transport sédimentaire MUSTANG. Les observations sont issues de mouillages permanents et de la campagne CASCADE (mars 2011) durant laquelle de nombreux instruments ont été déployés.

La thèse est organisée en deux parties. La première partie porte sur les temps de résidence de l'eau d'origine Rhodanienne sur le plateau du Golfe du Lion et sur son export hors du Golfe. Les résultats montrent que les temps de résidence, moyennés sur 3 mois, peuvent varier de 30 à 55 jours avec un rôle important des vents forts pour réduire ces temps de résidence. Les voies d'export au sud-ouest du Golfe du Lion ont ensuite été examinées. Dans cet objectif, l'extrémité du plateau continental, qui ouvre vers le plateau continental espagnol, et la pente continentale, qui mène vers le domaine profond, ont été séparées. En raison de la douceur de l'hiver étudié, l'export se fait à 70% vers le plateau espagnol. Ce résultat contraste avec des études antérieures montrant, pour un hiver froid, qu'une telle proportion transitait vers la pente continentale. La seconde partie concerne la dynamique des sédiments, avec pour première région étudiée le prodelta du Rhône. Sur les 8 mois considérés, 20% des apports sédimentaires du Rhône sont stockés sur 140 km² devant l'embouchure. Le dépôt de sable est presque exclusivement limité à la zone 0-20 m tandis qu'au-delà le dépôt est majoritairement composé de vase. Sur ces zones plus profondes, les tempêtes ont pour effet d'éroder une part relativement faible des dépôts de vase et d'y déposer du sable. La seconde région étudiée est l'ensemble du plateau continental sur lequel différentes zones ont été mises en évidence. Certaines sont dominées par l'érosion des sédiments (e.g. au nord du Cap d'Agde) et d'autres, au contraire, pour lesquelles le dépôt de matière sédimentaire est dominant (e.g. vasière entre Narbonne et Leucate). Finalement, sur l'ensemble de la période étudiée, le plateau continental du Golfe du Lion a connu un flux de matière sortant de l'ordre de 5.7 Mt pour un total d'apport fluvial de 3.2 Mt.

Abstract

The continental shelves are the outlet of rivers and their sediment load resulting from continental erosion. Due to the anthropization of watersheds, rivers also carry contaminants, most of which, in particulate form, are fixed to fine sedimentary particles. The filtering role of the continental shelves with regard to these inputs is poorly known and strongly depends on the morphological, hydrodynamic and river regime characteristics of the site. The Gulf of Lions is an area whose functioning with regard to river inputs has been intensely studied for several decades. Easterly storms have been recognized as an essential component of transport across the Gulf of Lions shelf. They induce strong southwesterward currents that export coastal waters out of the Gulf of Lions to the Spanish margin, as well as swells that resuspend sediment.

The first objective of this thesis is to study the fate of the Rhône's inputs to the Gulf of Lions and more precisely to determine the residence times of river water on the shelf in response to physical forcings. The second objective is to study the dynamics of sediment budgets in the Gulf, in terms of storage and erosion for different regions of the shelf, but also of transfer between these regions, and finally of export to the slope and the Spanish continental margin. The methodology used is based on hydro-sedimentary numerical modelling and relies on innovative observation sets. The numerical tool is based on the coupling of the 3D SYMPHONIE model with the WW3 sea state model and the MUSTANG sediment transport model. The abundance of observations during the winter 2010-2011 motivated the choice to carry out the numerical modelling from September 2010 to May 2011. The observations are constituted of permanent moorings on the shelf and many deployed instruments during the CASCADE campaign (March 2011).

The thesis is organized in two parts. The first part deals with the residence times of water of Rhodanian origin on the Gulf of Lions shelf and its export outside the Gulf. The results show that the residence times can vary from 30 to 55 days with an important role of strong winds to reduce them. Export routes in southwest of the Gulf of Lions were then investigated. For this purpose, the end of the continental shelf, which opens towards the Spanish continental shelf, and the continental slope, which leads to the deep domain, were separated. Due to the mild winter under study, 70% of exports are toward the Spanish shelf, in contrast to previous results showing that for a cold winter this percentage corresponds to a transfer to great depths via the Cap de Creus canyon. The second part concerns the transfer of sediments. We then focus on the retention of matter on the Rhône prodelta. Over the 8 months considered, 20% of the contributions from the Rhône are stored over 140 km² in front of the mouth. The sand deposit is limited to the 0-20 m zone while beyond 20 m, the deposit only concerns mud. In these deeper areas, storms erode a relatively small portion of the mud deposits and create new sand deposits. The second zone studied is the entire continental shelf on which erosive zones north of Cap d'Agde and an accumulation on the mudflat between Narbonne and Leucate, in the upper part of the Cap de Creus canyon and at the exit of the Gulf of Lions in front of Rosas Bay are highlighted. Finally, over the period studied, the export of matter out of the Gulf of Lion shelf is about 5.7 M tons for an input of 3.2 M tons by the Gulf of Lions rivers.

Table des matières

Introduction générale	1
Chapitre 1 Contexte	9
1.1 Masses d'eau et circulation en Méditerranée	10
1.2 Le Golfe du Lion	13
1.2.1 Hydrodynamique du Golfe du Lion : Impact des vents	13
1.2.2 Les influences sur le Golfe du Lion : Fleuves	15
1.3 La dynamique sédimentaire sur le plateau du Golfe du Lion	18
1.4 Objectif de cette thèse et importance de la modélisation	22
Chapitre 2 Matériels et méthodes	25
2.1 Modélisation de l'hydrodynamique : le modèle SYMPHONIE	26
2.1.1 Les équations du modèle	26
2.1.2 La turbulence	28
2.1.3 Grille numérique et schémas de discrétisation	30
2.1.4 Conditions de surface et de fond	31
2.2 Modélisation de l'interaction courant-vague	36
2.2.1 Modification des équations de l'hydrodynamique	36
2.2.2 Couplage de SYMPHONIE et WW3 avec le coupleur OASIS	40
2.3 Modélisation de la dynamique sédimentaire	40
2.3.1 Le module MUSTANG	41
2.3.2 Forçages du modèle sédimentaire	47
2.4 Observations	49
2.4.1 Plateau	51
2.4.2 Canyon du Cap de Creus	53
Chapitre 3 Modélisation hydrodynamique	55
3.1 Impact des vagues et simulations de sensibilité	56

3.1.1	Introduction	56
3.1.2	Impact des vagues	58
3.1.3	Calibration du modèle	65
3.2	Étude de l'export des masses d'eau du Golfe du Lion	75
3.2.1	Résumé de l'article	75
3.2.2	Article : Impact of storms on residence times and export of coastal waters during a mild autumn/winter period in the Gulf of Lion	76
Chapitre 4	Modélisation sédimentaire	131
4.1	Validation de la simulation sédimentaire	132
4.1.1	Les observations	132
4.1.2	Comparaisons aux observations	132
4.2	Modélisation de la dynamique sédimentaire durant l'hiver 2010-2011	137
4.2.1	Dynamique sédimentaire sur le prodelta du Rhône	137
4.2.2	Dynamique sédimentaire sur l'ensemble du Golfe du Lion et le plateau catalan	156
4.2.3	Dynamique sédimentaire dans la région du Cap de Creus	167
4.3	Sensibilité du bilan sédimentaire aux paramètres du modèle	178
4.3.1	Paramètres testés	178
4.3.2	Étude de sensibilité	180
	Conclusions et perspectives	187
	Bibliographie	195

Introduction générale

Le plateau continental et les apports de matière

Les plateaux continentaux se distinguent, entre autres, par leur caractéristique morphologique qui les classe en plateaux larges ou étroits. [Sánchez-Arcilla et Simpson \(2002\)](#) ont bien relevé le caractère subjectif de cette classification intuitive. Ils l'ont ensuite affinée en introduisant de nombreux critères qualitatifs et quantitatifs basés sur différents mécanismes. Il en résulte, pour chacun des mécanismes examinés, une distinction entre plateau large et étroit suivant que le fonctionnement du plateau, dépend plutôt de ce qui se passe à ses limites (la côte et la pente) ou plutôt d'une dynamique interne. Un même plateau peut donc être étroit ou large suivant le processus étudié. Ces concepts ont été appliqués au plateau continental de la marge Catalane de part et d'autre de l'Ebre avec de nombreux critères comme par exemple : le temps de renouvellement de l'eau du plateau sous l'effet du vent, la taille des cellules de circulation ou encore la zone fertilisée par les apports de nutriments de rivières. Les mécanismes géologiques qui conduisent à la formation des plateaux continentaux sont diversifiés. Néanmoins, ces plateaux font tous partie des continents et se sont formés par une très lente accumulation de matériel inorganique d'origine érosive et de matière organique, apportés par les fleuves et déposés en couches sédimentaires. Ces plateaux continentaux émergeaient des océans il y a 18000 ans lors de la dernière glaciation quand le niveau marin global était 120 mètres plus bas. À la suite de cette période, le niveau de la mer est remonté rapidement jusqu'au niveau actuel (de l'ordre de 120 m en 15000 ans).

L'organisation des dépôts sédimentaires récents dépend du "rapport de force" entre le fleuve et la mer. Lorsque l'hydrodynamique marine est forte (conditions macrotidales par exemple), un estuaire se forme à l'embouchure du fleuve tandis que dans les zones plus calmes, les alluvions fluviaux sont rapidement déposés et forment un delta. Dans ce dernier cas, le prodelta constitue la partie profonde du delta qui s'appuie sur les sédiments marins. La partie moins profonde du delta sous marin est composée de sédiments grossiers, retravaillés par les vagues, tandis que le sédiment fin se dépose plus au large dans des zones beaucoup moins énergétiques et constitue donc le prodelta. Au fur et à mesure que le sédiment s'accumule, le delta gagne sur la mer (il prograde). Il faut toutefois noter que le delta ne retient pas toute la charge sédimentaire apportée par les fleuves. Une partie des sédiments fins est exportée en suspension dans les panaches fluviaux tandis qu'une partie de ceux déposés sur le prodelta peuvent être remis en suspension par les vagues puis transportés au gré des courants. Ils se déposent ensuite dans des zones plus profondes du plateau continental ou plus abritées des vagues, formant ainsi des vasières.

La vision générale qui émerge de cette présentation est que les plateaux continentaux sont les exutoires des fleuves, qui piègent la quasi totalité des apports dans les sédiments marins. Ce schéma a été revisité pour ce qui concerne la sédimentation moderne à la lumière des dépôts de carbone organique. Une part de celui-ci est apportée par les fleuves tandis que les plateaux continentaux sont également des zones de forte productivité ($\frac{1}{5}$ à $\frac{1}{3}$ de la production primaire marine globale). Le devenir du carbone organique présent sur les plateaux continentaux a été largement débattu et a fait l'objet de nombreux programmes de recherche (de Haas et al., 2002). Ainsi ces auteurs reportent que d'après Hedges et Keil (1995), 90% du carbone organique présent sur les plateaux y serait stocké. Au contraire, pour Walsh et al. (1991), la majorité du carbone organique sur les plateaux n'y serait pas enfouie mais exportée et déposée sur la pente continentale. de Haas et al. (2002) ont étudié de nombreux plateaux continentaux très différents. Ils ont conclu que le carbone organique n'y est stocké massivement que localement et rarement, et principalement à l'endroit où les fleuves déchargent de grandes quantités de sédiments fins. Par exemple, pour la Eel River en Californie, seulement 20% des sédiments fins déposés après une

crue seraient définitivement stocké sur le plateau continental. Le reste serait transporté via le Eel canyon sur la pente continentale et finalement stocké dans le bassin profond. Le rôle des canyons comme conduite pour la matière particulaire a été constaté dans différentes régions. Le transfert de sédiment peut se passer en deux temps avec un dépôt sur le plateau externe puis une remise en suspension, par d'intenses courants de fond, qui vont permettre le transport dans les canyons vers de plus grandes profondeurs. De tels transferts ont été observés aussi bien dans l'océan Atlantique, par exemple dans le canyon de Nazaré (Schmidt et al., 2001) ou le Canyon de Cap Ferret (Durrieu de Madron et al., 1999), qu'en Méditerranée, par exemple au canyon du Cap de Creus (dans le Golfe du Lion Canals et al., 2006) ou au canyon de Bari (mer Adriatique Turchetto et al., 2007). Il faut toutefois prendre des précautions et ce schéma général doit être adapté à chaque plateau et pente continentale avec ses propres spécificités, que ce soit sa morphologie (e.g. pente et largeur du plateau, présence de canyons), le caractère plus ou moins érosif de ses systèmes fluviaux, ou ses caractéristiques hydrodynamiques (vagues, courant et en particulier la marée).

Enfin il est majeur de noter que le vingtième siècle a vu la construction de très nombreux barrages qui régulent les débits fluviaux et réduisent fortement les apports d'alluvions à la Océan. Ceci ajouté à l'endiguement des fleuves pour limiter les inondations a pour conséquence de modifier très rapidement (par rapport aux échelles de temps des processus naturels) les structures deltaïques et la ligne de côte. L'érosion des vagues domine alors les apports sédimentaires ce qui conduit à l'inexorable régression de ces structures.

De manière générale, le calcul des bilans de matière d'un plateau continental reste très complexe et porteur de fortes incertitudes. De plus, ce bilan est temporellement fortement variable en raison de la variabilité des sources (les apports fluviaux) et des forçages hydrodynamiques. Il est donc difficile de comparer les résultats d'approches aussi différentes que celles de long terme, basées sur l'analyse de carottes sédimentaires, ou de court terme, par exemple basées sur le déploiement d'altimètres pendant quelques mois.

La Méditerranée et le Golfe du Lion

En dehors de quelques rares régions comme l'Adriatique ou le Golfe de Gabès, la Méditerranée est une mer microtidale. Une autre de ses caractéristiques est qu'elle est influencée par des grands fleuves qui s'y déversent : le Rhône, le Pô et le Nil (avant la construction du barrage d'Assouan) ainsi que plusieurs fleuves de taille plus modeste. De nombreux autres fleuves tout autour du bassin ont un fonctionnement qui ressemble à celui des oueds avec une alimentation sporadique par de fortes précipitations provoquant des crues éclair qui déversent alors en quelques jours la plus grosse partie de leurs apports annuels.

Les rives de la Méditerranée ont une population en grande expansion. Sa vulnérabilité aux risques d'inondations est élevée (c'est un thème important du programme HyMeX du chantier MISTRALS). Par ailleurs, les fleuves sont porteurs de contaminants, agricoles et industriels. Plusieurs centrales nucléaires sont également installées le long du Rhône faisant de sa partie aval, et du Golfe du Lion où il débouche, une zone à risque. Il est donc raisonnable d'en appréhender toutes les facettes et en particulier les risques pour les écosystèmes et les services qui y sont associés comme la pêche, l'aquaculture ou encore le tourisme. Le Golfe du Lion est en effet une zone majeure de pêche en Méditerranée qui repose sur un écosystème enrichi par les apports du Rhône. Toutes ces considérations ont conduit, durant plusieurs décennies, à de nombreux travaux menés par des communautés très variées (géologues, sédimentologues, hydrologues, physiciens, géochimistes...) visant toutes à comprendre le devenir des apports du Rhône.

La marge continentale du Golfe du Lion est large, connu pour avoir de nombreux canyons incisant son talus et une circulation générale dirigée vers l'ouest. Au nord-ouest se déverse le Rhône qui possède un delta et un prodelta situé à quelques kilomètres de son embouchure, entre 20 et 50 m de profondeur, où de forts taux de sédimentation ont été enregistrés. Certains auteurs ont d'ailleurs estimé que 90% des apports du fleuve y étaient stockés (plus de détails ainsi que les références bibliographiques seront donnés dans le chapitre 1.1). Sur l'ensemble du plateau s'étale une zone de dépôt de sédiment fin (la

vasière médiane) autour de l'isobathe 50 m. Dans sa partie centrale le plateau s'étend sur plusieurs dizaines de km, il semble par conséquent que les apports du Rhône soient confinés à cette région. Par contre, dans sa partie sud-ouest, les caractéristiques morphologiques sont totalement différentes avec un plateau qui devient étroit et le canyon du Cap de Creus se trouve à une dizaine de kilomètre de la côte. Les travaux des 15 dernières années initiés dans le cadre du programme européen EUROSTRATAFORM ont mis en évidence le rôle majeur de ce canyon pour exporter de la matière hors du Golfe du Lion. Il a été montré que cet export est favorisé par la présence de tempêtes mais aussi que l'existence d'épisodes de cascading d'eau dense permettait d'exporter de la matière vers les grandes profondeurs.

Même si ces dernières années ont vu une importante progression des connaissances, et du volume d'observations, sur la région, il semble que les aspects quantitatifs concernant les apports, les transports et exports de matière sur la marge continentale du Golfe du Lion restent mal connus. Un élément majeur est la variabilité temporelle de ce système en matière d'apport, de forçage de houle, de courant et même de conjonction entre ces événements. Suivant que la crue est coïncidente avec de fortes houles ou non, intuitivement, il y aura un fort export hors de la zone du prodelta ou au contraire stockage et un enfouissement durable. Par ailleurs, les événements de tempête rythment l'export au sud-ouest du Golfe. Entre le prodelta et le canyon exportateur, très peu de chose sont connues. Une question qui peut paraître basique comme le temps de transit des sédiments entre le prodelta et le canyon n'a pas de réponse. Il est en effet quasiment impossible d'y faire des mesures et les taux de sédimentation y sont particulièrement faibles.

Objectifs de la thèse

Cette thèse se situe dans ce contexte et a pour but de contribuer à l'amélioration des connaissances sur la dynamique de la matière particulaire sur le Golfe du Lion, de la source vers les puits, en donnant tant que possible des quantifications. L'angle d'attaque est la modélisation numérique, adossée à de nombreuses connaissances accumulées et observations collectées sur la zone.

Être capable de modéliser la dynamique de la matière particulaire commence par une bonne représentation de la dynamique de l'eau. Plus précisément, il nous a semblé indispensable d'être capable de représenter correctement l'hydrodynamique du plateau et les courants responsables de l'export sur la pente dans les conditions les plus pertinentes pour nos objectifs, c'est-à-dire les tempêtes. Ce point a focalisé mon attention sur une partie importante de mon parcours de thèse. Pour cela j'ai pu bénéficier des avancées en termes d'observations disponibles depuis quelques années, à savoir les mouillages permanents, sur le plateau et sur la pente, avec des mesures courantologiques et hydrologiques à haute fréquence (capables de documenter les tempêtes). Depuis les dernières études hydrosédimentaires sur le Golfe du Lion, les premiers gliders ont été utilisés sur le plateau (cadre général de l'expérience CASCADE du programme MERMEX du chantier MISTRALS). Ma stratégie générale a été de valider une simulation et de l'utiliser ensuite pour chiffrer les temps de résidence de l'eau (dont ses composants dissous) sur le plateau et analyser précisément la variabilité des voies d'export du Golfe du Lion.

Dans un second temps, j'ai pu travailler sur mon autre objectif portant sur l'étude de la matière particulaire en modélisant son transport sur la période analysée dans la première partie de ma thèse. Là aussi les observations de CASCADE ont été indispensables car un modèle de dynamique sédimentaire doit être calibré et validé. J'ai donc tenté de caractériser le transport sur une période automne/hiver en me focalisant sur les 3 zones successives concernées : la zone proche de l'embouchure, le plateau et la sortie du Golfe du Lion. Cet effort devra bien-sûr être poursuivi sur des périodes plus longues afin de

mieux cerner les incertitudes de l'approche et réaliser des bilans plus représentatifs de la période actuelle en termes d'évènements et de leur chronologie.

Ma thèse a été financée par le programme ANR Investissement d'Avenir AMORAD (Amélioration des MOdèles de prévisions de la dispersion et de l'évaluation de l'impact des RADionucléides au sein de l'environnement) mené par l'IRSN (Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire) dont un des objectifs est de comprendre le devenir de la matière particulaire fine issue des fleuves dont le bassin versant est occupé par des centrales nucléaires. C'est en effet sur ces particules que de nombreux radionucléides (et d'autres contaminants métalliques et organiques) s'adsorbent, surtout en eau douce, et parfois de manière irréversible. Un second objectif était de préparer les modèles numériques qui pourraient être utilisés en situation post accidentelle. Ma thèse s'inscrit donc pleinement dans ces objectifs.

CHAPITRE 1

Contexte scientifique de la thèse

Plan du chapitre

1.1	Masses d'eau et circulation en Méditerranée	10
1.2	Le Golfe du Lion	13
1.2.1	Hydrodynamique du Golfe du Lion : Impact des vents	13
1.2.2	Les influences sur le Golfe du Lion : Fleuves	15
1.3	La dynamique sédimentaire sur le plateau du Golfe du Lion .	18
1.4	Objectif de cette thèse et importance de la modélisation . . .	22

1.1 Masses d'eau et circulation en Méditerranée

La mer Méditerranée est une mer peu profonde (environ 1500 m en moyenne), semi-fermée, connectée au sud-ouest à l'océan Atlantique via le détroit de Gibraltar et à la mer Noire au nord-est par le Bosphore via la Mer de Marmara et le détroit des Dardanelles. Depuis 1869 elle est aussi reliée, au sud-est, à la mer Rouge via le canal de Suez. La Méditerranée est abondamment étudiée car elle est considérée comme une miniature de l'océan global (Bethoux et Gentili, 1999). Cette désignation lui est donnée car elle possède une circulation thermohaline similaire à celle en action à l'échelle du globe. La circulation, contrainte par l'action combinée de la force de Coriolis et des contraintes bathymétriques, suit un parcours cyclonique dans l'ensemble des deux bassins principaux qui constituent cette mer (Fig. 1.1).

La structure verticale de la colonne d'eau du bassin occidental sur lequel nous nous focalisons, peut être séparée en 4 tranches (Fig. 1.2). Les eaux atlantiques (AW) pénétrant par le détroit de Gibraltar sont peu denses, et par conséquent, effectuent leur trajet en surface (0-300m, Fig. 1.1 A). En dessous de celles-ci se trouvent des eaux intermédiaires formées dans le bassin oriental. Celles-ci sont constituées d'un mélange d'eaux formées dans différents sous-bassins de l'est de la Méditerranée et pénètrent dans le bassin ouest via le détroit de Sicile (Theocharis et al., 1993; Lascaratos, 1993). Elles peuvent être dénommées par le terme d'EIW (Eastern Intermediate Water; Millot, 2014) mais la masse d'eau caractéristique constituant ce mélange est la LIW (pour Levantine Intermediate Water) d'où l'emploi de ce nom pour nommer ces eaux. Située entre 300 et 800 m de profondeur, cette masse d'eau est plus chaude et plus salée que les eaux sous et sus-jacentes. Au nord-ouest de la Méditerranée nord-occidentale les eaux de surface peuvent être densifiées par l'action des vents continentaux de nord, froids et secs. Lorsque l'action des vents est suffisamment longue et intense, les eaux plongent (MEDOC GROUP, 1970; Marshall et Schott, 1999) jusqu'à atteindre leur profondeur d'équilibre qui dépend de leur densité. Elles peuvent alors se mélanger avec la LIW et être entraînées plus en profondeur pour former les eaux profondes de l'ouest de la Méditerranée (WMDW) (Pinot et Gana-

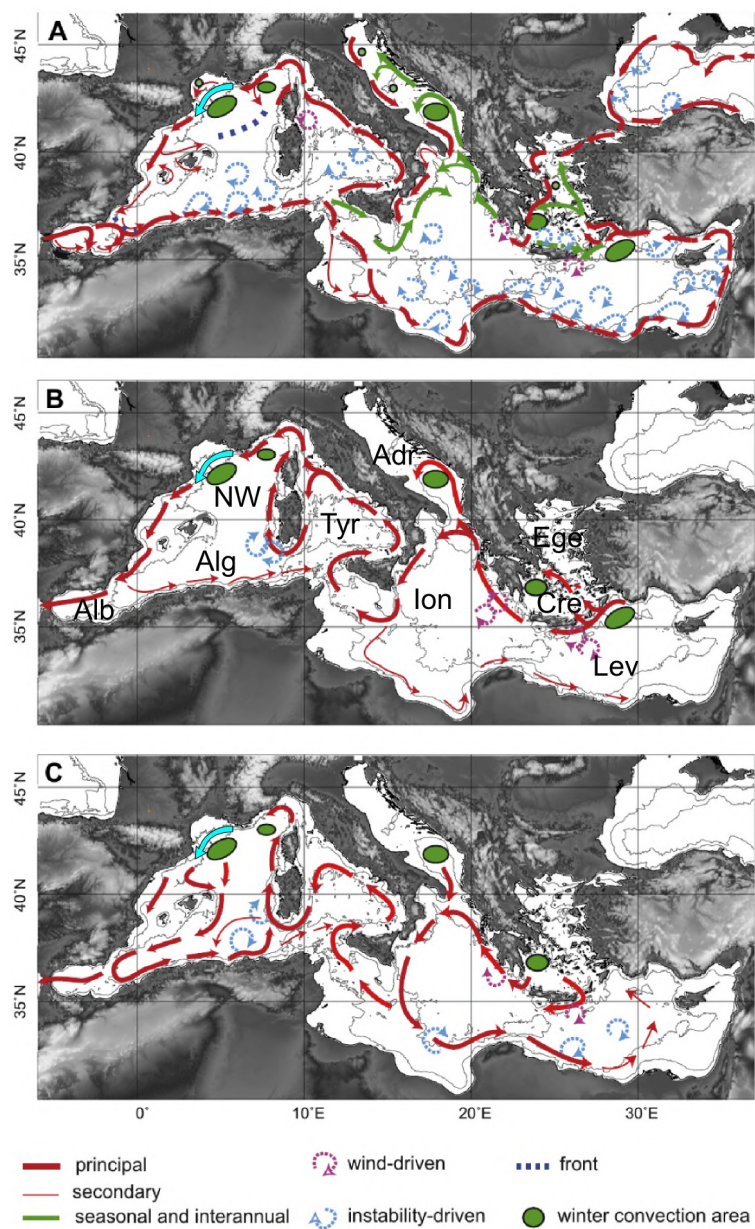


FIGURE 1.1 – Circulation des masses d'eau, méditerranéenne, de surface (A), des masses d'eau intermédiaires (B) et des masses d'eau de fond (C). Abréviation des sous-bassins : Alb (alboran), Alg (Algérien), Ion (Ionien), Lev (Levantin), Cre (Crétois), Ege (Egée), Adr (Adriatique), Tyr (Tyrrhénienne), NW pour le nord ouest de la Méditerranée (*i.e.* le bassin nord occidental). Le courant nord est indiqué par une flèche bleu ciel en trait plein.

chaud, 1999). Les eaux nouvellement formées ont des densités très importantes et vont alors occuper le fond de la colonne d'eau.

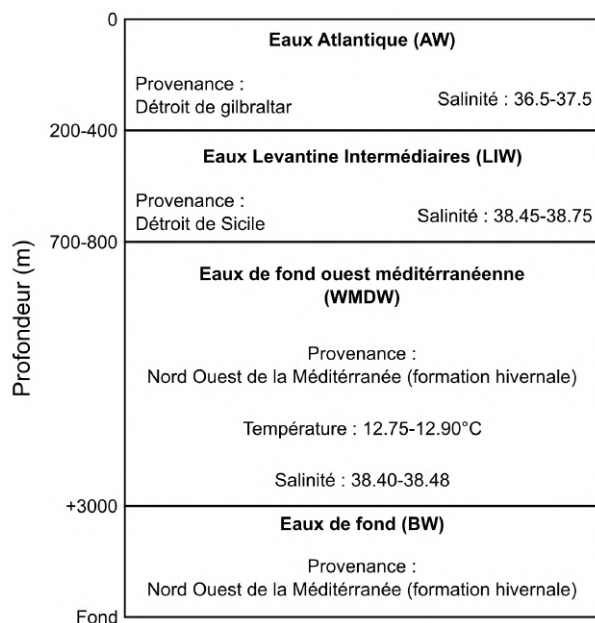


FIGURE 1.2 – Représentation schématique, tirée de La Violette (1994), de la distribution verticale des masses d'eau en Méditerranée occidentale.

La branche nord de la circulation cyclonique de l'ouest de la Méditerranée est appelée Courant Nord (CN) ou Courant Liguro-Provençal. Celui-ci est composé des eaux de surface et intermédiaires (MAW et LIW) et longe les côtes du sud-est de la France puis le talus du plateau continental du Golfe du Lion (GdL, figure 1.1) d'est en ouest. Cette circulation à grande échelle constitue la limite sud des masses d'eau du plateau mais les échanges sont permanents entre les eaux de ce courant géostrophique et les eaux côtières du GdL. Lorsque les conditions le permettent une branche du CN peut s'introduire sur le plateau du GdL et influencer les masses d'eau côtières de cette région. Ces intrusions s'effectuent par le biais d'un jet côtier par l'est du plateau (Petrenko et al., 2005; Barrier et al., 2016), au centre du plateau (Estournel et al., 2003) et il arrive aussi qu'une veine du courant s'introduise au sud-ouest du GdL (Petrenko et al., 2008).

1.2 Le Golfe du Lion

Le GdL bénéficie d'un contexte particulier. En plus d'être sous l'influence du CN, il subit les effets de conditions atmosphériques tout à fait remarquables. En effet, d'après [Fieux \(1974\)](#), il est dans la région la plus ventée de Méditerranée. De plus, la Méditerranée a la particularité d'être microtidale (marnage moyen de l'ordre de 40 cm). Par conséquent la dynamique des masses d'eau de cette région est fortement liée aux conditions atmosphériques particulières.

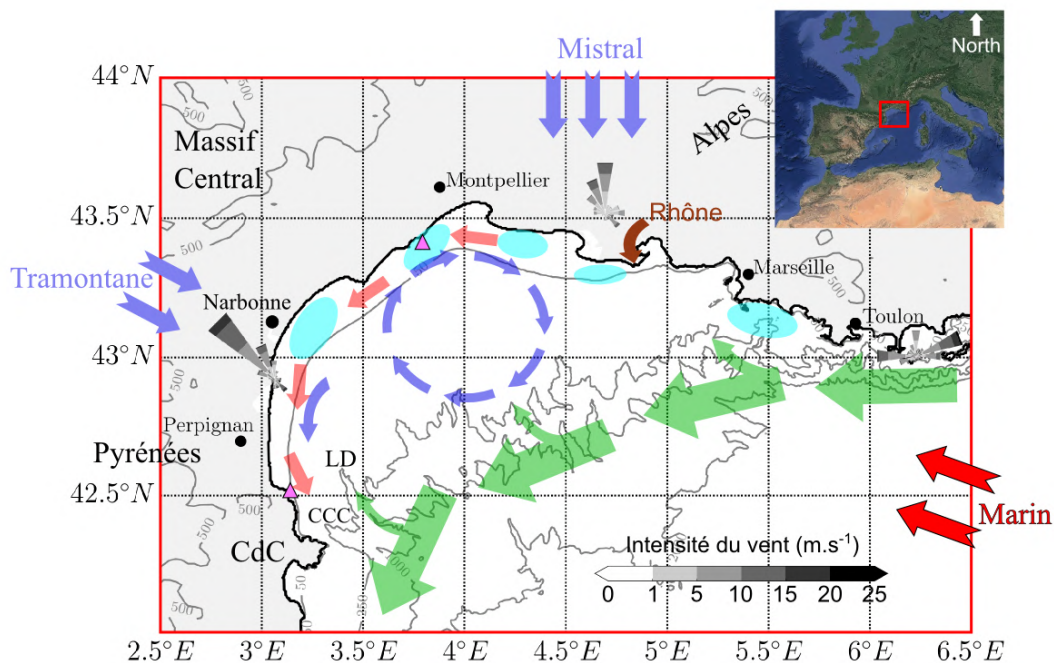


FIGURE 1.3 – Schéma récapitulatif de différentes caractéristiques du GdL : Les flèches à départ pointue illustrent les orientations des principaux vents, de nord en bleu et de sud est en rouge. Les flèches à départ plat schématisent trois types de courants : En vert le courant nord avec les intrusions associées ; En bleu les courants induits par les vents de nord homogènes (décrit par [Estournel et al., 2003](#)) ; En rouge les courants associés aux vents de sud-est ([Ulses et al., 2008a](#)). Les ovales en bleu ciel localisent les régions d'upwellings ([Millot, 1990](#)). Trois roses des vents à Leucate, Arles et Porquerolles (d'ouest en est) sur la période d'octobre 2010 à mars 2011. La position des canyons de Lacaze Duthier (LD) et du Cap de Creus (CdC, et CCC pour Canyon du Cap de Creus). L'embouchure du Rhône est pointée par la flèche marron. Les triangles roses sont la position des houlographes : Sète et Banyuls (d'est en ouest).

1.2.1 Hydrodynamique du Golfe du Lion : Impact des vents

Les vents influençant le GdL sont à l'origine des différents régimes de circulation de cette région. Comme en témoignent les roses des vents sur la figure 1.3, ils peuvent

être continentaux ou marins. Les premiers, les plus récurrents, sont canalisés par les chaînes montagneuses présentes : la Tramontane, entre les Pyrénées et le Massif Central, et le Mistral, entre les Alpes et le Massif Central. Ces vents sont rangés dans le terme générique de vents de nord. Ils sont à l'origine de la formation d'upwellings qui sont la conséquence de la poussée des eaux de surface vers le large rééquilibrée par la remontée des eaux de fond (Millot, 1990). Ces vents possèdent des intensités moyennes comprises entre 10 et 15 m.s^{-1} et peuvent durer plusieurs jours. Estournel et al. (2003) ont montré que le secteur dominant de ces vents, et leur canalisation, était à l'origine de plusieurs circulations pouvant s'établir sur le plateau. La circulation provoquée par des vents de nord homogènes est représentée dans la figure 1.3 et se caractérise par des schémas de circulation complexe de faible intensité. Les vents de nord sont surtout connus pour être froids et secs. Par conséquent ils engendrent de fortes pertes de chaleur et évaporation des eaux sur lesquelles ils soufflent. Lorsque les vents agissent assez longtemps et intensément sur les masses d'eau, celles-ci perdent en flottabilité et peuvent plonger par gravité jusqu'à leur profondeur d'équilibre. Sur le GdL, ces eaux sont contraintes par la faible bathymétrie (< 200 m) et peuvent s'accumuler durant plusieurs jours sur le plateau avant de plonger vers l'océan profond via le talus continental, donnant lieu à un processus appelé *Dense Shelf Water Cascading* (DSWC). Les canyons alors présents le long du talus vont jouer un rôle prédominant dans la canalisation des eaux denses vers le large et les grandes profondeurs (Herrmann et al., 2008; Ulses et al., 2008a; Puig et al., 2013). Le phénomène de DSWC n'est pas le seul processus en jeu dans l'export des eaux côtières du GdL. Celles-ci peuvent aussi être poussées par des courants intenses induits par les vents marins.

Les vents marins proviennent du sud-est (SE). Ils ne sont pas aussi fréquents que les vents de nord mais peuvent atteindre des intensités de 25 m.s^{-1} (Millot, 1990). Leur influence sur les masses d'eau engendre une accumulation d'eau le long de la côte qui se traduit par la mise en place d'un courant d'est en ouest (schématisé en rouge dans la figure 1.3). Ce courant dont l'intensité peut atteindre 1 m.s^{-1} , sur plusieurs mètres de profondeur, va être le moteur d'un export du plateau par l'ouest. Selon leurs caractéristiques thermohalines, les masses d'eau suivent différents trajets. Si elles sont légères, elles

sont poussées en surface et restent proches de la côte jusqu'à atteindre le plateau catalan. Il faut néanmoins prendre en compte que le rétrécissement du plateau constitue un goulot d'étranglement au niveau du Cap de Creus (CdC) contraignant une partie de l'eau du plateau à plonger (processus de downwelling) sur une profondeur ne dépassant pas 300 m. Si ces eaux ont précédemment été densifiées, elles peuvent alors être poussées à des profondeurs plus importantes via les canyons du Cap de Creus (CCC) et de Lacaze Duthiers (LD) (Canals et al., 2006; Ulses et al., 2008a; Bourrin et al., 2015; Martín et al., 2013). Outre l'impact sur les courants côtiers, ces vents profitent d'une importante distance d'action sur la surface de l'eau (fetch) pour générer des vagues qui peuvent atteindre des hauteurs de plus de 7 m avec des périodes pouvant dépasser 10 s. Ceci contraste nettement avec les conditions calmes majoritairement mesurées sur le plateau (Fig. 1.4 Guizien, 2009). Par conséquent, les vents marins sont à l'origine de conditions extrêmes de l'état de la mer. L'importante quantité d'énergie transmise par ces vents va alors être le moteur principal de remise en suspension et de transport de sédiments à l'échelle du plateau (Bourrin et al., 2008; Dufois et al., 2008, 2014; Ferré et al., 2005, 2008; Ulses et al., 2008b). De plus, ces vents de SE sont connus pour être très humides. Ils peuvent donc engendrer de fortes précipitations sur les côtes françaises. Les fleuves qui occupent les bassins versants les plus exposés sont alors amenés à connaître des augmentations extrêmes de leur débit. Outre ces cas exceptionnels, la majeure partie de l'eau douce apportée au plateau est liée au Rhône, fleuve avec le débit le plus important de Méditerranée.

1.2.2 Les influences sur le Golfe du Lion : Fleuves

De nombreux fleuves sont présents sur la côte du GdL mais le Rhône représente plus de 90% des apports d'eau douce du plateau avec un débit moyen de $1768 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Bourrin et al., 2006), pour un débit minimum mesuré de $322 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. De nombreuses crues y sont régulièrement relevées. Historiquement, les crues annuelles atteignent $5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ tandis que les crues décennales sont estimées à $8000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et les crues séculaires supérieures à $10000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Maillet et al., 2006). Des études ont montré que la dynamique du panache

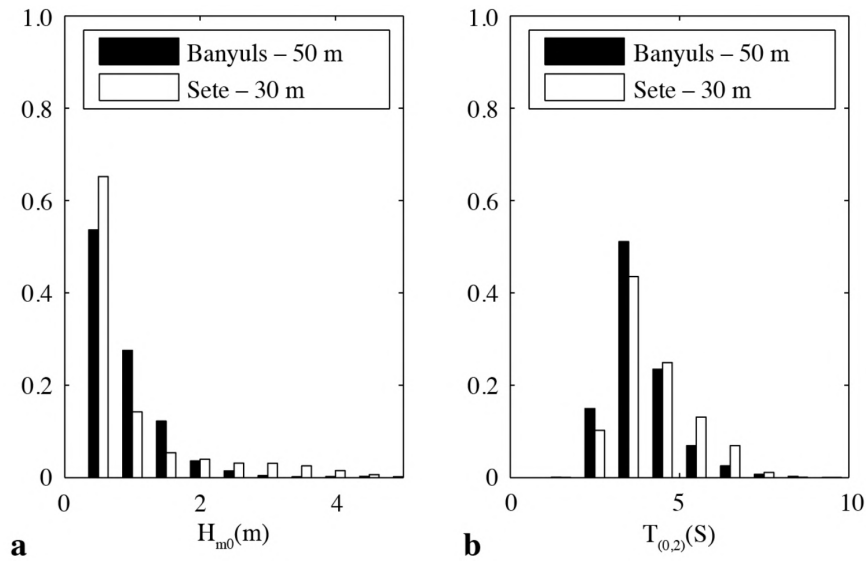


FIGURE 1.4 – Histogrammes des hauteurs (a) et des périodes (b) des vagues pour les houlographes de Banyuls et Sète.

d'eau douce était très dépendante des vents (Estournel et al., 1997, 2001). En effet, lors de vents de SE le panache d'eau douce est plaqué sur la côte à l'ouest de l'embouchure tandis qu'en présence de vents de nord celui-ci est repoussé vers le sud tout en déviant vers l'ouest en s'éloignant de l'embouchure. Les fleuves secondaires ont le plus souvent un apport négligeable vis-à-vis du Rhône (Fig. 1.5). Mais il faut noter que lors de vents marins (tempêtes humides liées aux vents de SE), d'importantes précipitations peuvent augmenter le débit de l'ensemble de ces fleuves qui, au total et sur de courtes périodes, peut être supérieur à celui du Rhône (Palanques et al., 2006).

Il va sans dire que l'influence des fleuves ne se restreint pas seulement à l'apport d'eau douce. Ils représentent aussi une importante source de matière particulaire pour le GdL. Les études récentes de Sadaoui et al. (2016) ont estimé que, de 1977 à 2013, les fleuves secondaires étaient à l'origine d'un apport moyen de l'ordre de $0.47 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ tandis que le Rhône a apporté $8.44 \cdot 10^6 \text{ t} \pm 4.5 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ de matière particulaire (Fig. 1.6). Des études menées sur le Rhône ont montré que la majorité de ces apports est réalisée durant les épisodes de crues (70% selon Pont, 1997) et les particules transportées sont majoritairement des sédiments fins sous forme agrégée (Dufois et al., 2008; Many et al., 2016). Celles-ci peuvent se déplacer sous la forme d'un panache sur des distances de plusieurs kilomètres. Ce panache joue donc un rôle important dans le transport de matière

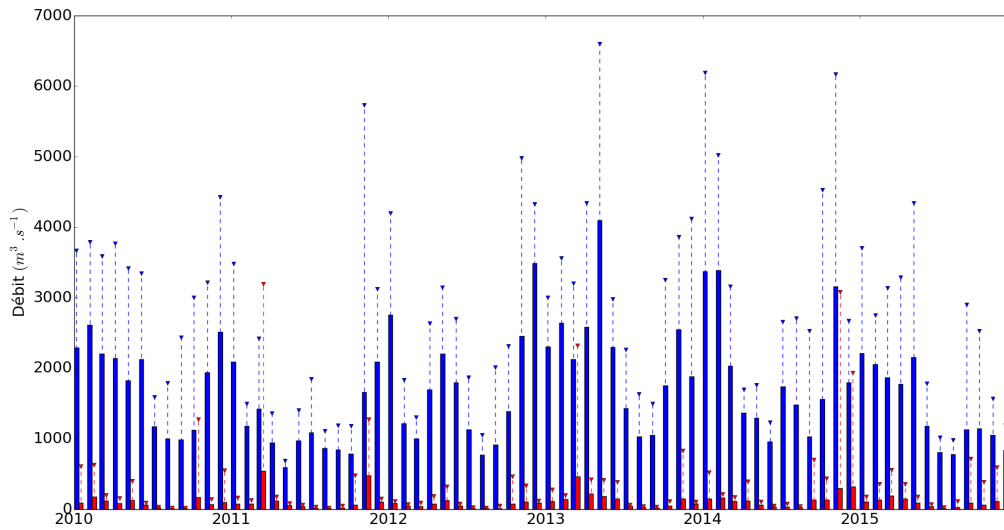


FIGURE 1.5 – Moyenne mensuelle du débit du Rhône (grand et petit Rhône, traits pleins bleus) et de la somme des fleuves secondaires (traits pleins rouges). Les traits pointillés représentent les débits journaliers maximaux par mois, pour le Rhône (bleu) et la somme des fleuves secondaires (rouge).

à l'échelle de cette région. C'est pourquoi il est régulièrement étudié (Forget et al., 1990; Broche et al., 1998; Ouillon et Petrenko, 2005; Many et al., 2016; Ody et al., 2016; Gangloff et al., 2017). À côté de ce transport de particules en suspension, les études de Maillet et al. (2006) ont montré qu'environ 90% des apports de la crue du Rhône de 2003 ont été stockés, temporairement, dans son embouchure (0 à 20 m de profondeur). Plus généralement, Noël (1996) a estimé que 54% des apports de sédiments du Rhône sont stockés sur son prodelta (surface de 30 km²). Plus récemment, Lansard et al. (2006) ont évalué qu'une surface de 500 km² à l'embouchure du fleuve retient 85 à 100% des apports particulaires. Cette région d'une grande complexité hydrosédimentaire est très largement étudiée du fait qu'elle est un endroit de stockage temporaire des éléments apportés par le Rhône (Dufois et al., 2008). Les profondeurs à cet endroit étant inférieures à 50 m, la matière sédimentaire stockée a donc un grand potentiel de remise en suspension par l'action des vagues, voir des courants, avant d'être transportée sur de larges échelles spatiales par les courants côtiers (Ulses et al., 2008a; Dufois et al., 2014).

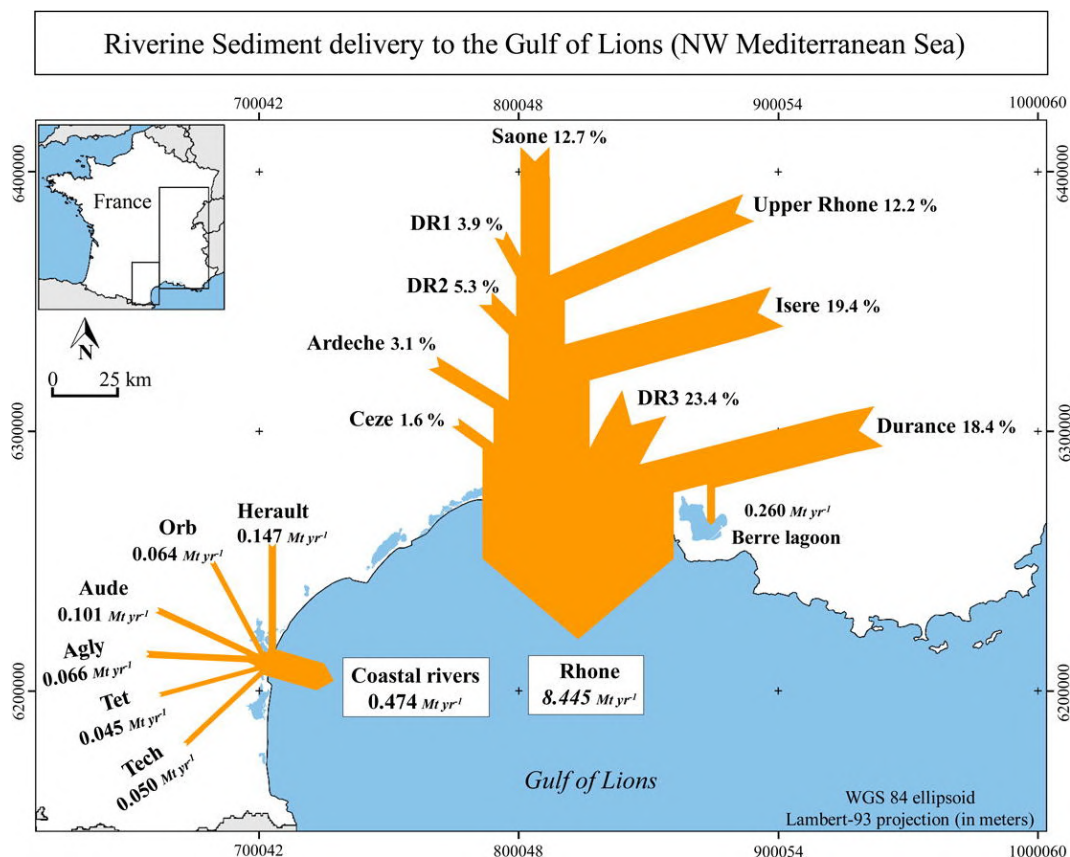


FIGURE 1.6 – Apports sédimentaires des fleuves du Golfe du Lion (Sadaoui et al., 2016).

1.3 La dynamique sédimentaire sur le plateau du Golfe du Lion

Depuis des milliers d'années, l'action combinée des apports par les fleuves, de la remise en suspension par les tensions de fond et du transport des particules en suspension a façonné le fond sédimentaire du plateau du GdL. Les particules formant les sédiments de cette région vont des sables à l'argile (Fig. 1.7). Parmi la matière apportée par les fleuves de cette région, les vases (silts et argile) constituent plus de 90% des apports contre près de 10% pour les sables (Slomberg et al., 2016). Il existe une variation de ces proportions mais les sables restent minoritaires avec des proportions observées de l'ordre de 15% durant la crue centennale de décembre 2003 (Antonelli et al., 2008). Sur l'ensemble du plateau du GdL, la granulométrie des fonds peut être schématisée en 3 parties (Fig. 1.8). La première se caractérise par un cordon infralittoral sableux restreint au plateau interne (fonds de

1.3. LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE SUR LE PLATEAU DU GOLFE DU LION

Taille	Typologie
< 4 μm	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 mm	Blocs

FIGURE 1.7 – Typologie des sédiments (Wentworth, 1922).

0 à 20 m environ). La deuxième, sur le plateau médian, est constituée principalement de vases. Finalement, sur le plateau externe les sédiments sont composés d'un mélange sablo-vaseux.

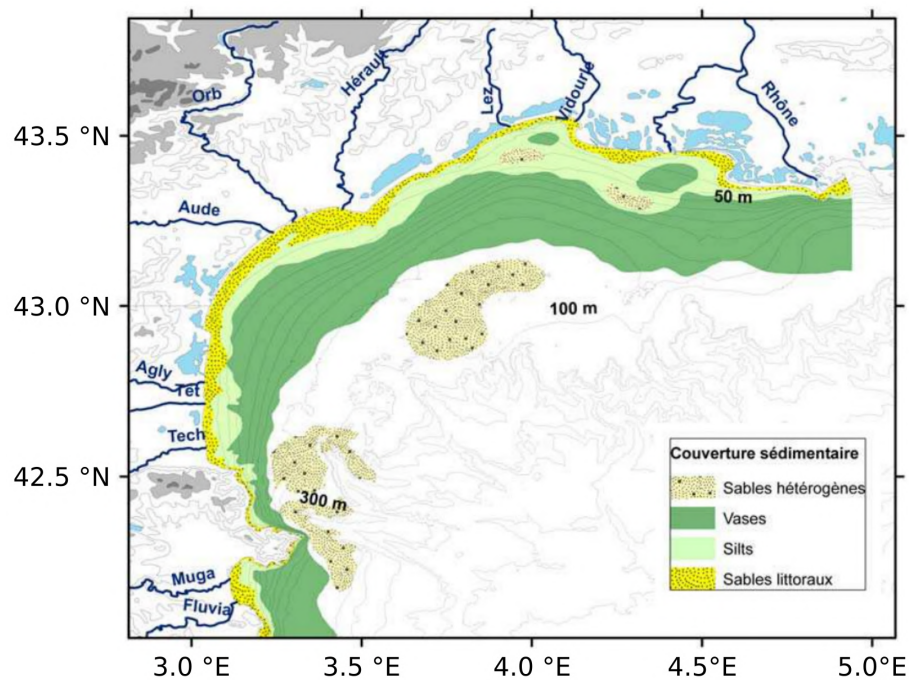


FIGURE 1.8 – Carte de la nature des fonds du GdL (Bourrin, 2007).

L'apport de matière particulaire sur le plateau n'est pas uniquement dû aux fleuves. Le GdL est en effet sous l'influence du CN qui peut influencer les masses d'eau côtières par le biais d'intrusions. D'après Lapouyade et Durrieu De Madron (2001), les concentrations

1.3. LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE SUR LE PLATEAU DU GOLFE DU LION

en matière en suspension (MES) dans ce courant peuvent atteindre des valeurs comprises entre 0.2 et 0.4 mg.L^{-1} . Selon la même étude, ces concentrations entraînent un flux de matière qui peut atteindre 184 kg.s^{-1} , ce qui est équivalent à plus de la moitié du flux hivernal de MES par le Rhône. D'autre part, la matière particulaire est aussi composée d'organismes planctoniques. [Durrieu de Madron et al. \(1999\)](#) ont estimé que la production primaire représentait un apport de $7.8 \pm 1.8 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$. Cet apport n'est pas négligeable au vu de celui des fleuves ($12.4 \pm 5.9 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$) estimé dans cette même étude. Les apports atmosphériques peuvent aussi s'ajouter au bilan mais toujours d'après cette étude, ils sont négligeables ($0.3 \pm 0.2 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$).

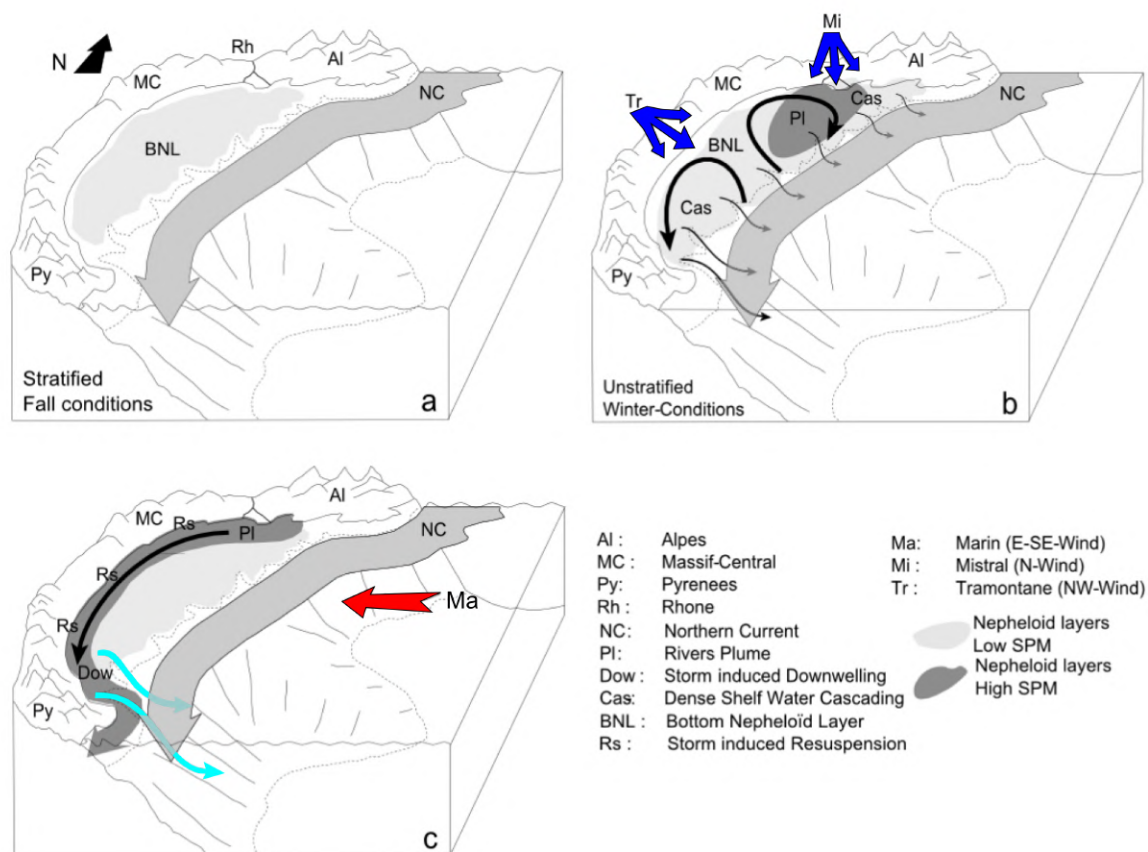


FIGURE 1.9 – Représentation schématique de la dynamique de la matière en suspension sur le GdL ([Many et al., 2016](#), tiré de [Palanques et al. \(2006\)](#)). (a) Période stratifiée et automne sans vents intenses. (b) Impact des vents de nord pendant les périodes mélangées et l'hiver. (c) Impact des vents de sud-est, les flèches en bleu ciel schématisent le cascading profond présent seulement durant l'hiver.

La dynamique hydrosédimentaire sur le plateau du GdL est régie par l'action des vagues et des courants sur les sédiments de fond et en suspension. [Palanques et al. \(2006\)](#) ont proposé une vue conceptuelle de la dynamique de la matière particulaire sur le plateau.

La figure 1.9 permet de schématiser l'impact des conditions de vents sur la dynamique sédimentaire. Lors d'épisodes de vent de nord, l'absence de vague et de courant côtier intense ne permet la mise en place que d'un faible flux de matière répartie, plus ou moins homogènement, sur l'ensemble du talus du plateau continental du GdL (Fig. 1.9 B). Lors de vent de SE, les vagues et le courant côtier provoquent la remise en suspension des sédiments. Ces derniers sont par la suite transportés vers le sud-ouest du plateau. En automne les eaux peu denses n'empruntent la tête des canyons qu'en surface ou continuent leur trajet le long de la côte vers le plateau catalan. En hiver, une grande partie continue en direction du plateau catalan mais les eaux plus denses entraînent les particules en suspension vers l'océan profond via les canyons sous marins (Fig. 1.9 C). Il s'avère que le talus du GdL est parmi ceux contenant le plus de canyons sous-marins au monde (Allen et Durrieu de Madron, 2009). De nombreuses études ont montré l'importance du canyon de LD et du CCC dans l'export de matière particulaire du plateau. Il y a en effet eu de nombreuses études réalisées sur ces canyons à partir d'observations (Canals et al., 2006; Palanques et al., 2006; Bourrin et al., 2008; Puig et al., 2008; Martín et al., 2013) mais aussi basées sur la modélisation (Ferré et al., 2008; Ulses et al., 2008b). Ulses et al. (2008b) ont notamment montré qu'entre le mois de novembre 2003 et mai 2004, 42% de la matière particulaire exportée l'a été via le canyon du CdC . Pour résumer, le Rhône représente l'entrée de sédiment sur le GdL tandis que le Cap de Creus en est la sortie. Le plateau continental du GdL est donc une région dans laquelle transite des sédiments issus d'un bassin versant anthropisé qui peut être à l'origine de l'apport de polluants dans l'environnement. La modélisation peut alors permettre d'évaluer la dynamique des particules apportées par les fleuves.

1.4 Objectif de cette thèse et importance de la modélisation

Des études ont montré que les polluants apportés par les fleuves (et principalement le Rhône) peuvent être piégés dans les sédiments (Radakovitch et al., 1999) mais aussi remis en suspension durant des périodes avec des états de la mer très énergétiques (Radakovitch et al., 2008). La dynamique de la matière sédimentaire est dictée par l'action combinée des vagues et des courants. Plus ceux-ci vont être importants, plus l'export de matière du plateau le sera aussi. Les fortes conditions de courant et de vagues sont le moteur de la remise en suspension et de l'export des sédiments. Il est donc important d'étudier la dynamique hydro-sédimentaire durant ces épisodes énergétiques afin de comprendre et anticiper le devenir de particules d'origine anthropique pouvant affecter les organismes marins et les êtres humains. Cependant les phénomènes majeurs de remise en suspension naissent de conditions extrêmes provoquées par les vents de sud-est. Ces mêmes vents sont à l'origine de hauteurs de vagues qui peuvent être supérieures à 7 m, ce qui rend la navigation difficile et la mise à l'eau d'instruments trop dangereuse pour les marins et les scientifiques à bord des navires. Par conséquent les observations sont restreintes temporellement et/ou spatialement.

C'est pourquoi l'utilisation de la modélisation est depuis plusieurs années un outil privilégié dans l'étude de ces processus liés à des conditions extrêmes. Plusieurs travaux se sont orientés vers l'étude de ces phénomènes à l'échelle du plateau du GdL. Durant leur thèse Ulses et al. (2005) et Dufois (2008) ont tous deux étudiés ces problématiques avec des outils différents pour la modélisation des courants (Symphonie et MARS 3D, respectivement) et des vagues (WW3 et SWAN, respectivement). Tous deux ont utilisé des modules sédimentaires pour simuler la dynamique sédimentaire avec des publications à la clef (Ulses et al., 2008b; Dufois et al., 2008). Dufois et al. (2014) ont proposé une étude utilisant le module d'IFREMER SiAM (Cugier et Le Hir, 2002), précurseur de MUSTANG (Le Hir et al., 2011), pour caractériser l'érosion des sédiments sur le prodelta du Rhône,

mais aussi sur le plateau continental du GdL, durant des tempêtes de l'hiver 2007-2008. Ils ont alors profité de la présence de la campagne SCOPE à proximité de l'embouchure du Rhône et d'observations satellites (MODIS-AQUA) pour valider leur modèle et ont par la suite utilisé la simulation pour étudier le transport à l'échelle du plateau. Cependant, ce modèle a nettement évolué depuis. En effet, [Le Hir et al. \(2011\)](#) ont proposé une nouvelle formulation de la dynamique du mélange des sédiments cohésifs et non cohésifs dans le nouveau module MUSTANG. Cette nouveauté est un point important de la modélisation des sédiments dans notre étude mais celle-ci se différencie aussi dans la modélisation hydrodynamique. Certains aspects peuvent être récapitulés ainsi :

- résolution horizontale de l'ordre de 350 m à l'embouchure du Rhône et inférieure à 500 m sur le plateau externe ;
- utilisation de 40 niveaux sigma sur la verticale (contre 25 pour [Ulses et al., 2008b](#)) ;
- modélisation couplée "*two-way*" des vagues et des courants. Cela permet de prendre en compte les interactions à haute résolution temporelle (4 minutes) ;
- les forçages atmosphériques sont utilisés à une résolution temporelle horaire ;
- l'estimation des apports solides par les fleuves profitent d'une toute nouvelle formulation développée par [Sadaoui et al. \(2016\)](#).

De plus, les travaux présentés dans ce manuscrit se sont focalisés entre l'automne 2010 et le printemps 2011. Durant cette période de nombreuses observations ont été réalisées avec principalement la campagne CASCADE (1er au 23 mars 2011). Cette campagne océanographique multi-plateforme a permis de déployer sur des épisodes de tempêtes des mouillages fixes, des CTD mais aussi un glider. Ce qui a permis de mesurer à la fois les caractéristiques thermohalines, hydrodynamiques mais aussi sédimentaires des masses d'eau du plateau du GdL mais aussi du canyon du CdC. La disponibilité d'autant de mesures provenant d'autant d'instruments différents est une chance pour la validation de nos modèles.

Le travail effectué durant cette thèse a donc eu pour but de mettre en place un outil numérique permettant d'étudier la dynamique hydrosédimentaire durant des périodes à

fortes occurrences de conditions atmosphériques et océaniques propices à l'érosion et au transport des sédiments.

Ce manuscrit de thèse a été séparé en trois parties distinctes. La première présente les modèles et les observations utilisées durant ces travaux. La suite est constituée de deux chapitres de résultats : un premier focalisé sur la modélisation des conditions hydrodynamiques et un deuxième porté sur l'étude de la dynamique sédimentaire. Chacun d'eux est constitué d'une première partie présentant les résultats de tests de sensibilité et du travail de calibration qui a été fait. En effet, l'objectif de cette thèse est de réaliser des simulations réalistes. C'est pourquoi un gros travail de calibration a été effectué. Celui-ci, long, et difficilement valorisable permet cependant de simuler la dynamique hydro-sédimentaire avec une fiabilité accrue. En conséquent un premier article a été écrit sur l'étude des courants intenses induits par les vents durant l'hiver 2010-2011 sur le plateau du Golfe du Lion et des temps de résidence associés. Celui-ci a été soumis à la revue *Continental Shelf Research* et constitue le chapitre 3.2 de ce manuscrit. La qualité de la simulation hydrodynamique obtenue a permis ensuite de réaliser la modélisation du transport sédimentaire non seulement avec un caractère qualitatif mais également quantitatif pour produire une évaluation du bilan sédimentaire du Golfe du Lion. Celle-ci est présentée dans le chapitre [4.2](#).

CHAPITRE 2

Matériels et méthodes

Plan du chapitre

2.1	Modélisation de l'hydrodynamique : le modèle SYMPHONIE	26
2.1.1	Les équations du modèle	26
2.1.2	La turbulence	28
2.1.3	Grille numérique et schémas de discrétisation	30
2.1.4	Conditions de surface et de fond	31
2.2	Modélisation de l'interaction courant-vague	36
2.2.1	Modification des équations de l'hydrodynamique	36
2.2.2	Couplage de SYMPHONIE et WW3 avec le coupleur OASIS	40
2.3	Modélisation de la dynamique sédimentaire	40
2.3.1	Le module MUSTANG	41
2.3.2	Forçages du modèle sédimentaire	47
2.4	Observations	49
2.4.1	Plateau	51
2.4.2	Canyon du Cap de Creus	53

L'objectif de cette thèse est d'étudier l'hydrodynamique côtière impliquée dans le transport de sédiment dans le nord ouest de la Méditerranée et plus précisément sur le plateau du Golfe du Lion. Plusieurs modèles (ou modules) ont été utilisés dans cet objectif. La circulation océanique a été modélisée grâce au modèle SYMPHONIE. Celui-ci a été couplé au modèle de génération et de propagation des vagues WW3. L'utilisation de ce nouveau couplage a permis de modéliser la dynamique sédimentaire grâce à l'association avec le module MUSTANG. Dans cette partie, chacun des trois modèles est présenté.

2.1 Modélisation de l'hydrodynamique : le modèle SYMPHONIE

2.1.1 Les équations du modèle

SYMPHONIE est un modèle aux équations primitives tridimensionnelles et à surface libre développé au Laboratoire d'Aérodynamique ([Marsaleix et al., 2008, 2009, 2012](#)). Le modèle calcule les équations de Navier Stokes faisant les approximations de Boussinesq et d'équilibre hydrostatique. Le modèle SYMPHONIE est finalement basé sur un système d'équations fermé respectant la conservation du volume et du mouvement. En coordonnées cartésiennes, les composantes de la vitesse sont données par :

— L'équation de continuité :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.1)$$

— Les équations de la dynamique en x et y :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial x} + \frac{\partial vu}{\partial y} + \frac{\partial wu}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \Delta^2 u + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vv}{\partial y} + \frac{\partial wv}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \Delta^2 v + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2.3)$$

Où f est le paramètre de Coriolis, ρ_0 est la masse volumique de l'eau de mer, constante. ν est la viscosité cinématique et Δ^2 un opérateur bilaplacien horizontal. K_m est le coefficient de viscosité turbulente et p la pression. La divergence du courant moyenné (\bar{u}, \bar{v}) sur la verticale permet d'obtenir l'équation de l'élévation de surface (η), avec H la hauteur totale de la colonne d'eau définie comme la somme de la hauteur d'eau au repos et de l'élévation de surface :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (H\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y} (H\bar{v}) = 0 \quad (2.4)$$

Cela permet alors de calculer la pression grâce à l'hypothèse hydrostatique :

$$p(z) = \int_z^\eta g \rho dz \quad (2.5)$$

Avec $g=9.81 \text{ m.s}^{-2}$, l'accélération de la gravité, et ρ la masse volumique. L'équation de conservation de la masse permet de définir les deux équations régissant la température (T) et la salinité (S) :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial vT}{\partial y} + \frac{\partial wT}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I_s}{\partial z} + \frac{\partial F_x^T}{\partial x} + \frac{\partial F_y^T}{\partial y} \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial vS}{\partial y} + \frac{\partial wS}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial S}{\partial z} \right) + \frac{\partial F_x^S}{\partial x} + \frac{\partial F_y^S}{\partial y} \quad (2.7)$$

Où I_s est le forçage radiatif solaire et $F_{(x,y)}^{(T,S)}$ les flux diffusif QUICK, pour la température (T) et la salinité (S). Les variables T,S et p sont alors impliquées dans l'équation d'état non-linéaire qui permet de calculer la masse volumique [Jackett et al. \(2006\)](#).

2.1.2 La turbulence

L'utilisation de schémas de fermeture de la turbulence est nécessaire afin de calculer la valeur des coefficients de viscosité turbulente (K_h et K_m). Durant cette thèse le schéma de fermeture de la turbulence utilisée est de type $K - \epsilon$ (Michaud et al., 2012). Le coefficient de diffusivité turbulente, K_h , est défini ainsi :

$$K_h = \sqrt{2E_k} l_k S_h \quad (2.8)$$

Tandis que le coefficient relatif à la viscosité turbulente verticale est définie par la formule suivante :

$$K_m = \sqrt{2E_k} l_k S_m \quad (2.9)$$

Dans les équations de ces deux coefficients, l_k est la longueur de mélange turbulent qui est dépendante de E_k (énergie cinétique turbulente). Le paramètre l_k est alors formulé ainsi :

$$l_k = c_0^3 E_k^{\frac{3}{2}} \epsilon^{-1} \quad (2.10)$$

Où $c_0 = 0.5544$ et ϵ est le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente.

Il reste deux paramètres dans les équations 2.8 et 2.9 : S_h et S_m (respectivement) qui font référence aux fonctions de stabilité de Kantha et Clayson (1994). Ces fonctions sont dépendantes de la fréquence de Brunt Väisala mais aussi de E_k et de ϵ pour lesquels Burchard et Bolding (2001) ont établi les équations suivantes :

$$\frac{dE_k}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial E_k}{\partial z}) + P + B - \epsilon \quad (2.11)$$

$$\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} (\frac{K_m}{\sigma_k} \frac{\partial E_k}{\partial z}) + \frac{\epsilon}{E_k} (c_1 P + c_3 B - c_2 \epsilon) \quad (2.12)$$

Dans ces équations $c_1 = 1.44$, $c_2 = 1.92$ et $c_3 = 1$ si $B \geq 0$ et $c_3 = -0.52$ sinon. Il y a aussi, $\sigma_k = 1.3$ et P et B qui sont les termes de production et de flottabilité (respectivement) :

$$P = K_m \left[\left(\frac{\partial \hat{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \hat{v}}{\partial z} \right)^2 \right] \quad (2.13)$$

$$B = \frac{g}{\rho} K_h \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (2.14)$$

Conditions aux frontières pour E_k : En surface, les flux (F) sont prescrits selon la formule suivante (Craig et Banner, 1994) : $F = 100 \left(\frac{\tau}{\rho} \right)^{1.5}$ où τ est le stress dû au vent calculé par les formules bulks ou bien prescrit par le modèle WW3, dans le cas du couplage, *via* le terme ϕ_{oc} . Au fond, la formule utilisée est celle définissant l'équilibre entre la production et la dissipation de l'énergie :

$$E_{k_{z=-h}} = \frac{||\tau_{bot}||}{\rho \sqrt{2^{0.5} c_0^3 S_m}} \quad (2.15)$$

Conditions aux frontières pour ϵ : Les conditions de surface et de fond pour ϵ sont obtenues à partir de la longueur de mélange, elle même dépendante de l'énergie cinétique turbulente (eq. 2.10). Autrement dit :

$$\epsilon = c_0^3 k^{\frac{3}{2}} l^{-1} \quad (2.16)$$

La condition est calculée au premier niveau au-dessous de la surface ou au-dessus du fond. La longueur de mélange à la surface est donnée par un équilibre entre l'énergie cinétique et la fréquence de Brunt-Väisälä :

$$l = \frac{(2k)^{\frac{1}{2}}}{N} \quad (2.17)$$

2.1.3 Grille numérique et schémas de discrétisation

Afin d'effectuer les calculs numériques, le domaine est discrétisé spatialement sur une grille de type Arakawa-C (Arakawa et Suarez, 1983, Fig. 2.1). Ce maillage se caractérise par le calcul des variables scalaires, comme la température et la salinité au point central (T) tandis que les variables vectorielles (U,V et W) sont calculées en bord de maille, au point portant leur nom sur la figure 2.1A. La grille utilisée dans ces travaux (Fig. 2.1) a la particularité d'avoir des coordonnées curvilignes sur l'horizontale (Bentsen et al., 1999). Cette caractéristique permet d'avoir une haute résolution sur le plateau du Golfe du Lion (250 à 500 m) et d'éloigner les frontières tout en limitant les coûts de calcul grâce à la diminution de la résolution (7 ou 12 km selon les axes). Sur la verticale les coordonnées utilisées sont des coordonnées sigma généralisées (Fig. 2.1B). Ces coordonnées ont le double avantage d'empêcher les sauts de niveau au fond en s'adaptant à la bathymétrie tout en conservant une résolution importante en surface.

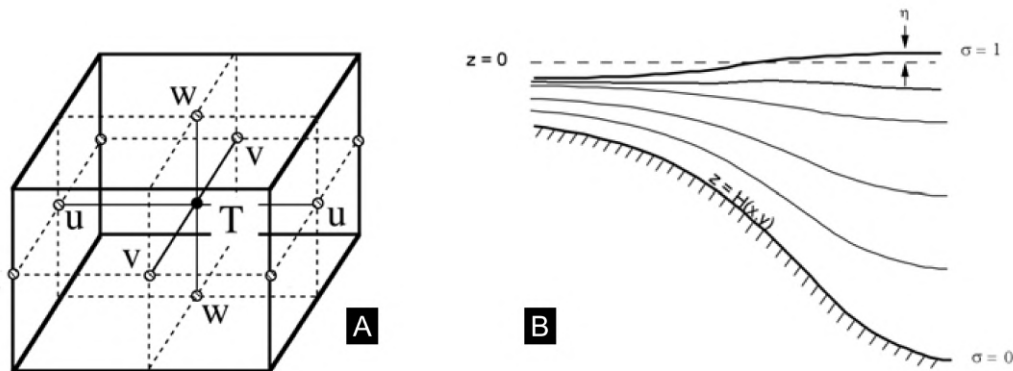


FIGURE 2.1 – Représentation graphique de la grille Arakawa-C (A) et du système de coordonnées σ (B).

Deux schémas spatiaux différents sont utilisés. Les variables scalaires (température et salinité) sont calculées selon un schéma d'advection-diffusion centré/upwind d'ordre 3. Les variables vectorielles (courants) suivent quant à elle un schéma centré d'ordre 4. Temporellement, le schéma numérique employé est de type "Leap-frog". Celui-ci est détaillé dans les travaux de Marsaleix et al. (2012).

2.1.4 Conditions de surface et de fond

Dans l'objectif d'effectuer des simulations réalistes de la dynamique océanique de bassin ouest méditerranéen, il est primordial d'avoir des conditions aux frontières de qualité.

2.1.4.1 Surface libre

La surface libre constitue l'interface entre l'océan et l'atmosphère. Les conditions atmosphériques sont primordiales dans la dynamique de l'océan, cette frontière est donc très importante pour la réalisation de simulations numériques réalistes. Ces conditions atmosphériques sont fournies par le centre européen ECMWF. Celui-ci utilise des observations afin de constituer des réanalyses de modèles. Les champs utilisés sont constitués des analyses (00h et 12h) ainsi que des prévisions à échéance horaire provenant de ces analyses.

Pour le modèle SYMPHONIE, la tension du vent représente la source d'énergie cinétique. Cette tension joue un rôle dans les conditions de surface :

$$\rho_0 K_m \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_{s,x}, \tau_{s,y}) \quad (2.18)$$

Où τ_{sx} et τ_{sy} sont les tensions de vent calculées part les formules bulks.

Les forçages atmosphériques fournissent aussi un ensemble de flux permettant de d'estimer les flux de chaleur :

$$K_m \frac{\partial T}{\partial z} = Q_l + Q_c + Q_s + Q_e \quad (2.19)$$

Dans cette équation : Q_s et Q_e sont les flux de chaleur sensible et latente, Q_c et Q_l sont les flux radiatifs pour les courtes et grandes longueurs d'ondes.

Concernant le flux de sel, celui-ci est nul à la surface. La salinité de surface est quant à elle dépendante du bilan d'eau douce à la surface. Ce dernier est estimé à partir de la

condition limite de surface appliquée à la vitesse verticale W_{surf} :

$$W_{surf} = -\left(\frac{Q_e}{\rho L_v}\right) + Pr \quad (2.20)$$

Où Pr correspond aux précipitations.

Les forçages atmosphériques ne fournissent pas les tensions de fond et les différents flux cités plus haut. Ceux-ci sont calculés dans le modèle SYMPHONIE via les formules bulks. Celles-ci s'appuient sur la théorie de Monin-Obukhov (Foken, 2006) pour établir les flux turbulents à l'interface air-mer grâce aux variables atmosphériques et océaniques de surface. Les tensions de surface sont définies ainsi :

$$\tau_s = -\rho_a u_*^2 \quad (2.21)$$

Et les flux de chaleur sensible et latente sont calculés ainsi :

$$Q_s = -\rho_a C_{pa} u_* \Theta_* \quad (2.22)$$

$$Q_e = -\rho_a L_v u_* q_* \quad (2.23)$$

Dans ces équations, les termes u_* , Θ_* et q_* sont des échelles caractéristiques des fluctuations de la turbulence. Ce sont ces paramètres qui sont estimés par la paramétrisation bulk. Selon ce principe, les échelles caractéristiques prennent la forme générale suivante :

$$u_* = \frac{\Delta U}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_u(\zeta)} \quad (2.24)$$

$$\theta_* = \frac{\kappa \Delta \theta}{\ln\left(\frac{z}{z_\theta}\right) - \Psi_\theta(\zeta)} \quad (2.25)$$

$$q_* = \frac{\kappa \Delta q}{\ln\left(\frac{z}{z_q}\right) - \Psi_q(\zeta)} \quad (2.26)$$

Dans ces équations, ΔU est la différence entre le vent à une altitude de référence z (généralement 10 m) et le courant de surface. Δq et $\Delta\theta$ sont les différences d'humidité et de température potentielle entre l'altitude de référence (z) et la surface. Finalement, chaque paramètre est dépendant des longueurs de rugosité et des fonctions de stabilité qui lui sont relatives : z_0 et Ψ_u pour le stress ; z_θ et Ψ_θ pour la chaleur sensible ; z_q et Ψ_q pour la chaleur latente.

Il existe différentes formules bulks dans la littérature qui se différencient, entre autre, par leur fermeture empirique et leur fonction de stabilité. Les fermetures peuvent être soit sur la longueur de rugosité, soit sur les coefficients de transfert. Quoiqu'il en soit, étant empiriquement estimées, les observations utilisées vont automatiquement influencer leur formulation. Différentes formules ont été testées dans ce modèle. [Seyfried et al. \(2017\)](#) ont montré l'importance de différentes formulations dans la dynamique océanique de l'ouest de la Méditerranée. Dans notre étude trois différentes formules sont testées. Une appelée Core ([Large et Yeager, 2004](#)), une autre Moon ([Moon et al., 2007](#)) et finalement Coare ([Fairall et al., 2003](#)). Contrairement aux deux autres, la paramétrisation Moon a été faite à partir d'un modèle couplé vague-atmosphère. Les deux autres ont été réalisées avec des observations. Les comparaisons de l'influence de chacune de ces paramétrisations sur les simulations sont présentées dans la section 3.

2.1.4.2 Frontières latérales

Les conditions aux frontières latérales sont décrites dans [Marsaleix et al. \(2006\)](#). Elles se distinguent en deux cas : les frontières ouvertes et fermées. Dans le cas des frontières fermées (présence de terre), les variables sont annulées. En revanche, dans les conditions de frontières ouvertes, il est important de permettre un échange pour conserver le réalisme de la simulation. Dans cet objectif, des conditions calculées par un modèle de plus grande échelle sont utilisées. Les variables scalaires de température et de salinité sont advectées, aux limites ouvertes, selon un schéma hybride constitué d'un schéma upstream et d'un schéma centré. Pour le transport tangent aux frontières, une condition de Neumann est

appliquée :

$$\frac{\partial H(\bar{v} - \bar{v}_f)}{\partial x} = 0 \text{ en } x = 0 \text{ et } x = x_m \quad (2.27)$$

Une condition de type Flather est appliquée à l'élévation de surface pour les conditions qui concernent le courant barotrope :

$$\begin{cases} \eta - \eta_f = -\sqrt{\frac{H}{g}}(\bar{u} - \bar{u}_f) \text{ en } x = 0 \\ \eta - \eta_f = \sqrt{\frac{H}{g}}(\bar{u} - \bar{u}_f) \text{ en } x = x_m \end{cases} \quad (2.28)$$

Pour le courant barocline, une condition radiative de type Sommerfeld est utilisée sur la différence des variables du modèle forcé (ϕ) et celles du modèle forçant (ϕ_f) :

$$\begin{cases} \frac{\partial(\phi - \phi_f)}{\partial t} + C_c \frac{\partial(\phi - \phi_f)}{\partial x} = 0 \text{ en } x = 0 \\ \frac{\partial(\phi - \phi_f)}{\partial t} - C_c \frac{\partial(\phi - \phi_f)}{\partial x} = 0 \text{ en } x = x_m \end{cases} \quad (2.29)$$

C_c est la vitesse de phase des ondes baroclines.

Il existe aussi des termes de rappel ajoutés aux équations de conservation. Ceux-ci ont la forme suivant :

$$e^{-\frac{x}{d}} \frac{\phi_f - \phi}{\tau_r} \quad (2.30)$$

Dans cette équation ϕ est la vitesse, d une distance de décroissance de l'exponentielle choisie par l'utilisateur en fonction de la zone tampon décidée. τ_r est le temps de rappel, lui aussi défini par l'utilisateur.

Dans cette thèse, différentes simulations ont été utilisées. De manière classique, les champs grandes échelles sont fournis par le centre opérationnel Mercator Océan. Mais dans la section 3 des résultats de simulation avec d'autres conditions aux frontières sont présentés.

2.1.4.3 Fleuves

Les embouchures des fleuves sont positionnées au point de maille le plus proche de la position réelle. Dans cette thèse 11 fleuves ont été utilisés. Parmi eux, les débits du Rhône ont été répartis sur deux points de grille. À chacune des embouchures, la salinité est fixée à 0 tandis que la température varie selon un cycle annuel. Les débits utilisés sont des moyennes journalières fournies par la banque hydro et permettent de calculer les vitesses horizontales selon la relation suivante :

$$u = \frac{D}{Lh_c} \quad (2.31)$$

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

2.1.4.4 Fond

Les courants au fond du domaine engendrent, par frottement, des pertes d'énergie cinétique turbulente. Cette perte est dépendante des tensions de fond définies ainsi :

$$\vec{\tau}_c = \rho_0 C_d ||\vec{V}_b||\vec{V}_b = \rho_0 u_*^2 \quad (2.32)$$

Ces tensions de fond (τ_c) dépendent des vitesses de fond (\vec{V}_b), de la friction de fond (u_*) mais aussi d'un coefficient de traînée C_D :

$$C_D = \left(\frac{\kappa}{\log\left(\frac{z_1}{z_0}\right)}\right)^2 \quad (2.33)$$

Ce coefficient dépend de la rugosité de fond (z_0), de la hauteur d'eau prise en compte (z_1 = hauteur du premier niveau du modèle) et de la constante de von karman ($\kappa = 0.41$).

Finalement, dans cette couche de fond, les flux turbulents de chaleur et de salinité sont annulés.

2.2 Modélisation de l'interaction courant-vague

2.2.1 Modification des équations de l'hydrodynamique

Les vagues jouent un rôle primordial dans la structure tridimensionnelle des courants. [Michaud et al. \(2012\)](#) a présenté l'implémentation du forçage par les vagues dans le modèle de circulation SYMPHONIE. Ainsi les équations du moment (2.2, 2.3) peuvent être réécrites ainsi :

$$\frac{\partial \hat{u}}{\partial t} + \frac{\partial u \hat{u}}{\partial x} + \frac{\partial v \hat{u}}{\partial y} + \frac{\partial w \hat{u}}{\partial z} - f(\hat{v} + V_s) = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \left(\frac{\partial \hat{u}}{\partial x} U_s + \frac{\partial \hat{v}}{\partial x} V_s \right) - \frac{\partial J}{\partial x} + \nu \Delta^2 \hat{u} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial \hat{u}}{\partial z} \right) \quad (2.34)$$

$$\frac{\partial \hat{v}}{\partial t} + \frac{\partial u \hat{v}}{\partial x} + \frac{\partial v \hat{v}}{\partial y} + \frac{\partial w \hat{v}}{\partial z} + f(\hat{u} - U_s) = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \left(\frac{\partial \hat{u}}{\partial y} U_s + \frac{\partial \hat{v}}{\partial y} V_s \right) - \frac{\partial J}{\partial y} + \nu \Delta^2 \hat{v} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial \hat{v}}{\partial z} \right) \quad (2.35)$$

Où $(\hat{u}, \hat{v}, \hat{w})$ sont les vitesses quasi-eulériennes telles que :

$$(\hat{u}, \hat{v}, \hat{w}) = (u, v, w) - (U_s, V_s, W_s) \quad (2.36)$$

Dans ces formulations, $w = \hat{w} + W_s$, afin de s'affranchir du calcul de la valeur de W_s . fV_s et fU_s sont les composantes de la force de Stokes Coriolis, $\frac{\partial J}{\partial x}$ et $\frac{\partial J}{\partial y}$ sont les termes de surpression dynamique qui est la variation de pression induite par la houle. Ensuite, $\nu \Delta^2 \hat{u}$ et $\nu \Delta^2 \hat{v}$ constituent les forces de mélange et de dissipation avec la prise en compte des vagues. La force de dissipation prend en compte la dissipation par déferlement, sur le fond et par interaction avec la turbulence.

2.2.1.1 Modification des tensions de surface

En conséquent, les conditions aux limites se trouvent aussi modifiées par l'ajout des vagues. En surface les tensions du vent vont engendrer un flux de moment de l'atmosphère vers l'océan qui va être séparé en 2 composantes :

- τ_{aw} qui est le transfert entre l'atmosphère et les vagues
- τ_{wo} qui est le transfert entre les vagues et l'océan

Ainsi les conditions aux limites en surface deviennent :

$$K_m \frac{\partial \hat{u}}{\partial z} \Big|_{z=\hat{\eta}} = \tau_{s,x} - \tau_{aw,x} + \tau_{wo,surf,x} \quad (2.37)$$

$$K_m \frac{\partial \hat{v}}{\partial z} \Big|_{z=\hat{\eta}} = \tau_{s,y} - \tau_{aw,y} + \tau_{wo,surf,y} \quad (2.38)$$

$$\tau_{wo} = \tau_{wo,surf} + \tau_{wo,fond} \quad (2.39)$$

Au fond de la colonne d'eau, les interactions dues au frottement des vagues induisent l'implication d'un vecteur de dissipation : τ_{wob} . Cette tension due aux vagues, et additionnée à la tension due au courant seul, est définie ainsi :

$$\vec{\tau}_{wob} = \frac{\epsilon^{wd} \vec{k}}{\sigma} \quad (2.40)$$

Avec \vec{k} le nombre d'onde et σ la pulsation des vagues. ϵ^{wd} est alors un paramètre qui est calculé d'après [Reniers \(2004\)](#) par la formule suivante :

$$\epsilon^{wd} = \frac{1}{2\sqrt{\pi}} \rho f_e |\vec{u}_{orb}|^3 \quad (2.41)$$

Dans cette formulation ϵ^{wd} est dépendant de la vitesse orbitale près du fond induite par les vagues : $|\vec{u}_{orb}| = \frac{\sigma H_s}{\sqrt{8} \sinh(kD)}$ La formulation de ϵ^{wd} est aussi dépendante d'un facteur de dissipation de l'énergie : f_e . Ce terme est lié à la tension de frottement des vagues

(f_w) et ils sont considérés comme étant égaux dans notre cas. Ainsi, tout comme l'ont fait [Uchiyama et al. \(2010\)](#), seule la tension de friction des vagues est prise en compte. Celle-ci est calculée selon la formule tirée des travaux de [Myrhaug et al. \(2001\)](#) :

$$\begin{aligned}
 f_w &= 18 \left(\frac{a_{bw}}{z_0} \right)^{-1} \text{ si } \frac{a_{bw}}{z_0} < 200 \\
 f_w &= 1.39 \left(\frac{a_{bw}}{z_0} \right)^{-0.52} \text{ si } 200 < \frac{a_{bw}}{z_0} < 11000 \\
 f_w &= 0.112 \left(\frac{a_{bw}}{z_0} \right)^{-0.25} \text{ si } 11000 < \frac{a_{bw}}{z_0}
 \end{aligned} \tag{2.42}$$

avec $a_{bw} = \frac{|u_{orb}|T}{2\pi}$, appelé demi-excursion orbitale au fond.

2.2.1.2 Modification de la turbulence

Les vagues sont aussi un important moteur du mélange turbulent en surface et au fond. Il est donc important de définir quelles sont les influences des vagues sur ces deux compartiments.

En surface, l'énergie cinétique turbulente doit maintenant prendre en compte l'effet de dissipation des vagues (F_z). Avec $F_z = \phi_{oc}$ en surface et $F_z = K_z \frac{\partial E_k}{\partial z}$

Le flux d'énergie cinétique en surface est défini par [Craig et Banner \(1994\)](#) par l'équation suivante :

$$F_z = 100 \left(\frac{\tau}{\rho} \right)^{1.5} \tag{2.43}$$

Avec $\tau = \phi_{oc}$ fourni par le modèle WW3. U^* est la vitesse de friction du vent qui est dépendante des tensions de ce dernier. Le ϕ_{oc} est réparti sur la couche de surface dont l'épaisseur est $0.64 * H_{sw}$ (H_{sw} fourni par WW3) et à l'intérieur de laquelle le profil de distribution est linéaire.

Il est finalement indispensable de prendre en compte l'augmentation du cisaillement au fond induit par les vagues. Ainsi la tension de fond τ_c défini dans l'équation [2.32](#) devient :

$$\overrightarrow{\tau}_{bot} = \overrightarrow{\tau}_c [1 + 1.2 \left(\frac{|\tau_w|}{|\tau_w| + |\overrightarrow{\tau}_c|} \right)^{3.2}] \quad (2.44)$$

avec la tension des vagues (τ_w) :

$$|\tau_w| = 0.5 f_w |\overrightarrow{u}_{orb}|^2 \quad (2.45)$$

Cette prise en compte de la tension est primordiale car elle joue un rôle considérable dans la dynamique sédimentaire.

2.2.1.3 Le modèle WW3

Comme il a déjà été mentionné, le modèle utilisé pour calculer la dispersion et la propagation des vagues est le modèle WW3 dans la version 5.08 (Tolman et others, 2009; Ardhuin et al., 2008). Le modèle WW3 a été testé et approuvé de nombreuses fois dans différentes régions du monde. Plusieurs études ont montré ses capacités à reproduire l'état de la mer en méditerranée (Ardhuin et al., 2008; Ulses et al., 2008a; Michaud et al., 2012, 2013). Ce modèle résout l'équation de conservation de la densité de l'action, avec pour formulation sphérique :

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_\lambda N}{\partial x} + \frac{\partial c_\Phi N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad (2.46)$$

Dans le membre de gauche de cette équation, c_λ et c_Φ sont les deux composantes de la vitesse de propagation de l'énergie des vagues et c_σ et c_θ sont les composantes de la vitesse de propagation dans l'espace spectral. Le membre de droite est composé de la relation de dispersion, $\sigma = \sqrt{gk \tanh kd}$, et du terme source, $S_{tot} = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br}$ qui représente la somme des termes de dissipation et redistribution d'énergie pour : la croissance due au vent (S_{in}), les interactions non-linéaires entre les vagues (S_{nl3} et S_{nl4}), la dissipation par interaction avec le fond ($S_{ds,b}$) par moutonnement ($S_{ds,w}$) et par déferlement bathymétrique ($S_{ds,br}$).

Pour les travaux de cette thèse, la grille utilisée pour les vagues est similaire à celle utilisée pour les courants. Afin de diminuer le coût de calcul du système couplé, la grille de WW3 a été dégradée d'un point sur deux dans les deux directions. Les frontières de la grille sont assez éloignées de la zone d'étude ce qui permet de s'affranchir des champs de forçage aux frontières. L'état initial des vagues n'a pas été prescrit car la durée du spinup des vagues est considérablement inférieure à celle du modèle de courant.

2.2.2 Couplage de SYMPHONIE et WW3 avec le coupleur OASIS

Les différents apports des vagues dans le modèle ont été présentés. Les précédentes études utilisant une configuration utilisant SYMPHONIE et WW3 ont effectué les échanges des variables en offline (*i.e.* qui n'effectuent pas les calculs en même temps). Dans cette étude, le coupleur OASIS, développé au CERFACS, à Toulouse, a été utilisé (Craig et al., 2017). Son utilisation permet d'échanger de nombreuses variables à haute fréquence temporelle, sans s'encombrer de fichier de sortie des modèles.

Les champs de vagues et de courants sont envoyés toutes les 4 minutes par OASIS aux modèles. Ces champs ne sont pas des instantanés mais des moyennes sur cette fenêtre temporelle. Étant donné que les grilles de SYMPHONIE et de WW3 ne sont pas identiques, les champs réceptionnés par OASIS sont interpolés suivant une loi bilinéaire avant d'être envoyés aux modèles concernés.

2.3 Modélisation de la dynamique sédimentaire

L'intérêt de l'utilisation d'un système couplé vagues-courants réside dans l'importance de la représentation du cisaillement vertical du courant afin de représenter les tensions de fond. Ce sont ces contraintes à l'interface entre l'eau et le sédiment qui vont activer le processus d'érosion. Dans le cadre de la modélisation, cet aspect est piloté par le module sédimentaire appelé MUSTANG (Le Hir et al., 2011).

2.3.1 Le module MUSTANG

La dynamique sédimentaire est dépendante de la combinaison de plusieurs processus. Dans un premier temps, l'érosion, permise par des contraintes de fond suffisamment élevées, est la source de matière dans la colonne d'eau. Par la suite, l'advection est le moteur du transport de la matière sur le domaine modélisé. Dans le même temps, les vitesses de chute (w_s) impactent le temps de résidence dans l'eau des particules. Finalement, le processus de dépôt est primordial dans l'agencement des particules dans le compartiment sédimentaire et donc dans la disponibilité à l'érosion des sédiments.

Le système couplé joue un rôle primordial dans le processus d'érosion car il génère les tensions de fond. Mais le module MUSTANG a lui aussi son importance dans le mécanisme d'érosion car c'est lui qui fournit la quantité de matière remise en suspension en fonction de la nature sédimentaire et des tensions reçues. Dans le même temps, MUSTANG a pour fonction d'orchestrer le dépôt de la matière en fonction de la taille des particules disponibles pour ce processus.

Techniquement, MUSTANG est inséré dans le modèle SYMPHONIE comme une routine supplémentaire. De ce fait, il est possible d'utiliser les fonctionnalités du module sédimentaire en offline. Cette particularité permet d'effectuer de nombreuses simulations de la dynamique sédimentaire avec des faibles coûts de calcul car les conditions hydrodynamiques n'ont pas besoin d'être rejouées. En contrepartie est qu'il faut disposer d'un espace de stockage suffisant pour conserver la dynamique 3D avec une fréquence assez importante pour représenter les événements intenses généralement brefs. Dans l'objectif de conserver le plus d'informations durant ces moments clefs, les sorties du modèle hydrodynamique ont été stockées à un pas de temps irrégulier. Ainsi, lors des périodes propices à l'érosion des sédiments des moyennes toutes les 3 heures ont été réalisées tandis qu'elles ont été faites toutes les 12 heures en dehors.

2.3.1.1 Erosion

Tensions de fond

L'érosion des particules stockées dans le compartiment sédimentaire est dépendante des tensions de fond induites par l'action combinée des vagues et des courants. Les travaux de Soulsby (1997) ont permis de prendre en compte les interactions non linéaires entre le courant et les vagues sous la forme d'une contrainte moyenne définie par l'équation 2.44.

L'érosion quant à elle dépend de la contrainte de fond maximale sur le cycle de vague (τ_{bot}) donnée par la formule suivante :

$$\tau_{bot} = [(\tau_m + \tau_w |\cos \phi|)^2 + (\tau_w \sin \phi)^2]^{\frac{1}{2}} \quad (2.47)$$

Dans cette équation ϕ est l'angle entre la direction des vagues et la direction du courant.

Loi d'érosion

La contrainte maximale de fond est comparée à une tension critique (τ_{cr}) pour définir s'il y a déclenchement du processus d'érosion ou pas. Une fois que celui-ci est actif, les sédiments s'érodent selon un certain flux. La loi de Parthenadies-Ariathurai est utilisée pour définir le flux d'érosion. Cette loi spécifie le flux d'érosion lorsque $\tau_{bot} > \tau_{cr}$:

$$E = E_0 \left(\frac{\tau_{bot}}{\tau_{cr}} - 1 \right)^n \quad (2.48)$$

Le flux d'érosion est dépendant d'une constante n , fixée à 1 dans cette étude, d'une tension critique d'érosion τ_{cr} et du paramètre E_0 qui est une constante d'érodabilité. La tension critique d'érosion est une valeur seuil qui, tout comme le paramètre d'érodabilité, est définie par l'utilisateur. τ_{cr} et E_0 vont tous deux dépendre de la constitution des sédiments. Pour la modélisation des flux sédimentaires, MUSTANG considère trois situations différentes : soit le sédiment est de type cohésif, soit il est de type non-cohésif, soit il est mixte (transition entre les deux précédents régimes). La différenciation de chacun de

ces modes se fait en comparant la fraction de vase à deux valeurs critiques : f_{mudcr1} et f_{mudcr2} .

- Si $f_m < f_{mudcr1}$: sédiment non cohésif

Si la fraction de vase dans la couche de sédiment répond à cette condition, la totalité du sédiment suivra une érosion correspondant à celle d'un sédiment non cohésif. Dans ce cas, la tension critique d'érosion de l'équation 2.48 est définie pour chaque classe par :

$$\tau_{cr,s} = \max\left(\frac{\sum_{j=1}^2(p_{sj}\tau_{cr,sj})}{\sum_{j=1}^2(p_{sj})}, \tau_{cr,s2}\right) \quad (2.49)$$

où les paramètres $\tau_{cr,s1}$ et $\tau_{cr,s2}$ sont définies selon les travaux de Soulsby (1997) :

$$\tau_{cr,sj} = \theta_{cr,sj}(\rho_s - \rho_w)gd_{sj} \quad (2.50)$$

Dans cette équation, la densité de l'eau, du sable et l'accélération de la pesanteur sont des constantes avec (respectivement) : $\rho_w = 1025 \text{ kg.m}^{-3}$, $\rho_s = 2600 \text{ kg.m}^{-3}$ et $g=9.81 \text{ m.s}^{-2}$. Le paramètre de Shields ($\theta_{cr,sj}$) est défini ainsi :

$$\theta_{cr,sj} = \frac{0.3}{1 + 1.2d_{*,sj}} + 0.055(1 - e^{-0.02d_{*,sj}}), \text{ avec } d_{*,sj} = d_{sj}\left[\frac{(\rho_s - 1)g}{\rho_w \mu^2}\right]^{\frac{1}{3}} \quad (2.51)$$

Dans ce cas, la constante d'érodabilité E_0 est définie par l'utilisateur. Selon différentes études elle entre dans une large gamme de valeurs allant de 10^{-5} à $10^{-3} \text{ kg.m}^2.\text{s}^{-1}$ (Dufois, 2008; Mengual, 2016; Gangloff, 2017).

- Si $f_m > f_{mudcr2}$: sédiment cohésif

Dans ce cas l'ensemble des classes de sédiments suit le même comportement. Dans notre cas le paramètre E_0 est fixé à 10^{-5} (chaque classe est érodée au pro-rata de sa concentration) et la tension critique d'érosion (τ_{cr}) est mise à 0.1 N.m^{-2} .

- Si $f_{mudcr1} < f_m < f_{mudcr2}$: sédiment mixte

Dans une condition de sédiments mélangés, les paramètres impliqués dans l'érosion suivent une relation exponentielle entre les valeurs données pour les régimes cohésifs

et non cohésifs comme décrit par [Mengual et al. \(2017\)](#). Ils ont en effet montré qu'une telle transition pouvait donner d'excellents résultats.

[Le Hir et al. \(2011\)](#) ont proposé de fixer fr_{mud2} à 70% tandis qu'il ont proposé une loi dépendante du diamètre des sables (d_s) pour le calcul de la première fraction critique :

$$fr_{mudcr1} = \alpha_0 d_s \quad (2.52)$$

Le coefficient α_0 est fixé à $10^3 m^{-1}$ dans cette étude. Le paramètre d_s est quant à lui défini ainsi :

$$d_s = \max\left(\frac{\sum_{j=1}^2 (p_{sj} d_{sj})}{\sum_{j=1}^2 (p_{sj})}, d_{s2}\right) \quad (2.53)$$

2.3.1.2 Dépôt

Le dépôt des particules sédimentaires est dépendant de leur vitesse de chute ($W_{s,mj}$) selon la loi de Krone :

$$D_{mj} = \begin{cases} W_{s,mj} C_{bot,mj} \left(1 - \frac{\tau_{bot}}{\tau_{d,mj}}\right) & si \quad \tau_{bot} \leq \tau_{d,mj} \\ 0 & si \quad \tau_{bot} > \tau_{d,mj} \end{cases} \quad (2.54)$$

Dans cette formulation τ_{bot} est la contrainte maximale définie par l'équation 2.44. La valeur de $\tau_{d,mj}$ représente la tension critique de dépôt, *i.e.* une valeur seuil qui va permettre d'enclencher le dépôt ou pas. Dans notre étude la valeur de τ_d est fixée à 100 Pa pour chacune des classes sédimentaires. La vitesse de chute des particules (w_s) est discutée plus loin. Le paramètre $C_{bot,mj}$ est la concentration de particules engagées dans le processus de dépôt : pour les vases, cette concentration est égale à celle au centre de la première maille au-dessus du fond (point T sur la figure 2.1). En revanche, la concentration utilisée pour les sables est extrapolée à une hauteur de 2 cm au-dessus du fond selon le profil de Rouse. Ce profil qui sert à considérer un état stationnaire qui résulterait d'un équilibre entre la turbulence et la sédimentation.

Par la suite, les particules sédimentent et se rangent dans le compartiment de fond selon les lois proposées par [Le Hir et al. \(2011\)](#). Lorsqu'il y a des sables et des particules fines à déposer, le mécanisme qui définit le stockage de sédiment peut être résumé ainsi : les sables sont déposés en premier jusqu'à remplir la couche tant que la concentration maximale pour les sédiments triés n'est pas atteinte, par la suite, les vases viennent remplir la couche jusqu'à atteindre la concentration maximale autorisée pour les sédiments mélangés.

Dans chacun des cas, si l'apport de matière conduit à une épaisseur de sédiment qui devient supérieure à la hauteur maximale fixée (0.5 mm dans notre étude) alors il y a création d'une nouvelle couche de sédiment.

Vitesse de chute

Les vitesses de chute des sables sont dépendantes des diamètres des fractions concernées selon la loi de Soulsby :

$$w_{s,sj} = \frac{\nu}{d_{sj}} [(10.36^2 + 1.049d_{*,sj}^3)^{\frac{1}{2}} - 10.36] \quad (2.55)$$

Pour les particules de vase, les vitesses de chutes sont définies selon la formulation de Stokes :

$$w_{s,l} = \frac{(s_l - 1)gD_l^2}{18\mu} \quad (2.56)$$

Avec s_l la densité relative des grains par rapport à l'eau : $s_l = \frac{\rho_{s,l}}{\rho_{eau}}$. D_l est le diamètre médian de la classe l et $\nu = 1.14 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, est la viscosité cinématique de l'eau. Dans notre cas cette formulation entraîne la prescription des vitesses suivantes : $45.8 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$ pour les sables moyens et $7.8 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$ pour les sables fins.

Les études récentes sur les fractions fines remises en suspension ([Curran et al., 2007](#)) ont montré qu'il y avait très peu de ces particules présentes sous leur forme primaire, la population étant dominée par les agrégats. [Many \(2016\)](#) ont aussi étudié la répartition de la matière en suspension à l'embouchure du Rhône. Leur étude sur la dynamique sé-

dimentaire à l'embouchure du Rhône a montré que les fractions fines n'étaient présentes dans leur composition primaire qu'à hauteur de 30% au maximum. L'enjeu de connaître les caractéristiques de la matière en suspension est particulièrement important pour la modélisation car un agrégat de particules fines (silts fins et vases) chute à une vitesse différente de celle des particules fines dans leur état primaire. Afin de représenter ce processus, deux classes d'agrégats ont été ajoutées au modèle durant la phase de suspension. Ces agrégats permettent donc de simuler l'augmentation des vitesses de chute des particules fines remises en suspension qui se sont agrégées.

Dans cette étude, la proportion des silts fins et des argiles constituant des agrégats a été déterminée en fonction de l'origine des particules : remis en suspension ou provenant des fleuves. Les agrégats issus de la remise en suspension ont été constitués de façon similaire à [Ulses et al. \(2008b\)](#) avec 23 % des silts fins et 73 % des argiles remis suspension. Différents travaux récents ont étudié les caractéristiques des agrégats sur le plateau du Golfe du Lion. [Many \(2016\)](#) ont montré que la répartition des classes sédimentaires proches de l'embouchure du Rhône suivait 3 patterns différents, dépendants de la distance à celle-ci. Ils ont mis en évidence que très peu de particules fines étaient présentes sous forme primaire ($\leq 10\%$ à moins de 20 km de l'embouchure). De plus, pour ses travaux, [Gangloff \(2017\)](#) prend aussi en compte ces caractéristiques pour la modélisation sur le pro-delta du Rhône. Il a en effet considéré que les particules fines apportées par le Rhône l'étaient au deux tiers sous forme d'agrégats. Ceci a mené à différents tests lors de l'étape de calibration en augmentant la proportion des sédiments fins constituant les agrégats. Au final, ces essais ont amené à privilégier une configuration dans laquelle 98% des silts fin et 98% des argiles en suspension constituent les agrégats. Quelle que soient leur nature et leur origine, ces classes d'agrégats ont des vitesses de chute de $0.592 \cdot 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

En pratique, la matière en suspension compte deux classes en plus des classes primaires de sédiment. Lorsque, par exemple, les silts fins sont resuspendus, une fraction de la concentration passe dans la classe agrégat correspondante tandis que la fraction complémentaire reste dans la classe de particules primaires. Lorsque les agrégats de silt fin se déposent, ils reviennent dans la classe des silts fins de la couche sédimentaire.

TABLE 2.1 – Récapitulatif des valeurs données à des paramètres du modèle MUSTANG.

Erosion	nsand / nmud		1 / 1
	Tcemud ($N.m^{-2}$)		0.1
	E0 mud ($m^2.s^{-1}$)		10^{-5}
	E0 sand ($m^2.s^{-1}$)		10^{-3}
	α_0 pour fmudcr1		1000
	fmudcr2		70%
	Profil de transition cohésif/non-cohésif		exp
Dépôt	Tdep ($N.m^{-2}$)		100
Suspension	Proportion dans les agrégats	silts fins	98%
		argiles	98%

Il y a donc de nombreux paramètres en jeu dans la modélisation du transport de sédiment. Le tableau 2.1 permet de récapituler les valeurs de certains paramètres clé.

2.3.2 Forçages du modèle sédimentaire

En premier lieu, 5 classes primaires de sédiment ont été définies puis 2 classes d'agrégats (tableau 2.2).

TABLE 2.2 – Récapitulatif des classes de sédiment modélisées

Classes sédimentaires	Diamètre	Masse volumique	Vitesse de chute	Présence dans le compartiment de fond
Sables moyens	351	2600	$4.58 \cdot 10^{-2}$	v
Sables fins	120	2600	$7.80 \cdot 10^{-3}$	v
Silts grossiers	31.6	2600	$7.74 \cdot 10^{-4}$	v
Silts fins	8.39	2600	$5.46 \cdot 10^{-5}$	v
Argiles	2.43	2600	$4.58 \cdot 10^{-6}$	v
Agrégats	129.5	1000	$5.92 \cdot 10^{-4}$	x

2.3.2.1 État initial

Afin de réaliser une simulation réaliste de la dynamique sédimentaire sur le plateau du GdL, il est important de posséder un état initial de la meilleure qualité possible. Pour cela,

une combinaison de nombreuses données issues de carottages a été utilisée et interpolée sur la grille du modèle SYMPHONIE.

En dehors de la région du prodelta du Rhône, l'interpolation privilégie la notion de distance bathymétrique à la distance kilométrique afin d'éviter de créer, à partir d'un point de mesure, des structures comme des accumulations de particules fines près de la côte qui seraient ensuite mal gérées par le modèle. Les fractions granulométriques sont d'abord interpolées, puis la concentration effective est ensuite calculée suivant l'équation 2.57 en fonction de la concentration relative en vase fixée à 500 kg.m^{-3} , valeur représentative d'un sédiment pré-consolidé (Grasso et al., 2015), et de la fraction sableuse :

$$C_{bulk} = \frac{C_{relm}}{1 + f_s \left(\frac{C_{relm}}{\rho_s} - 1 \right)} \quad (2.57)$$

Dans le cas où la fraction de sable dépasse 85 à 90% la concentration devient irréaliste et elle est alors maximisée à 1742 kg.m^{-3} , concentration maximale d'un sédiment mélangé. La concentration de chaque classe est finalement obtenue en multipliant la concentration effective par les fractions correspondantes.

Par la suite, une première simulation a été effectuée (de septembre 2010 à mars 2011) afin de réorganiser les sédiments selon les contraintes hydrologiques rencontrées dans le Golfe du Lion. Le résultat final de cette simulation a donc été utilisé comme état initial de l'ensemble des simulations sédimentaires utilisées dans cette thèse.

2.3.2.2 Apports fluviaux

Les apports de MES par les fleuves ont été prescrits dans le modèle en suivant les relations entre débit solide et liquide décrites par Sadaoui et al. (2016). Celles-ci ont été établies à partir de nombreuses observations de débits, solides et liquides, pour chacun des principaux fleuves du plateau du Golfe du Lion (Grand Rhône, Petit Rhône, Hérault, Orb, Aude, Agly, Têt et Tech). La concentration a ensuite été reportée sur les sables, silts et argile suivant les relations données par Antonelli et al. (2008) pour le Rhône et appliquées

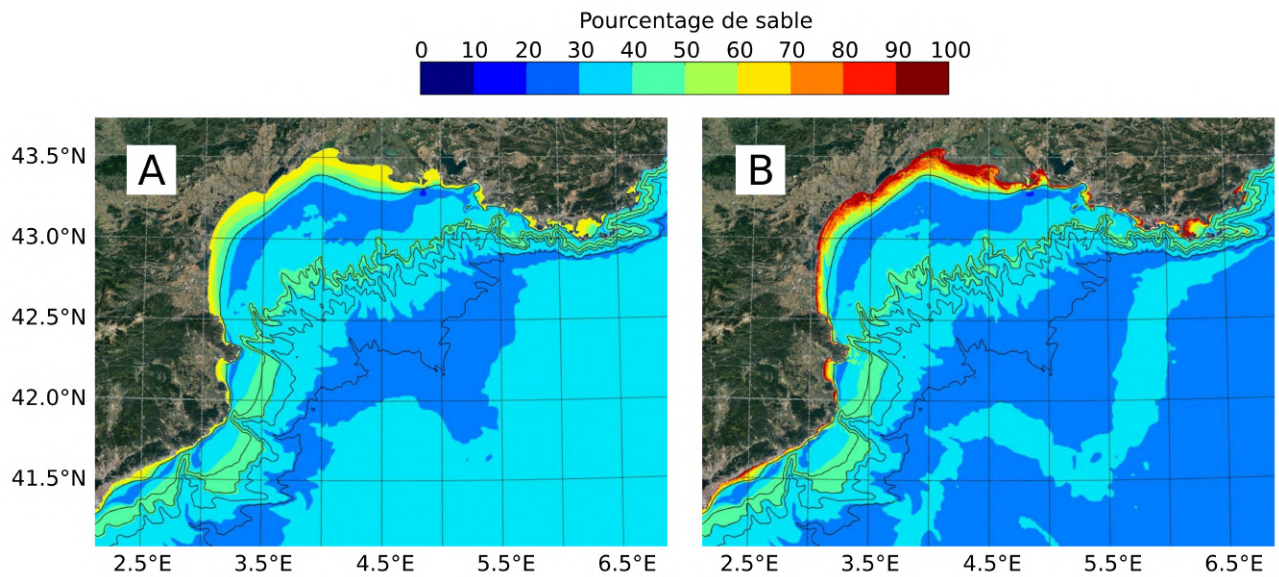


FIGURE 2.2 – Cartes des pourcentages de sables pour l'état initial créé à partir des observations (A) et l'état initial utilisé après un an de spin-up (B).

ici à tous les fleuves. Nous avons ensuite supposé que les sables fins représentent 90% des apports de sable et que les silts se répartissent en 64 et 36% sur les grossiers et les fins

2.4 Observations

L'objectif de cette thèse est d'étudier, grâce à la modélisation, la dynamique hydrosédimentaire sur le plateau du Golfe du Lion. L'utilisation de modèles numériques permet d'obtenir une représentation de l'océan sur des échelles spatiales et temporelles qui ne sont pas égalables par les observations. Il est cependant important de confronter les résultats des modèles à des données obtenues *in situ*. Ceci permet d'évaluer le réalisme des simulations obtenues. Pour cette raison, le choix de la période simulée est directement lié à la disponibilité des observations mais pas seulement. La dynamique hydrosédimentaire est fortement dépendante de conditions extrêmes de l'océan. C'est en effet lorsque les courants sont assez intenses et/ou que les vagues sont importantes que la majeure partie des sédiments est remise en suspension et transportée. Il est donc nécessaire de simuler une période englobant des conditions extrêmes et la présence de nombreuses observations. Il s'avère que le mois de mars 2011 réuni ces deux conditions. En effet, la campagne CAS-

CADE (CAscading, Storm, Convection, Advection and Downwelling Events) a eu lieu du 3 au 24 mars 2011. Celle-ci a été mise en place pour étudier la dynamique des masses d'eau dense du plateau du GdL sous l'influence des vents d'est/sud-est. Dans le cadre de cette campagne, de nombreux instruments de mesure ont été disposés au sud-ouest du plateau qui est un endroit clef de l'export des masses d'eau du Golfe du Lion.

Cette partie présente l'ensemble des données d'observation provenant d'instruments disponibles durant l'hiver 2010-2011 (figure 2.3).

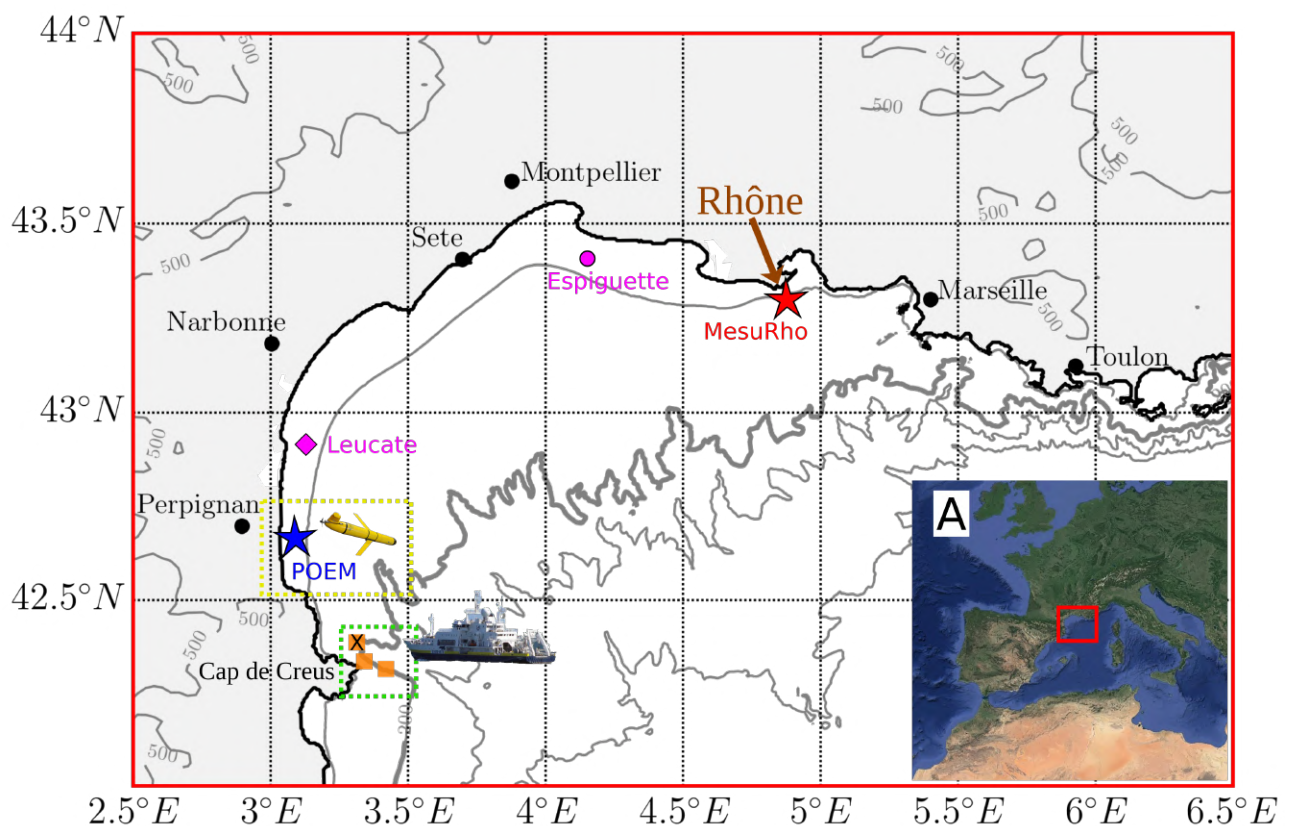


FIGURE 2.3 – A : Situation géographique du Golfe du Lion en Méditerranée occidentale. B : Position des instruments disponibles durant l'hiver 2010-2011. Etoiles : position des mouillages MesuRho (rouge) et POEM (bleu). Losange et cercle roses : houlographes de Leucate (losange) and Espiguette (cercle). Carrés oranges : position des trois mouillages dans le canyon du Cap de Creus, du nord au sud : Canyon Head (CH), SF1 and SF2. Boite jaune : zone des trajectoires du glider. Boite verte : zone des profils CTD réalisés à bord de l'Atalante.

2.4.1 Plateau

2.4.1.1 Mouillages fixes instrumentés

Les stations côtières POEM (Bourrin et al., 2015, Plateforme d’Observation de l’Environnement Méditerranéen ; Fig. 2.3) et MesuRho (Piraud et al., 2016, Fig. 2.3) sont des plateformes instrumentées autonomes qui effectuent des mesures à haute fréquence de la colonne d’eau. Les plateformes appartiennent au réseau d’observation COAST-HF dans le cadre de l’infrastructure de recherche ILICO. Les mouillages sont respectivement ancrés sur les isobathes 28 et 20 mètres. Les plateformes sont toutes les deux équipées d’un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) de fond. L’ADCP mesure le courant avec une résolution spatiale de 1 (POEM) ou 0.5 m (MesuRho) à partir de 2 m au-dessus du fond (mab) et une résolution temporelle de 5 (POEM) ou 15 minutes (MesuRho). En complément de ces instruments, la station POEM est équipée d’un capteur CTD YSI 6600-EDS installé 1 m sous la surface qui mesure la température et la salinité de la masse d’eau toutes les 15 minutes. Cet instrument est aussi équipé de capteurs optiques permettant d’estimer la turbidité de l’eau grâce à la rétrodiffusion d’un signal lumineux d’une longueur d’onde de 880 nm. À MesuRho, les données de température et salinité présentées dans cette étude sont issues de deux instruments. Les paramètres disponibles pour l’automne 2010 ont été enregistrés par une sonde STPS NKE disposée à 2.5 m de profondeur. À partir de mars 2011, les paramètres ont été acquis en subsurface (2.75 m en moyenne) par une sonde SMATCH mise à disposition par le programme d’observation des océans côtiers : Coriolis Côtier (<http://www.coriolis-cotier.org/>).

Durant cette thèse, des paramètres relatifs à l’état de la mer ont été utilisés. Ceux-ci ont été pris en deux points, l’un proche de MesuRho (Espiguette, Fig. 2.3) et l’autre de POEM (Leucate, Fig. 2.3). Les données d’état de la mer (hauteur significative, période et direction des vagues entre autres) provenant de ces deux points ont été acquises par des houlographes et mises à disposition dans la base de données CANDHIS (Centre d’Ar-

chivage National de Données de Houle In-Situ, <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>).

2.4.1.2 Glider

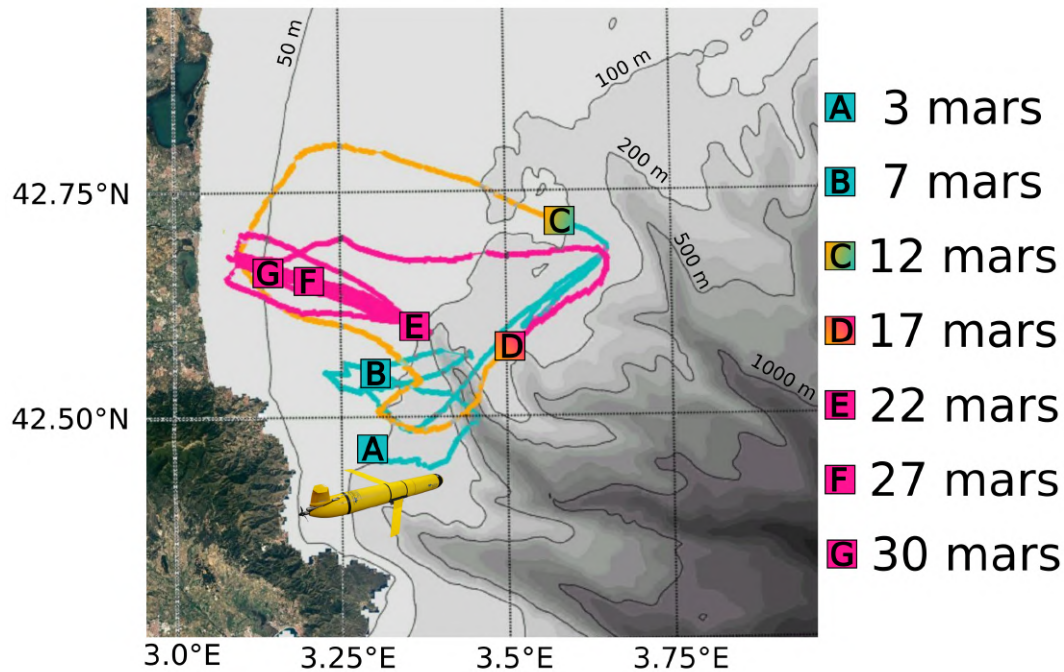


FIGURE 2.4 – Trajets effectués par le glider durant le mois de mars 2011.

Une des particularités de la campagne CASCADE est le déploiement d'un glider SLOCUM (Davis et al., 2003) sur le plateau du Golfe du Lion du 3 mars 2011 au 28 mars 2011. Des données de température et de salinité ont été mesurées en continu avec un capteur CTD CP-41 SBE équipant cet instrument. Il a aussi permis d'estimer les courants moyennés sur la profondeur en utilisant la différence entre la position de retour en surface obtenue par GPS et celle attendue. Le glider a aussi été équipé d'un capteur optique Wetlabs ECO-FLNTU qui, grâce à la rétrodiffusion d'un signal lumineux à 700 nm de longueur d'onde, a permis d'estimer la turbidité après calibration. Toutes ces mesures ont été faites dans un domaine compris entre le canyon de Lacaze-Duthiers et la bouée côtière POEM (Fig. 2.4). Une description plus complète de l'instrument et de son utilisation est donnée par Bourrin et al. (2015).

2.4.2 Canyon du Cap de Creus

2.4.2.1 Mouillages fixes instrumentés



FIGURE 2.5 – Positions des mouillages fixes dans le canyon du Cap de Creus.

De 2004 à 2012, la température a été mesurée chaque hiver à la tête du canyon (CH, Fig. 2.5). Le courant de fond, à 5 mab, a été enregistré toutes les 30 minutes par un courantomètre Aanderaa RCM9. À la même profondeur, la température a été mesurée toutes les 30 minutes à l'aide d'une thermistance installée dans le courantomètre. La turbidité a aussi été mesurée à 5 mab, par un turbidimètre Seapoint AQUA logger 520 avec une résolution temporelle de 2 minutes. De plus, pendant la campagne CASCADE, deux mouillages temporaires (SF1 et SF2) ont été déployés du 3 au 21 mars sur le flanc sud du CdC à une profondeur de 310 m (SF1) et 340 m (SF2). Tous deux étaient équipés d'un ADCP orienté vers le bas, positionné à 160 mab, et mesurant les courants toutes les 15 minutes et tous les 2 m jusqu'à 40 mab. La température et la turbidité de l'eau ont également été mesurées, en chaque mouillage, à 10, 75 et 115 mab au moyen de trois AQUAloggers 210TYT (groupe Aquatec), équipés d'un capteur de température et d'un turbidimètre Seapoint, avec un pas d'enregistrement de 3 minutes.

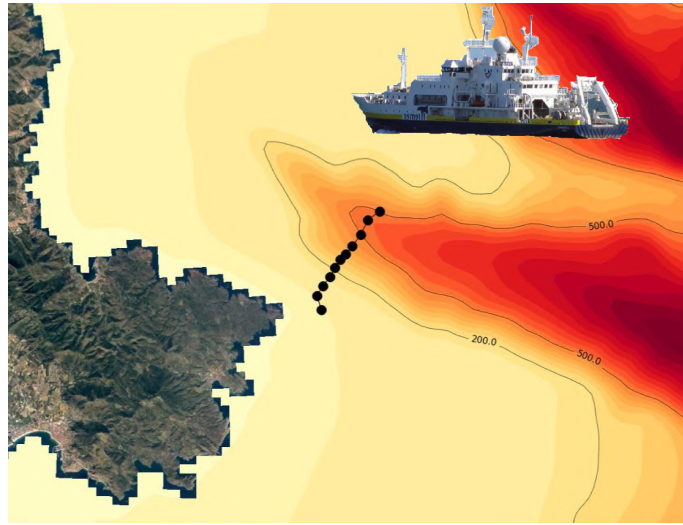


FIGURE 2.6 – Positions des profils CTD effectués le 14 mars 2011 dans le canyon du Cap de Creus.

2.4.2.2 Profils CTD

Durant la campagne CASCADE plusieurs profils CTD (*Conductivity, Temperature, Depth* ; Seabird 911 Plus) ont été effectués depuis le bateau océanographique L'Atalante (Fig. 2.6). Des profils verticaux de température et salinité ont alors été obtenus dans le canyon du Cap de Creus, proche des mouillages temporaires (SF1 et SF2, Fig. 2.6).

CHAPITRE 3

Modélisation de l'hydrodynamique sur le plateau du Golfe du Lion

Plan du chapitre

3.1	Impact des vagues et simulations de sensibilité	56
3.1.1	Introduction	56
3.1.2	Impact des vagues	58
3.1.3	Calibration du modèle	65
3.2	Étude de l'export des masses d'eau du Golfe du Lion	75
3.2.1	Résumé de l'article	75
3.2.2	Article : Impact of storms on residence times and export of coastal waters during a mild autumn/winter period in the Gulf of Lion	76

L'objectif de cette thèse est de réaliser une étude hydrosédimentaire à l'échelle du plateau du GdL. Les mécanismes de remise en suspension des sédiments et du transport de ces sédiments en suspension sont complexes. L'étape de remise en suspension dépend des tensions de fond générées par la combinaison des courants et des vagues. C'est pour cela que le couplage entre le modèle SYMPHONIE et WW3 a été utilisé. La première étape est donc de valider le modèle couplé avant de pouvoir évaluer la pertinence de la modélisation sédimentaire.

Les résultats de cette thèse sont donc présentés en deux parties : modélisation couplée courant-vague puis étude de la dynamique sédimentaire avec le module MUSTANG. La partie résultats sur la modélisation couplée courant-vague est composée d'une étape de validation de ces modèles, puis d'une étude de la dynamique des masses d'eau sur le plateau du GdL durant l'automne 2010 et l'hiver 2010-2011. Les résultats sur l'étude de la dynamique sédimentaire grâce à l'utilisation du module MUSTANG sont eux aussi présentés en deux parties, avec dans un premier temps la calibration de la modélisation sédimentaire et dans un second temps l'étude de la dynamique sédimentaire durant l'automne 2010 et l'hiver 2010-2011.

3.1 Impact des vagues et simulations de sensibilité

3.1.1 Introduction

La période de simulation choisie dépend fortement de la disponibilité d'observations. Il s'avère que la campagne CASCADE (1^{er} au 28 mars 2011) a été mise en place afin d'étudier les épisodes de cascading d'eau dense à l'ouest du plateau du GdL et plus précisément dans le canyon du Cap de Creus. De nombreuses données de courant, température, salinité, mais aussi de turbidité, ont été collectées durant cette période et avec des moyens d'acquisition diversifiés : glider, CTD, ADCP, turbidimètre (chapitre 2.4). Cette diversité d'observations disponibles à la fin de l'hiver a motivé le choix de cette période comme année d'étude des mécanismes d'export des masses d'eau du plateau.

Parmi les observations, la température et la salinité mesurées par un glider ont été utilisées pour calculer la masse volumique (ρ). Celle-ci a permis de calculer l'indice de stratification (IS) par rapport à une profondeur de référence (Z) afin de suivre l'évolution du mélange vertical selon la relation suivante :

$$IS(Z) = \int_Z^0 (\rho(Z) - \rho(z)) dz \quad (3.1)$$

En pratique, lorsque cet indice est nul cela signifie que la colonne d'eau est mélangée au moins jusqu'à la profondeur de référence. Dans notre cas la profondeur de référence est le fond de la colonne d'eau.

Pour la comparaison des simulations avec les observations, différentes statistiques ont été calculées. En notant de l'indice t les variables temporelles mesurée (x_t) ou simulée (y_t) et \bar{x} et \bar{y} les moyennes des séries utilisées, il est possible de définir les grandeurs statistiques utilisées :

Le biais :

$$BIAIS = \bar{y} - \bar{x}, \quad (3.2)$$

est la différence entre la moyenne de la série simulée et la moyenne de celle mesurée.

Le coefficient de corrélation :

$$Corr = \frac{\sum_{t=1}^N (x_t - \bar{x})(y_t - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{t=1}^N (x_t - \bar{x})^2 \sum_{t=1}^N (y_t - \bar{y})^2}}, \quad (3.3)$$

est compris entre -1 et 1. Il est utilisé pour estimer un degré de dépendance des séries entre elles.

L'erreur quadratique moyenne :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^N (x_t - y_t)^2}{N}}, \quad (3.4)$$

est utilisée pour indiquer l'écart des séries entre elles. Plus le score est proche de 0 plus les deux jeux de données sont proches.

Le Scatter Index :

$$SI = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^N (x_t - y_t)^2}{\sum_{t=1}^N x_t^2}} \quad (3.5)$$

est l'erreur quadratique moyenne relative.

3.1.2 Impact des vagues

L'étude de la dynamique sédimentaire nécessite d'avoir des tensions de fond et des courants réalistes pour représenter l'érosion et le transport de la matière. Les vagues jouent un rôle primordial dans chacun de ces processus. C'est pour cette raison que les modèles WW3 et SYMPHONIE ont été couplés (online comme décrit dans le chapitre 2). Avant toutes choses, les résultats de la simulation des vagues sont comparés aux données d'un houlographe situé à Leucate (Fig. 3.1). Par la suite, deux simulations sont comparées : la simulation de référence, couplée SYMPHONIE-WW3, et une simulation sans vague. Dans un premier temps, l'impact de la prise en compte des vagues sur les courants et les tensions de surface à l'échelle du plateau est montré. Dans un second temps, les simulations sont comparées aux observations situées au niveau de deux points côtiers, POEM et MesuRho.

3.1.2.1 Les vagues de l'automne 2010 au printemps 2011

La figure 3.1 montre que l'état de la mer est généralement calme ($H_s < 1$ m et période < 4 s). Au cours de l'hiver il existe cependant des moments clés où l'état de la mer est plus excité. D'après l'évolution temporelle des caractéristiques du vent (Fig. 3.1 A), chacune de ces périodes est due à des vents marins (orientés SE). Parmi celles-ci les plus importantes se situent dans les zones grisées sur les graphiques. La première a lieu au début du mois d'octobre (8 au 12 octobre 2010) et la deuxième durant le mois de mars 2011 (12 au 16 mars). Certaines caractéristiques de ces périodes sont répertoriées dans le tableau 3.1. Cela permet de quantifier le caractère exceptionnel des deux périodes mises en évidence. En effet, en moyenne lors de celles-ci, l'intensité du vent est soit proche de 10 m.s^{-1} (9.54 m.s^{-1} en octobre) soit supérieure à 15 m.s^{-1} (15.13 m.s^{-1} en mars). Cela représente

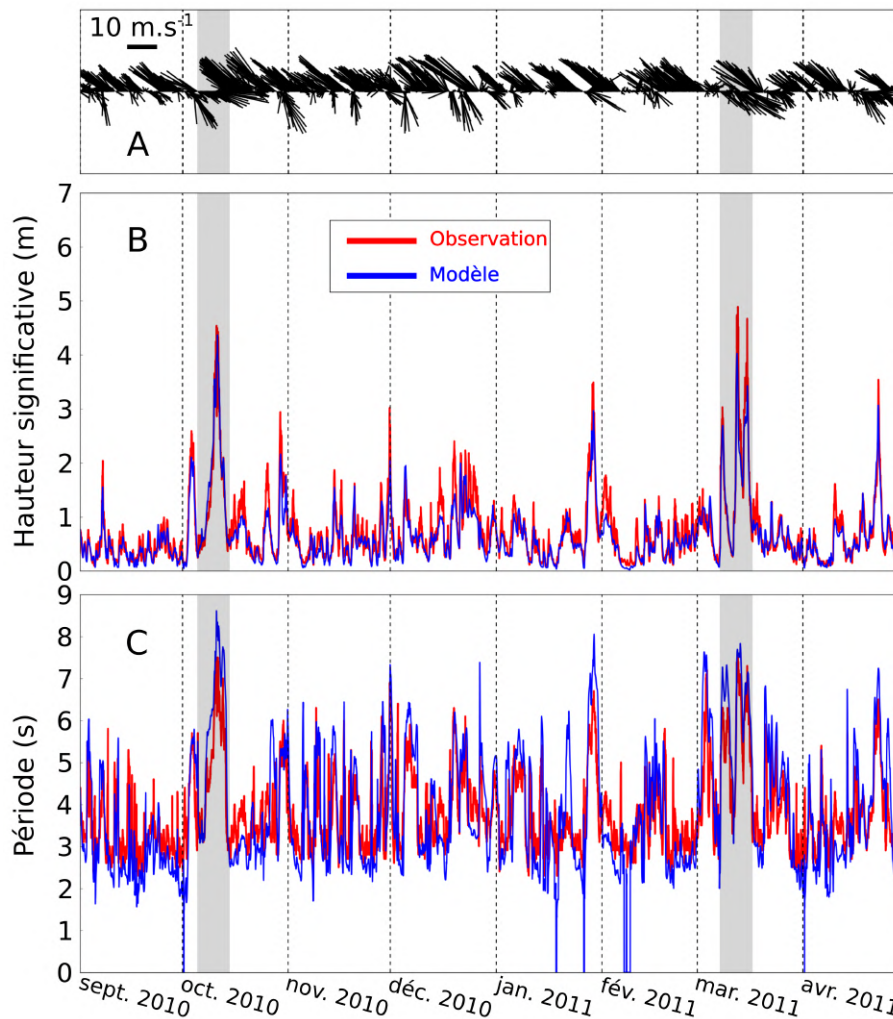


FIGURE 3.1 – Évolution temporelle de la direction et de l'intensité du vent (A), évolutions temporelles de la hauteur significative (B) et de la période (C) des vagues à Leucate. Les observations sont en rouge et les données modélisées en bleu.

environ 1.35 et plus de 2 fois les intensités moyennes rencontrées sur l'ensemble de la période. Ces deux épisodes de SE sont associés à des hauteurs de vagues qui dépassent 2 m en moyenne, ce qui est 3 fois supérieur à la valeur moyenne sur toute la période considérée. Un constat similaire peut être réalisé sur l'étude de la période des vagues avec des valeurs moyennes qui sont supérieures à 6 s pour les deux événements, ce qui est largement supérieur aux valeurs de 3.81 s modélisées sur l'ensemble de la simulation.

Les graphiques de la hauteur significative et de la période des vagues (Fig. 3.1 B et C) montrent aussi que le modèle arrive très bien à représenter l'évolution temporelle de ces deux paramètres. Le tableau 3.2 répertorie les statistiques faites entre les séries modélisées et observées. Celles-ci mettent en évidence les excellentes capacités du modèle

3.1. IMPACT DES VAGUES ET SIMULATIONS DE SENSIBILITÉ

TABLE 3.1 – Récapitulatif des caractéristiques du vent et des vagues modélisées au point Leucate.

Période	Vent		Vagues	
	Intensité (moyenne ; max)	Direction	Hs (moyenne ; max)	Période (moyenne ; max)
01/09/2010 - 01/05/2011	7.08 ; 22.42	-	0.66 ; 4.37	3.81 ; 8.61
8-12 Octobre	9.54 ; 17.53	98.25	2.13 ; 4.37	6.35 ; 8.61
12-16 Mars	15.13 ; 22.42	116.36	2.5 ; 4.02	6.72 ; 7.83

TABLE 3.2 – Statistiques des vagues à Leucate.

Période	Hs			Période		
	01/09/2010 - 01/05/2011	8-12 Octobre	12-16 Mars	01/09/2010 - 01/05/2011	8-12 Octobre	12-16 Mars
Corr	0.94	0.97	-0.97	-0.82	0.95	0.95
Biais	-0.7	0.08	-0.27	0.02	0.93	0.5
RMSE	0.23	0.33	0.47	0.89	1.05	0.64
SI	0.23	0.14	0.18	0.23	0.19	0.11

à reproduire l'état de la mer avec des corrélations supérieures à 0.94 pour la Hs et à 0.82 pour la période. Il est aussi intéressant de noter qu'il y a une très bonne reproduction du timing des événements associés aux vents marins. En effet, les corrélations sont supérieures à 0.95 dans les deux cas. Les statistiques d'écart montrent, elles aussi, de bons résultats mais une distinction entre les deux périodes peut être faite. La première possède les meilleurs scores pour la hauteur significative (Hs) tandis que la seconde est meilleure pour les périodes.

La comparaison des caractéristiques des vagues à Leucate prouve que la modélisation de l'état de la mer est tout à fait satisfaisante. Ce point a été choisi car il est situé proche d'un mouillage qui sera souvent utilisé par la suite : POEM. Il faut toutefois noter que cette excellente reproduction des vagues se retrouve sur de nombreux points, correspondant à des houlographes disponibles tout autour du GdL.

3.1.2.2 Tension de surface et courants

Dans la simulation de référence couplée SYMPHONIE-WW3, la tension du vent est calculée par les formules bulks puis modifiée par les tensions de surface calculées par le modèle de vagues (chapitre 2). La simulation sans vague utilise donc un stress de surface seulement calculé par les formules bulks. La figure 3.2 montre les différences dans les tensions de surface estimées avec ou sans vagues. Il est possible de voir que le 12 mars 2011, jour de vent de SE intense, la prise en compte des vagues engendre une augmentation significative des tensions de surface sur toute la bande côtière (< 10 m) du plateau du GdL. Cette caractéristique représente l'effet du transfert de flux de moment des vagues vers l'océan lorsque celles-ci déferlent ou frottent sur le fond. En effet, les tensions peuvent être doublées par rapport à la simulation qui ne prend pas en compte les vagues. En revanche, plus au large, l'impact peut être opposé. Ceci est imagé dans la figure 3.2 avec une diminution des tensions de surface au milieu du GdL mais la différence ne dépasse pas 0.1 N.m^{-2} .

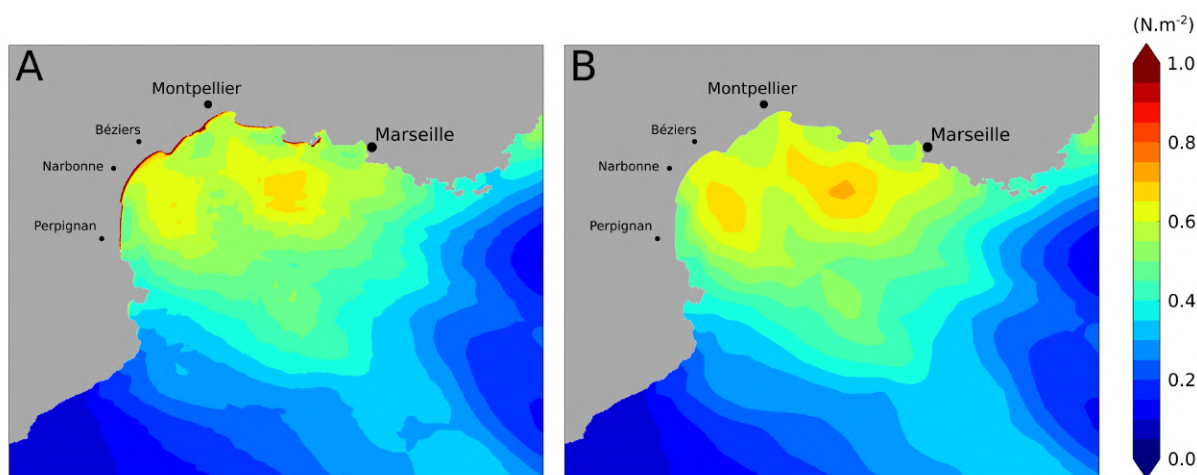


FIGURE 3.2 – Module du stress du vent lors d'un épisode de vent d'SE (12 mars 2011) pour la simulation avec vagues (A) et sans vagues (B)

La prise en compte des vagues influence les courants comme le montre, à titre d'exemple, la figure 3.3 pour l'événement d'SE du 12 mars 2011. Sur cet événement, la prise en compte des vagues se caractérise par une augmentation des courants de fond et de surface. En

surface elle est nettement marquée à la fois proche de la côte mais aussi plus au large, tandis qu'au fond la différence est plus visible dans les profondeurs inférieures à 50 m.

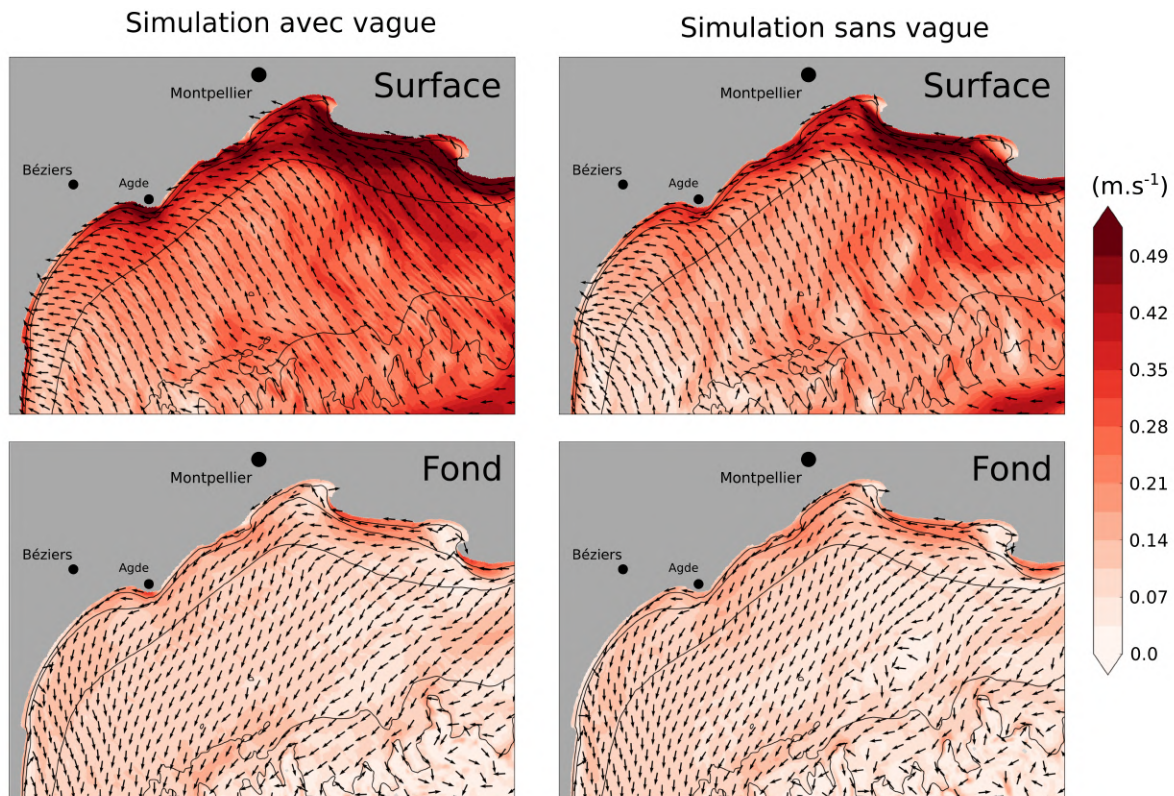


FIGURE 3.3 – Cartes de l'intensité et de la direction des courants pour la surface (haut) et le fond (bas), avec vagues (gauche) et sans vagues (droite).

3.1.2.3 Comparaison aux points MesuRho et POEM

L'impact de la prise en compte des vagues a succinctement été montré, à l'échelle du plateau, dans la partie précédente. De manière qualitative, il a été mis en évidence des zones dans lesquelles l'implication des vagues engendre une augmentation des courants. La sous-partie actuelle propose de comparer les deux simulations aux points d'observations les plus proches de la côte disponibles lors de l'hiver 2010/2011 : POEM et MesuRho (Fig. 3.5).

La figure montre que les simulations avec et sans vagues sont relativement proches. Peu de différences sont visibles qualitativement mais la plus marquante se trouve durant l'épisode de courant intense entre le 12 et le 16 mars 2011 qui correspond à une succession

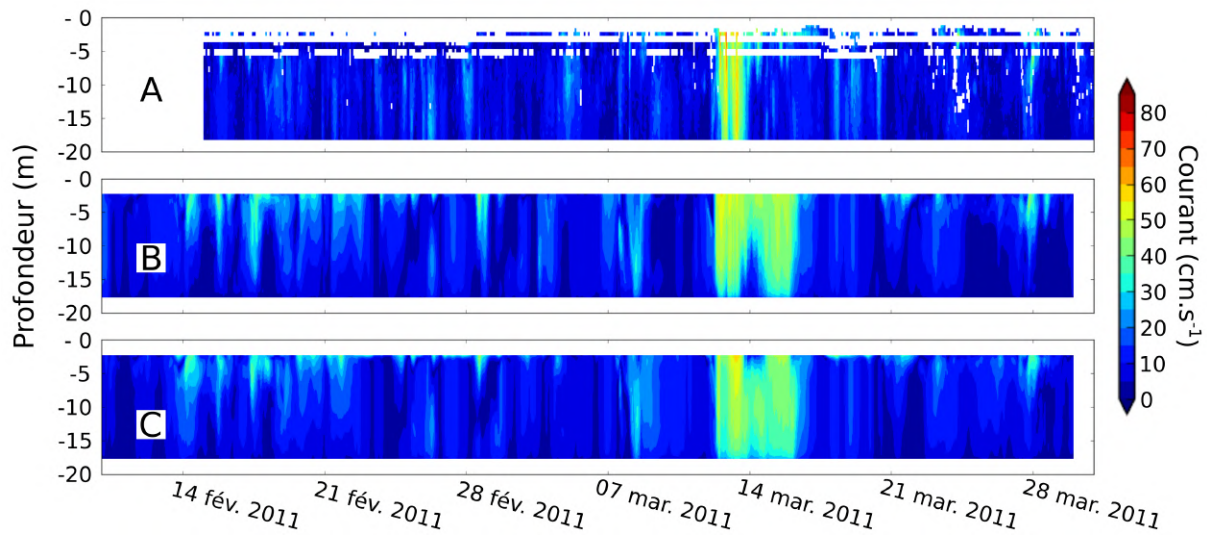


FIGURE 3.4 – Diagrammes Hovmöller de l'intensité du courant observé (A), simulé avec les vagues (B) et simulé sans vagues (C) au point MesuRho.

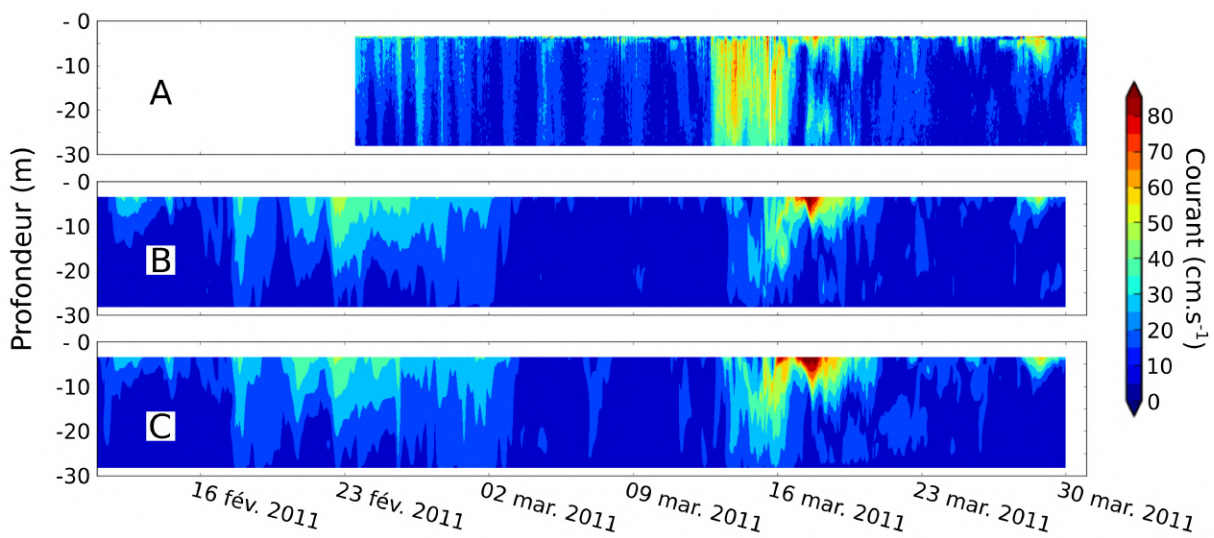


FIGURE 3.5 – Diagrammes Hovmöller de l'intensité du courant observé (A), simulé avec les vagues (B) et simulé sans vagues (C) au point POEM.

de deux coups de vent de SE (section 2). À POEM, les deux simulations sous-estiment l'intensité du courant ainsi que la profondeur de celui-ci. Il s'avère que la simulation sans vagues semble avoir un signal de courant mieux marqué en intensité et en profondeur que dans la simulation avec vagues. Au point MesuRho, les deux simulations surestiment la durée de l'épisode mais dans la journée du 14 mars le courant est faible au fond et fort en surface pour la simulation avec vagues tandis que c'est inversé pour la simulation sans vagues (faible en surface et fort au fond).

TABLE 3.3 – Statistiques des courants à MesuRho

Stats	Avec vagues (moyenne ; 10 m ; 15 m)	Sans vagues (moyenne ; 10 m ; 15 m)
Corr	0.57 ; 0.52 ; 0.52	0.59 ; 0.55 ; 0.55
Biais	0.03 ; 0.008 ; 0.008	0.04 ; 0.03 ; 0.03
RMSE	0.1 ; 0.09 ; 0.09	0.1 ; 0.09 ; 0.09
SI	0.74 ; 0.68 ; 0.68	0.73 ; 0.74 ; 0.74

TABLE 3.4 – Statistiques des courants à POEM

Stats	Avec vagues (moyenne ; 10 m ; 25 m)	Sans vagues (moyenne ; 10 m ; 25 m)
Corr	0.61 ; 0.48 ; 0.53	0.67 ; 0.55 ; 0.61
Biais	-0.05 ; -0.05 ; -0.06	-0.04 ; -0.03 ; -0.05
RMSE	0.10 ; 0.12 ; 0.12	0.08 ; 0.12 ; 0.10
SI	0.54 ; 0.62 ; 0.68	0.47 ; 0.58 ; 0.60

Afin d'évaluer avec plus de précision les deux simulations, des statistiques ont été effectuées entre les intensités des courants observés et simulés, en moyenne sur la profondeur et à une profondeur fixe. Les résultats sont répertoriés, pour chacun des deux points, dans les tableaux 3.3 et 3.4

Pour les deux points, les statistiques sont proches, pour les deux simulations, quelle que soit la profondeur prise en compte. En effet, les valeurs du coefficient de corrélation sont toujours supérieures à 0.5 et le plus gros écart entre les simulations est de 0.1 pour l'intensité moyenne du courant sur la profondeur au point POEM. Autrement, les écarts entre les deux simulations sont de 0.02 ou 0.03. La RMSE est égale en tous points excepté pour la série à 25 m à POEM où la simulation avec vagues est de 0.02 m.s^{-1} supérieure à celle sans vagues. Le SI est quant à lui compris entre 0.74 et 0.57 avec des écarts qui varient de 0.01 à 0.09 entre les simulations. Pour finir, le biais est toujours faible (0.06 au maximum calculé à POEM) et les écarts entre les simulations sont inférieurs à 0.02 m.s^{-1} en général. L'écart le plus important est visible dans les statistiques à 15 m de profondeur à MesuRho où la simulation sans vagues a un biais de 0.03 m.s^{-1} tandis que la simulation avec vagues a un biais de 0.008 m.s^{-1} .

Cette présentation de l'influence des vagues a mis en évidence que les zones d'impacts les plus importantes sont très proches de la côte. Les comparaisons aux observations des points les plus côtiers disponibles montrent de légères différences entre les simulations avec et sans vagues, sans qu'elles soient préjudiciables à l'utilisation des vagues. En effet, il s'avère que les deux points de comparaison sont à des profondeurs supérieures à 20 m. Afin d'avoir une idée plus précise de l'impact de l'association des vagues et des courants dans la dynamique côtière il faudrait comparer les simulations à des expériences sur des mouillages moins profonds, dédiés à des problématiques littorales.

3.1.3 Calibration du modèle

Le souci de validation du modèle a rapidement orienté le travail vers la réalisation de simulations de sensibilité qui permettent d'étudier l'importance des paramètres testés ainsi que d'améliorer la simulation. Les courants et les caractéristiques thermohalines des eaux du GdL sont fortement dépendants des conditions atmosphériques. Plusieurs études ont déjà été réalisées sur l'impact de la modification des conditions atmosphériques sur la simulation des courants avec SYMPHONIE. Certaines via des perturbations apportées au vent ou aux flux de chaleur (Estournel et al., 2016) et d'autres via différentes formules bulks (Seyfried et al., 2017). Cette partie présente succinctement l'impact de la modification de certaines conditions sur la modélisation des courants côtiers du GdL.

Au cours de cette thèse de nombreux tests ont été réalisés. Une sélection des plus instructifs est présentée dans ce manuscrit.

3.1.3.1 Sensibilité au vent et aux flux de chaleur latente

Les flux air/mer sont les principaux acteurs de la dynamique hydrologique. Ceux-ci vont engendrer les courants de surface mais aussi les pertes de chaleur. Estournel et al. (2016) ont montré qu'une modification modérée de certaines caractéristiques atmosphériques peut nettement améliorer la reproduction des épisodes de convection durant l'hiver 2012-2013. Dans cette partie, deux simulations similaires à celles réalisées dans cette étude

ont été effectuées. Suivant la méthodologie de [Estournel et al. \(2016\)](#), la première simulation a utilisé des vitesses du vent provenant du modèle atmosphérique multipliées par 1.13 (appelée "vent113"). La seconde a été réalisée avec un flux de chaleur latente multiplié par 1.25 (appelée "slhf125"), comme il est fait pour la simulation mère forçant aux frontières.

Pour la première comparaison des simulations, les données de température et de salinité, relevées sur le trajet du glider, ont été utilisées pour calculer l'indice de stratification (IS). Le calcul de l'IS a été effectué sur un trajet similaire pour les simulations. Les séries simulées peuvent alors être comparées à celle observée (figure 3.6) et des statistiques ont été calculées par rapport aux données. Celles-ci sont répertoriées dans le tableau 3.5.

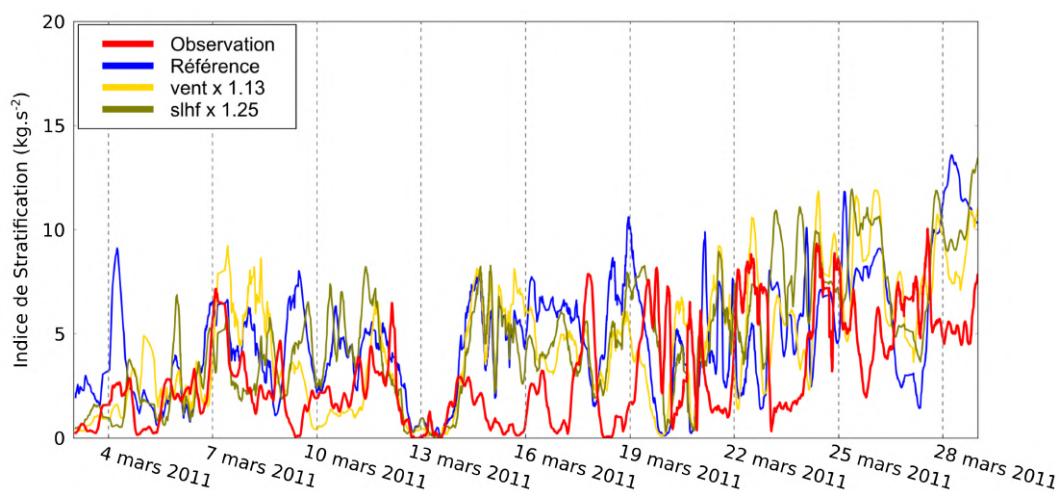


FIGURE 3.6 – Evolution temporelle de l'indice de stratification sur le trajet glider du 3 au 29 mars 2011.

Avant d'analyser statistiquement les différences entre les séries représentées dans la figure 3.6, l'analyse qualitative des courbes permet de voir que l'IS des simulations est dans des gammes de valeurs proches des observations. L'évolution globale peut se découper en deux tendances. Une première, du 3 au 13 mars, qui présente des valeurs de l'indice inférieures à 10 kg.s^{-2} et surtout avec une tendance plutôt à la constance qui contraste à la tendance à l'augmentation qui se voit dans la deuxième partie du mois (du 13 au 29 mars). En effet, à la fin de celui-ci les valeurs de IS dépassent 10 kg.s^{-2} . La comparaison qualitative des différentes séries met en évidence certains défauts. En effet, il existe des périodes durant lesquelles le modèle a tendance à avoir une colonne d'eau stratifiée, au contraire des observations qui montrent une colonne d'eau mélangée (IS proche de 0

TABLE 3.5 – Statistiques sur l’indice de stratification sur le trajet du glider durant le mois de mars 2011.

Stats	Référence	Vent x 1.13	slhf x 1.25
Corr	0.14	0.40	0.35
Biais	1.32	1.31	1.67
RMSE	4.16	3.67	3.92
SI	0.94	0.83	0.89

kg.s^{-2}) : le 9 et le 15 mars par exemple. En revanche il existe de nombreuses périodes où les simulations semblent très bien représenter les observations, autant d’un point de vue temporel (7, 12 et 14 mars par exemple) que d’un point de vue quantitatif avec pour point marquant l’excellente représentation de la première moitié de la tempête (12 au 14 mars).

Les statistiques mettent en avant le fait que les deux simulations modifiées sont toujours meilleures que la simulation de référence. De manière générale, il s’avère que les simulations n’ont pas d’excellentes corrélations (< 0.5) et qu’elles surestiment la stratification : biais de 1.31 kg.s^{-2} et RMSE de 3.67 kg.s^{-2} au minimum pour la simulation vent113. Les simulations vent113 et slhf125 ont des statistiques relativement proches mais la première donne de meilleurs résultats pour chacun des paramètres évalués.

Dans l’objectif d’étudier la dynamique sédimentaire dans le GdL, il est nécessaire d’avoir la meilleure reproduction possible de la dynamique côtière, zone où les particules seront majoritairement remises en suspension. La figure 3.8 montre les diagrammes hovmöllers des courants aux deux points POEM et MesuRho. Sur celle-ci il est possible de voir que durant l’épisode de SE (12-16 mars 2011) les courants sont toujours sous-estimés à POEM et surestimés à MesuRho. Sur cette même période, l’augmentation des courants simulés à POEM n’est pas présente sur la totalité de la colonne d’eau contrairement aux observations. Ceci peut être dû à l’excès de stratification remarqué sur les trajectoires du glider. Ce constat semble moins marqué dans la simulation vent113 mais visiblement, l’amélioration de la stratification dans cette simulation n’est pas suffisante, et/ou n’est pas la seule explication, pour permettre la mise en place du courant intense sur toute la profondeur.

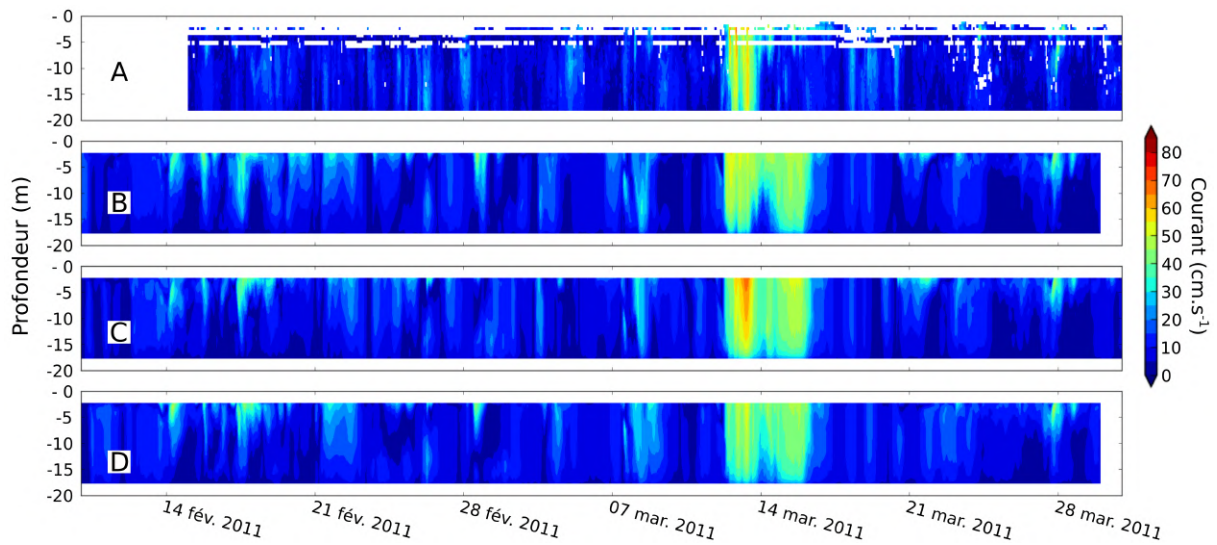


FIGURE 3.7 – Diagrammes Hovmöller de l'intensité du courant observé (A), simulé avec des forçages atmosphériques classiques (B), le vent multiplié par 1.13 (C) et les flux de chaleur multipliés par 1.25 (D), au point MesuRho.

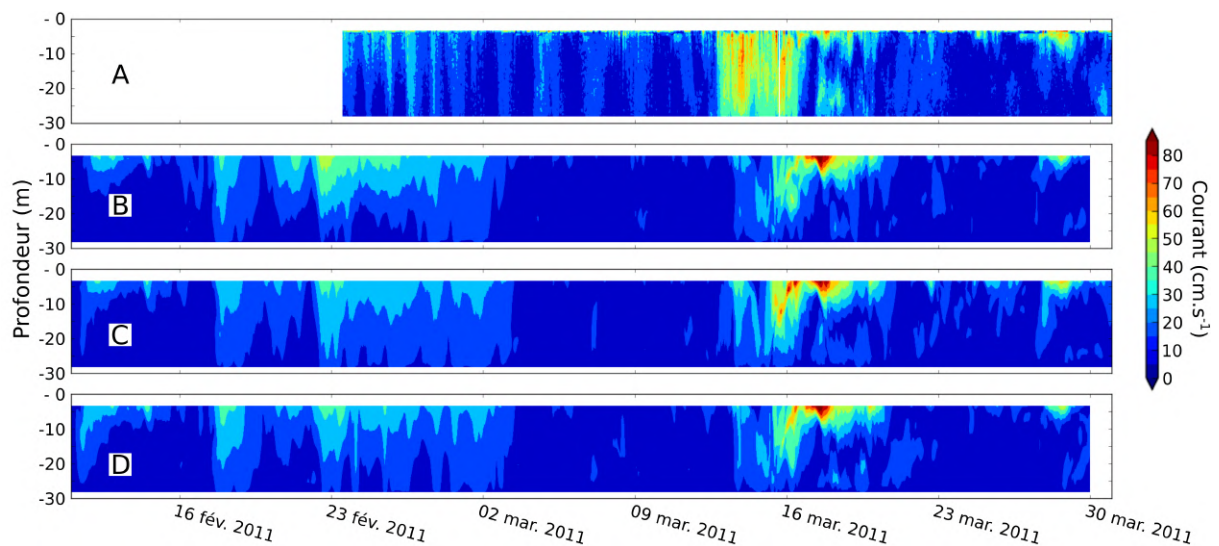


FIGURE 3.8 – Diagrammes Hovmöller de l'intensité du courant observé (A), simulé avec des forçages atmosphériques classiques (B), le vent multiplié par 1.13 (C) et les flux de chaleur multipliés par 1.25 (D), au point POEM.

L'analyse des séries temporelles à différentes profondeurs permet d'avoir une vision plus précise de la qualité de représentation des courants par les simulations en ces deux points. Les statistiques réalisées sur les séries temporelles sont présentées dans les tableaux 3.6 et 3.7.

Les statistiques des tableaux montrent qu'aux deux points les simulations ont des corrélations relativement bonnes car majoritairement supérieures à 0.5. Les valeurs des biais confirment aussi le constat réalisé précédemment évoquant la présence de courants trop

TABLE 3.6 – Statistiques sur l'évolution temporelle de l'intensité des courants à POEM.

Stats	Référence (moyenne ; 10 m ; 25 m)	vent x 1.13 (moyenne ; 10 m ; 25 m)	slhf x 1.25 (moyenne ; 10 m ; 25 m)
Corr	0.61 ; 0.48 ; 0.53	0.69 ; 0.59 ; 0.61	0.59 ; 0.51 ; 0.54
Biais	-0.05 ; -0.05 ; -0.06	-0.04 ; -0.04 ; -0.06	-0.05 ; -0.05 ; -0.06
RMSE	0.10 ; 0.12 ; 0.12	0.08 ; 0.11 ; 0.11	0.10 ; 0.12 ; 0.11
SI	0.54 ; 0.62 ; 0.68	0.48 ; 0.56 ; 0.63	0.55 ; 0.61 ; 0.66

TABLE 3.7 – Statistiques sur l'évolution temporelle de l'intensité des courants à MesuRho.

Stats	Référence (moyenne ; 10 m ; 15 m)	vent x 1.13 (moyenne ; 10 m ; 15 m)	slhf x 1.25 (moyenne ; 10 m ; 15 m)
Corr	0.56 ; 0.56 ; 0.52	0.59 ; 0.56 ; 0.58	0.58 ; 0.55 ; 0.56
Biais	0.03 ; 0.02 ; 0.01	0.04 ; 0.03 ; 0.02	0.04 ; 0.03 ; 0.02
RMSE	0.10 ; 0.10 ; 0.09	0.10 ; 0.11 ; 0.09	0.10 ; 0.10 ; 0.08
SI	0.74 ; 0.74 ; 0.68	0.73 ; 0.81 ; 0.75	0.71 ; 0.71 ; 0.64

forts à MesuRho et trop faibles à POEM pour l'ensemble des simulations. Les statistiques montrent aussi que les erreurs sont relativement proches entre les simulations, avec des RMSE qui ne diffèrent pas de plus de 0.02 m.s^{-1} et des SI qui ne diffèrent que de 0.09 au maximum. Cependant la simulation vent113 se distingue des autres par de meilleures statistiques, pour toutes celles calculées, sur toutes les séries comparées à POEM.

3.1.3.2 Sensibilité aux formules bulks

3.1.3.2.1 L'impact des formules

Le modèle atmosphérique fournit les conditions nécessaires au calcul des tensions de surface et des flux de chaleur turbulents. Ceux-ci sont calculés par les formules bulks. Plusieurs formules sont proposées dans la littérature. [Seyfried et al. \(2017\)](#) ont montré l'impact du choix de ces formules sur la modélisation de la formation d'eau profonde dans le nord-ouest de la Méditerranée, durant l'hiver 2012-2013. Dans notre étude, trois formulations ont été utilisées : CORE ([Large et Yeager, 2004](#)), Moon ([Moon et al., 2007](#)) et COARE ([Fairall et al., 2003](#)). Leurs différences peuvent être récapitulées ainsi :

- CORE : cette formulation est issue de nombreuses observations autour du globe.

- Moon : cette paramétrisation provient d'une étude réalisée par [Moon et al. \(2007\)](#). Elle a été réalisée à partir d'un modèle couplé océan-vague pour la simulation de cyclones tropicaux. Cette paramétrisation est donc initialement faite pour les vents forts.
- COARE : paramétrisation décrite par [Fairall et al. \(2003\)](#), issue de l'utilisation d'observations réalisées dans le Pacifique nord. Elle a été validée par de nombreuses observations (environ 7000) mais très peu souvent lors de vents forts. Elle est donc plus adaptée à des conditions où l'intensité du vent reste inférieure à 20 m.s^{-1} .

La figure 3.9 montre l'influence des différentes formules bulks utilisées dans le calcul des flux de chaleur et du stress. Les valeurs sont quasi identiques pour les trois formulations tant que les vents sont inférieurs à 7 m.s^{-1} . Pour les vents dont l'intensité est comprise entre 7 et 15 m.s^{-1} , la formule bulk Moon est celle qui génère le plus de stress (figure 3.9 A). Vient ensuite la formulation COARE et finalement la formulation CORE. Après ce seuil d'environ 15 m.s^{-1} , la formulation COARE entraîne autant, voir plus, de stress que la formulation Moon tandis que la formulation CORE reste la plus faible. Pour le flux de chaleur sensible (figure 3.9 B), les formules donnent des résultats similaires pour des vents inférieurs à 10 m.s^{-1} .

Pour les vents intenses, les formulations COARE et CORE continuent à donner des résultats proches, tandis que la formulation Moon entraîne des flux beaucoup plus importants. Cette différence entre Moon et les deux autres formulations s'accroît avec l'intensité du vent. La figure 3.9 C met en évidence que les flux de chaleur latente sont quasi-identiques pour les vents inférieurs à 7.5 m.s^{-1} . Par la suite, l'augmentation des intensités de vent entraîne des différences selon les formulations utilisées, qui s'accroissent avec l'intensité. Ainsi la formulation Moon crée le plus de perte de chaleur latente, vient ensuite la formulation CORE puis COARE.

Il est maintenant intéressant de voir quel pourrait être l'impact de ces différentes formules dans la représentation des courants.

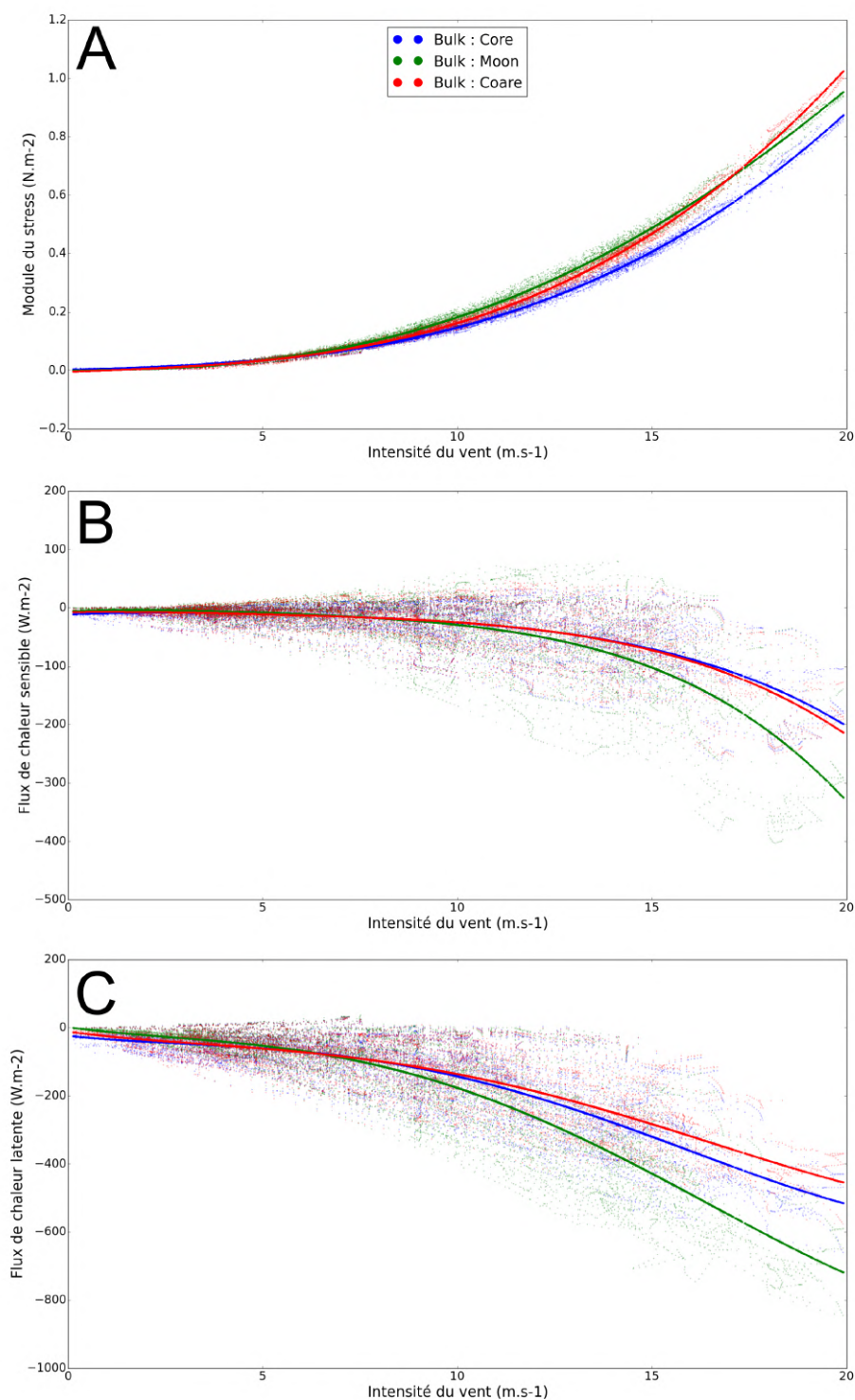


FIGURE 3.9 – Evolution du module du stress (A), du flux de chaleur sensible (B) et du flux de chaleur latente (C) en fonction de l'intensité du vent au point Lion (4.64°E; 42.06 °N).

3.1.3.2.2 Comparaison aux observations

Le tableau 3.8 répertorie les statistiques pour les séries de l'IS calculées le long de la tra-

TABLE 3.8 – Statistiques sur l'indice de stratification sur le trajet du glider durant le mois de mars 2011.

Stats	CORE	Moon	COARE
Corr	0.14	0.51	0.17
Biais	1.32	0.06	1.66
RMSE	4.16	2.76	4.33
SI	0.94	0.62	0.98

jectoire du glider. Celles-ci mettent en évidence la forte amélioration de la représentation de la stratification avec la formulation Moon qui améliore significativement l'ensemble des statistiques calculées pour la simulation de référence (CORE). Au contraire la simulation avec la formulation COARE dégrade les statistiques, excepté pour la corrélation qui est sensiblement meilleure que pour la simulation de référence.

La figure 3.11 présente les diagrammes hovmöller, à POEM et MesuRho, de l'intensité du courant pour les 3 simulations utilisées ici. La modification des formules bulkis semble entraîner une augmentation de l'intensité des courants à la fois à POEM et à MesuRho lors de l'épisode d'SE (12 au 16 mars). Ainsi il semblerait à POEM que les simulations Moon et COARE permettent de mieux représenter l'épisode dans la répartition verticale du courant intense. En revanche, à MesuRho, ces deux simulations entraînent une nette augmentation de l'intensité sur toute la profondeur, ce qui semble surestimer davantage ces courants par rapport à la simulation de référence.

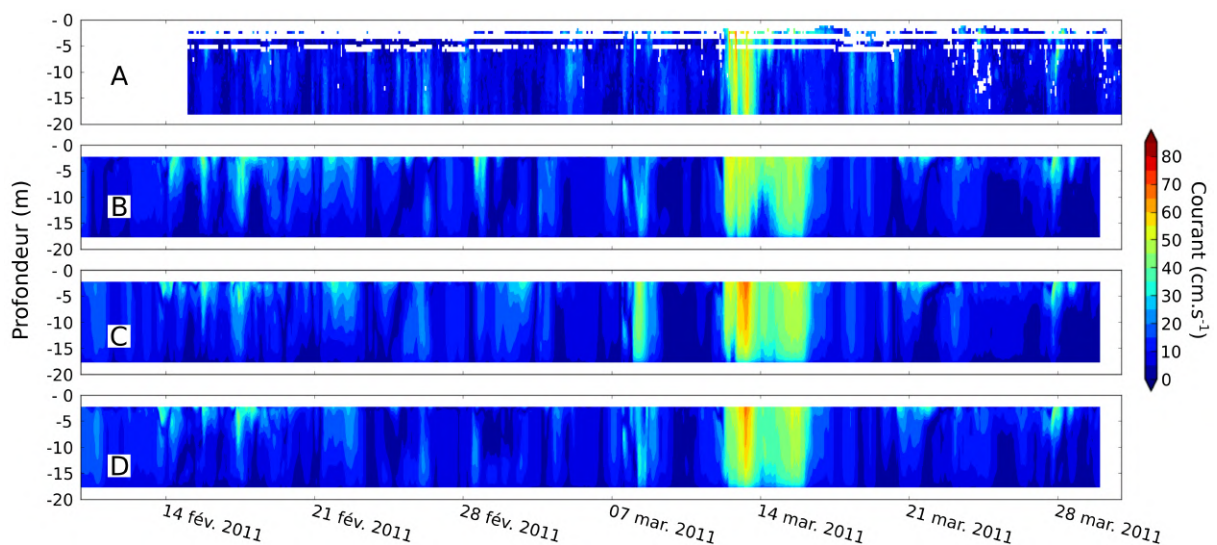


FIGURE 3.10 – Diagrammes hovmöller de l'intensité du courant observé (A), simulé avec les formules bulkis CORE (B), Moon (C) et COARE (D), au point MesuRho.

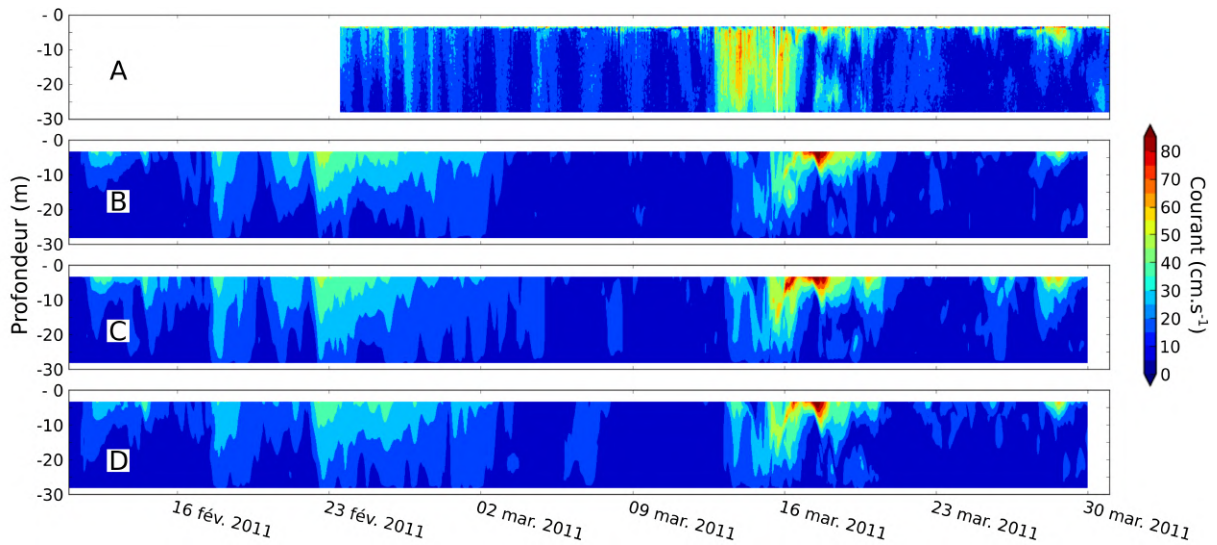


FIGURE 3.11 – Diagrammes hovmöller de l’intensité du courant observé (A), simulé avec les formules bulk CORE (B), Moon (C) et COARE (D), au point POEM.

TABLE 3.9 – Statistiques sur l’évolution temporelle de l’intensité des courants à POEM.

Stats	CORE (moyenne ; 10 m ; 25 m)	Moon (moyenne ; 10 m ; 25 m)	COARE (moyenne ; 10 m ; 25 m)
Corr	0.61 ; 0.49 ; 0.53	0.62 ; 0.53 ; 0.63	0.69 ; 0.58 ; 0.57
Biais	-0.05 ; -0.05 ; -0.06	-0.04 ; -0.03 ; -0.06	-0.05 ; -0.04 ; -0.06
RMSE	0.10 ; 0.12 ; 0.12	0.09 ; 0.12 ; 0.11	0.09 ; 0.11 ; 0.11
SI	0.54 ; 0.62 ; 0.68	0.49 ; 0.57 ; 0.62	0.49 ; 0.56 ; 0.66

L’analyse qualitative réalisée sur les diagrammes hovmöller peut être complétée par le calcul des statistiques présentées dans les tableaux 3.9 et 3.10. Pour les deux points, le calcul du biais montre que le changement de formule bulk ne règle pas le problème de la surestimation des courants à MesuRho et de la sous estimation de ceux-ci à POEM. Pour le premier point les formulations Moon et COARE dégradent même les résultats avec un biais de 0.05 et 0.04 m.s^{-1} contre 0.03 m.s^{-1} pour la simulation CORE. A POEM en revanche les statistiques montrent une amélioration de la représentation générale des courants avec les deux formulations.

3.1.3.3 Synthèse

Ces tests de sensibilité ont été utilisés afin d’obtenir une configuration convenable pour la modélisation couplée des courants et des vagues à l’échelle du plateau du GdL.

TABLE 3.10 – Statistiques sur l'évolution temporelle de l'intensité des courants à MesuRho

Stats	CORE (moyenne ; 10 m ; 15 m)	Moon (moyenne ; 10 m ; 15 m)	COARE (moyenne ; 10 m ; 15 m)
Corr	0.56 ; 0.56 ; 0.52	0.55 ; 0.53 ; 0.50	0.60 ; 0.57 ; 0.56
Biais	0.03 ; 0.02 ; 0.01	0.05 ; 0.04 ; 0.02	0.04 ; 0.03 ; 0.02
RMSE	0.10 ; 0.10 ; 0.09	0.12 ; 0.13 ; 0.11	0.10 ; 0.11 ; 0.09
SI	0.74 ; 0.74 ; 0.68	0.90 ; 0.89 ; 0.83	0.78 ; 0.79 ; 0.74

Parmi l'ensemble des simulations réalisées, deux simulations ont donné des résultats satisfaisants : la simulation avec l'intensité du vent multipliée par 1.13 (vent113) et celle avec les formules bulks Moon.

Les résultats présentés jusqu'ici ont montré, qu'en fonction du paramètre utilisé pour la comparaison, chacune de ces deux simulations pouvait avoir la meilleure reproduction des observations. En effet, sur les trajectoires du glider la simulation Moon a présenté les meilleures améliorations par rapport à la simulation de référence avec notamment un biais de 0.06 kg.s^{-2} contre 1.31 et 1.32 kg.s^{-2} pour la simulation vent113 et la référence. Dans le même temps la corrélation a été augmentée de 0.14 (référence) à 0.51 (Moon) mais la simulation vent113 a elle aussi augmenté cette statistique (0.40). À POEM, même si les statistiques sont proches, c'est la simulation vent113 qui représente le mieux les courants. À titre d'exemple, la corrélation de l'évolution du courant moyen est de 0.69 pour cette simulation contre 0.62 pour la simulation Moon et la simulation de référence. Au point MesuRho, les statistiques ont montré que la simulation vent113 est la seule à améliorer les résultats tandis que la simulation Moon les dégrade.

Il semblerait donc que malgré la meilleure reproduction de la stratification sur le plateau durant le mois de mars 2011, la simulation Moon ne soit pas la meilleure pour représenter les courants en ces deux points spécifiques du plateau.

En conclusion, la simulation vent113 permet d'améliorer la représentation des courants ainsi que des caractéristiques des masses d'eau sur le plateau. Elle permet dans le même temps d'obtenir des résultats satisfaisants sur la reproduction en tête du canyon sur l'ensemble de l'hiver 2010-2011. De plus, l'étude menée par [Estournel et al. \(2016\)](#) a mis

en évidence l'amélioration de la reproduction de la convection profonde hivernale durant l'hiver 2011-2012. Cette aspect n'a pas pu être investigué ici mais les travaux permettent d'espérer que cela soit le cas ici aussi. Pour ces raisons, la simulation avec le vent multiplié par 1.13 a été utilisée pour étudier la dynamique des masses d'eau sur le plateau du GdL durant l'automne et l'hiver 2010-2011. Ces travaux se sont focalisés sur l'étude de l'export des masses d'eau durant les épisodes de vent intense. Les résultats font l'objet d'un article soumis à la revue *Continental Shelf Research*. Celui-ci a été accepté pour publication et constitue la partie suivante.

3.2 Étude de l'export des masses d'eau du Golfe du Lion

L'embouchure du Rhône se situe sur le plateau continental du Golfe du Lion. Le bassin versant de ce fleuve est fortement anthropisé avec notamment plusieurs centrales nucléaires. En cas d'accident les masses d'eau du GdL seront donc les premières contaminées. Cette caractéristique a motivé l'étude de l'export et du temps de résidence des masses d'eau présentes sur ce plateau. Les résultats obtenus ont alors été utilisés pour constituer l'article composant cette partie.

3.2.1 Résumé de l'article

Un modèle couplé océan-vague a été utilisé pour étudier les temps de séjour des masses d'eau sur le plateau du Golfe du Lion et leurs voies d'export pendant l'automne 2010 et l'hiver 2010-2011. Une attention particulière a été accordée à la région du Cap de Creus et au canyon sous-marin associé, un site clé pour l'export de l'eau du plateau. Dans un premier temps, les résultats du modèle ont été comparés à de nombreuses observations effectuées au cours de la même période. La chronologie des courants intenses sur le plateau et dans le canyon du Cap de Creus (300 m de profondeur), liées aux vents d'est pendant l'hiver, a été bien reproduite par le modèle. Les trajectoires de particules lagrangiennes

ont été utilisées pour calculer les temps de séjour des masses d'eau sur le plateau du Golfe du Lion. Celles des eaux situées près du Rhône ont varié de 10 à 40 jours pour l'automne 2010, période dominée par des vents forts et fréquents, à 40 à 60 jours pour l'hiver 2010-2011, qui a été lié à des vents forts moins fréquents et à un courant de pente s'éloignant du plateau. Dans la région du Cap de Creus, les volumes d'eau exportés ont été estimés à 747 km³ en automne et 1513 km³ en hiver. Les résultats montrent qu'en automne, seulement 4% de l'eau a été exportée à des profondeurs inférieures à 200 m alors qu'en hiver, ce pourcentage a été de 25% car lié aux cascades d'eau côtière dense. Pourtant, cette exportation reste faible par rapport aux autres hivers. Il est probable que les faibles pertes de chaleur qui ont caractérisé la deuxième partie de l'hiver ont été responsables d'une faible profondeur d'export par le canyon du Cap de Creus. Ces conditions ont favorisé une sortie des eaux du Golfe du Lion vers la zone côtière espagnole pour une proportion de 70% du volume total exporté. La variabilité interannuelle de la distribution de cet export a été étudiée sur la période plus longue, de 2010 à 2017. Les pertes de chaleur en février et mars semblent être un indicateur d'une plongée dense d'eau du plateau continental, suggérant qu'environ 3 ou 4 hivers sur 8 sont affectés par une plongée profonde (atteignant 1000 m de profondeur). Il est essentiel de comprendre la variabilité de export d'eau côtière et d'éléments continentaux vers cette région pour anticiper leurs impacts potentiels sur les écosystèmes et les activités humaines dans des environnements aussi contrastés que la zone côtière et les canyons profonds.

3.2.2 Article : Impact of storms on residence times and export of coastal waters during a mild autumn/winter period in the Gulf of Lion

Impact of storms on residence times and export of coastal waters during a mild autumn/winter period in the Gulf of Lion.

Guillaume Mikolajczak^{a,*}, Claude Estournel^a, Caroline Ulses^a, Patrick Marsaleix^a, François Bourrin^b, Jacobo Martín^c, Ivane Pairaud^d, Pere Puig^e, Yann Leredde^f, Gael Many^g, Léo Seyfried^g, Xavier Durrieu de Madron^b

^aLEGOS, University of Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS, Toulouse, France

^bCNRS, Centre de Recherche et de Formation sur les Environnements Méditerranéens, UMR 5110, 52 avenue Paul Alduy, F-66860 Perpignan, France

^cCADIC-CONICET, Bernardo Houssay 200, 9410 Ushuaia, Argentina

^dCentre Méditerranée, Zone Portuaire de Brégailhon, CS20 330, 83507 La Seyne-sur-Mer Cedex, France

^eICM-CSIC, Passeig Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, Spain

^fGéosciences Montpellier, UMR 5243, Université de Montpellier, CNRS, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

^gLaboratoire d'Aérodynamique, University of Toulouse, CNRS, UPS, Toulouse, France

Keywords: Hydrodynamic modeling; Coastal water export; Residence time; Storms; Gulf of Lion; Mediterranean.

Highlights:

- Residence times of coastal waters in the eastern part of the Gulf of Lion range from 15 to 60 days.
- Export from the Gulf of Lion along the margin is triggered by easterly winds.
- 2/3 of the export takes place across the coastal strip off the Cap de Creus, 1/3 through the submarine canyon.

Declarations of interest : none

*Corresponding author at : LEGOS, University of Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS, Toulouse, France
E-mail address : guillaume.mikolajczak@aero.obs-mip.fr (G. Mikolajczak)

Abstract

25 A coupled ocean-wave model was used to investigate residence times of the water masses on the Gulf of Lion shelf and their export routes during autumn 2010 and winter 2010-2011. Particular attention is paid to the Cap de Creus region and submarine canyon, a key site for the export of water from the Gulf of Lion shelf. First, model results were compared to numerous observations taken during the same period. The timing of strong current pulses on the shelf and
30 at 300 m depth within the Cap de Creus Canyon, linked to easterly winds during winter, were well reproduced by the model. Lagrangian particle trajectories were used to calculate residence times of water masses on the Gulf of Lion shelf. Those of waters located near the Rhône River ranged from 10-40 days for autumn 2010, a period which was dominated by frequent strong winds, to 40-60 days for winter 2010-2011, which has been linked to less frequent strong
35 winds and a slope current flowing farther away from the shelf. In the Cap de Creus region the volumes of water exported were estimated at 747 km³ in autumn and 1513 km³ in winter. Results show that, in autumn, only 4% of the water was exported at depths below 200 m while, in winter, this percentage was 25% because it was related to coastal dense water cascades. Yet, this export remains low compared to other winters. It is likely that the low heat losses
40 that characterized the second part of the winter were responsible for the shallow export depth through the Cap de Creus Canyon. These conditions favoured an export of water from the Gulf of Lion to the Spanish coastal zone that would represent 70% of the total exported volume. Interannual variability of the distribution of this export was investigated over the longer period of 2010-2017. Heat losses in February and March appear to be an indicator of dense shelf
45 water cascading, suggesting about 3 or 4 out of 8 winters being affected by deep cascading (reaching 1000 m depth). Understanding the variability of exports of continental inputs to this region is essential to anticipate their potential impacts on ecosystems and human activities in environments as contrasting as the coastal zone and deep canyons.

1. Introduction

50 Coastal shelf regions represent about 8% of the global ocean surface. They receive continental fresh water and are a buffering zone between the continent and the open ocean. The residence time of these coastal waters plays an important role in issues related to water quality, contaminant dispersion or nutrient and oxygen availability. This concept of residence time has often been addressed in estuaries (Rasmussen and Josefson, 2002), bays (Liu et al., 2004) or
55 small lagoons (Kjerfve and Magill, 1989) but has been employed more rarely at the scale of a continental shelf. An example is provided by Dabrowski et al. (2010), who used the residence time to assess the retention of waste from the Sellafield nuclear reprocessing plant in the Irish Sea. Depending on the regional characteristics, different physical processes such as tides, wind-induced currents or large scale currents/gyres are identified as drivers controlling this residence
60 time (Lee et al., 1992). For example, tide is often considered as a factor favouring water renewal near inlets separating bays or lagoons from the open ocean (Safak et al., 2015). On the other hand, the alternation of tidal currents in estuaries can also increase residence times (Braunschweig et al., 2003). In confined areas such as landward portions of bays, wind and changes in wind direction largely control the residence times of the waters (Safak et al., 2015). This is also
65 true for the residence time of freshwater plumes near river mouths, as in the case of the Amazon (Nikiema et al., 2007), or at the scale of the Irish Sea, where the wind-induced circulation is responsible for huge variations of the residence time at intra-annual scale (Dabrowski et al., 2010).

The Gulf of Lion (GoL) is a microtidal region located in the north-western Mediterranean.
70 Low tidal amplitudes prevent estuarine circulation in the main Mediterranean river that flows into the GoL : the Rhône. The currents in the Rhône are fast (between 1.5 and 4 m s⁻¹) and generally directed downstream. The importance of the Rhône is not limited to its water transport (annual average 1700 m³ s⁻¹), nor to its solid transport (8.4 MT yr⁻¹ +/- 4.5 MT yr⁻¹ Sadaoui et al., 2016), but as its watershed is subject to various anthropogenic pressures,
75 it becomes a vector of pollutants in the marine environment. For example, several nuclear power plants occupy the Rhône Valley. In the event of an accident, the river could transport

radioelements from the continent to the marine environment. A good estimation of the residence time of river water in the coastal zone and then of the export processes would thus be crucial to understand the dispersion of pollutants and contamination of the marine environment.

80

The ocean circulation of the GoL is influenced by winds, rivers and the Northern Current (Millot, 1999), which is the northern branch of the cyclonic circulation of the western Mediterranean (schematized in Fig. 1) that occasionally penetrates onto the shelf (Gatti et al., 2006; Barrier et al., 2016) and generally represents a density barrier for the coastal waters. The
85 GoL shelf is known to be influenced by three main wind regimes: two north-westerly/northerly (hereafter “northerly”) winds and one south-easterly/easterly (hereafter “easterly”) wind. The two cold, dry northerly winds (Mistral and Tramontane blowing respectively over the eastern and western parts of the GoL) play a key role in the circulation of the continental shelf (*e.g.* Estournel et al., 2003; Leredde et al., 2007; Petrenko et al., 2008) and in the loss of buoyancy
90 of coastal waters, especially in winter (Millot, 1990). A high loss of buoyancy can lead to density driven current which can flow down the continental slope. This phenomenon, known as dense shelf water cascading, is highly dependent on the preconditioning of the water column, evaporation and surface cooling. The easterly winds, associated with moist air and low heat losses, are rare and brief. They do not produce a densification of water masses but lead to
95 an intense cyclonic coastal circulation on the GoL continental shelf (Ulses et al., 2008a). It has been shown that these two processes (densification of shelf waters in winter and intense cyclonic circulation) responsible for major exports from the GoL shelf can be decoupled in time (storms occur mainly from autumn to spring while strong water densification occurs in winter), but they can also combine when an easterly storm follows a period of densification in winter
100 (Ulses et al., 2008a). The export routes associated with these processes are generally different and depend on the buoyancy of the coastal waters.

The canyons located on the western part of the GoL (Cap de Creus, hereafter CCC, and Lacaze-Duthiers) play a predominant role in the export of dense coastal waters by guiding them

105 across the continental slope (Canals et al., 2006; Palanques et al., 2008; Puig et al., 2008; Ulses
et al., 2008b; Durrieu de Madron et al., 2013; Martín et al., 2013), allowing them to reach great
depths in the coldest years. Canals et al. (2006) and Ulses et al. (2008c) showed that, during
the extremely cold winter of 2005, more than two thirds of the GoL shelf waters ($\sim 750 \text{ km}^3$)
were exported to the deep ocean by cascading. Ulses et al. (2008a) used a numerical model to
110 simulate the export of shelf water during the major easterly storm of December 2003 when the
coastal water density was still lower than the slope water density. They showed that part of
the coastal water exported during this major storm followed the slope via a downwelling that
took place in the CCC over a thickness of about 300 meters and that the rest of the coastal
water flowed, along the narrow shelf located between the Cap de Creus promontory and the
115 CCC.

During the mild winter of 2010-2011, only brief, weak cascading was recorded (Rumín-
Caparrós et al., 2013). In March, the CASCADE (CAscading, Storm, Convection, Advection
and Downwelling Events) experiment documented the hydrological and hydrodynamic charac-
120 teristics of the south-western GoL shelf and export zone during a period of low loss of buoyancy
(Bourrin et al., 2015; Martín et al., 2013). Two intense easterly wind events resulted in coastal
currents greater than 0.60 m s^{-1} over the 26 m deep water column of the south-western GoL
shelf (Bourrin et al., 2015). At the south-western tip of the GoL, this intense coastal cur-
rent produced a downwelling of coastal waters into the upper part of the canyon, with intense
125 currents (0.90 m s^{-1}) and cold, low salinity waters near the bottom at about 300 m on the
southern flank of the CCC (Martín et al., 2013). However, the absence of measurements in the
surface layers did not allow to fully characterize the export of this relatively light water mass,
especially across the narrow shelf along the Cap de Creus, which has never been instrumented.
Such shallow export likely occurs also outside extreme cascading events and storms, during
130 more moderate wind events. However, such situations have not yet been documented. The
main aim of this work is to discern the influence of different wind regimes and hydrographical
variability (high frequency to seasonal and interannual) in the residence times and export routes

of coastal waters in the GoL.

135 This study considers the period from autumn 2010 to spring 2011, which was characterized
by alternating winds without major cooling of the coastal water. We used a numerical model in
order to complete the available data sets, examine the export pathways in detail and quantify
water transport. A two-way coupled ocean and wave model was set up. After a description of
the model and of the observations, the assessment of the simulation is presented below. Then,
140 the residence time of the water masses is evaluated by tracking Lagrangian particles, and the
spatio-temporal distribution of shelf water export is calculated. The interannual variability of
the export depth and pathways is then addressed over a succession of 8 years using a very
simplified approach based solely on winter surface heat losses. Finally, some conclusions are
presented.

145 2. Data and method

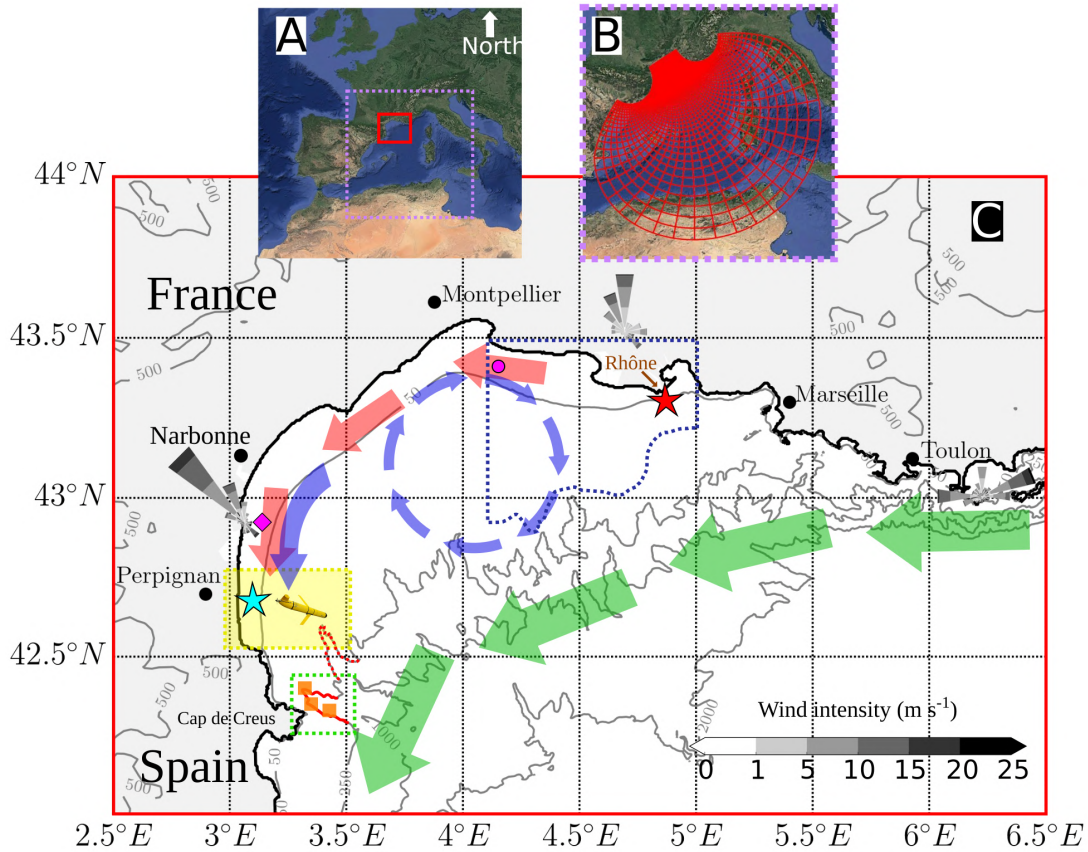


Figure 1: A) Situation of the Gulf of Lion in the western Mediterranean. B) Horizontal grid of the numerical model SYMPHONIE (one point out of 10). C) Position of the instruments on the Gulf of Lion map, wind roses at 3 meteorological stations (from east to west, Leucate, Arles, Porquerolles) over the period studied. Stars indicate the positions of the MesuRho (red) and POEM (blue) coastal stations. Orange squares mark the position of the three moorings in the Cap de Creus canyon, from north to south: Canyon Head (CH) and southern flank (SF1 and SF2). The pink diamond and circle represent the Leucate and Espiguette wave buoy recorder. Yellow box: glider trajectory area. Green box: CTD profile area. Blue dotted box: deployment zone of the Lagrangian particles in the model, between 4.2° E and 5° E, and between the coast and the 100 m isobath. The green arrows represent the Northern Current. The red and blue arrows represent the current patterns for easterly winds and northerly winds, respectively. The isobaths underlined in red represent the canyons of Lacaze-Duthiers to the north (dotted line) and Cap de Creus to the south (solid line).

2.1. Numerical modelling

2.1.1. Wave-current coupled ocean model

Simulations were performed with the SYMPHONIE ocean circulation model (Marsaleix et al., 2008, 2009, 2012) coupled with the WW3 wave generation and propagation model (Tolman and others, 2009). Several authors (*e.g.* Uchiyama et al., 2010) have indicated that swell, especially in the surf zone, transfers energy to the current and increases turbulence in the surface layer. For example, Michaud et al. (2012) have shown that using the same coupled model as employed here, but with a 22 m horizontal grid, gives a better representation of currents during storms. The parameterization of the combined wave-current interaction is described in Arduin et al. (2008), and its implementation in the SYMPHONIE ocean circulation model is detailed in Michaud et al. (2012). The wave and ocean circulation models are coupled with a 4-minutes time step using the OASIS3-MCT coupler already implemented in SYMPHONIE for atmospheric coupling (Voldoire et al., 2017; Seyfried et al., 2017). The ocean model provides the water height and surface current to the wave model. The wave model provides the circulation model with significant wave height, breaking wave height, peak wave direction and period, Stokes velocities, surface wave kinetic energy flux, and momentum fluxes from the atmosphere to waves and from waves to the ocean. The variables exchanged are averaged during the coupling time step before being communicated. The numerical grid of the circulation model is a curvilinear bipolar (Bentsen et al., 1999) Arakawa C-grid with 40 generalized sigma levels on the vertical. The bipolar grid allows a horizontal resolution between 300 and 500 m to be obtained over the entire GoL shelf and gradually lowers the resolution towards the south of the domain (around 7 km along the Algerian coast, Fig. 1B). This numerical grid makes it possible to move the open boundaries to a significant distance from the GoL while maintaining more than half of the grid points in the area of interest.

According to the results we obtained (not shown here) moving the boundaries apart allows a better representation of the general characteristics of the North Current (position, width, strength). A variation in the residence times of coastal water masses of 8% maximum was obtained with the results of a sensitivity test where the boundaries are located near the entrance

of the Gulf of Lion shelf.

175 Regarding bathymetry, coastal measurements carried out with airborne LIDAR
(<http://www.occitanie.developpement-durable.gouv.fr/le-suivi-du-littoral-par-laser-aeroporte-lidar-r1893.html>) were associated with the lower resolution EMODnet bathymetry (www.emodnet-bathymetry.eu). The wave model uses the grid of the circulation model but with a spatial resolution degraded by a factor of two in each direction because this model uses significantly
180 more computer resources than the circulation one. The interpolation of the wave model fields on the grid of the circulation model and the interpolation of the circulation model fields on the wave model grid are bilinear. The period simulated with the coupled current/wave system ran from 15 August 2010 to 1 May 2011.

2.1.2. Forcing

185 *2.1.2.1 Initial conditions and open boundary conditions*

The initial state and the open boundary conditions of the ocean model were given by a SYMPHONIE "parent" simulation encompassing the western Mediterranean that began two months earlier than our simulation and whose initial state, together with the boundary conditions, were provided by the NEMO model of the MERCATOR-OCEAN operational centre (Lellouche et al.,
190 2013). As explained in Estournel et al. (2016), the NEMO temperature and salinity forcing fields were first corrected to restore a consistent stratification index. As far as the wave model was concerned, it was assumed that the "child" numerical domain was large enough for open boundary conditions to have little influence on the continental shelf of the GoL. The wave field was thus assumed to be in equilibrium with the wind at the open boundaries.

195 *2.1.2.2 Tides*

Tidal forcing was considered in the ocean circulation model as described by Pairaud et al. (2008). Velocities and sea surface heights of 9 harmonic components (M2,N2,S2,K2,K1,O1,P1,Q1,M4) were provided by FES2012 products from the FES (Finite Element Solution) global tide model (Carrere et al., 2013).

200 *2.1.2.3 Rivers*

Hydrological forcing was set at the grid points corresponding to the river mouths by using the daily flows provided by the HYDRO database (www.hydro.eaufrance.fr). A seasonal climatology gave the freshwater temperature. The implementation of rivers in the model is described in Estournel et al. (2009).

205 *2.1.2.4 Atmospheric conditions*

Atmospheric forcing was provided by the three-hourly forecasts calculated by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF, <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/accessing-forecasts>) on a $1/8^\circ$ resolution, regular grid. The surface turbulent fluxes were calculated using the bulk formulas of Large and Yeager (2004), taking the wind, air temperature, humidity and
210 pressure, and sea surface temperature from the oceanic model.

*2.1.3. Analysis of the model results**2.1.3.1 Computation of the fate of coastal waters during wind events using Lagrangian particles*

Lagrangian particle tracking was used to monitor the trajectory of the coastal water masses
215 during northerly and easterly wind events. We used this functionality of the SYMPHONIE model in offline mode to focus on the water masses most likely to be influenced by the Rhône River (Section 4.1). Lagrangian particles were distributed every 0.01° horizontally and every meter vertically on the shelf near the Rhône, mainly to the west of the Rhône, (between 4.2 and 5° E, and delimited by the coastline and the 100m isobath, blue dotted box in Fig. 1),
220 which is the area known to be influenced by dissolved and particulate inputs from the river (Estournel et al., 1997; Gangloff et al., 2017). They were distributed throughout the water column to take account of both fresh water masses and water masses containing the surface and bottom nepheloid layers that are found in this area (Many et al., 2016).

Particles were released at the start of the main northerly and easterly wind events identified
225 in the time series (see Figures 2 and 3). The numerical domain was divided into 10 km boxes

in which the numbers of particles present at the end of each event were counted. Then, for each of the two wind regimes (northerly and easterly), the sum of particles was accumulated over the 3 events and then expressed as a percentage of the total number of particles injected into the domain.

230 2.1.3.2 *Computation of residence time using Lagrangian particles*

Lagrangian particles were also used to estimate residence times. The residence time is defined here as the time required for 50% of the particles near the Rhône river mouth to leave the GoL shelf, which is limited here to the 100 m isobath offshore, 42.26 ° N to the south-west and 5.37 ° E to the east (Fig. 1). The value of the 50% threshold was chosen to allow the residence
235 time to be calculated over the whole period (for example, a value of 90% would have limited the calculation to the period October-December 2010). This definition was preferred to the classical e-folding time (Monsen et al., 2002) because the temporal variation of the number of particles present in the domain generally deviates from an exponential curve due to the strong variability of the currents linked to the wind variability. Particles were injected every day (at
240 midnight) from 1 September 2010 to 30 March 2011.

2.1.3.3 *Winter atmospheric indicators*

ECMWF atmospheric forcing was also used to characterize wind and heat flux conditions for the winters from 2010 to 2017 (Section 5.3). Daily means of wind intensities and directions in the GoL (43.125 ° N; 3.875 ° E) were used to obtain the number of days with northerly or
245 easterly wind stronger than 8 m s⁻¹. At the same time, the 3-hr surface heat fluxes (produced by ECMWF and no longer computed by our model) averaged over the GoL shelf and over the winter period, were used as a proxy to compare the different years in terms of maximum density achieved during the winter.

2.2. Observations used for model validation

250 2.2.1. Mooring sites on the continental shelf

The coastal stations POEM (Bourrin et al., 2015, blue star of Fig. 1) and MesuRho (Pairaud et al., 2016, red star of Fig. 1) are autonomous instrumented surface buoys and benthic platforms that perform high-frequency measurements throughout the water column. The stations belong to the COAST-HF observation network under the ILICO research infras-
255 tructure (<https://www.ir-ilico.fr/en/The-research-infrastructure/Presentation-and-objectives>). The buoys are positioned at depths of 28 m (POEM) and 20 m (MesuRho). The benthic platforms are equipped with an upward-looking bottom ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), which measures the current with a vertical resolution of 1 (POEM) or 0.5 m (MesuRho) from 2 mab (meters above bottom) to the surface, at 5- (POEM) or 15-minute (MesuRho) sampling
260 intervals. In addition, the POEM buoy is equipped with a YSI 6600-EDS CTD probe, set up 1 m below the surface, which measures the temperature and salinity every 15 minutes. At the MesuRho buoy, temperature and salinity were measured first by an STPS NKE probe at a depth of 2.5 m during autumn 2010 and second by a SMATCH probe at 2.75 m from March to April 2011. These data are available from the Coriolis platform (www.coriolis-cotier.org).
265 Finally, wind direction and intensity were also measured at POEM and MesuRho. The sea state parameters are provided at two points, Espiguette on the northern coast (Fig. 1), and a point close to POEM (Leucate, Fig. 1). These fields (significant wave height, period and direction among others) were measured by houlographs of CANDHIS (the French National In-Situ Swell Data Archiving Centre, <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>).

270 2.2.2. Glider data

One of the particularities of the CASCADE experiment carried out in winter/spring 2011 is the deployment of a SLOCUM glider (Davis et al., 2003) over the GoL continental shelf from 3 March to 28 April 2011. Water temperature and salinity were continuously measured by a pumped SBE 41-CP CTD installed in the glider. Depth-averaged currents were also estimated
275 using the difference between the estimated position of the next waypoint by dead reckoning and the actual position provided by GPS. Several high-resolution transects were made between the

Lacaze-Duthiers Canyon and POEM site (Fig. 1). A complete description of the instrument and its use is given in Bourrin et al. (2015).

2.2.3. Mooring sites in the Cap de Creus Canyon

280 From 2003 to 2012, a short instrumented mooring (CH, Fig. 1) was maintained at the CCC head over a bottom depth of 300 m, as part of the HYDROCHANGES network (Schroeder et al., 2013). The bottom current and water temperature at 5 mab was recorded every 30 minutes by an Aanderaa RCM9 current meter. During the CASCADE experiment, two temporary moorings (SF1 and SF2, Fig. 1) were deployed from 3 to 21 March 2011 on the southern flank
285 (SF) of the CCC at depths of 290 m (SF1) and 365 m (SF2) (Martín et al., 2013). Both were equipped with a downward-looking ADCP (TRDI WHS Sentinel 300 kHz), positioned at 160 mab, which measured current velocities down to 40 mab with a sampling interval of 15 minutes and a vertical resolution of 2 m. Water temperature was also measured every 3 min at 10, 75 and 115 mab by means of three AQUAlogger (Aquatec Group Ltd) sensors attached to the
290 mooring lines.

2.2.4. CTD profiles

During the CASCADE experiment, several CTD profiles (Seabird 911 Plus) were recorded from the R/V L'Atalante Martín et al. (2013). Here, we use a section of temperature and salinity through the canyon measured on 14 March during a strong easterly storm.

295 **3. Evaluation of model outputs**

The model outputs were compared with *in situ* observations performed on the shelf and in the CCC over the study period (section 2.2) to assess the reliability of the model simulations of the hydrology over the shelf, the intensification of currents during storm events and the characteristics of water transport in the canyon.

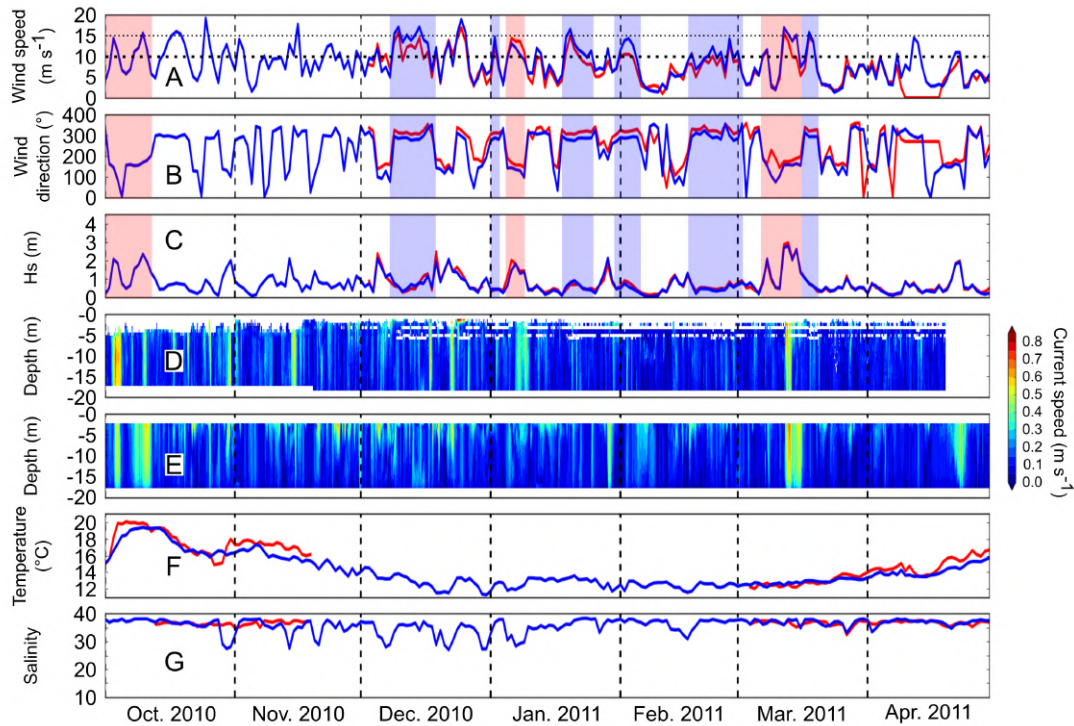
300 **3.1. Gulf of Lion continental shelf****3.1.1. Time series from moorings**

Figure 2: Time evolution of observed and modelled parameters at the MesuRho station (near the Rhône). Wind intensity (A), and direction (B), significant wave height (C). Hovmöller diagram of the observed (D) and simulated (E) current. Daily mean temperature (F) and salinity (G) at 2 m below the surface. Red line: observation, blue line: model outputs (ECMWF forecasts for wind). Red and blue shaded periods highlight the main easterly and northerly wind events, respectively.

Figures 2 and 3 compare the time evolution of parameters measured and modelled at the MesuRho and POEM coastal stations (Fig. 1). The observed wind intensity throughout the

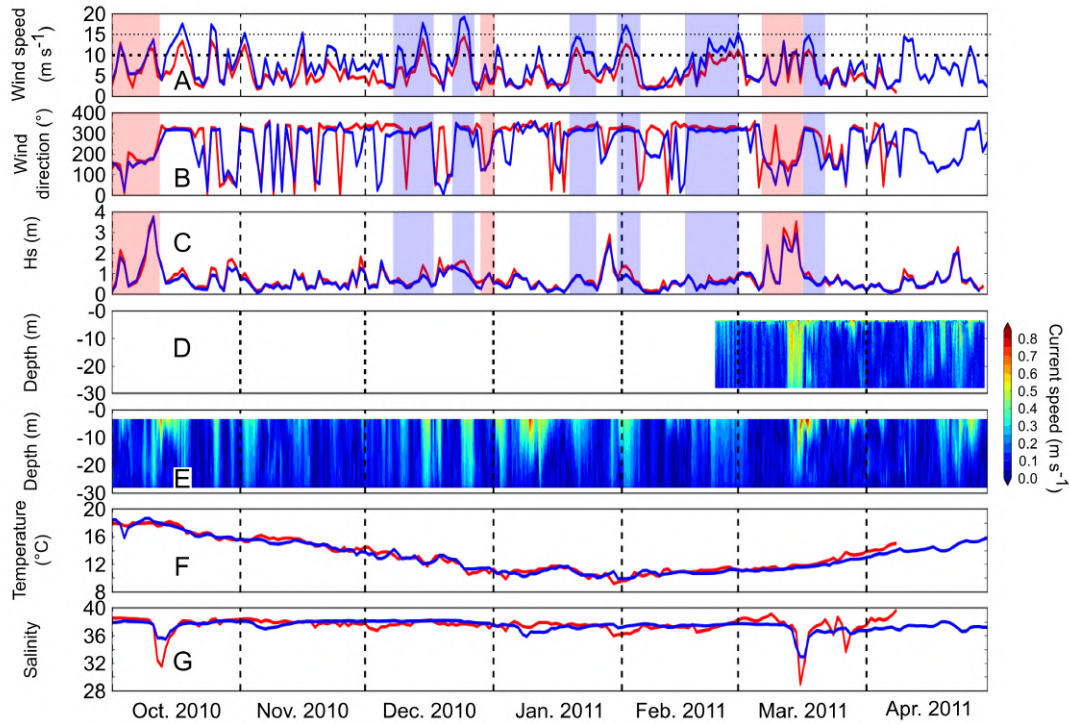


Figure 3: Time evolution of observed and modelled parameters at the POEM station (south-west of the GoL). Wind intensity (A) and direction (B), significant wave height (C). Hovmöller diagram of the observed (D) and simulated (E) current. Daily mean temperature (F) and salinity (G) at 2 m below the surface. Red line: observation, blue line: model outputs (ECMWF forecasts for wind). Red and blue shaded periods highlight the main easterly and northerly wind events, respectively.

entire period studied was less than 20 m s^{-1} but exceeded 15 m s^{-1} several times (Fig. 2A and
 305 3A). Most of these intense winds blew from the north. Easterly winds were also frequent. Their
 intensities were higher than 10 m s^{-1} at the beginning of October 2010 and during March 2011.
 Comparisons between the observed wind velocity and direction and the ECMWF forecasts, used
 to force the ocean model, show excellent correlation at both stations (above 0.90 ($p < 0.01$) for
 velocities). The significant wave height observed at Espiguette buoy to the north (Figs. 2C)
 310 was 0.75 m on average over the whole period and did not exceed 3 m . At Leucate buoy, to
 the south-west (Fig. 3C), maximum values reached 4 m under easterly winds. The statistics
 calculated for the WW3 model show a bias of less than -0.08 m and a correlation of 0.97 ($p <$
 0.01). The observed current velocity at MesuRho and POEM stations (Figs. 2D and 2E; Figs.

3D and 3E) was generally weak over the water column, with mean values of less than 0.2 m s^{-1} .
315 However, there were several occurrences (early October at MesuRho and mid-March at both
stations) for which the depth-averaged current velocity increased, sometimes exceeding 0.4 m s^{-1} .
The succession of calm and more intense episodes in the model was similar to observations,
even though the model underestimated the deep current at the POEM station. Statistics at 10
m depth at MesuRho and 15 m depth at POEM (not shown) showed correlations of 0.42 and
320 0.64, respectively, with observations and biases of 0.002 m s^{-1} and 0.03 m s^{-1} respectively. The
time evolution of temperature simulated and observed at 2 m below the surface at MesuRho
(Figs. 2F and 2G) shows that the model reproduced the evolution of the observed temperature
correctly (correlation: 0.83, bias: 0.62° C) between October and November 2010. During the
period March-April 2011, the model was even more accurate (correlation: 0.96, bias 0.34° C).
325 Regarding the time evolution of salinity, two different situations were noticed. During the first
period, the high bias (-1.57) and the low correlation (0.01) show the difficulty for the model to
reproduce the waters close to the Rhône River. It is likely that the location of the mooring very
close to the Rhône mouth, an area characterized by large salinity gradients at kilometeric scale
across river plumes, made it very difficult to perform such a comparison. On the other hand,
330 the second period was very well represented by the model (correlation: 0.63, bias: 0.24). At the
POEM station, the comparison of the temperature at 2 m below the surface (Fig. 3F) shows an
excellent ability of the model to reproduce temperature changes at this location, with a bias of
 -0.14° C and a correlation of 0.98 ($p < 0.01$). The observed and measured salinities (Fig. 3G)
were generally larger than 36. Only two events, in early October 2010 and mid-March 2011,
335 had lower salinities. The model is very good at representing the timing of salinity drops but
tends to predict smaller decreases (correlation of 0.67 and bias of -0.03).

3.1.2. *Glider*

In this section, the fields measured by the glider southwest of the shelf (Fig. 1) are compared to the simulated fields (at the nearest model grid point and time step). Figure 4 shows
340 the depth-averaged current calculated between successive surface returns of the glider at two
different times. For the first transect (Fig. 4A), conducted during the easterly storm on 14-15

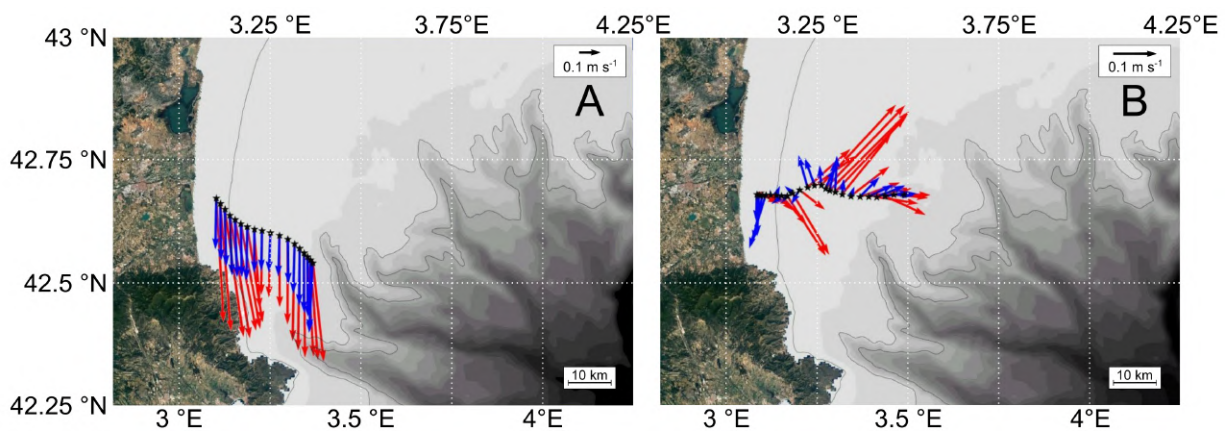


Figure 4: Depth-averaged currents from the simulation (blue) and deduced from the glider trajectory (red) during transects performed between 14 and 15 March 2011 (A) and between 19 and 20 March 2011 (B).

March, a southward alongshore current was measured with velocities between 0.30 and 0.60 m s^{-1} . The model underestimates these intensities, with values below 0.30 m s^{-1} , but the orientation of the currents is similar to that observed. During the second transect, carried out
 345 in the low wind period of 19-20 March, a current velocity of less than 0.30 m s^{-1} and a change in current orientation along the glider path, with south-eastward, north-eastward and eastward currents, were measured (Fig. 4B). The intensity of the simulated currents along this section is still lower than that observed. Nevertheless, the alternating orientation of the currents is well reproduced by the model.

350 Comparing the Hovmöller diagrams of the observed and simulated temperature (Fig. 5) over the entire glider path shows that the temperature varied between 10 and 15 °C. The thermal characteristics of the water masses sampled during the deployment can be divided into two parts, corresponding to March and April 2011, in which the water temperature was below and above 13 °C, respectively. Despite colder simulated temperatures, the model is consistent
 355 with the observations over the two periods. The presence of cold water on the continental shelf between 10 and 17 March is also remarkable, both from the observations and from the model. The salinity of the simulated and observed waters (Fig. 5) was between 37 and 38.5 over the entire glider path. The period can be divided into three sub-periods regarding the salinity: a first marked by homogenization of the water column and water salinity higher than

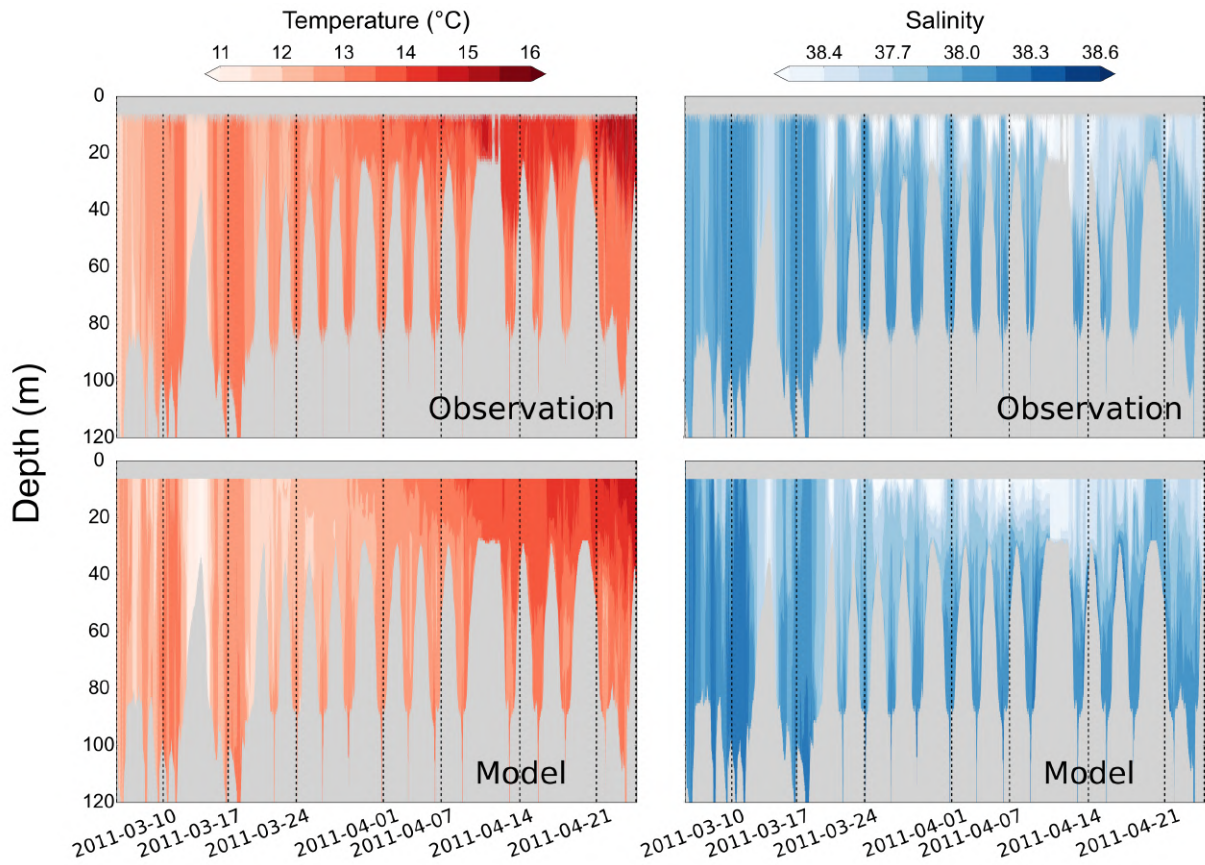


Figure 5: Hovmöller diagrams of the measured and simulated temperature (left) and salinity (right), along the glider path (between 3 March and 28 April 2011). Note that the glider performed successive transects between the coast and the shelf edge (30 km apart) as indicated by the bottom depth in grey.

360 38 in the first half of March, a second with a decrease in salinity with surface values lower than 38 until mid-April, and a third with another increase in salinity. Although the model shows lower salinity than the observations during the second period, the spatial pattern present in the observations is well represented by the model. By simultaneously studying temperature and salinity, a low-salinity, cold signal can be clearly observed and simulated during the first
 365 approach of the glider to the coast (14 March). The good spatio-temporal representation of this phenomenon is to be noticed, despite the underestimation of temperature and salinity by the model.

During the multiple round trips made thereafter between the Lacaze-Duthiers canyon head

and the coast, an alternation between colder ($T \leq 13^\circ\text{C}$) and fresher ($S \leq 37.4$) waters at the
 370 coast, and warmer ($T \geq 13^\circ\text{C}$) and saltier ($S \geq 38$) water masses along the shelf break, was
 observed. This pattern was present with a bias similar to that observed previously. The defects
 in temperature and salinity in the model also result in a higher density than in the observations.
 At the beginning of the transect (from 3 to 10 March), the density anomaly in the simulation
 exceeds 28.95 kg m^{-3} , while it is between 28.85 and 28.9 kg m^{-3} in the observations

375 3.2. Cap de Creus Canyon

3.2.1. Fixed moorings

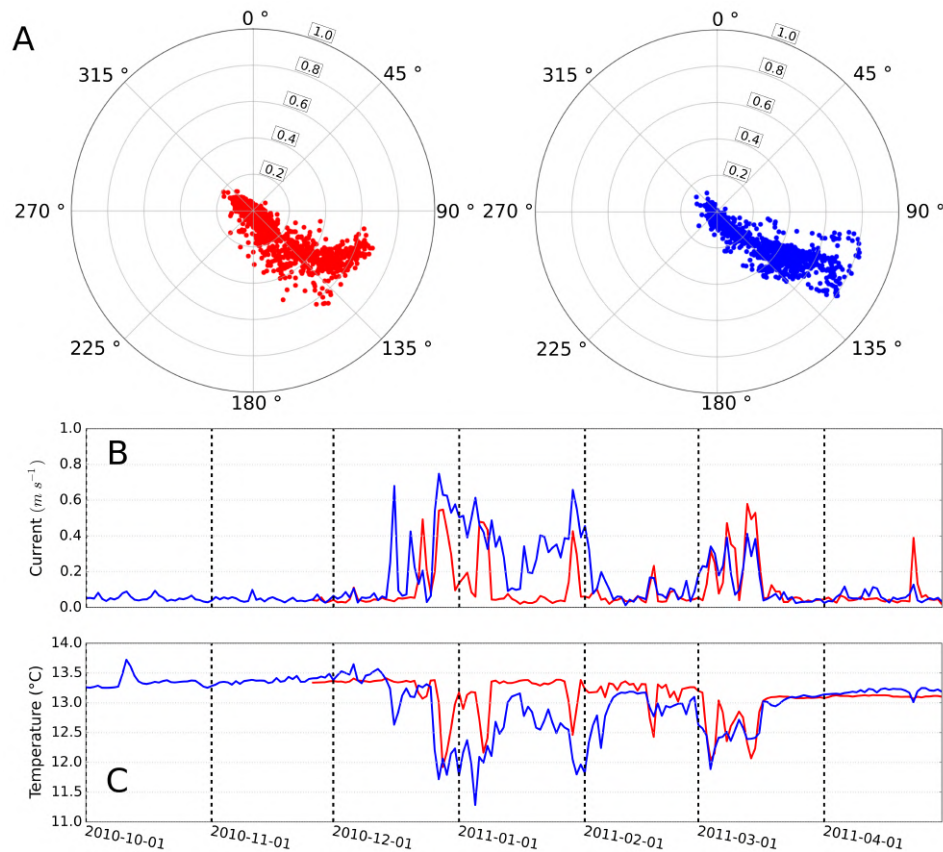


Figure 6: (A) Polar plots of the daily averaged near-bottom currents (in m s^{-1}) at the CCC head (300 m). Observations (left) and simulation (right). (B) Temporal evolution of daily averaged bottom current and (C) of temperature in the CCC head. Observations are in red and simulation in blue.

Among the moorings located in the CCC, only the mooring at 300 m at the canyon head

axis (CH, Fig. 1) was present throughout the winter period. The polar plots of the observed and simulated near-bottom currents (Fig. 6A) show similar characteristics. In both cases, currents weaker than 0.40 m s^{-1} were directed south-eastwards while more intense currents ($\geq 0.40 \text{ m s}^{-1}$) were directed eastwards/south-eastwards. Their time evolution (Fig. 6B) shows that their intensities in the simulation exceeded 0.60 m s^{-1} during several episodes (between mid-December 2010 and mid-March 2011) while, outside these periods, currents were usually less than 0.10 m s^{-1} . The simulation overestimates the intensity of these episodes during the first half of winter (December 2010 to January 2011), a bias of 0.15 m s^{-1} and a correlation of 0.53 being obtained. On the other hand, in the latter part of the winter (February - April 2011), the model is closer to observations, with a bias of -0.01 m s^{-1} and a correlation of 0.69.

The time evolution of the measured temperature (Fig. 6C) shows values between 13.25 and 13.5°C at the beginning of winter. During the winter, several cooling events concomitant with the increasing currents were observed. The first and most intense event took place in late December/early January (-2°C). The second one, during the first half of March, was characterized by a succession of temperature drops to below 12.5°C . Between these two major episodes, several shorter cooling episodes were observed (notably in late January and mid-February). A comparison with the simulation results shows that, over the entire period, the modelled temperature was lower than the observed temperature. At the beginning of winter, temperatures were similar but, from the first temperature drop (end of December), water masses did not recover the temperatures of 13.25 to 13.5°C between cold episodes in the model. On the other hand, the simulation adequately represented the succession of cold episodes of this winter and, in particular, the last one, occurring in March. Statistically, these comparisons result in a bias of 0.22°C and a correlation of 0.51 for the whole period.

The Hovmöller diagram of the current measured at mooring SF1, located on the southern flank of the CCC (Fig. 1), shows a succession of 4 events when the current intensity was greater than 0.40 m s^{-1} (Fig. 7A). Two of those episodes exceeded 0.70 m s^{-1} (between 13 and 17 March 2011). This sequence of events and the intensity of the currents are well reproduced by the model (Fig. 7B). At depths of 175 m, 215 m and 280 m, the current intensity bias

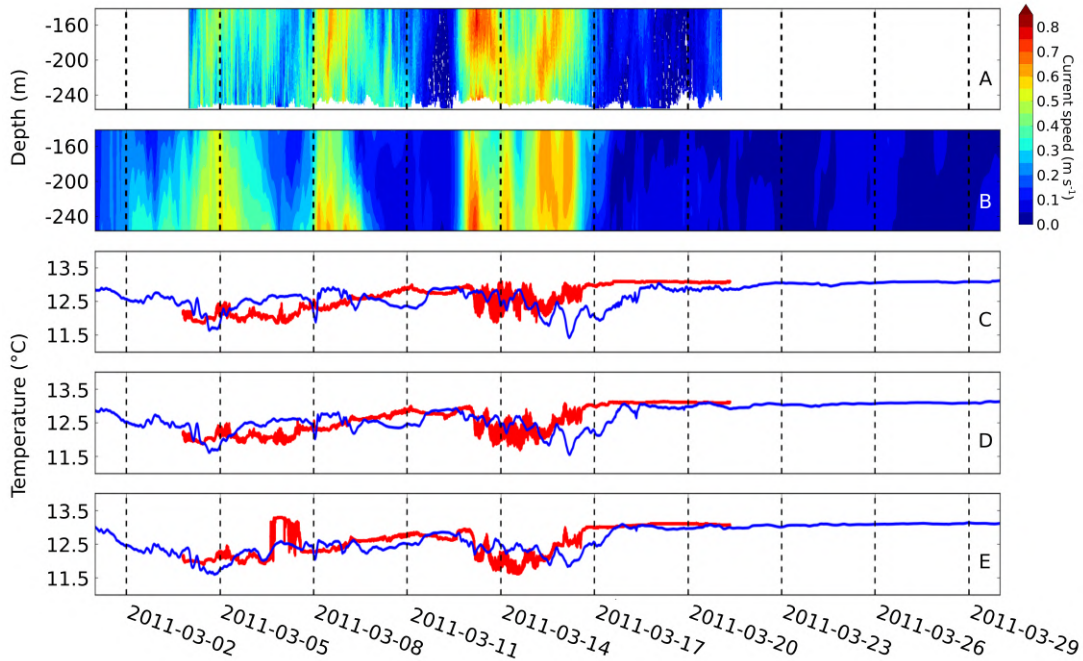


Figure 7: Time series over March 2011 of the current and temperature at the SF1 mooring, located at a depth of 290 m on the southern flank of the CCC. Hovmöller diagrams of observed (A) and simulated (B) currents. Observed (red) and simulated (blue) temperature at 3 depths: 175 m (C), 215 m (D) and 280 m (E).

never exceeds 0.05 m s^{-1} and the correlation is always strong, with values of 0.84, 0.83 and 0.76 (at depths 175 m, 215 m and 280 m, respectively). Regarding temperature, the bias does not exceed $0.08 \text{ }^\circ\text{C}$ at the 3 observed depths (Figs. 7C, 7D and 7E). On the other hand, the correlation is highly variable. It is low (0.2) at 175 m depth, acceptable (0.45) at 215 m depth
 410 and high (0.67) at 280 m. Like the first temporary mooring, the second, SF2 (Fig. 8), shows a series of intense current events. These currents at this mooring were even more intense than at SF1, exceeding 0.80 m s^{-1} , during the third episode (14 March). The model does not reproduce these extreme values, and the modelled current does not exceed 0.60 m s^{-1} during the most intense episode.

415 Over the entire period, the bias is 0.10 m s^{-1} . However, the simulation reproduces the timing of these events since, at the 3 fixed depths of 250, 290 and 355 m, the correlation is remarkably strong (0.89, 0.88 and 0.75, respectively). The time evolution of the temperature (Figs. 8C, 8D and 8E) shows that the model reproduces the general pattern found for the observations.

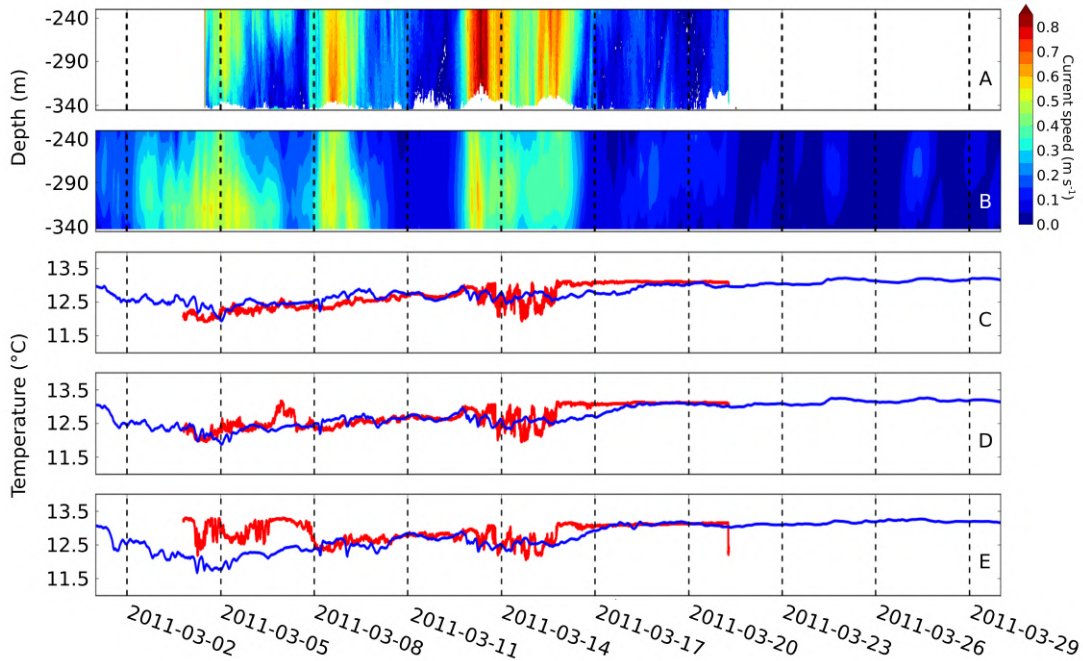


Figure 8: Time series over March 2011 of the current and temperature at the SF2 mooring located at 365 m on the southern flank of the CCC. Hovmöller diagrams of observed (A) and simulated (B) currents. Observed (red) and simulated (blue) temperature at 3 depths: 250 m (C), 290 m (D) and 355 m (E).

However, the statistics calculated at the 3 available depths are, as for SF1, heterogeneous on the
 420 vertical. At the deepest point (355 m) the bias and correlation are 0.27°C and 0.24 respectively
 while, at shallower levels (250 m and 290 m) they are better, with biases of 0.02 and 0.07°C ,
 respectively, and correlations above 0.7 in both cases.

3.2.2. Hydrographic section

In Figure 9, the temperatures observed using CTD profiles during the easterly storm doc-
 425 umented by the CASCADE experiment in the CCC are superimposed on the model vertical
 section along the path followed by the vessel. The first three CTD profiles, carried out in the
 upper part of the canyon, reveal the presence of a cold, low-salinity water mass (with tem-
 peratures below 11°C , salinity less than 37.7, not shown here), which is well reproduced by
 the model (same characteristics). On the southern slope of the canyon, down to a depth of
 430 about 300 m (next 4 profiles), a 100 m thick tongue of cold, low-salinity water extends along

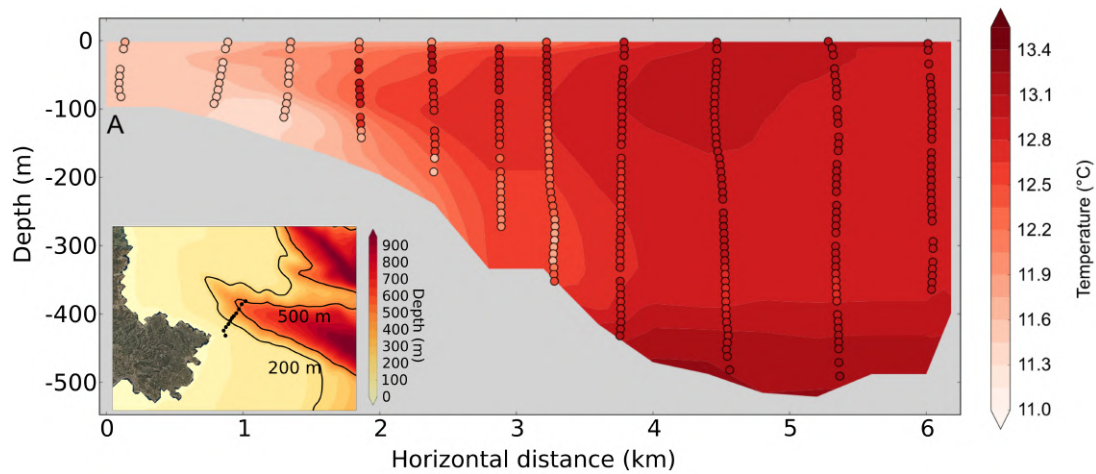


Figure 9: (A) Simulated temperature for 14 March 2011 along the hydrographic section crossing the southern Cap de Creus canyon flank. Observations (one point out of 10) are represented by circles superimposed on the model results. (B) Position of the CTD casts superimposed on the model bathymetry.

the bottom, with a salinity lower than 37.8 and a temperature lower than 12°C . Above, the salinity of this water mass is greater than 38 and the temperature higher than 12.5°C . The cold, less salty water tongue is present in the model results but, overall, the spatial extent is smaller, and the contrast with its environment weaker. The last profiles of the CTD transect were located in the axial part and lower northern flank of the canyon (depth up to 500 m). In the first 350 meters, observations and simulated fields show a relatively well-mixed water column with temperatures between 12.8 and 13°C and salinities between 37.9 and 38.1, over a bottom layer characterized by a strong vertical gradient. Observations and simulation show salinities reaching 38.5 and temperatures above 13.2°C in this 150 m thick bottom layer.

440 **4. Results**

In this section, the numerical outputs are used to study (1) the impact of GoL coastal circulation induced by the different wind regimes on the residence times of water masses most exposed to the Rhône River supply, and (2) the spatial and temporal characteristics of water transport through the complex south-western tip region of the GoL.

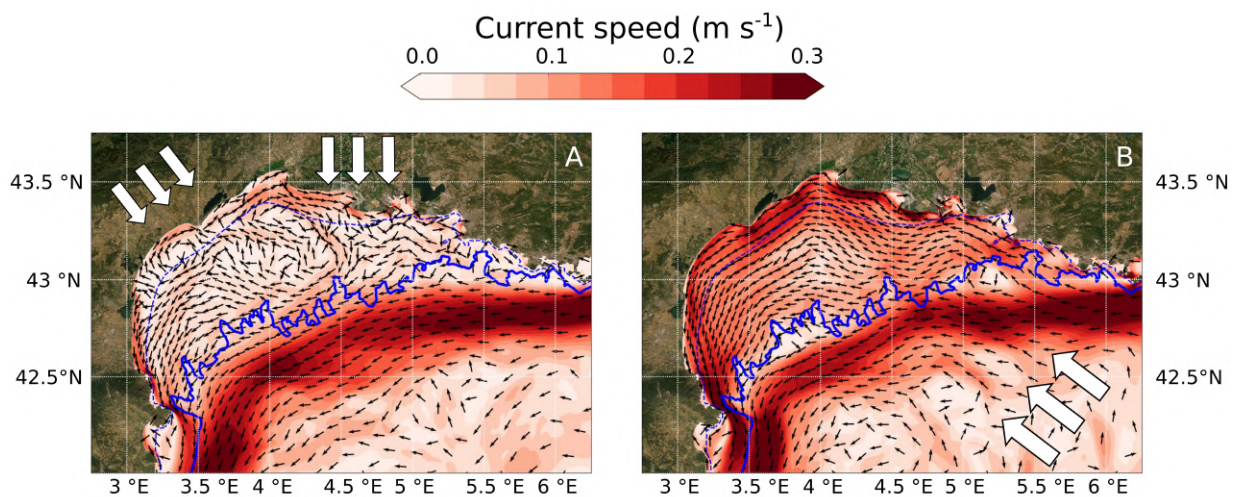
445 *4.1. Residence times near the mouth of the Rhône River*

Figure 10: Currents averaged over depth (200 m or the water column if shallower), and over 3 wind episodes: (A) northerly winds, 13 - 21 October, 18 - 26 January, 18 - 28 February and (B) easterly winds, 6 - 12 October, 5 - 9 January, 12 - 16 March. The 200 m isobath is represented in blue.

Figure 10 presents the depth-averaged currents averaged over 3 episodes of the prevailing northerly wind (A) and of easterly wind (B), which were among the most intense of the period studied. Easterly winds generated a south-westward circulation over the entire GoL. The current was intensified along the coast and at the southwestern tip of the continental shelf due to the topographic constraint of the continental shelf narrowing. This is in agreement
450 with the study by Ulses et al. (2008a). During northerly winds, the current pattern was more complicated because the average represented here resulted from an overlap of different nuances of the Mistral/Tramontane wind system that generated opposite currents in some sub-regions, as shown by Estournel et al. (2003). Here, two along-shore circulations with opposite

455 directions were also visible on either side of Narbonne (Fig. 1). Additionally, in the centre of the continental shelf and off Marseille, anticyclonic circulations were present as schematized in Fig. 1.

4.1.1. Spatial distribution of particles according to wind direction

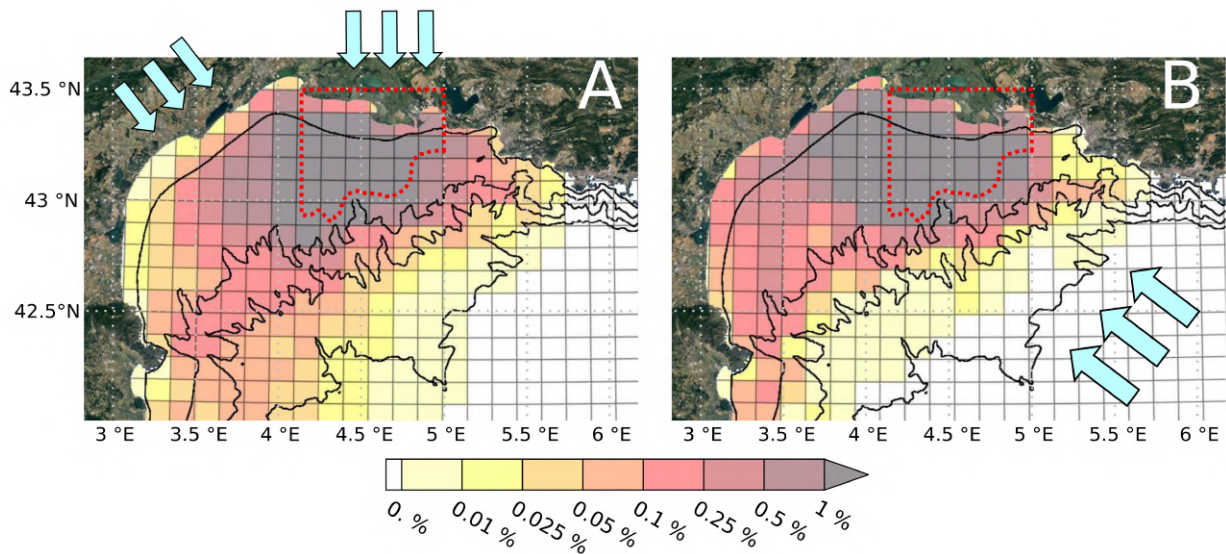


Figure 11: Proportion of Lagrangian particles present at the end of the northerly (A) and easterly (B) wind episodes (defined in the caption of Fig. 10). The blue arrows represent the wind direction, the red dotted box is the area where particles were released and the black lines correspond to the 50, 200, 1000 and 2000 m isobaths.

The simulation of Lagrangian particle trajectories was used to study the impact of strong wind (*i.e.* daily averaged intensity at MesuRho greater than 8 m s^{-1}) on the displacement of water masses. Particles were released at the beginning of strong wind events in an area located in front of the Rhône river mouth (red box on Figure 11, see details in section 2.1.3.1). Two maps (Figure 11) were obtained, one for each regime, representing the percentages of total released particles present at the end of the wind episodes. First of all, irrespective of the wind regime, at the scale of an episode, the duration of which varied between 2 and about 10 days, the majority of the particles remained on the GoL continental shelf. Easterly wind episodes caused the waters initially close to the Rhône to move westward along the coast with percentages per box that were, at most, between 0.25% and 0.5%. In contrast, northerly wind episodes

generated a low particle supply along the coast (maximum values lower than 0.05% per box),
 470 the particles being mainly advected towards the outer shelf and the slope. These observations
 support the above conclusions on wind-induced circulation. Easterly winds generate an intense
 along-shore current and downwelling conditions. In this case, particles tend to follow the
 French and Spanish coasts. In contrast, northerly winds generate more complex currents on
 the continental shelf and, along its northern part, upwelling conditions. The direct consequence
 475 is that some particles stagnate in the release area while others approach the slope and come
 under the influence of the Northern Current, which explains the relatively high percentages
 in the boxes between the 200 and 1000 m isobaths in the western part of the domain. These
 distributions were made at the scale of the wind event. The next section addresses the residence
 time on the GoL shelf at the seasonal scale.

480 4.1.2. Time evolution of the residence time near the mouth of the Rhône River

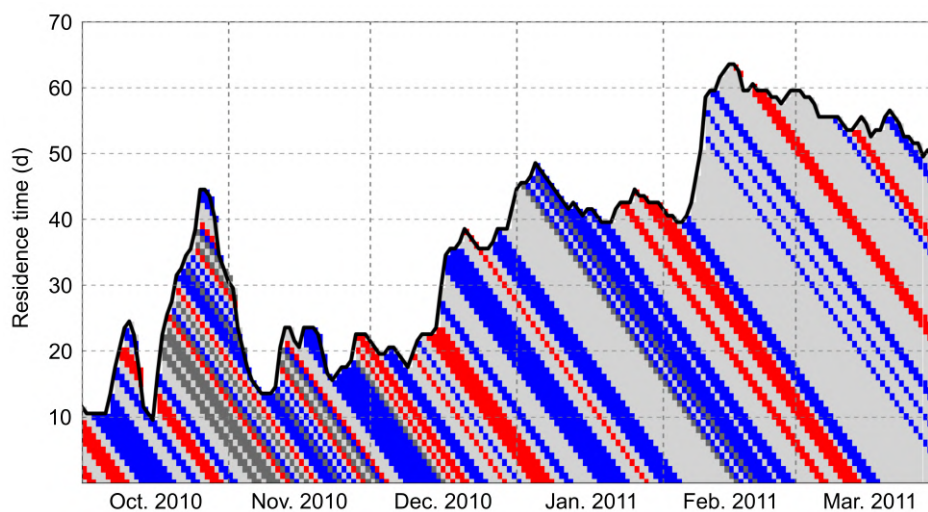


Figure 12: Time evolution of residence time (day) (black line). The succession of daily averaged winds (simulated at MesuRho, Fig. 1) that influenced the movement of the particles is represented under the line by coloured pixels: northerly (respectively easterly) winds stronger than 8 m s^{-1} are shown in blue (respectively red), winds from other directions stronger than 8 m s^{-1} are in dark grey, and winds lower than 8 m s^{-1} in light grey.

Figure 12 plots the residence time of the water masses recently influenced by the Rhône River versus time (see section 2.1.3.2). The colours under the black curve provide information on the

succession of winds having influenced the movement of the water mass during its presence on the shelf. For example, for all particles released on 1 December 2010, the black curve indicates that 21 days were required for 50% of the particles to be exported off the shelf. The succession of colours on the vertical (from bottom to top) indicates that this period is composed of 6 days with winds either having speeds lower than 8 m s^{-1} or changing direction from one day to the next, then a second period of 8 days with a northerly wind of velocity higher than 8 m s^{-1} and, to finish, a period of 7 days with an alternation of strong easterly winds and weak winds. Residence time on the shelf is very variable, ranging from about 15 days to more than 60 days. This duration is shorter during autumn and early winter (30 days on average from October to January) than during the rest of the simulation (55 days on average from February to April).

4.2. Variability of export of Gulf of Lion coastal water around the Cap de Creus

Here, the spatial and temporal variability of water export in the Cap de Creus region in the south-western part of the shelf, a key area for export, is examined. For this purpose, different sections have been defined around the CCC (Fig. 13A). Net water transport (total, 0-200 m and 200 m-bottom) through these sections was calculated over autumn (from 21 September to 21 December) and winter (from 21 December to 21 March). In addition to the time series of water transport, the daily mean of the surface heat flux, averaged over the GoL continental shelf, and the salinity in the CCC are also shown in Figure 14.

Whole period

The total net water transport leaving the continental shelf through the canyon (section B-E) and the coastal strip to the west of this canyon (section A-B) was 0.20 Sv. The coastal strip A-B represented 65% of the transport. Nearly two-thirds of the net amount of water leaving the shelf corresponded to along-shore transport (0.11 Sv, AC green section); the rest originated from the outer shelf and entered through the canyon head (0.03 Sv) and its northern flank (0.05 Sv). The transport through the southern flank of the canyon was lower than 0.02 Sv on average.

The comparison between autumn and winter shows that the GoL's export during winter was 50% higher than during autumn. More precisely, the outflow from the continental shelf

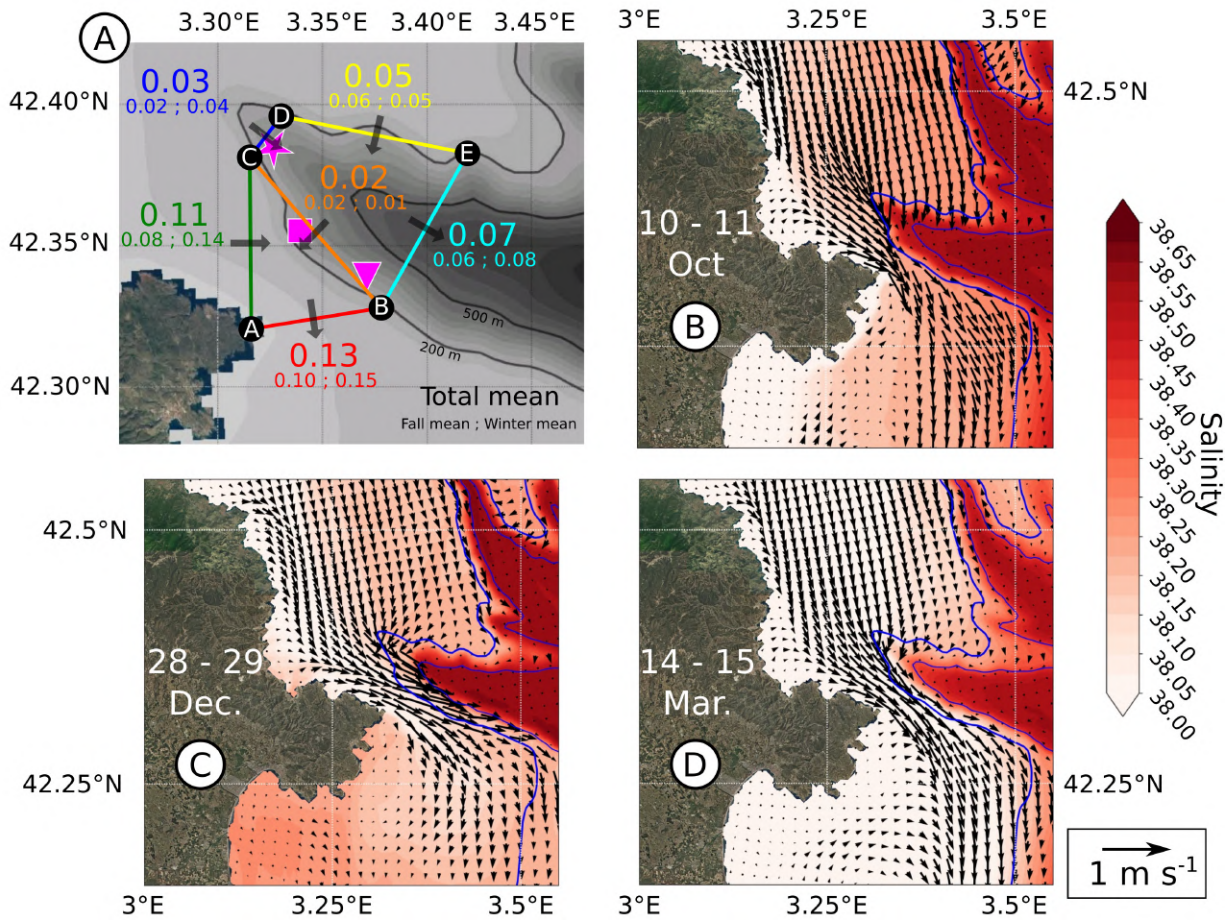


Figure 13: (A) mean net water transport (Sv) indicated for different sections in the Cap de Creus region over the entire period (top), autumn 2010 (bottom left) and winter 2010-2011 (bottom right). The pink star, square and triangle indicate the positions of CH, SF1 and SF2 moorings (respectively). (B), (C), (D) fields of bottom currents and salinity averaged over 10-11 October 2010, 28-29 December 2010 and 14-15 March 2011, respectively.

along the coast (section A-B) was 50% larger during winter than during autumn. The winter increase observed on the coastal section A-B was also found on section A-C and at the canyon head (section C-D). In contrast, the export through the northern flank (D-E) was reduced in winter. The distinction between the two seasons is also visible in the temporal evolution of the hydrological parameters at the bottom of the CCC (Fig. 14C). Before mid-December, no clear salinity or density variation signal was visible at the bottom. After mid-December and the marked December heat losses (Fig. 14A), salinity and density at this depth underwent strong

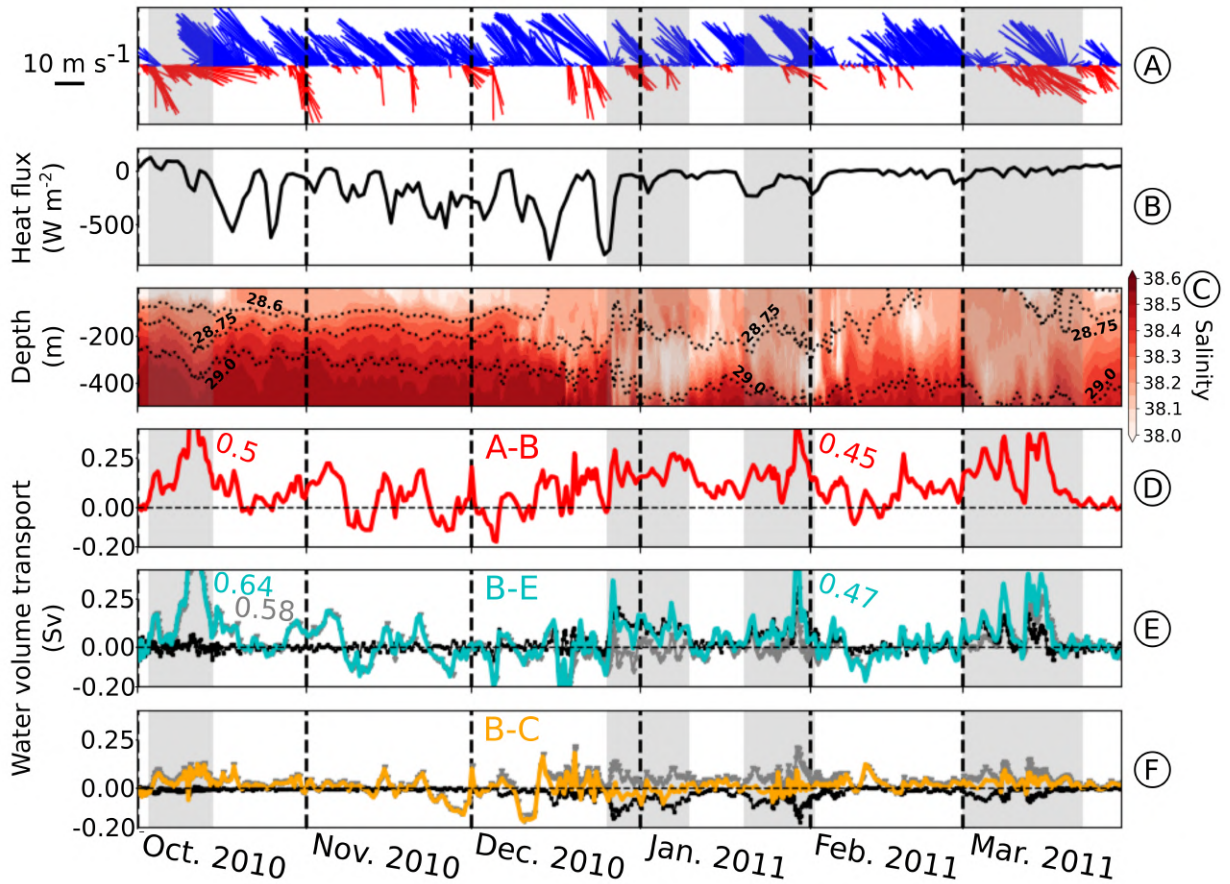


Figure 14: Time evolution of (A) the wind intensity and direction (easterly in red and northerly in blue; ECMWF outputs) at POEM station (Fig. 1); (B) total heat flux averaged over the GoL continental shelf; (C) salinity with density contours at 500 m on the southern flank of the CCC; (D), (E) and (F) simulated water transport (Sv) for the red A-B, cyan B-E, and orange B-C sections (shown in Fig. 13), respectively, (positive values correspond to the orientation of the arrows in Fig. 13A). The coloured line corresponds to the total transport, the grey line to the water transport over the upper 200 m and the black line to the transport from 200 m to the bottom.

variations until the end of the simulation.

Figures 14D, 14E and 14F show the impact of intense wind events on the magnitude and vertical structure of the export. The temporal variability of the water transport is significant, with values generally less than 0.5 Sv, regardless of the section and direction. Over the period studied, four export episodes (highlighted by grey rectangles in Fig. 14) were considered re-

markable and are detailed in the following.

525 ***Period 1 (3-15 October 2010)***

The first period corresponds to the most intense export event of the entire study, with water transport exceeding 0.5 Sv on each of the GoL exit sections (A-B and B-E). During this event, the transport through B-E was mainly restricted to the 0-200 m layer. This ten-day period was marked by an alternation of winds: easterly, northerly and easterly again. The two easterly
530 wind episodes had daily mean wind velocities greater than 12.5 m s^{-1} , which generated an intensification of the coastal current, as shown in Figure 10. Because of the strong stratification during this season, the export mostly concerned the upper layer. However, Figure 14C shows a clear low salinity signature down to a depth of 400 m, corresponding to the coastal water downwelling characteristic of these strong easterly wind events (Ulses et al., 2008a). Figure 13B
535 shows the current along the bottom averaged over the two days corresponding to the maximum of the storm. The acceleration of the flow is clear at the narrowing of the Cap de Creus coastal strip. The water from the shelf enters the canyon perpendicular to its northern flank down to depths of 300-400 m. Farther downstream, the light water vein is no longer visible as it flows at intermediate depth. On the southern flank, the current flows along the isobaths not exceeding
540 200m depth. This indicates the presence of downwelling when the current enters the canyon across its northern flank, followed by a rise of the light water mass inside the canyon to stabilize at its equilibrium level along the southern flank.

Period 2 (26 December - 10 January)

545 The second strong export period was marked by intense water transport through section A-C, with a mean value of 0.20 Sv corresponding to 70% of the water leaving the GoL shelf (not shown). The other part of the exported water flowed through the canyon head (20%) and its northern flank (10%). The mean water volume transport leaving the shelf through the coastal strip (0.18 Sv for section A-B) was greater than that through the canyon (0.11 Sv for section B-
550 E). On the other hand, this period was the first one with transport through B-E in the bottom

layer (0.13 Sv) that was greater than in the upper layer (-0.01 Sv) (Fig. 14E). On sections B-E and B-C, the water transport was vertically sheared with bottom waters entering the canyon through B-C and thus contributing to the export through B-E, while surface transport was directed in the opposite direction (Fig. 14E and 14F).

555 This key period was characterized by a temperature (Fig. 6) and salinity (Fig. 14C) drop and can be considered as a first shallow, dense shelf water cascading event. It was preceded by strong northerly winds and strong heat fluxes (several days with a mean heat loss higher than 600 W m^{-2}) that caused cooling and densification of the shelf waters. The beginning of the cascading corresponded to the peak of heat fluxes. A new increase in export (around January
560 5), clearly visible on the measured current at the canyon head (Fig. 6), would be linked to an easterly wind (Fig. 2), which would enhance the advection of the dense water mass towards the southwest.

Figure 13C shows the bottom current averaged over 2 days, 28 and 29 December, chosen for the reasonable agreement between model and observations (Fig. 6). Around the canyon head,
565 the incidence of current in the canyon was almost normal to the isobaths. In contrast to the October storm, the current along the southern flank clearly entered the canyon with an angle of incidence that gradually decreased towards the southeast. Dense water did not penetrate significantly below 500 m depth. As with other important export periods, the current was strong in the coastal strip along the Cap de Creus promontory.

570

Period 3 (20 January - 2 February)

In the second half of January, a new northerly wind episode occurred with relatively low heat losses compared to December (Fig. 14A and 14B). Then, a short-lived moderate easterly wind ($\leq 10 \text{ m s}^{-1}$) induced peaks of export through all the sections in the last days of January and
575 rapid variations of density in the canyon (Fig. 14C). Export had the same spatial characteristics as those of the previous period. For the section corresponding to the southern flank of the canyon (B-C), the water transport in the bottom layer was of the same order of magnitude as in the upper layer but in the opposite direction (Fig. 14F). In the cross-canyon section (B-E), the

bottom layer was the main export pathway (90% of the total transport of 0.11 Sv, Fig. 14E).

580 This event was the second shallow dense shelf water cascading event of the winter. Bottom currents showed a spatial distribution similar to that of period 2 (Fig. 13C).

Period 4 (1 - 23 March)

The last period corresponds to the CASCADE campaign, which took place after a long period
585 (18 February - 3 March) of moderate northerly winds (rarely $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$) not associated with significant heat losses (Fig. 14B). The CASCADE period was characterized by a succession of easterly wind episodes, the first one from 8 to 9 March and the second from 12 to 16 March, which resulted in intense export. The downwelling was intense enough to be seen at 400-500 m depth with decreases in salinity and density (Fig. 14C). Overall, 62% of the water transport
590 was exported through the coastal strip (A-B). In contrast to the December and January export periods presented above, export through section B-E mostly concerned the upper layer (0.07 Sv, 59% of the depth-integrated export). Figure 13D shows the average bottom current at the height of the storm, *i.e.* at the time when exports were at their peak (14-15 March). As for the October storm, the current penetrated perpendicular to the isobaths, mainly through the
595 canyon's northern flank. Along the southern flank, the current flowed mainly along-isobaths while a part of the flow entered the canyon from the northwest and exited to the southeast. The core of the vein followed the bottom to a depth of about 400 m. This suggests heterogeneity in density of the water mass entering the canyon. The outgoing water along the southern flank of the canyon was the lightest water, which rose after the initial downwelling phase while
600 the denser waters flowing along the isobaths in the canyon appeared to have stabilized. This general pattern is quite consistent with the interpretation of observations proposed by Martín et al. (2013) in their Fig. 12.

Synthesis

605 Table 1 summarises the volumes of water exported from the GoL shelf during the four periods analysed previously and during the whole period from late September to late March. The

CASCADE period (period 4) illustrates the strong impact of easterly winds since 1/3 of the cumulated export over 23 days occurred during the 5 days of this wind regime, *i.e.* 20% of the period. The October storm represented 60% of the export of the whole autumn. Whatever the period, it appears that the coastal section (A-B) was the main export pathway. Only during major easterly storms did similar volumes flow through the two sections (differences < 15%). Besides, during the first period, only 3% of the water (6 km³) was exported to depths greater than 200 m in the canyon. On the other hand, during the three remarkable winter periods, significant volumes of shelf water were transported into the canyon below 200 m. Period 2 presented the largest volume transported in the bottom layer (153 km³). Period 3 showed similar behaviour with a lower bottom export (111 km³). Finally, the CASCADE period was the one during which the volume of water exported below 200 m was the lowest, with 84 km³, 29 km³ of which left during the easterly storm.

Table 1: Net volume of water (km³) that flowed from north to south through the sections A-B and B-E during the periods highlighted in Figure 14.

Period (duration in days)	section A-B 0 -200 m	section B-E surface-bottom (200 m - bottom)	shelf /total (in %)	canyon bottom/total (in %)
Period 1 (13 d from 3 to 15 October)	228	219 (6)	51	3
Period 2 (16 d from 26 December to 10 January)	221	132 (153)	63	116
Period 3 (14 d from 20 January to 2 February)	207	123 (111)	63	90
Period 4 (23 d from 1 to 23 March)	339	204 (84)	62	41
March easterly storm only (5 d from 12 to 16 March)	92	85 (29)	52	34
Total period (autumn + winter)	1529	731 (411)	68	56
Autumn	470	277 (31)	63	11
Winter	1059	454 (385)	70	85

5. Discussion

620 5.1. Weaknesses and strengths of the simulation

We developed and used a 3D model to study the shelf circulation of the GoL and exchanges with the adjacent regions. This study represents one of the rare attempts to evaluate the residence time of shelf waters and shelf-slope exchanges in this region. Most of the previous modelling studies focused on estimating shelf water export and restricted their estimates to storm and/or cascading periods (Ulses et al., 2008a,c). Here, we extended the period of export
625 estimation to the whole autumn and winter periods. To refine the assessments, the horizontal resolution of the model grid was increased by a factor of 3 relative to that used in the studies by Ulses et al. (2008a,c), for a better representation of the narrow canyons, major pathways of shelf waters towards the deeper parts of the margin. The use of online coupling with a wave
630 model is also an innovation in our study. It allows the integration of waves, and their feedback on currents, into water mass dynamics at high temporal resolution. Comparisons of the simulation of this study with a simulation without waves showed little differences. However, over short periods with storm or cascading events (for the canyon head) it appears that the differences are in favour of the coupled simulation. Even if the differences are not systematically
635 in favour of the coupled simulation, it has been carried out with the aim of coupling hydrodynamics and sediment transport to quantify in a future study the particulate matter export associated with coastal water exports. Wave-current coupling is then necessary to provide a correct representation of the bottom turbulence that governs sediment resuspension.

The detailed comparison between the model results and observations (section 3) shows that
640 the simulation reproduces the major characteristics of hydrology and currents on the inner shelf. Along the northern coast of the GoL, the current over the entire water column was subject to strong, sustained accelerations that were systematically associated with easterly winds (Fig. 2). Moreover, seasonal variations in surface hydrology to the west of the continental shelf are well described while, to the north, the data are partial and located in a strong gradient
645 area, making it difficult to conclude. At the scale of events, the decreases in salinity to the west, linked to the passage of riverine waters, are reproduced. The model also reproduces the

cross-shore spatial temperature and salinity gradients (colder, fresher inner-shelf water versus warmer, saltier outer-shelf water). The major drawback of the simulation on the shelf concerns the underestimation of the current speed to the west of the continental shelf in March (Figs. 3 and 4). Unfortunately, the absence of a long time-series of observations does not allow a possible systematic defect in the representation of intense events. However, it can be noted that this defect does not appear in the northern part of the investigated domain.

In the CCC, the situation is complex, partly due to the high heterogeneity of the bathymetric constraint on the flow. Regarding the seasonal variability at the canyon head, (Fig. 6), the strong contrast observed between autumn, a period with very limited variability of bottom current speeds and temperature, and winter, when currents become more variable and current intensity may increase by an order of magnitude in concordance with temperature drops of more than one Celsius degree, is also reproduced by the model. Zooming in on winter, it is also possible to see, thanks to the temporary instrumented multi-level moorings (Figs. 7, 8), the excellent timing of the model in reproducing these current anomalies, which concern a layer at least 100 m thick above the bottom. Regarding the magnitude, during the first part of winter, when the density of the shelf waters increased, the simulation gives a current that is too strong and water that is too cold at the canyon head (Fig. 6) while, later, in February / March, the comparison at the different moorings shows much better agreement.

Despite the good performance of the high-resolution model, the weak points of the simulation identified suggest an underestimation of the water export from the GoL limited to the coastal strip during easterly storm events. On the other hand, during the cooling period (end of December - 2 February 2011), the model overestimates water transport in the lower layer. A quantitative comparison of the time integrals of the current at the canyon head mooring given by observations and simulation shows that the latter overestimates by a factor of 2.3 (representing an excess of about 150 km^3 if this difference is applied to the transport through the canyon). This result must be moderated, as the model indicates that the mooring would be at the eastern limit of the cascading vein (Fig. 13). It can be noted in Fig. 13C that, during cascading, the current seems to be much more homogeneous on the southern flank of

675 the canyon. If the temporary moorings SF1 and SF2 had been available at this time, it would probably have been possible to assess the uncertainties on transport during this cascading period more precisely.

5.2. Residence time and export

Our estimates show that, over the period considered, the functioning of the GoL was globally
680 characterized by a net outflow to the southwest balanced by a net inflow to the centre and east of the shelf. On the eastern and central slope, spatial and temporal variability was strong and was related to two main factors: wind and the Northern Current. In 2010-2011, the frequency of strong winds and the alternation of northerly and easterly winds (Fig. 12) were higher in autumn than in winter. In addition, the position of the Northern Current on the
685 slope was also variable and higher on the slope in autumn than in winter (not shown). This produced an intensification of the exchanges between the outer shelf and the Northern Current in autumn, *e.g.* along the outer edge of the Rhône plume under northerly wind conditions, whereas in winter the central area of the shelf was more isolated. The combination of these two types (meteorological and oceanic) of forcing explain the lower residence times in autumn
690 for particles initially present in the eastern part of the shelf.

In the southwest, in autumn, the storm of October was a major event at the scale of the season (60% of the seasonal export). Outside this big event, there was an alternation between import and export periods (Fig. 14), probably depending on complex wind patterns. It, therefore, seems that, in autumn, the presence of strong, long-lasting easterly storms (about
695 ten days here), is a major component of the seasonal export, while shorter storms produce much weaker exports, partly compensated by imports during certain northerly wind episodes.

In winter, the flow is always outgoing to the south-west, due to the increased density of the shelf water (Fig. 14), although this increase was very moderate during the winter of 2010-2011. Such a weak densification of shelf water could be the reason why moderate easterly wind events
700 played a role in triggering or intensifying the weak cascading, as in December and January, by advecting the coastal water mass toward the south-west. This role of the easterly winds over winter 2010-2011 had already been noted byi Rumín-Caparrós et al. (2013). It was also

highlighted for the autumn-winter of 2003-2004, which, to the first order, is comparable to the period studied here (presence of strong storms and relatively mild winter) (Ulses et al., 2008a).

705 Unfortunately, the export was only quantified over a few days, making any comparison difficult. Nevertheless, it can be noted that an export of 150 km^3 was found over 5 days in February 2004, which is of the same order of magnitude as the 177 km^3 found here for the 5 days of the March storm.

Our estimates show that, over the entire autumn-winter period, export by the coastal strip 710 of the Cap de Creus dominated (68% on average, Table 1). This proportion decreased to values close to 50% during strong easterly storms, as these storms are associated with very high water transport (of the order of 0.5 Sv) which cannot exit entirely through the narrow coastal strip and so penetrate into the canyon to a depth of several hundred metres (Ulses et al., 2008c).

In the canyon, water preferentially flowed into the upper layer in autumn, especially dur- 715 ing the October storm, and then into the lower layer during the cascading period in January/February (Table 1). Note that, during the March storm, the fraction exported into the lower layer decreased. This was related to the input of light, low salinity water (Fig. 13D) at the surface during the coastal river floods that accompanied this storm. Vertical stratification was then increased, which reduced mixing, increased current shear and thus increased surface 720 export relative to deeper export.

5.3. *Interannual variability of export*

Two winter regimes have been distinguished regarding the characteristics of shelf water export: a first one driven by storms and concerning light shelf water, and a second, for which the waters formed on the shelf are very dense, potentially denser than those of the Western 725 Mediterranean deep basin (Dufau-Julliand, 2004; Palanques et al., 2006; Canals et al., 2006; Ulses et al., 2008a,c; Durrieu de Madron et al., 2013; Rumín-Caparrós et al., 2013).

During winter 2010-2011, the density anomaly of the shelf water around 28.9 kg m^{-3} was not strong enough to provoke cascading into the canyon beyond 350 m depth (Martín et al., 2013). GoL shelf water preferentially flowed toward the Spanish shelf, and only a part was 730 drained by the canyon, following the upper slope before joining the Northern Current and

hence contributing to the Winter Intermediate Water mass (WIW) that is found around the shelf break depth (200 m). These characteristics are similar to those of winter 2003-2004, for which Ulses et al. (2008a) noted negligible quantities of exported water denser than 28.82 kg m^{-3} . These two winters belong to the first regime.

735 In contrast, during winter 2004-2005, density anomalies higher than 29.2 kg m^{-3} (Canals et al., 2006; Font et al., 2007) were measured in the canyon and allowed the cascading to reach the bottom of the basin (2500 m deep) (Palanques et al., 2009). This second regime also concerned the winters of 2005-2006 (Palanques et al., 2012) and 2011-2012 (Durrieu de Madron et al., 2013).

740 For these two regimes, it seems that exports during the studied winters are of the same magnitude: 1500 km^3 in winter 2010-2011 (this study) and 1640 km^3 for dense water only, in winter 2004-2005 Ulses et al. (2008a). Therefore, the major difference between these two regimes may concern the volume exported less than the preferential export pathways. During the mild winter of 2010-2011, according to our estimates, 30% of export took place through the
745 CCC and 70% along the coast. This distribution is inverted with respect to that found by Ulses et al. (2008c) for the cold winter 2004-2005, when 69% of the export passed through the canyon. The two export pathways are clearly distinguished by the impacts on ecosystems and human activities associated with the pollutants advected by the GoL water masses (contaminants in dissolved or particulate form delivered regularly or under accidental conditions, organic matter,
750 microplastics, etc.). In the first case, these are coastal impacts on anthropized environments (fishing, aquaculture, tourism) and coastal ecosystems. In the second case, impacts inside the canyon at several hundred metres depth may concern specific habitats that are relatively protected from human activities (*e.g.* cold water corals, which benefit from sporadic coastal exports that provide them with food).

755 In order to estimate the proportion of GoL shelf waters that flow towards the Spanish shelf or towards the intermediate and deep basin over a decade, criteria influencing the export were computed for winters 2009-2010 to 2016-2017 using ECMWF short-term forecasts (see section 2.1.3.3): the number of days of easterly and northerly wind (with a daily mean velocity greater

than 8 m s^{-1}) and winter surface heat fluxes (Table 2).

760 The winter 2010-2011, studied here, had 10 days of easterly wind (the maximum over the 8 winters is 11) while 2011-2012, known to be a major year of dense water formation (Durrieu de Madron et al., 2013), had only one (the minimum value). Moreover, although the winter heat loss in 2011-2012 was indeed high (ranking second after 2014-2015), which is consistent with the formation of dense water, the year 2010-2011 was rather close to the average (3 years
765 have been significantly warmer). However, considering only February and March, 2011-2012 becomes by far the coldest of the series while 2010-2011 becomes the second warmest. If, on the other hand, heat losses were considered only in December and January, this ranking would be reversed, with 2010-2011 being colder than 2011-2012, which contradicts the observations of water density and temperature (Bourrin et al., 2015; Durrieu de Madron et al., 2013). Dense
770 water cascading below 500 m is most often observed in February-March, 2005-2006 being an exception with a first deep cascading event in early January due to a long period of high heat losses from mid-November to late December (Palanques et al., 2012). This seems to support the idea that the heat losses during late winter (February-March) are most often crucial for the formation of very dense water.

775 With this February - March criterion, the 8-year period chosen here would include three mild winters that would be, from warmest to coldest, 2016-2017, 2010-2011, 2013-2014, followed by 2015-2016, which was close to the average. The two warmest years had the largest number of easterly wind events, which should produce high export of light water along the Spanish coast. At the other end of the range, going from the coldest to the warmest, the extreme
780 winter 2011-2012 is followed by (but is far colder than) 2012-2013, 2014-2015, and 2009-2010, which is close to the average. This ranking is partially corroborated by the fact that cold water was observed along the bottom at 1000 m depth in 2012-2013 at the long-term mooring of the Lacaze-Duthiers Canyon (Durrieu de Madron pers. comm.) but, unlike for 2011-2012, no signal was detected in the abyssal plain (Estournel et al., 2016; Houpert et al., 2016). In 2009-2010,
785 cold water was also detected at the Lacaze-Duthiers Canyon mooring but only 500 m above the bottom, while pulses of particle fluxes measured by sediment traps in the CCC suggest that

the cascading would have reached 1000 m there (Rumín-Caparrós et al., 2013). An anomaly of our ranking would be 2014-2015, for which no cold water signal was observed at either 500 m or 1000 m depths in Lacaze-Duthiers Canyon, indicating that the process is more complex than suggested above. An example of other processes could be the river water inputs, which might influence the density of coastal water (Ulses et al., 2008c). Typically, the formation of dense water during the winters of 2004-2005 and 2011-2012, which was clearly predominantly induced by strong heat losses, could have been facilitated by very low discharges of the Rhône and other rivers (Canals et al., 2006).

To conclude, 4 of the 8 winters (2010-2011, 2013-2014, 2015-2016 and 2016-2017) studied here seem to be into the mild regime, while 3 or 4 (2009-2010, 2011-2012, 2012-2013 and uncertain 2014-2015) are to be included in the cold regime. This suggests, on average, comparable exports through the coastal strip and the canyon. More prolonged, multi-year simulations are needed to obtain a more refined quantification of the interannual variability of water export out of the GoL. Additionally, the maintenance of long-term observations on the shelf (POEM station and repeated glider transects) and in the CCC during the autumn-winter period, would be an effective means of monitoring the key parameters (currents, water temperature and salinity), in this crucial region and thus improve also the validation of export quantifications obtained with numerical models.

Table 2: Winter average of the heat flux and number of days with wind stronger than 8 m s^{-1} for 8 winters, and the average of these winters (source ECMWF). The blue numbers correspond to values significantly above average. The year highlighted in blue is a year of strong cascading. The year highlighted in pink is the one studied in this paper.

Winter	Months	Heat Flux (W m^{-2})	Number of days of wind from easterly / northerly
2009-2010	Dec-Mar	-163	6 / 38
	Dec-Jan / Feb-Mar	-235 / -88	
2010-2011	Dec-Mar	-138	10 / 34
	Dec-Jan / Feb-Mar	-234 / -37	
2011-2012	Dec-Mar	-184	1 / 54
	Dec-Jan / Feb-Mar	-201 / -167	
2012-2013	Dec-Mar	-164	7 / 47
	Dec-Jan / Feb-Mar	-212 / -115	
2013-2014	Dec-Mar	-95	4 / 29
	Dec-Jan / Feb-Mar	-139 / -49	
2014-2015	Dec-Mar	-205	1 / 59
	Dec-Jan / Feb-Mar	-295 / -111	
2015-2016	Dec-Mar	-87	4 / 28
	Dec-Jan / Feb-Mar	-96 / -79	
2016-2017	Dec-Mar	-125	11 / 31
	Dec-Jan / Feb-Mar	-230 / -16	
2009-2017 (average)	Average	-145	5.5 / 40
	Dec-Jan / Feb-Mar	-205 / -83	

6. Conclusions

We have demonstrated the capabilities of a coupled ocean-wave model to reproduce the currents and the hydrology of the Gulf of Lion shelf and of the Cap de Creus Canyon during the autumn and winter 2010-2011. The simulation shows good performance in representing the timing of the various intense current events on the shelf and in the canyon. The year under study had a windy autumn with a long, violent eastern storm in October followed by numerous storms, and a calmer, mild winter with, on average, little heat loss. These characteristics explain the difference in the residence time of the water near the Rhône river mouth: 10-40 days for autumn 2010, and 40-60 days for winter 2010-2011. The contrast between autumn and winter is marked in terms of the quantity of water exported but also, and above all, of the export depth. The total export was 747 km³ in autumn against 1513 km³ in winter. The major source of uncertainty seems to be an overestimation of the cascading, which could result in an excess of 150 km³ for the winter transport through the canyon. In autumn, the volume of water exported in the Cap de Creus canyon below 200 m represents 4% of total export while, in winter, this value rises to nearly 25%, representing 385 km³ of coastal waters. However, their density did not allow them to cascade below 500-600 m.

Our study shows that the succession and duration of strong wind episodes have a major effect on the residence times of freshened waters influenced by the Rhône River, notably by increasing the cross-slope exchanges of coastal waters in the eastern part of the Gulf of Lion. Northerly winds, which are by far the most frequent, advect the light coastal waters offshore where they could be entrained by the Northern Current and then transported over long distances along the slope. At the south-western exit of the Gulf of Lion, rare sustained easterly winds systematically produce significant export (the two major periods of storms of October and March, that are periods 1 and 4, would account for 44% of total export). Outside these periods, the situation is contrasted, with a quasi systematic net export mainly during the winter period, due to the increased density of the shelf waters, while, in autumn, export and import periods alternate. It can be noted that, during winter, short events of moderate easterly winds are sufficient to reactivate or strengthen cascading by advecting dense water from the shelf to the southwestern

Gulf of Lion export area. This process is likely to be more important during mild winters when the density of shelf water is moderate and induced gravity currents are weak. The major export pathways are therefore located to the south-west through the narrow coastal strip bordering the Cap de Creus promontory and through the Cap de Creus Canyon. The distinction between these two pathways is important because the associated impacts in terms of food or contaminant inputs are different. The results obtained in this paper and previous results in the literature indicate that the percentage of exports via the coastal strip and the canyon could vary from 30% to 70% on average over the year, with the coastal strip or the canyon being favoured during mild winters and cold winters respectively. Specifically within the canyon, the areas affected by shelf water export in the autumn would be limited to less than 200 m deep. In winter, they would systematically concern the first few hundred meters (exceeding 500 meters very sporadically) while, in the coldest years, they would reach 1000 to 1500 m and could even affect the whole canyon in the extreme cases. The statistical study conducted over 8 winters (2010-2017) and focusing on the surface heat fluxes that are the first-order drivers of the densification of the coastal water suggests that the late winter heat fluxes (February-March) would be a factor determining whether deep cascading (~ 1000 m) is triggered or not. During the period under consideration, deep cascading would represent 3 or 4 years out of 8, with the export pathway dominated, in one case, by the coastal strip and, in the other case, by the Cap de Creus Canyon.

Acknowledgments

This work was supported by ANR AMORAD grant ANR-11-RSNR-0002 of the French Agence Nationale de la Recherche and the MISTRALS-MERMEX Programme. The PhD fellowship of G.M. was also funded by AMORAD. The simulations were performed using HPC resources from CALMIP (Grants P09115, P1325 and P1331) and CINES OCCIGEN (Grant A0040110088). The MesuRho data were processed in the framework of the MATUGLI ANR grant and the OSR5 programme.

References

- Ardhuin, F., Rasche, N., Belibassakis, K., 2008. Explicit wave-averaged primitive equations
860 using a generalized Lagrangian mean. *Ocean Modelling* 20, 35–60. doi:10.1016/j.ocemod.
2007.07.001.
- Barrier, N., Petrenko, A.A., Ourmières, Y., 2016. Strong intrusions of the Northern Mediter-
ranean Current on the eastern Gulf of Lion: insights from in-situ observations and high resolu-
tion numerical modelling. *Ocean Dynamics* 66, 313–327. doi:10.1007/s10236-016-0921-7.
- 865 Bentsen, M., Evensen, G., Drange, H., Jenkins, A.D., 1999. Coordinate Transformation on a
Sphere Using Conformal Mapping. *Monthly Weather Review* 127, 2733–2740. doi:10.1175/
1520-0493(1999)127<2733:CTOASU>2.0.CO;2.
- Bourrin, F., Many, G., Durrieu de Madron, X., Martín, J., Puig, P., Houpert, L., Testor, P.,
Kunesch, S., Mahiouz, K., Béguey, L., 2015. Glider monitoring of shelf suspended particle
870 dynamics and transport during storm and flooding conditions. *Continental Shelf Research*
109, 135–149. doi:10.1016/j.csr.2015.08.031.
- Braunschweig, F., Martins, F., Chambel, P., Neves, R., 2003. A methodology to estimate
renewal time scales in estuaries: the Tagus Estuary case. *Ocean Dynamics* 53, 137–145.
doi:10.1007/s10236-003-0040-0.
- 875 Canals, M., Puig, P., de Madron, X.D., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing
submarine canyons. *Nature* 444, 354–357. doi:10.1038/nature05271.
- Carrere, L., Lyard, F., Cancet, M., Guillot, A., Roblou, L., 2013. FES 2012: a new global tidal
model taking advantage of nearly 20 years of altimetry, in: *20 Years of Progress in Radar
Altimetry*.
- 880 Dabrowski, T., Hartnett, M., Olbert, A., 2010. Influence of seasonal circulation on flushing of
the Irish Sea. *Marine Pollution Bulletin* 60, 748–758. doi:10.1016/j.marpolbul.2009.11.
018.

- Davis, R., Eriksen, C., Jones, C., 2003. Autonomous buoyancy-driven underwater vehicle gliders. *Technology and applications of autonomous underwater vehicles* Griffiths G, Ed., 37–62.
- 885
- Dufau-Julliand, C., 2004. Three-dimensional modeling of the Gulf of Lion's hydrodynamics (northwest Mediterranean) during January 1999 (MOOGLI3 Experiment) and late winter 1999: Western Mediterranean Intermediate Water's (WIW's) formation and its cascading over the shelf break. *Journal of Geophysical Research* 109. doi:10.1029/2003JC002019.
- 890 Estournel, C., Auclair, F., Lux, M., Nguyen, C., Marsaleix, P., 2009. "Scale oriented" embedded modeling of the North-Western Mediterranean in the frame of MFSTEP. *Ocean Science* 5, 73–90. doi:10.5194/os-5-73-2009.
- Estournel, C., Kondrachoff, V., Marsaleix, P., Vehil, R., 1997. The plume of the Rhone: numerical simulation and remote sensing. *Continental Shelf Research* 17, 899–924. doi:10.1016/S0278-4343(96)00064-7.
- 895
- Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliand, C., Vehil, R., 2003. Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the gulf of lion under wind conditions influenced by the continental orography (fetch experiment). *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108. doi:10.1029/2001JC000825, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2001JC000825>.
- 900
- Estournel, C., Testor, P., Damien, P., D'Ortenzio, F., Marsaleix, P., Conan, P., Kessouri, F., Durrieu de Madron, X., Coppola, L., Lellouche, J.M., Belamari, S., Mortier, L., Ulses, C., Bouin, M.N., Prieur, L., 2016. High resolution modeling of dense water formation in the north-western Mediterranean during winter 2012-2013: Processes and budget. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121, 5367–5392. doi:10.1002/2016JC011935.
- 905
- Font, J., Puig, P., Salat, J., Palanques, A., Emelianov, M., 2007. Sequence of hydrographic changes in NW Mediterranean deep water due to the exceptional winter of 2005. *Scientia Marina* 71, 339–346. doi:10.3989/scimar.2007.71n2339.

- Gangloff, A., Verney, R., Doxaran, D., Ody, A., Estournel, C., 2017. Investigating Rhône River
910 plume (Gulf of Lions, France) dynamics using metrics analysis from the MERIS 300m Ocean
Color archive (2002–2012). *Continental Shelf Research* 144, 98–111. doi:10.1016/j.csr.
2017.06.024.
- Gatti, J., Petrenko, A., Devenon, J.L., Leredde, Y., Ulses, C., 2006. The Rhone river dilution
zone present in the northeastern shelf of the Gulf of Lion in December 2003. *Continental*
915 *Shelf Research* 26, 1794–1805. doi:10.1016/j.csr.2006.05.012.
- Houpert, L., Durrieu de Madron, X., Testor, P., Bosse, A., D’Ortenzio, F., Bouin, M.N.,
Dausse, D., Le Goff, H., Kunesch, S., Labaste, M., Coppola, L., Mortier, L., Raimbault,
P., 2016. Observations of open-ocean deep convection in the northwestern Mediterranean
Sea: Seasonal and interannual variability of mixing and deep water masses for the 2007-2013
920 Period: DEEP CONVECTION OBS. NWMED 2007-2013. *Journal of Geophysical Research:*
Oceans 121, 8139–8171. doi:10.1002/2016JC011857.
- Kjerfve, B., Magill, K., 1989. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal
lagoons. *Marine Geology* 88, 187–199. doi:10.1016/0025-3227(89)90097-2.
- Large, W., Yeager, S., 2004. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The
925 data sets and flux climatologies. Technical Report. UCAR/NCAR. doi:10.5065/D6KK98Q6.
- Lee, T.N., Rooth, C., Williams, E., McGowan, M., Szmant, A.F., Clarke, M., 1992. Influence
of Florida Current, gyres and wind-driven circulation on transport of larvae and recruitment
in the Florida Keys coral reefs. *Continental Shelf Research* 12, 971–1002. doi:10.1016/
0278-4343(92)90055-0.
- 930 Lellouche, J.M., Le Galloudec, O., Drévilion, M., Régnier, C., Greiner, E., Garric, G., Ferry, N.,
Desportes, C., Testut, C.E., Bricaud, C., Bourdallé-Badie, R., Tranchant, B., Benkiran, M.,
Drillet, Y., Daudin, A., De Nicola, C., 2013. Evaluation of global monitoring and forecasting
systems at Mercator Océan. *Ocean Science* 9, 57–81. doi:10.5194/os-9-57-2013.

- Leredde, Y., Denamiel, C., Brambilla, E., Lauer-Leredde, C., Bouchette, F., Marsaleix, P., 2007.
935 Hydrodynamics in the Gulf of Aigues-Mortes, NW Mediterranean Sea: In situ and modelling
data. *Continental Shelf Research* 27, 2389–2406. doi:10.1016/j.csr.2007.06.006.
- Liu, Z., Wei, H., Liu, G., Zhang, J., 2004. Simulation of water exchange in Jiaozhou Bay by
average residence time approach. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 61, 25–35. doi:10.
1016/j.ecss.2004.04.009.
- 940 Durrieu de Madron, X., Houpert, L., Puig, P., Sanchez-Vidal, A., Testor, P., Bosse, A., Es-
tournal, C., Somot, S., Bourrin, F., Bouin, M.N., Beauverger, M., Beguery, L., Calafat, A.,
Canals, M., Cassou, C., Coppola, L., Dausse, D., D'Ortenzio, F., Font, J., Heussner, S.,
Kunesch, S., Lefevre, D., Le Goff, H., Martín, J., Mortier, L., Palanques, A., Raimbault,
P., 2013. Interaction of dense shelf water cascading and open-sea convection in the north-
945 western Mediterranean during winter 2012. *Geophysical Research Letters* 40, 1379–1385.
doi:10.1002/grl.50331.
- Many, G., Bourrin, F., de Madron, X.D., Pairaud, I., Gangloff, A., Doxaran, D., Ody, A.,
Verney, R., Menniti, C., Le Berre, D., others, 2016. Particle assemblage characterization in
the Rhone River ROFI. *Journal of Marine Systems* 157, 39–51.
- 950 Marsaleix, P., Auclair, F., Duhaut, T., Estournel, C., Nguyen, C., Ulses, C., 2012. Alternatives
to the Robert–Asselin filter. *Ocean Modelling* 41, 53–66. doi:10.1016/j.ocemod.2011.11.
002.
- Marsaleix, P., Auclair, F., Estournel, C., 2009. Low-order pressure gradient schemes in sigma
coordinate models: The seamount test revisited. *Ocean Modelling* 30, 169–177. doi:10.1016/
955 j.ocemod.2009.06.011.
- Marsaleix, P., Auclair, F., Floor, J.W., Herrmann, M.J., Estournel, C., Pairaud, I., Ulses,
C., 2008. Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models. *Ocean
Modelling* 20, 61–89. doi:10.1016/j.ocemod.2007.07.005.

- Martín, J., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Bourrin, F., Palanques, A., Houpert, L., Higuera,
 960 M., Sanchez-Vidal, A., Calafat, A.M., Canals, M., Heussner, S., Delsaut, N., Sotin, C.,
 2013. Sediment transport along the Cap de Creus Canyon flank during a mild, wet winter.
Biogeosciences 10, 3221–3239. doi:10.5194/bg-10-3221-2013.
- Michaud, H., Marsaleix, P., Leredde, Y., Estournel, C., Bourrin, F., Lyard, F., Mayet, C.,
 Ardhuin, F., 2012. Three-dimensional modelling of wave-induced current from the surf zone
 965 to the inner shelf. *Ocean Science* 8, 657–681. doi:10.5194/os-8-657-2012.
- Millot, C., 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 10, 885–894.
 doi:10.1016/0278-4343(90)90065-T.
- Millot, C., 1999. Circulation in the western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20,
 423–442.
- 970 Monsen, N.E., Cloern, J.E., Lucas, L.V., Monismith, S.G., 2002. A comment on the use of
 flushing time, residence time, and age as transport time scales. *Limnology and Oceanography*
 47, 1545–1553. doi:10.4319/lo.2002.47.5.1545.
- Nikiema, O., Devenon, J.L., Baklouti, M., 2007. Numerical modeling of the Amazon River
 plume. *Continental Shelf Research* 27, 873–899. doi:10.1016/j.csr.2006.12.004.
- 975 Pairaud, I., Lyard, F., Auclair, F., Letellier, T., Marsaleix, P., 2008. Dynamics of the semi-
 diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1: Barotropic tides.
Continental Shelf Research 28, 1294–1315. doi:10.1016/j.csr.2008.03.004.
- Pairaud, I., Repecaud, M., Ravel, C., Fuchs, R., Arnaud, M., Champelovier, A., Rabouille,
 C., Bombled, B., Toussaint, F., Garcia, F., Raimbault, P., Verney, R., Meule, S., Gaufres,
 980 P., Bonat, A., Cadiou, J.F., 2016. MesuRho. Plateforme instrumentée de suivi des
 paramètres environnementaux à l'embouchure du Rhône., in: Mesures à haute résolution
 dans l'environnement marin côtier. 2016. Schmitt, F.G. et Lefebvre A. (Eds.). CNRS Alpha,
 pp. 73–87.

- Palanques, A., Guillén, J., Puig, P., Durrieu de Madron, X., 2008. Storm-driven shelf-to-canyon
 985 suspended sediment transport at the southwestern Gulf of Lions. *Continental Shelf Research*
 28, 1947–1956. doi:10.1016/j.csr.2008.03.020.
- Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals,
 M., Heussner, S., Bonnin, J., 2006. Suspended sediment fluxes and transport processes in
 the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Marine*
 990 *Geology* 234, 43–61. doi:10.1016/j.margeo.2006.09.002.
- Palanques, A., Puig, P., Latasa, M., Scharek, R., 2009. Deep sediment transport induced by
 storms and dense shelf-water cascading in the northwestern Mediterranean basin. *Deep Sea*
Research Part I: Oceanographic Research Papers 56, 425–434. doi:10.1016/j.dsr.2008.
 11.002.
- 995 Palanques, A., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Sanchez-Vidal, A., Pasqual, C., Martín, J.,
 Calafat, A., Heussner, S., Canals, M., 2012. Sediment transport to the deep canyons and
 open-slope of the western Gulf of Lions during the 2006 intense cascading and open-sea
 convection period. *Progress in Oceanography* 106, 1–15. doi:10.1016/j.pocean.2012.05.
 002.
- 1000 Petrenko, A., Dufau, C., Estournel, C., 2008. Barotropic eastward currents in the western Gulf
 of Lion, north-western Mediterranean Sea, during stratified conditions. *Journal of Marine*
Systems 74, 406–428. doi:10.1016/j.jmarsys.2008.03.004.
- Puig, P., Palanques, A., Orange, D., Lastras, G., Canals, M., 2008. Dense shelf water cascades
 and sedimentary furrow formation in the Cap de Creus Canyon, northwestern Mediterranean
 1005 Sea. *Continental Shelf Research* 28, 2017–2030. doi:10.1016/j.csr.2008.05.002.
- Rasmussen, B., Josefson, A., 2002. Consistent Estimates for the Residence Time of Micro-tidal
 Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 65–73. doi:10.1006/ecss.2001.0836.
- Rumín-Caparrós, A., Sanchez-Vidal, A., Calafat, A., Canals, M., Martín, J., Puig, P., Pedrosa-
 Pàmies, R., 2013. External forcings, oceanographic processes and particle flux dynamics in

- 1010 Cap de Creus submarine canyon, NW Mediterranean Sea. *Biogeosciences* 10, 3493–3505.
doi:10.5194/bg-10-3493-2013.
- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., Raimbault, P., 2016. Controls, budgets and variability of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Journal of Hydrology* 540, 1002–1015. doi:10.1016/j.jhydro1.2016.07.012.
- 1015 Safak, I., Wiberg, P., Richardson, D., Kurum, M., 2015. Controls on residence time and exchange in a system of shallow coastal bays. *Continental Shelf Research* 97, 7–20. doi:10.1016/j.csr.2015.01.009.
- Schroeder, K., Millot, C., Bengara, L., Ben Ismail, S., Bensi, M., Borghini, M., Budillon, G., Cardin, V., Coppola, L., Curtil, C., Drago, A., El Moumni, B., Font, J., Fuda, J.L.,
1020 García-Lafuente, J., Gasparini, G.P., Kontoyiannis, H., Lefevre, D., Puig, P., Raimbault, P., Rougier, G., Salat, J., Sammari, C., Sánchez Garrido, J.C., Sanchez-Roman, A., Sparnocchia, S., Tamburini, C., Taupier-Letage, I., Theocharis, A., Vargas-Yáñez, M., Vetrano, A., 2013. Long-term monitoring programme of the hydrological variability in the Mediterranean Sea: a first overview of the HYDROCHANGES network. *Ocean Science* 9, 301–324. doi:10.5194/
1025 os-9-301-2013.
- Seyfried, L., Marsaleix, P., Richard, E., Estournel, C., 2017. Modelling deep-water formation in the North-West Mediterranean Sea with a new air-sea coupled model: sensitivity to turbulent flux parameterizations. *Ocean Science* , 1093–1112doi:10.5194/os-13-1093-2017.
- Tolman, H.L., others, 2009. User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM
1030 version 3.14. Technical note, MMAB Contribution 276.
- Uchiyama, Y., McWilliams, J.C., Shchepetkin, A.F., 2010. Wave–current interaction in an oceanic circulation model with a vortex-force formalism: Application to the surf zone. *Ocean Modelling* 34, 16–35. doi:10.1016/j.ocemod.2010.04.002.
- Ulses, C., Estournel, C., Bonnin, J., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., 2008a. Impact

- 1035 of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Journal of Geophysical Research* 113. doi:10.1029/2006JC003795.
- Ulses, C., Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Palanques, A., 2008b. Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storms and floods. *Continental Shelf Research* 28, 2048–2070. doi:10.1016/j.csr.2008.01.015.
- 1040 Ulses, C., Estournel, C., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., 2008c. Dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean during the cold winter 2005: Quantification of the export through the Gulf of Lion and the Catalan margin. *Geophysical Research Letters* 35, L07610. doi:10.1029/2008GL033257.
- Voltaire, A., Decharme, B., Pianezze, J., Lebeau-pin Brossier, C., Sevault, F., Seyfried, L., Garnier, V., Bielli, S., Valcke, S., Alias, A., Accensi, M., Arduin, F., Bouin, M.N., Ducrocq, V., 1045 Faroux, S., Giordani, H., Léger, F., Marsaleix, P., Rainaud, R., Redelsperger, J.L., Richard, E., Riette, S., 2017. SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales. *Geosci. Model Dev.* 10, 4207–4227. doi:10.5194/gmd-10-4207-2017.

CHAPITRE 4

Modélisation de la dynamique sédimentaire sur le plateau du Golfe du Lion

Plan du chapitre

4.1	Validation de la simulation sédimentaire	132
4.1.1	Les observations	132
4.1.2	Comparaisons aux observations	132
4.2	Modélisation de la dynamique sédimentaire durant l'hiver 2010-2011	137
4.2.1	Dynamique sédimentaire sur le prodelta du Rhône	137
4.2.2	Dynamique sédimentaire sur l'ensemble du Golfe du Lion et le plateau catalan	156
4.2.3	Dynamique sédimentaire dans la région du Cap de Creus	167
4.3	Sensibilité du bilan sédimentaire aux paramètres du modèle	178
4.3.1	Paramètres testés	178
4.3.2	Étude de sensibilité	180

Au cours de cette thèse une étape de calibration des paramètres du modèle de transport sédimentaire MUSTANG a été réalisée. L'objectif de celle-ci a été d'améliorer la modélisation de la dynamique sédimentaire en comparant les simulations à des observations positionnées au sud-ouest du GdL (Fig. 4.1).

Cette étape de calibration n'est pas présentée dans ce manuscrit car la préférence a été portée sur le développement de l'étude de la dynamique sédimentaire de septembre 2010 à avril 2011. Cette étude est détaillée dans la section 4.2 et l'impact de la variation de certains paramètres est discuté, en suivant, lors de tests de sensibilité. Mais tout d'abord, la validation de la simulation utilisée pour l'étude par comparaison aux observations est présentée.

4.1 Validation de la simulation sédimentaire

4.1.1 Les observations

La figure 4.1 illustre la position des observations utilisées dans cette section, disponibles durant l'hiver 2010-2011, et plus spécifiquement le mois de mars. Les caractéristiques des mouillages SF1, SF2 et CH sont décrites dans [Martín et al. \(2013\)](#) et celles du glider et du mouillage POEM sont décrites dans [Bourrin et al. \(2015\)](#). Une description succincte est également disponible dans le chapitre 2.4.

4.1.2 Comparaisons aux observations

4.1.2.1 Sur le plateau du Golfe du Lion

Mouillage fixe : POEM

La première comparaison concerne le point POEM qui est particulier car positionné relativement proche de la côte, à 2.5 km de l'embouchure du Têt. La figure 4.2 montre que la simulation est très satisfaisante pour la reproduction de la matière en suspension (MES)

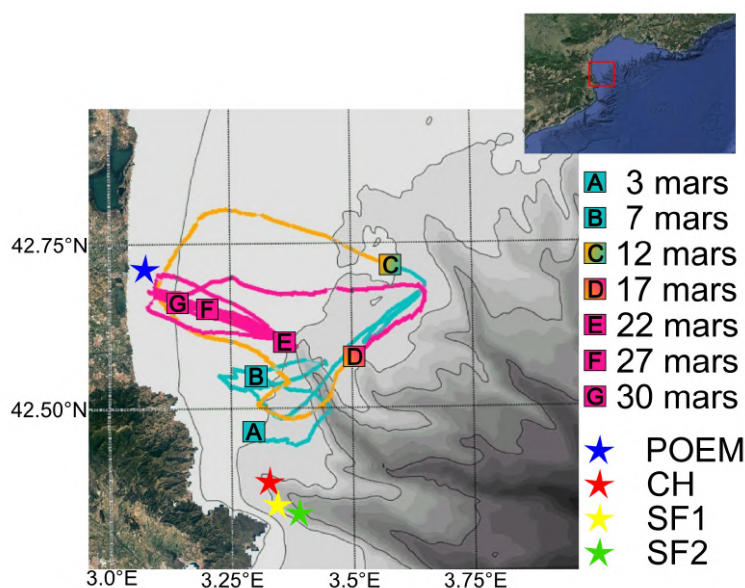


FIGURE 4.1 – Position des mesures de MES utilisées dans le cadre de la validation du modèle. Trajet du glider effectué entre le 3 et le 30 mars 2011. Étoiles : position des mouillages POEM (bleu), Tête du canyon (CH, rouge), SF1 (jaune) et SF2 (vert) .

dans cette zone côtière. En effet, la corrélation est excellente (0.84) et les statistiques d'erreur sont relativement faibles avec 3.67 mg.L^{-1} pour le biais et 1.73 pour le Scatter Index. La courbe suggère cependant une légère surestimation de la MES par le modèle après la forte augmentation de la concentration entre le 15 et le 18 mars.

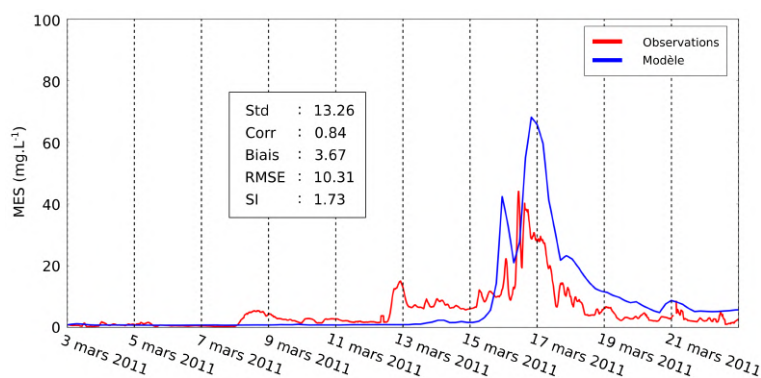


FIGURE 4.2 – Évolution temporelle de la MES de surface (mg.L^{-1}) modélisée (bleu) et mesurée (rouge) au point POEM.

Glider

La figure 4.3 montre les excellentes capacités du modèle à représenter les caractéristiques observées sur la trajectoire du glider. En effet, le timing de la tempête du 12 au 16 mars semble très bien reproduit et par la suite, le modèle parvient à représenter le pattern visible dans les observations. Durant cette période, observations et simulation ont des

concentrations similaires qui alternent entre des valeurs faibles en bordure du plateau et plus intenses en se rapprochant de la côte. Des statistiques ont été calculées à partir de la concentration moyenne de la MES sur le trajet entre le 3 et le 30 mars 2011. Celles-ci sont répertoriées dans la figure 4.4. Elle mettent en évidence une très bonne corrélation (0.78) et de bonnes statistiques d'écart sur l'ensemble de la simulation avec notamment une RMSE de 2.31 mg.L^{-1} , un SI de 0.61 et un biais de -0.30 mg.L^{-1} . Ces statistiques s'avèrent cependant moins bonnes si seulement la période de tempête du 12 au 15 est prise en compte. En effet le biais augmente pour atteindre -3.62 mg.L^{-1} . Toutefois une bonne représentation du timing avec une corrélation de 0.73.

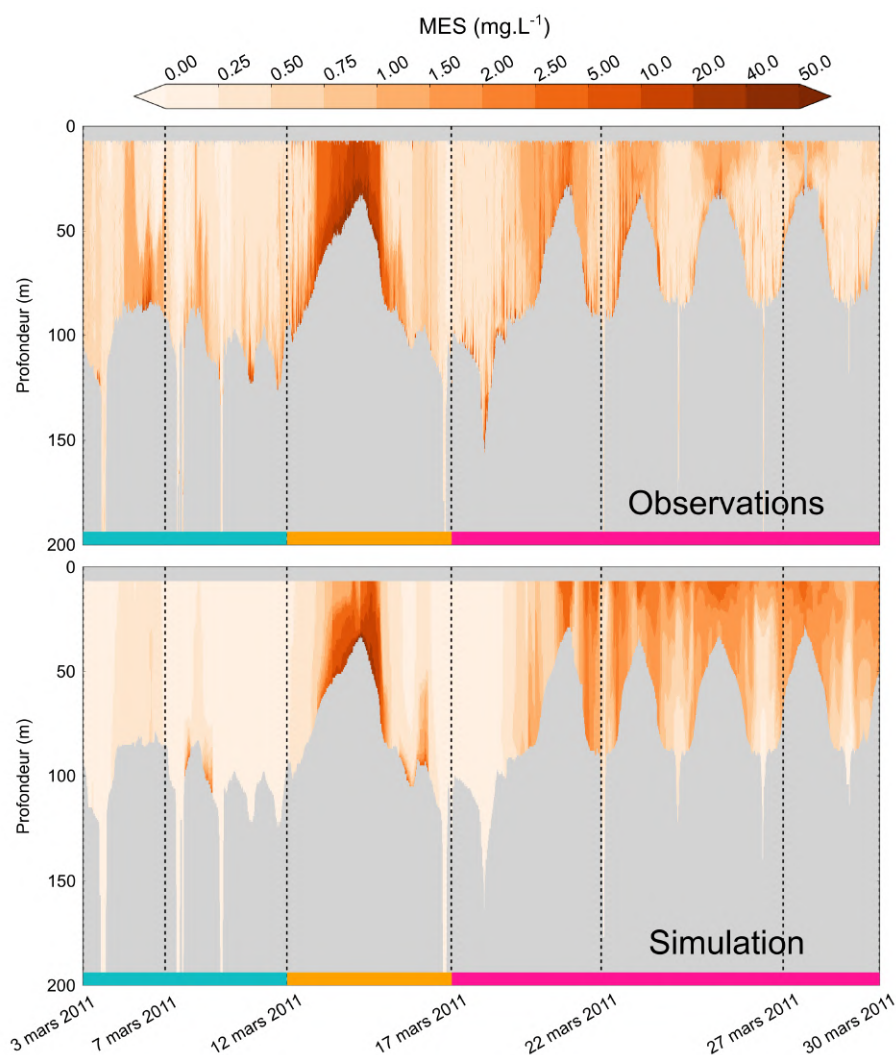


FIGURE 4.3 – Évolution temporelle de la MES (mg.L^{-1}) modélisée et mesurée le long du trajet du glider entre le 3 et le 30 mars 2011.

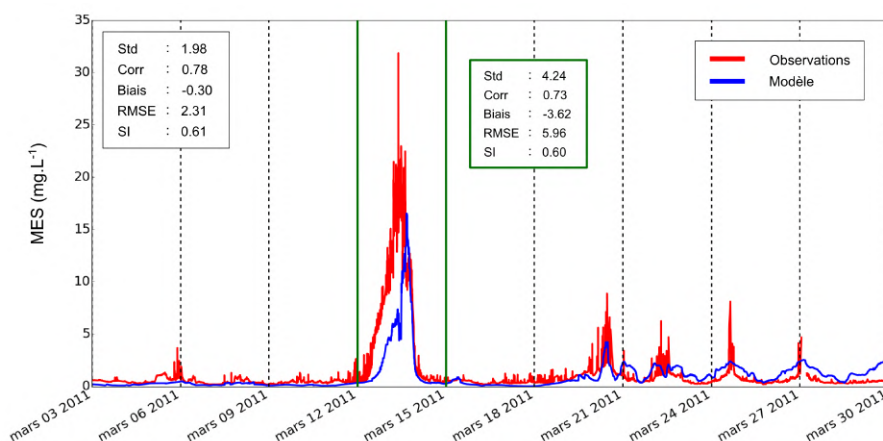


FIGURE 4.4 – Évolution temporelle de la MES moyennée sur la profondeur (mg.L^{-1}), modélisée (bleu) et mesurée (rouge) le long du trajet du glider entre le 3 et le 30 mars 2011.

De manière générale, cette première comparaison a montré que la simulation représente de façon très satisfaisante la dynamique sédimentaire sur le plateau lors du mois de mars 2011 et la tempête d'est qui s'y déroule. Les comparaisons peuvent maintenant être réalisées dans une région plus complexe : le canyon du CdC.

4.1.2.2 Dans le canyon du Cap de Creus

La tête du canyon :

La figure 4.5 montre la comparaison entre la simulation et les observations pour la MES à 10 mètres au-dessus du fond dans la tête du canyon du CdC. Pendant le mois de décembre le modèle produit une surestimation importante de la MES, avec un pic $\geq 25 \text{ mg.L}^{-1}$. D'autres événements semblent très bien représentés comme à la fin du mois de janvier tandis que l'événement du mois de mars est clairement sous-estimé par le modèle. Pour finir, le timing des événements est généralement bon sur toute la période. Ces constats se répercutent sur des statistiques relativement bonnes même si la corrélation est faible (0.37).

Le flanc sud du canyon :

Les comparaisons représentées dans la figure 4.6 mettent en évidence le plus gros défaut répertorié dans la simulation de la dynamique sédimentaire de cette région, à savoir la très importante sous-estimation de la concentration en MES sur le flanc sud du canyon

4.1. VALIDATION DE LA SIMULATION SÉDIMENTAIRE

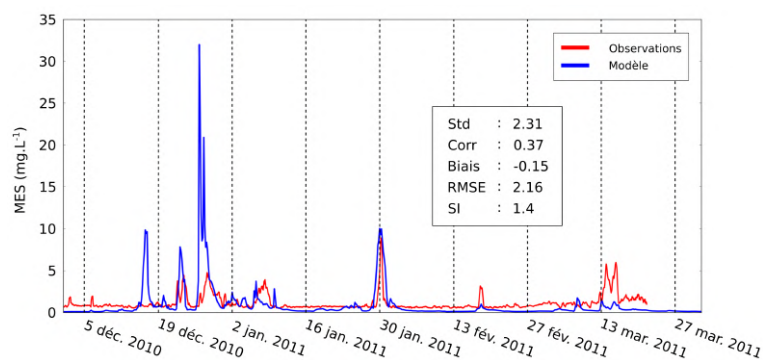


FIGURE 4.5 – Évolution temporelle de la MES de fond (mg.L^{-1} , 10 mab), modélisée (bleu) et mesurée (rouge) en tête du canyon (point CH).

du CdC. Sur cette figure les variations de MES au cours du temps sont présentes dans le modèle mais malheureusement les quantités de matière restent très faibles. Ce constat se traduit par des biais toujours inférieurs à -2.5 mg.L^{-1} et qui atteignent -8.3 mg.L^{-1} pour la comparaison au fond en SF1.

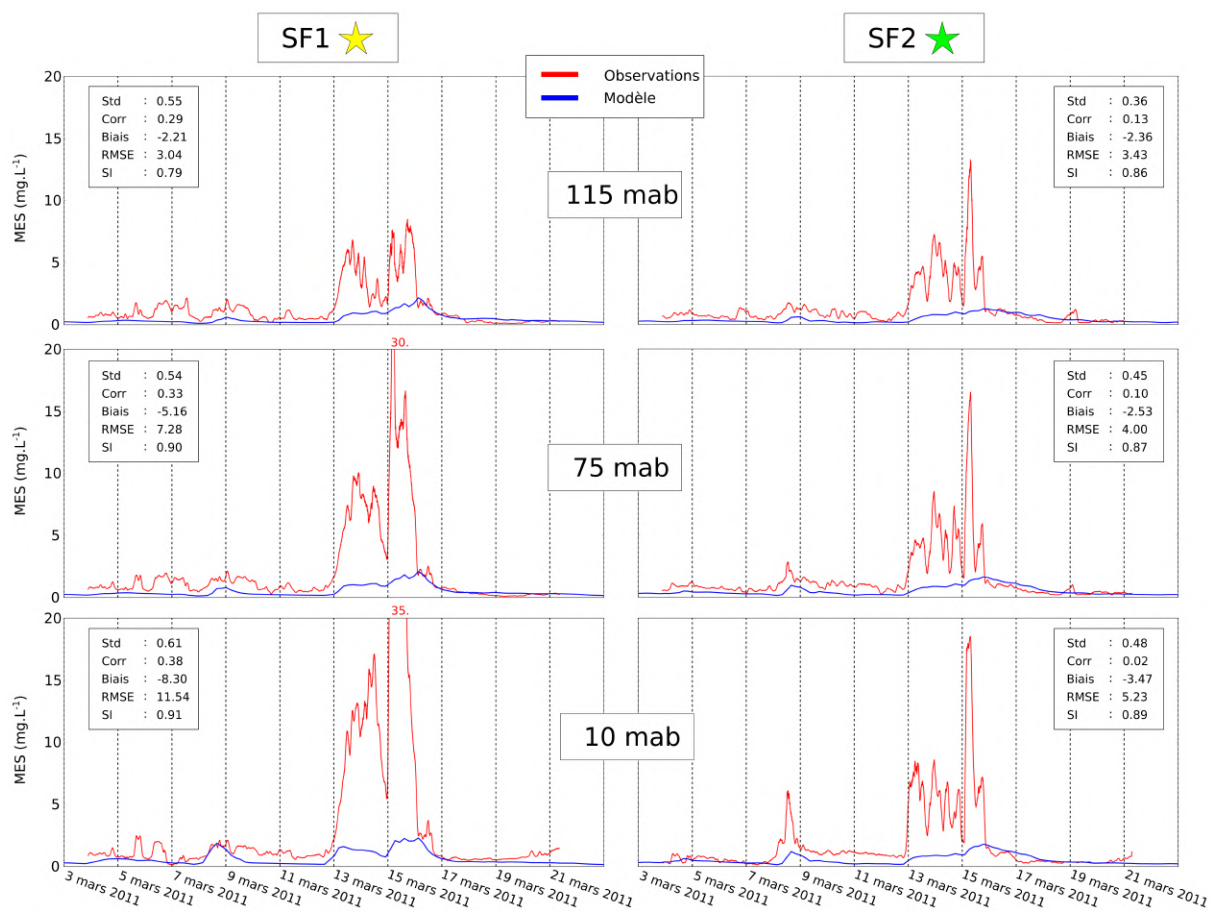


FIGURE 4.6 – Évolution temporelle de la MES (mg.L^{-1}), modélisée (bleu) et mesurée (rouge) sur le flanc sud du canyon du CdC en trois profondeurs : 10, 75 et 115 mab.

En conclusion, pour les études à venir il est important de noter les points suivants :

- la dynamique sédimentaire est très bien reproduite sur le plateau surtout au mois de mars 2011 mais le modèle sous-estime la MES durant la tempête du 12 au 15 mars.
- Durant le mois de mars 2011, la simulation sous-estime grandement la matière en suspension sur le flanc sud du CdC et de façon moins marquée en tête du canyon.
- En tête du canyon la simulation surestime la MES pendant l'épisode intense de la fin du mois de décembre mais reproduit de façon très satisfaisante les autres épisodes de l'hiver.

Après avoir constaté certains aspects négatifs mais aussi très positifs dans la reproduction de la dynamique de la MES à l'ouest du plateau et dans le canyon du CdC, l'étude du transport sédimentaire peut être effectuée.

4.2 Modélisation de la dynamique sédimentaire durant l'hiver 2010-2011

La partie précédente a permis d'évaluer la qualité de la modélisation de la dynamique sédimentaire durant le mois de mars 2011 et une partie de l'hiver. La simulation présentée précédemment est maintenant utilisée dans cette section pour étudier la dynamique du transport sédimentaire dans le Golfe du Lion. Cette section sera divisée en 3 parties. Dans un premier temps, l'étude de la dynamique sédimentaire sur le prodelta du Rhône est présentée. Par la suite, l'étude de la dynamique sédimentaire est effectuée à l'échelle du plateau Golfe du Lion. Finalement, une étude spécifique de la région du Cap de Creus et de son canyon est réalisée.

4.2.1 Dynamique sédimentaire sur le prodelta du Rhône

Le Rhône est le principal acteur dans l'apport des sédiments du GdL. Il est en effet à l'origine de 94% des apports annuels sur le plateau ([Bourrin et al., 2006](#)). Son embou-

chure est donc le lieu de transition de la majeure partie des sédiments issus de l'érosion continentale. C'est pour cette raison que de nombreuses études se sont focalisées sur la dynamique du panache du Rhône (e.g. [Ouillon et Petrenko, 2005](#); [Many et al., 2016](#); [Ody et al., 2016](#)) mais aussi sur la dynamique sédimentaire de son prodelta, à la fois à travers des observations ([Radakovitch et al., 1999](#); [Miralles et al., 2006](#); [Maillet et al., 2006](#); [Marrion et al., 2010](#)) mais aussi à travers la modélisation ([Dufois et al., 2008, 2014](#); [Boudet et al., 2017](#)).

4.2.1.1 Caractéristiques hydrodynamiques

Les cartes présentées dans la figure 10 du chapitre 3.2 montrent les conditions typiques de courants induits par les vents de N et de SE. Ces cartes montrent que lors des 3 principaux événements de vents d'E-SE des courants supérieurs à 0.30 m.s^{-1} , en moyenne sur la profondeur, sont présents à l'embouchure du Rhône. En revanche, à ce même endroit, lors de vents de N les courants sont faibles ($\leq 0.1 \text{ m.s}^{-1}$). De plus, contrairement aux vents de N, les vents d'E-SE engendrent des vagues qui peuvent atteindre 3 m de hauteur significative (notée Hs ci-après, Fig. 4.7). Ces vents sont donc très importants pour la remise en suspension de la matière sédimentaire mais aussi pour le transport des sédiments en suspension de cette région.

La comparaison du modèle hydrodynamique au point MesuRho est effectuée dans la partie 3.2 de ce manuscrit. Elle met en évidence la capacité du modèle à représenter les courants intenses durant le mois de mars 2011 mais aussi la hauteur des vagues et les caractéristiques thermohalines des masses d'eau. La figure 4.7 montre que la période de simulation (septembre 2010 - avril 2011) est caractérisée par deux événements avec des courants d'est en ouest, intenses ($\geq 0.5 \text{ m.s}^{-1}$), relativement homogènes sur la colonne d'eau. Ceux-ci sont induits par des vents d'E-SE au début du mois d'octobre 2010 (du 8 au 12) et durant le mois de mars 2011 (du 12 au 16). Ces deux situations ont pour similarité d'être précédées d'un premier coup de vent de la même orientation, plus court (1er au 4 octobre 2010 et 7 au 9 mars 2011), puis d'une période calme. À MesuRho, ces

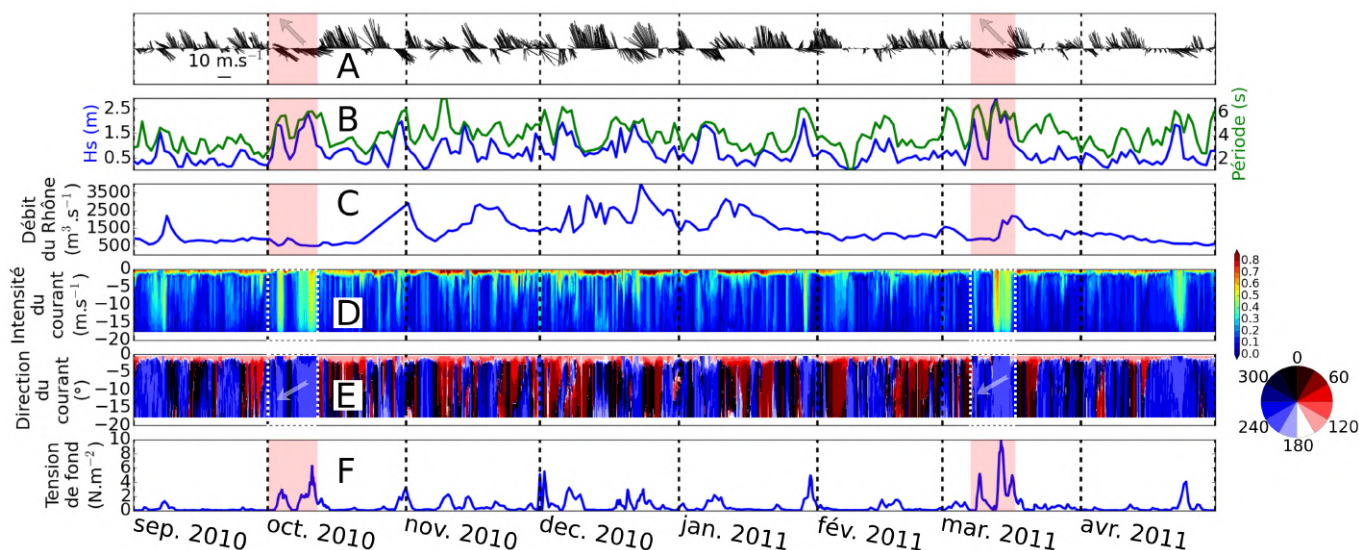


FIGURE 4.7 – Évolution temporelle des paramètres simulés à la station MesuRho : (A) direction et intensité du vent. (B) Hauteur significative (H_s en bleu) et période des vagues. (C) Débit du Rhône. (D) Intensité et (E) direction du courant dans la colonne d'eau. (F) Tension de fond simulée.

deux évènements sont associés à des vagues avec des H_s supérieures à 2 m et des périodes de 6 s ou plus. À l'échelle du plateau les vagues peuvent dépasser 4 m de H_s et 8 s de période. Durant ces épisodes, les tensions de fond simulées à MesuRho dépassent 5 N.m^{-2} avec une pointe à 10 N.m^{-2} pour l'évènement de mars 2011 (Fig. 4.7F). La période située entre ces deux évènements est caractérisée par une alternance de vents de N et d'E-SE qui peuvent être relativement forts mais qui n'induisent pas de courants aussi intenses qu'en octobre et en mars. Une analyse plus détaillée de ces caractéristiques est effectuée dans le chapitre 3.2. L'évolution temporelle du débit du Rhône (Fig. 4.7 C) montre en revanche que la période couvrant les mois de novembre 2010 à janvier 2011 connaît plusieurs crues modérées, dont le débit dépasse plusieurs fois $2500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, dont une qui atteint $4000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Cette caractéristique est alors utilisée dans la suite de l'étude pour distinguer cette période (de relativement fort débit) de celles des tempêtes.

La figure 4.8 présente les tensions de fond sur l'ensemble de la région du prodelta du Rhône. En moyenne sur l'ensemble de la période (Fig. 4.8 A), les valeurs sont supérieures à 1 N.m^{-2} sur des profondeurs inférieures à 20 m. Sur un épisode de vent d'E-SE intense (Fig. 4.8C), les valeurs de tension de fond dépassent 5 N.m^{-2} jusqu'à l'isobathe 20 m. Ces valeurs sont proches de celles observées par Marion et al. (2010) sur un épisode de vent

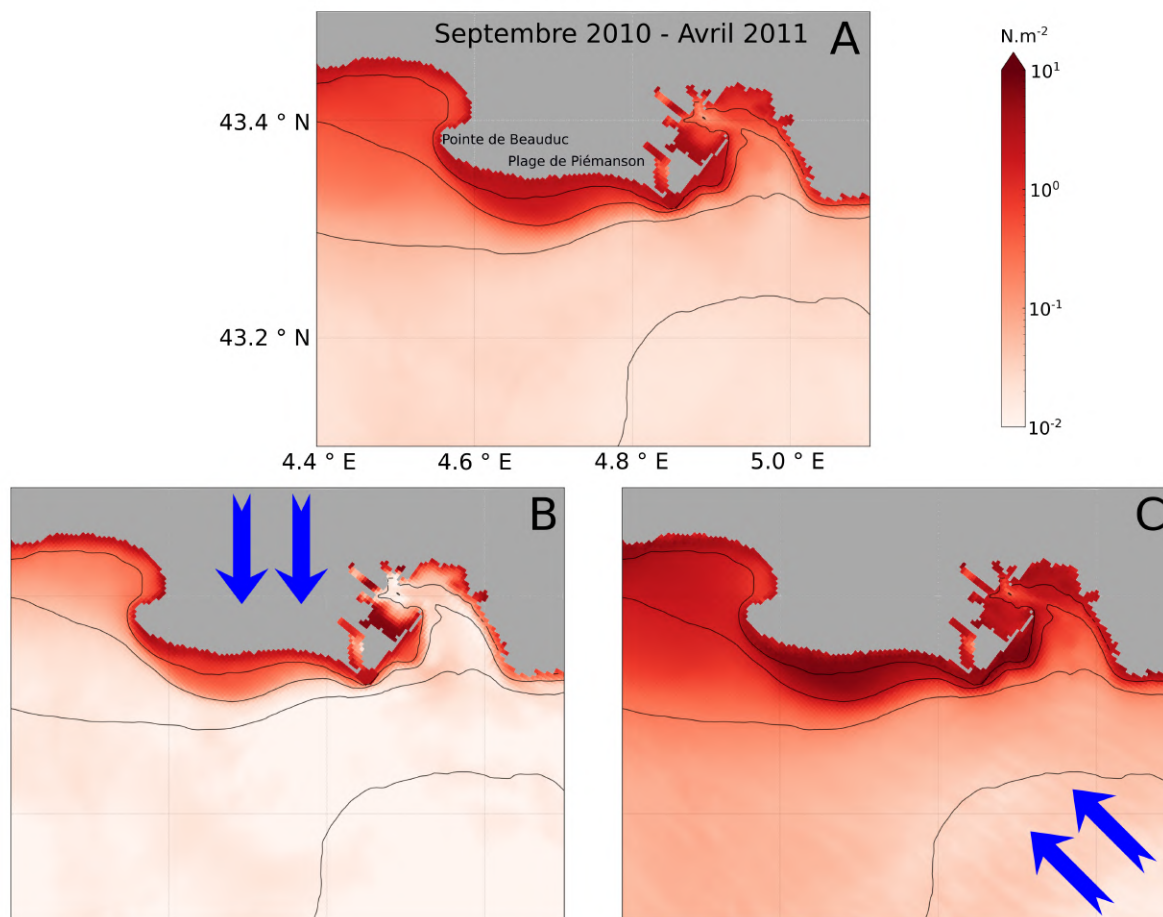


FIGURE 4.8 – Tension de fond moyenne : sur l'ensemble de la simulation (A, septembre 2010-avril 2011), pour une période de vent de N (B, 20-28 février 2011) et d'E-SE (C, 12-16 mars 2011). Les isobathes représentées sont 10, 20, 50 et 100 m.

d'E-SE ($\geq 15 \text{ m.s}^{-1}$) en 2006, qui a engendré des vagues de 3 m de hauteur significative et des tensions de fond de l'ordre de 5 N.m^{-2} . Par vents de N, les tensions sont très faibles, n'atteignant 1 N.m^{-2} que pour les profondeurs inférieures à 10 m (Fig. 4.8 B). Cette forte disparité dans les contraintes de fond impacte la dynamique temporelle des sédiments sur cette région.

Pour la suite deux situations seront systématiquement distinguées : les deux périodes de tempêtes surlignées en rose sur la figure 4.7 et la période dite d'apports du Rhône qui va de novembre à janvier inclus. Les bilans sur l'ensemble de la simulation seront également présentés.

4.2.1.2 Dynamique sédimentaire

Variabilités spatiales et temporelles

Les cartes de la figure 4.9 montrent que sur l'ensemble de la période (septembre 2010 à avril 2011) coexistent des zones de dépôt et d'érosion. En face de l'embouchure du Rhône il y a une zone de dépôt important (≥ 2.5 cm) au-delà de l'isobathe 20 m. À l'est et à l'ouest de l'embouchure deux zones d'érosion sont visibles avec plus de 2.5 cm érodés sur des profondeurs inférieures à 10 m. Une dernière zone de dépôt important est visible à l'ouest du fleuve sur une bande orientée nord-ouest/sud-est entre la côte de la Pointe de Beauduc et l'isobathe 20 m près de la plage de Piémanson. De manière générale, sur l'ensemble de la période il s'avère que les zones d'érosion correspondent à une augmentation du pourcentage de sable sur le premier cm de sédiment (Fig. 4.10). Au contraire, les zones de dépôt sont caractérisées par une diminution de cette proportion ce qui est indicatif d'un apport de sédiments fins.

Durant la première période (début octobre) apparaissent le dépôt important de sédiment fin au niveau de la pointe de Beauduc et l'érosion de la bande côtière peu profonde (≤ 10 m). La carte des pourcentages de sable (Fig. 4.10) à cette période montre que le pourcentage a augmenté sous l'effet de l'érosion plus importante des particules fines. Le dépôt de sédiment au-delà de l'isobathe 50 m en face du fleuve est faible durant cette période où les apports fluviaux sont faibles (≤ 0.005 Mt). Deux zones de dépôt sont visibles entre l'isobathe 20 et 50 m en face et à l'est du Rhône sur le prodelta actuel. Sur ces deux zones, le dépôt important (≥ 1 cm) est accompagné d'une augmentation de la proportion de sable. Par conséquent il y a une majorité de sable déposé à ces endroits.

La période suivante (novembre à janvier), durant laquelle les apports du Rhône sont importants, se caractérise globalement par une sédimentation importante sur le prodelta du Rhône même au-delà de l'isobathe 50 m. En effet, une couche de sédiment d'une épaisseur nettement supérieure à 1 cm est déposée. Ce dépôt, ainsi que tous les dépôts au-delà de l'isobathe 20 m, correspondent à des sédiments fins (diminution de la proportion de sable sur la figure 4.10). Une zone de dépôt côtier de plus de 1 cm est également visible

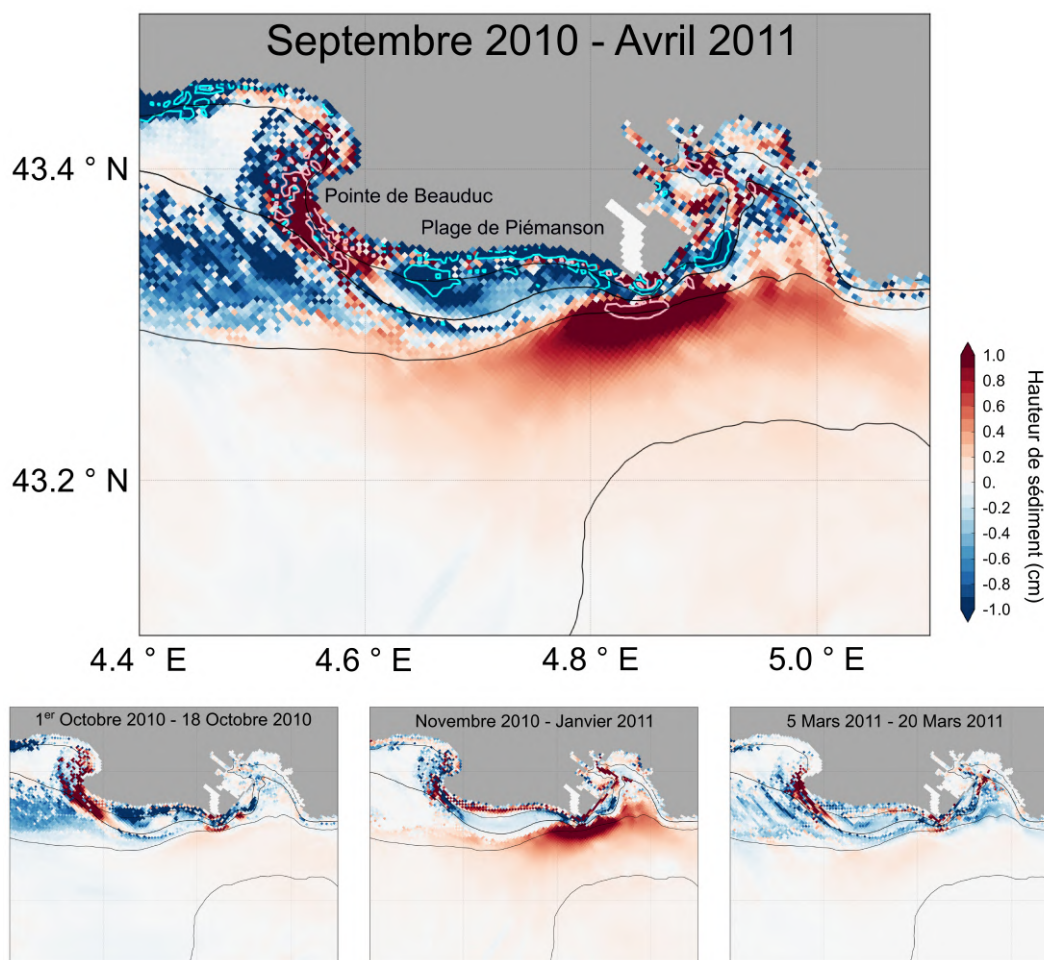


FIGURE 4.9 – Cartes de la variation du niveau de sédiment à l'embouchure du Rhône sur différentes périodes. Les isobathes représentées sont 10, 20, 50 et 100 m. L'isocontour cyan représente -2.5 cm, le rose +2.5 cm.

entre la côte et l'isobathe 10 m. En revanche le dépôt dans cette zone est caractérisé par des sédiments grossiers (Fig. 4.10). La zone s'étalant entre les isobathes 10 m et 20 m de part et d'autre du Rhône est une zone d'érosion plus ou moins marquée. Il y a en particulier un remaniement des sédiments dans la zone de la Pointe de Beauduc où un dépôt important avait eu lieu pendant la première période.

La dernière période (mars) présente quant à elle une distribution spatiale des zones de dépôt/érosion similaire à celle estimée pour la première période, avec une érosion importante et très peu de dépôt. En revanche elle se distingue de la première période par une érosion plus importante en sortie du Golfe de Fos (à l'est du Rhône) où, de toute évidence, les apports du Rhône déposés lors de la période précédente ont été remis en

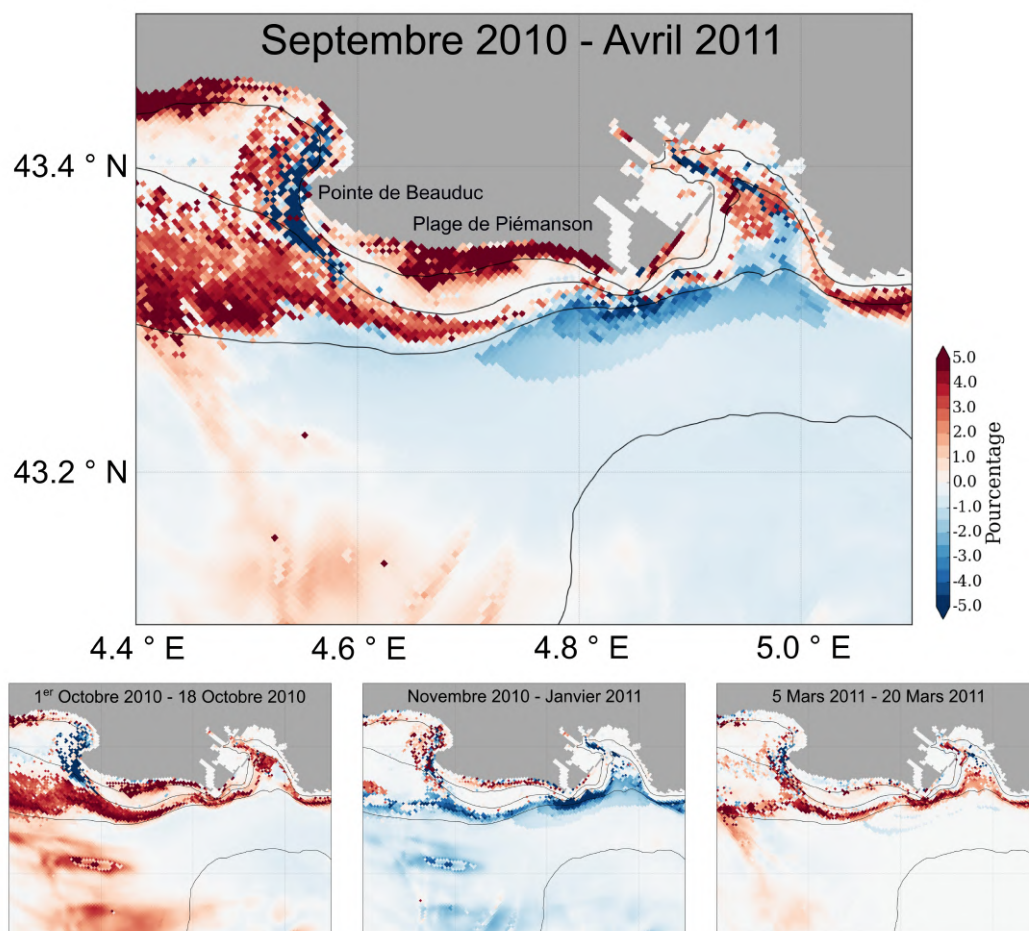


FIGURE 4.10 – Cartes de la variation du pourcentage de sable sur le 1er cm de sédiment à l'embouchure du Rhône sur différentes périodes. Les isobathes représentées sont 10, 20, 50 et 100 m

suspension. Il existe aussi une érosion globalement moins importante à l'ouest du Rhône avec par exemple un dépôt autour de l'isobathe 20 m à la pointe de Beauduc.

Les différences de dynamique sédimentaire entre les deux épisodes de tempête peuvent être étudiées grâce aux figures 4.11 et 4.12. En effet, ces deux événements correspondent à des épisodes de fort vent d'E-SE supérieur à 12 m.s^{-1} en moyenne sur la première période et supérieur à 15 m.s^{-1} pour la deuxième période (Fig. 4.7). Durant chacune de ces périodes, les zones de dépôt coïncident généralement avec des régions où les courants de fond sont faibles (*e.g.* pointe de Beauduc qui est une zone de convergence du courant de fond avec à l'est des forts courants susceptibles de transporter des sédiments jusque-là). Un courant plus intense au sud de Beauduc (entre l'isobathe 20 et 50 m) sur la première tempête explique une érosion plus marquée dans cette région pour la première période. La

seconde période a quant à elle un courant généralement plus marqué en face du Rhône, entre les isobathes 50 et 100m.

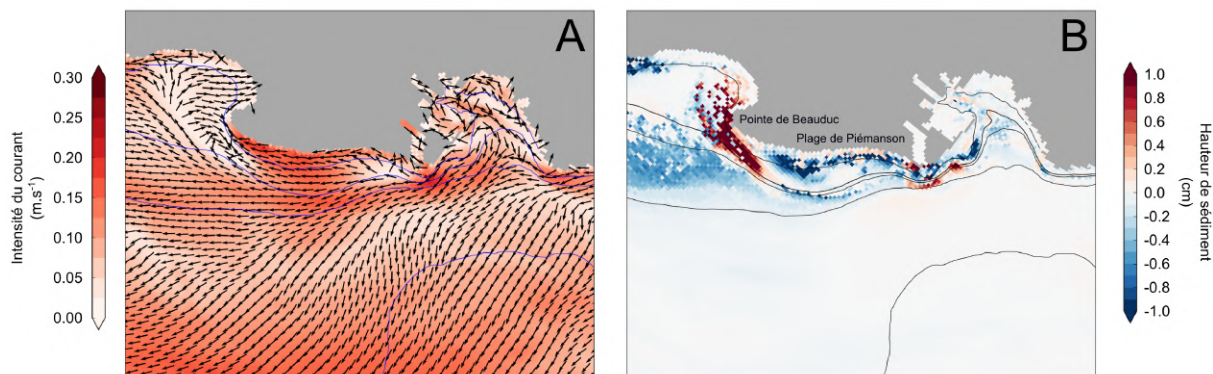


FIGURE 4.11 – Cartes représentant les courants de fond moyennés sur la période de la tempête d'E-SE, 8-12 octobre 2010 (A) et la variation de l'épaisseur de sédiment (B). Les isobathes représentées sont 10, 20, 50 et 100 m

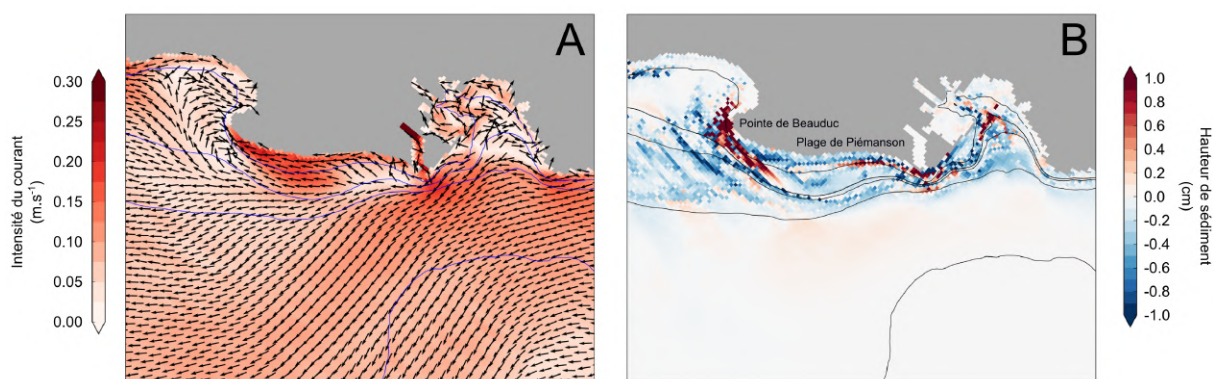


FIGURE 4.12 – Cartes représentant les courants de fond moyennés sur la période de la tempête d'E-SE, 12-16 mars 2011 (A) et la variation de l'épaisseur de sédiment (B). Les isobathes représentées sont 10, 20, 50 et 100 m

4.2.1.3 Bilans du dépôt et de l'érosion

Cette section présente les résultats de bilans de sédiment réalisés sur trois zones du prodelta. Celles-ci se différencient par leur surface et leur extension vers le large (figure 4.13). La zone rouge couvre une surface de 30 km² en dessous de l'isobathe 20 m, la zone verte a une surface de 100 km² autour de la zone rouge et, elle aussi, est en dessous de l'isobathe 20 m. Ces deux zones ont été choisies afin de pouvoir effectuer des comparaisons avec la littérature (Noël, 1996). Finalement, la zone grise est le prolongement des deux

premières zones pour les profondeurs inférieures à 20 m. Elle constitue donc la zone la moins profonde et la plus proche de l'embouchure.

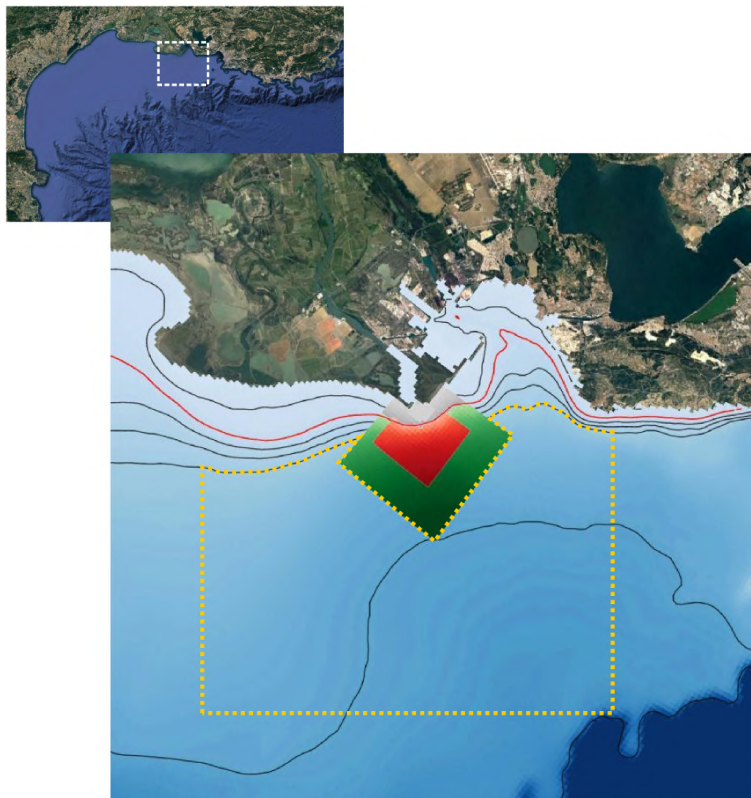


FIGURE 4.13 – Bathymétrie et zones choisies pour le calcul des bilans sédimentaires. La zone rouge équivaut à une surface de 30 km^2 et la somme de la verte et de la rouge à 100 km^2 . Elles sont toutes deux en-dessous de l'isobathe 20 m (ligne rouge). La zone grisée correspond au prolongement vers la côte de la zone verte (profondeur $\leq 20\text{m}$ isobathe rouge). La zone entourée d'un cadre jaune à une zone de 800 km^2 .

Variation d'épaisseur de sédiment

La figure 4.14B montre, comme déjà avancé dans la section 4.2.1.1, que la majeure partie des apports fluviaux s'effectue entre le mois de novembre et celui de janvier avec 1.86 Mt de matière particulaire apportées, soit 83% de l'apport total (entre octobre 2010 et mai 2011). Cependant, l'apport de matière particulaire n'est pas constant sur cette période. En effet, plusieurs augmentations soudaines de l'apport cumulé de MES sont visibles et associées à des événements avec des débits liquides dépassant $2500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Les évolutions temporelles de la hauteur de sédiment (Fig. 4.14C) montrent une tendance générale à l'augmentation avec un gain de 0.42 cm sur la zone de faible profondeur (zone grise) et 0.54 cm pour la zone plus au large (verte) (sur l'ensemble de la période). Pour la zone rouge, cette augmentation est de 1.46 cm . Ces valeurs sont proches de celles estimées dans

plusieurs études qui évaluent des taux de dépôt sédimentaire variant de 1 cm.an^{-1} vers 20 m de profondeur à $0.1\text{-}0.2 \text{ cm.an}^{-1}$ vers l'isobathe 80 m (Radakovitch et al., 1999; Miralles et al., 2006).

Des tendances différentes sont observables pour les différentes périodes. Pendant la période de forts apports du Rhône (de novembre à janvier), la hauteur de sédiment augmente de façon relativement constante pour les deux zones les plus profondes (rouge et verte). En revanche la zone côtière (grise) connaît des variations à plus haute fréquence. Les augmentations du niveau de sédiment coïncident avec des augmentations rapides des apports du Rhône. Les diminutions du niveau de sédiment qui suivent ces augmentations indiquent une érosion partielle de ces dépôts.

En dehors de cette période de novembre à janvier, les deux périodes de tempête d'E-SE d'octobre et de mars se distinguent par une variation brutale de la hauteur de sédiment pour cette zone côtière. Lors du premier événement, elle est fortement touchée avec une perte de 3 mm de sédiment en quelques jours. Pour les deux autres zones en revanche l'impact de la tempête n'est pas clairement visible. L'impact du deuxième événement sur la hauteur de sédiment est, lui, marqué sur toutes les zones. Il entraîne cependant une très faible variation de hauteur dans les zones les plus profondes avec des valeurs de l'ordre du mm pour la zone rouge et du demi mm pour la zone verte. La zone grise a, quant à elle, perdu plus de 2 mm d'épaisseur de sédiment sur cet évènement.

Variation de la masse de sédiment

L'ensemble des constats réalisés précédemment montre que les trois zones étudiées sont globalement des zones d'accumulation de sédiments. La figure 4.14 D permet d'avoir une vision en terme de masse de sédiment. Elle permet entre autres de voir qu'il existe un fort gain de masse cumulée sur les 3 zones. Au total, le dépôt sur les 3 zones représentent environ 610 000 tonnes de sédiment. Plus d'informations peuvent être tirées de la figure 4.15 qui montre les évolutions, pour chaque zone, de la masse de vase (B) et de sable (C) en plus de la variation totale (A). Elle permet d'étudier les périodes déjà citées avec une différenciation des classes de sédiment. Les variations de la masse de sédiment au cours

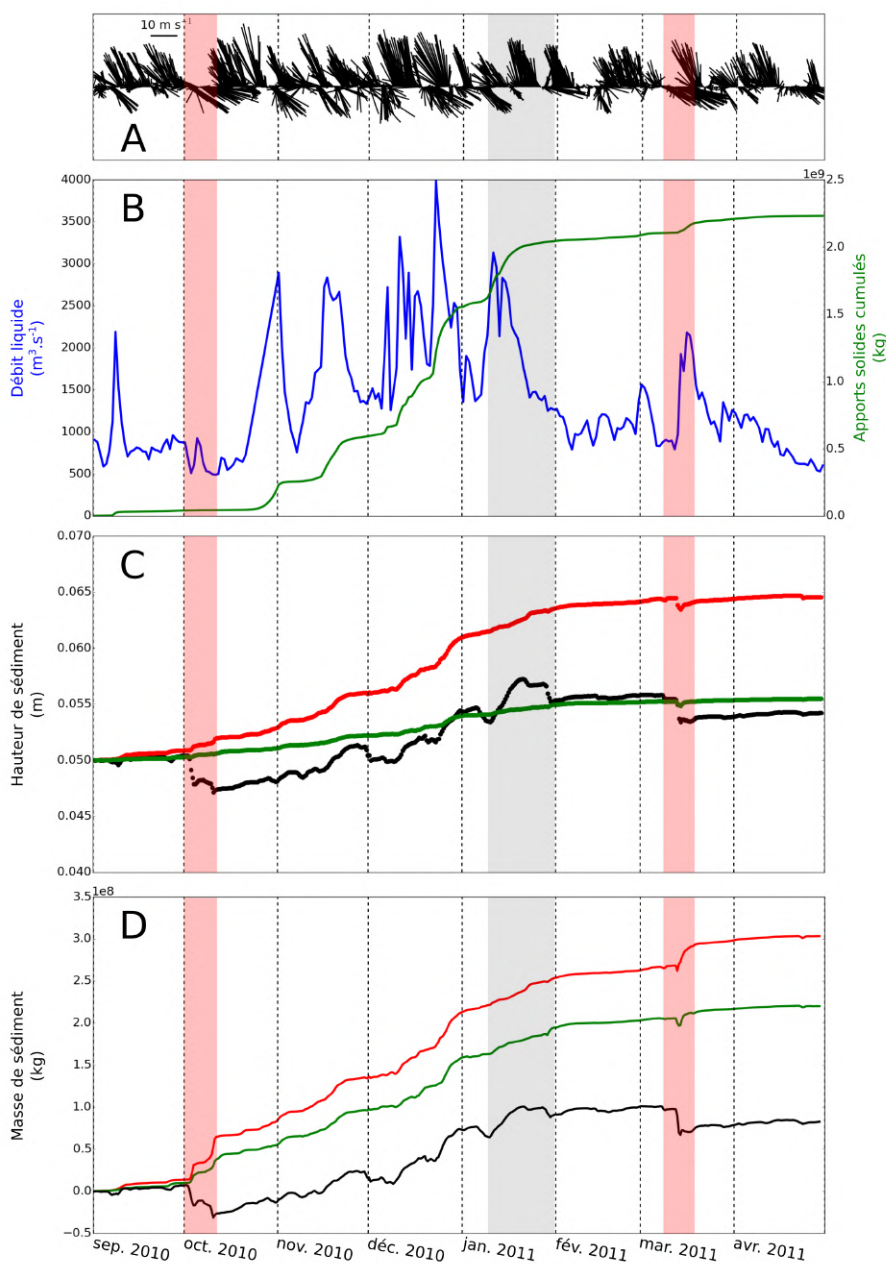


FIGURE 4.14 – Évolution temporelle de l'intensité et de la direction du vent simulée à MesuRho (A) Évolution temporelle du débit liquide et des apports cumulés en matière du Grand Rhône (B). Évolution temporelle de l'épaisseur moyenne de sédiment (C) et de la masse cumulée de sédiment (D) pour la surface grise (en noir), rouge (en rouge) et verte (en vert) de la figure 4.13. Évolution temporelle de la masse totale de sédiment (D) de l'embouchure (noir), de la zone rouge (rouge) et verte (vert). Les périodes surlignées en rouge représentent les périodes des événements d'E-SE : du 1er au 20 octobre 2010 et du 7 au 16 mars 2011. La période surlignée en gris met en évidence une période d'apport puis d'érosion marquante : du 10 au 31 janvier 2011.

des différentes périodes mentionnées précédemment sont alors répertoriées dans le tableau 4.1.

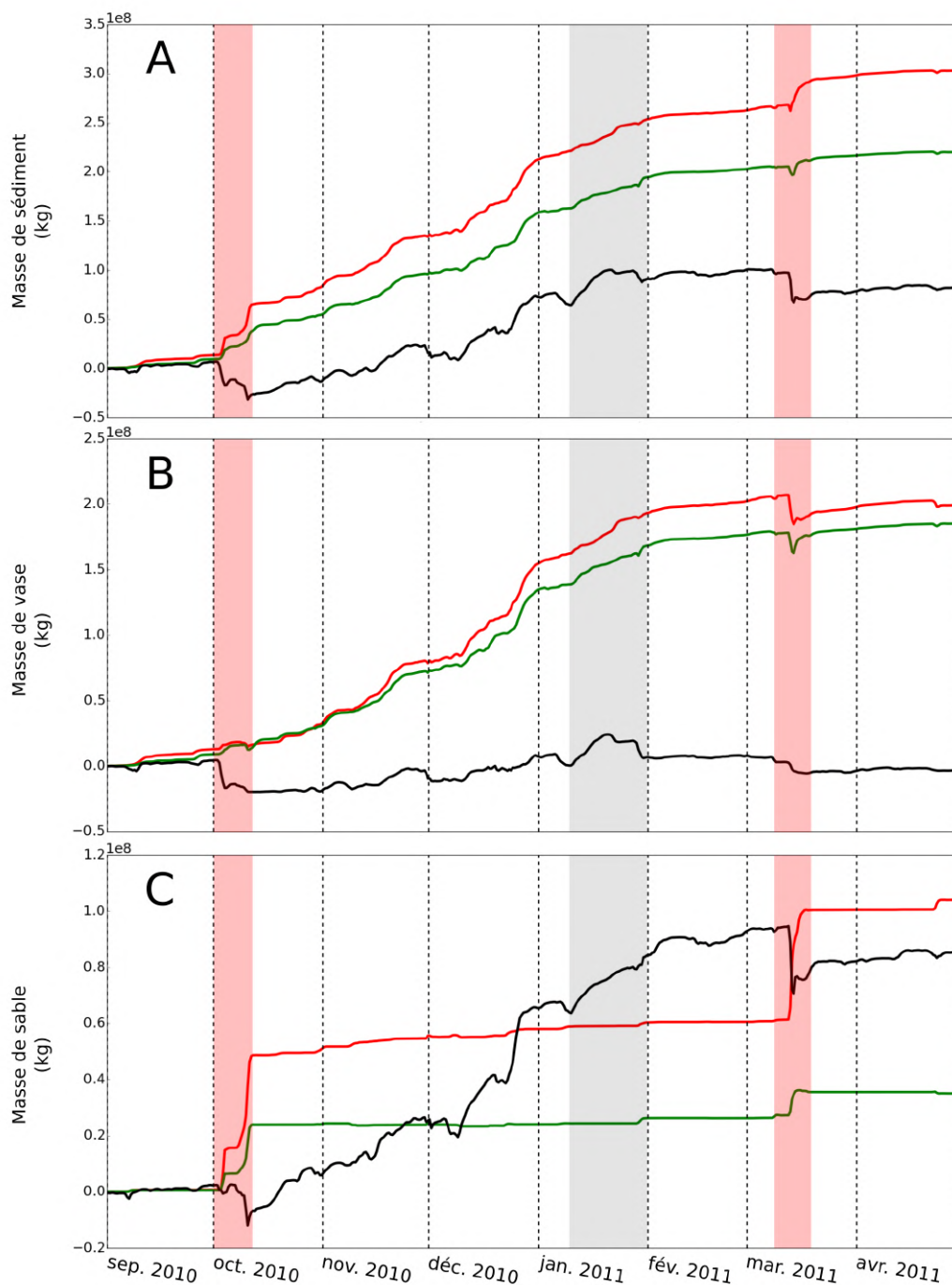


FIGURE 4.15 – Evolution temporelle de la masse de sédiment cumulée à l'embouchure (noire) dans la zone rouge (rouge) et dans la zone vert (vert), pour l'ensemble des sédiments(A), pour les vases (B) et pour les sables (C). Les périodes surlignées en rouge représentent les périodes des événements d'E-SE : du 1er au 20 octobre 2010 et du 7 au 16 mars 2011. La période surlignée en gris met en évidence une période d'apport puis d'érosion marquante : du 10 au 31 janvier 2011.

D'une manière générale, toutes les zones connaissent un gain de masse de sédiment, avec un maximum de 0.30 Mt pour la zone rouge, de 0.08 Mt pour la zone grise et de 0.23 Mt pour la zone verte. Sur toute la période (dernière colonne du tableau 4.1), les zones

TABLE 4.1 – Masse de sédiment apporté par le Rhône et déposé dans les zones indiquées sur la figure 4.13. Le sigle NS (Non-Significatif) est employé pour les valeurs inférieures à 0.005 Mt.

	Masse de sédiment total en Mt (sable ; vase)			
	Période 1 : tempête d'octobre 2010	Période 2 : fort débit du Rhône	Periode 3 : tempête de mars 2011	Total
Rhône	NS (NS ; NS)	1.86 (0.05 ; 1.81)	0.08 (NS ; 0.08)	2.23 (0.05 ; 2.18)
zone grise	-0.03 (-0.01 ; -0.02)	0.10 (0.08 ; 0.02)	-0.02 (-0.01 ; -0.01)	0.08 (0.08 ; NS)
zone rouge	0.05 (0.05 ; NS)	0.17 (0.01 ; 0.16)	0.03 (0.04 ; -0.01)	0.30 (0.10 ; 0.20)
zone verte	0.03 (0.02 ; 0.01)	0.14 (NS ; 0.14)	0.01 (0.01 ; NS)	0.23 (0.03 ; 0.20)

plus profondes gagnent à la fois du sable et de la vase tandis que la zone grise ne gagne que du sable (0.08 Mt). La zone rouge se distingue de la verte par un gain de sable deux fois plus important.

La dynamique de la masse de sédiment peut aussi être précisée pour les trois périodes définies précédemment : tempête d'octobre 2010 (période 1), période de fort débit du Rhône (novembre 2010 à janvier 2011 ; période 2) et tempête de mars 2011 (période 3).

Période d'apports du fleuve (novembre à janvier)

Le tableau 4.1 indique qu'entre les mois de novembre et janvier, les dépôts de sédiment sont de 0.10 Mt pour la zone grise, 0.17 Mt pour la zone rouge et 0.14 Mt pour la zone verte, soit 0.41 Mt au total à comparer avec les apports du Rhône sur la même période qui sont d'environ 1.86 Mt. La figure 4.15C montre que le dépôt de sable sur la zone côtière grise ne cesse d'augmenter (environ 0.08 Mt en tout à comparer à 0.05 d'apports par le fleuve) alors qu'il est négligeable sur les deux zones rouge et verte plus profondes. Cette

augmentation n'est cependant pas constante avec des apports plus importants durant les pics de débit au mois de décembre. Ceci indique le lien direct entre apports de sable par le fleuve et dépôt sur la zone grise 0-20 m. Toujours dans cette zone grise 0-20 m, les dépôts de vase sont faibles et temporaires avec une dynamique haute fréquence de dépôts / reprises / exports.

Les deux autres zones ont un comportement inverse par rapport à la zone grise. La quasi-totalité des dépôts sont constitués de sédiments fins (≥ 98 % de l'apport total dans les deux cas) qui ne cessent de s'accumuler pendant cette période.

Périodes des tempêtes

Pendant les deux tempêtes d'octobre et mars, la zone grise 0-20 m est caractérisée par des érosions de sable et de vase (courbes noires figures 4.15 B et C). Les quantités de sable érodé sont plus faibles que celles apportées pendant la période d'apport du fleuve, tandis qu'elles sont comparables pour la vase. Un fait marquant pour les zones plus profondes (rouge et verte) est le dépôt de sable induit par ces deux tempêtes tandis que le bilan net de la vase est nul (sur la tempête d'octobre) ou faible (sur la tempête de mars). Le gain de sable cumulé sur les deux tempêtes et sur les zones rouge et verte représente 0.12 Mt soit plus de 50% de plus que le dépôt accumulé dans la zone 0-20 m pendant la période d'apport du fleuve. À l'intérieur de la zone rouge, le dépôt de sable au cours des deux tempêtes représente plus de la moitié du dépôt de vase pendant la période d'apports du fleuve. Il constitue donc une contribution importante, très localisée dans le temps, à l'édification du prodelta.

Les apports du Rhône sont de l'ordre de 2.18 Mt de sédiments fins sur la période de simulation. Il s'avère que sur cette période seulement 0.40 Mt de vase est accumulé sur les zones rouge et verte. Dans cette étude les sédiments issus du Rhône sur la période modélisée n'ont malheureusement pas été différenciés des sédiments déjà présents à l'état initial dans le domaine. Pour cette raison il est impossible de chiffrer avec certitude la quantité de sédiments originaires du Rhône déposés sur le prodelta. En revanche, une

première approximation peut être faite. Elle mène à dire qu'au maximum 18% des apports de sédiments fins issus du Rhône sont stockés dans les zones rouge et verte du prodelta.

Une analyse similaire peut être effectuée en différenciant les périodes. Durant la période avec la majorité des apports du Rhône (novembre à janvier), 1.81 Mt de vase a été apporté par le fleuve. Dans le même temps, 0.30 Mt de vase s'est accumulées sur les prodeltas rouge et vert. Cela représente seulement 16.5% des apports du Rhône mais 75% du dépôt de vase sur l'ensemble de la simulation.

Concernant la zone 0-20 m, il semblerait que seuls les sables s'accablent pendant la zone de forts apports (équivalent au dépôt total) qui s'étend de novembre à janvier. Cependant les 0.08 Mt gagnées sont supérieures aux 0.05 Mt apportées par le Rhône. Ainsi il y a au moins 35% des apports de sable dans cette zone qui ne proviennent pas d'apport en provenance directe du fleuve et sont donc apportés de l'extérieur.

L'étude du flux de sédiment au travers des sections délimitant la zone verte va nous informer sur les échanges latéraux de sédiment avec le reste du plateau.

4.2.1.4 Flux de matière aux frontières du prodelta

La figure 4.16 récapitule les flux de matière durant la simulation. Ceux-ci ont été calculés sur des sections qui encadrent l'ensemble de la zone (représentées sur la carte de la même figure). Une information supplémentaire concernant la position dans la colonne d'eau est disponible dans ces évolutions temporelles. En effet, le flux à travers chacune des sections a été calculé pour les moitiés supérieure et inférieure de la colonne d'eau.

Les évolutions temporelles du flux de matière pour chacune des sections montrent des variations plus importantes durant la période d'apport du Rhône de novembre à janvier. Les signatures des tempêtes d'octobre et de mars ne se manifestent pas de façon identique sur toutes les sections. En effet, elles ne sont pas visibles sur la section sud-est (verte) et sont faibles, comparé aux maximums observés en décembre, sur la section sud-ouest (jaune). En revanche les signaux des tempêtes prennent de l'importance sur les sections nord et montrent que les flux sont dirigés d'est en ouest. Ce pattern est attendu pour de

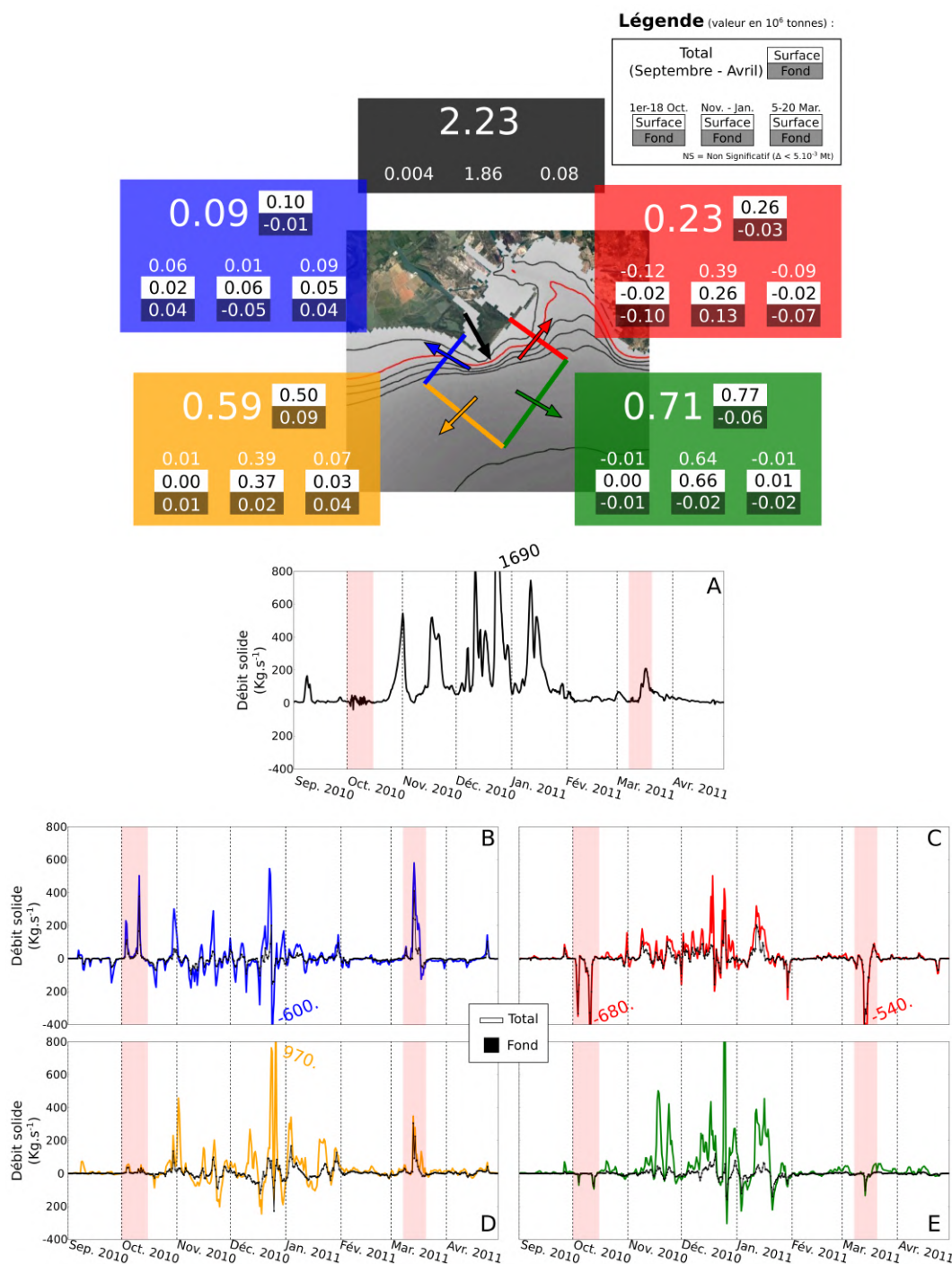


FIGURE 4.16 – Carte récapitulative des flux de matière sur les sections et détaillées par période et en transport de surface et de fond. Les flèches représentent le sens positif sur les sections. Dans chaque rectangle la valeur du haut est la quantité de matière qui a traversé la section entre le mois de septembre 2010 et le mois d'avril 2011. Les valeurs en dessous sont ces quantités sur les périodes du 1er au 18 octobre 2010, novembre à janvier et du 5 au 20 mars 2011 (respectivement de gauche à droite). Chaque valeur est répartie en transfert de surface (case claire) et transport de fond (case foncée). Aux côtés de la carte : les évolutions temporelles des flux de matière (kg.s^{-1}) pour l'embouchure du Rhône (a), la section bleu (b), la section rouge (c), la section jaune (d) et la section verte (e). Les courbes dont la couleur correspond à leur section représentent l'évolution du flux de matière sur toute la colonne d'eau tandis que les courbes noires représentent l'évolution du flux de matière au fond.

telles périodes de tempêtes d'est, caractérisées par des courants intenses sur une bande de quelques kilomètres de large et par la position du panache du Rhône plaqué sur la côte à l'ouest de l'embouchure (Estournel et al., 1997, 2001). De plus, il s'avère que, pour ces périodes de tempête, le flux de fond est majoritaire dans le flux total sur les sections côtières.

Bilan du flux de matière sur la totalité de la simulation :

Sur l'ensemble de la période, la grande majorité de l'export total de matière particulaire (plus de 80%) a lieu sur les segments sud plus au large (jaune et vert). Viennent ensuite les sections nord-est (rouge) et nord-ouest (bleu) qui comptent respectivement 14% et 6% de l'export total. Pour ces deux sections, le flux de fond est globalement négligeable par rapport à celui de surface. En toutes sections, le flux de surface est sortant de la boîte. Seules les sections nord voient un flux de matière non négligeable transiter en sens inverse par la couche de fond. Le flux est alors entrant par l'est en condition de tempêtes et par l'ouest pendant la période d'apports dominée par les vents du nord.

Bilan du flux de matière par période :

L'étude sur les périodes différenciées permet de détailler les flux sur ces périodes clés du transport de matière. Tout d'abord, sur les sections nord-est, sud-est et sud-ouest, la plus grande partie de l'export de matière particulaire hors de la boîte a eu lieu au cours de la 2ème période dite d'apports, durant les mois de novembre à janvier (66 % pour la section jaune et 90% pour la verte). Sur cette même période, la section nord-est présente un flux net sortant aussi important que celui de la radiale sud-ouest. La période de forts apports du Rhône coïncide donc avec la période d'export important de la boîte. Il est légitime de penser que pendant cette période, la boîte n'est qu'une zone de transit pour une grande part de la matière en suspension apportée pendant cette période par le Rhône et transférée via le panache de surface. De plus, la variabilité du vent explique probablement la variabilité spatiale de l'export (via les trois sections). En effet, la section nord-ouest voit pendant la même période des successions d'import et d'export de matière correspondant à des renverses du courant côtier à l'ouest du Rhône induites également par la variabilité du vent. Enfin, pendant les périodes de tempêtes, la radiale nord-est

est la voie principale d'entrée dans la boîte pour la matière issue du plateau. La section sud-est y participe aussi mais dans le fond tandis que toutes les autres sections sont des voies d'export de matière.

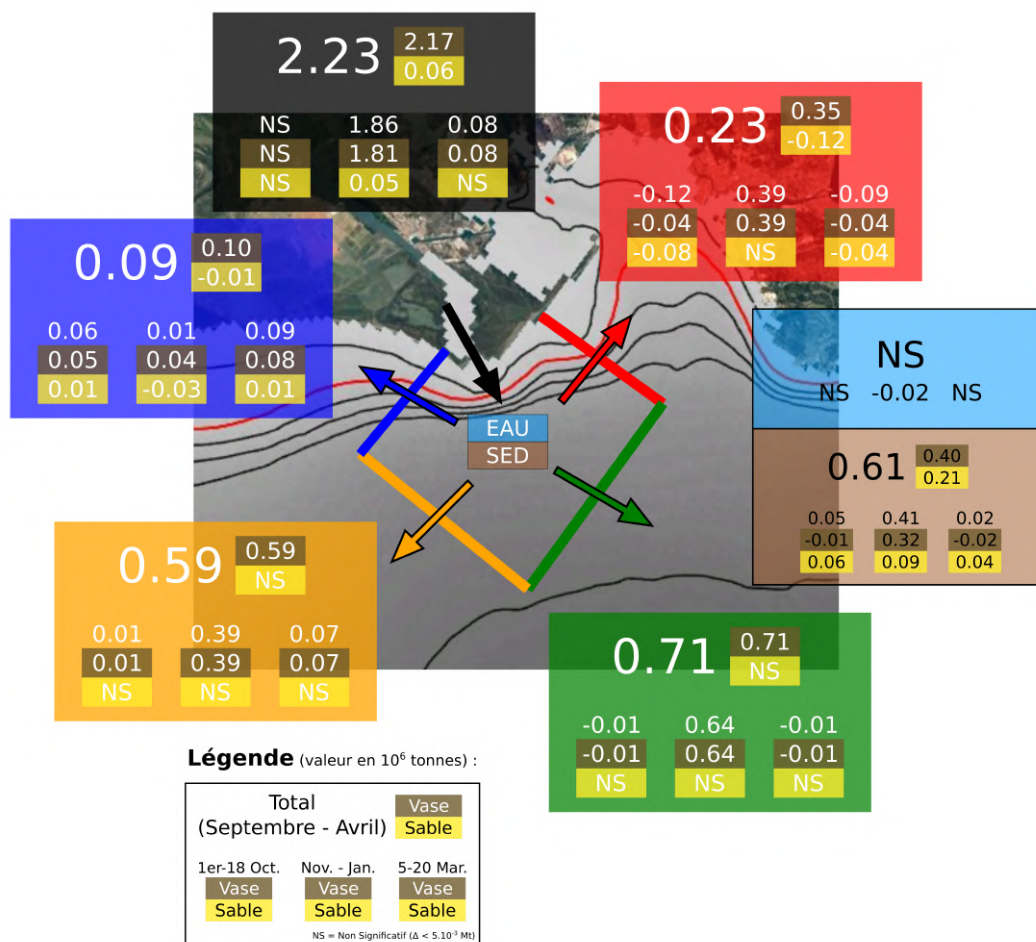


FIGURE 4.17 – Carte récapitulative des flux de matière sur les sections. Les flèches représentent le sens positif sur les sections. Dans chaque rectangle la valeur du haut est la quantité de matière qui a traversé la section entre le mois de septembre 2010 et le mois d'avril 2011. Les valeurs en dessous sont ces quantités sur les périodes du 1er au 18 octobre 2010, novembre à janvier et du 5 au 20 mars 2011 (respectivement de gauche à droite). Les valeurs écrites dans le rectangle bleu sont les variations de MES dans la période. Pour chacune des périodes, le bilan de masse du compartiment sédimentaire est répertorié dans le rectangle marron. NS (Non Significatif) est utilisé pour des flux inférieurs à 5.10^{-3} Mt.

Nature du flux de matière :

La figure 4.17 donne des informations sur la nature de la matière qui transite par les sections. Celle-ci permet de voir que seules les sections côtières (nord) sont caractérisées par un flux de sable significatif. La section bleue a la particularité de voir des flux de sable sortant de la boîte pour les deux périodes de tempête mais nettement plus faibles que les flux entrant par le nord-est. Ceci confirme bien le stockage du sable en provenance

de l'est sur la zone prodelta montrée sur la figure 4.15 C. En revanche durant la période hivernale le sable est bien entrant par la section bleue nord-ouest (-0.03 Mt) et il reste dans la boîte (le flux sortant sur les autres radiales est négligeable). Concernant la vase, une partie importante court-circuite le prodelta par transit via les couches supérieures lors de la période d'apport. Par contre pendant les périodes de tempête, un transfert nettement plus faible se fait par la radiale nord-ouest bleue et également par la radiale sud-ouest jaune pour plus de la moitié par la couche de fond. Ces transferts correspondraient à la remise en suspension des dépôts de vase du prodelta, et potentiellement aux apports par le Rhône et au transport à travers la radiale nord-est.

Les principaux résultats de cette étude sur la dynamique sédimentaire du prodelta du Rhône sont donc :

- Sur la période de septembre à avril, la fraction de vase stockée sur le prodelta du Rhône équivaut à 18% des apports de sédiments fins du fleuve. En considérant une zone plus large de 800 km² (boîte jaune sur Fig. 4.13), le stockage de vase dépasse 40% des apports.
- L'évaluation du dépôt total de sable et de vase dans la boîte prodelta correspond à 30% des apports du Rhône sur la même période. Seule une partie du sable stocké a été apportée par le Rhône sur la période modélisée. Le reste s'explique par les tempêtes d'E-SE qui jouent un rôle primordial dans la dynamique sédimentaire de cette zone avec un apport de sable qui transite d'est en ouest et se dépose au-delà de l'isobathe 20 m. L'origine du sable est à préciser. D'après les zones d'érosion il pourrait provenir de la zone située entre 10 et 20 mètres de profondeur au niveau du lobe de Pégoulie, ancienne sortie du Rhône, mais également de zones plus profondes situées au sud du Golfe de Fos.
- Les tempêtes exportent également de la vase vers l'ouest (sections bleue et jaune). La quantité exportée en quelques jours (0.06 Mt en octobre et 0.16 Mt en mars) correspond à 10% des apports de vase du Rhône sur l'ensemble de la période sep-

tembre - avril. Cet export correspond à la somme de la resuspension, d'une partie issue directement du Rhône et d'un apport par l'est qui ne sont pas séparables ici.

La prochaine section étudie la dynamique sédimentaire à l'échelle du plateau afin de considérer à la fois la dynamique du sédiment à cette échelle et le transit de la matière qui échappe au prodelta.

4.2.2 Dynamique sédimentaire sur l'ensemble du Golfe du Lion et le plateau catalan

L'apport de sédiment sur le plateau du GdL est principalement lié aux apports par le Rhône. Tout comme il est évoqué dans la partie précédente, de nombreuses études montrent que la matière n'est pas simplement déposée à son embouchure (Dufois et al., 2008, 2014; Lansard et al., 2006; Maillet et al., 2006), mais qu'une partie non négligeable est transportée vers des régions plus éloignées de l'embouchure. Il est donc intéressant d'étudier à une plus grande échelle spatiale les transports de matière. C'est pourquoi l'ensemble du plateau du GdL est étudié dans cette section.

4.2.2.1 Apports fluviaux

Tout d'abord il est important de noter que dans cette section le terme Rhône englobe le Petit et le Grand Rhône, contrairement à la section précédente où seul le Grand Rhône était pris en compte. La figure 4.18 permet de voir que le débit d'eau douce du Rhône est globalement supérieur à celui de l'ensemble des autres fleuves. Cependant, à deux reprises la somme des débits des fleuves secondaires dépasse le débit du Rhône : au début du mois d'octobre et durant le mois de mars. Ces périodes correspondent aux deux tempêtes d'est qui se sont accompagnées de fortes précipitations sur l'ensemble des bassins versants concernés dans les Pyrénées et le Massif Central, d'où l'importante augmentation des débits à ces périodes.

La division de la période de simulation en 3 parties (période de forts apports fluviaux de novembre à janvier, et périodes antérieure et postérieure incluant chacune une tempête d'E-SE) met en évidence le rôle des événements de SE sur les apports solides. En effet, sur l'ensemble de la période, les fleuves secondaires représentent 20% des apports de matière sur le plateau. De septembre à fin octobre cette proportion est de 32% tandis qu'elle n'est que de 2% durant la période de novembre à janvier. Finalement de février à mai les fleuves secondaires représentent environ 70% des apports particuliers totaux.

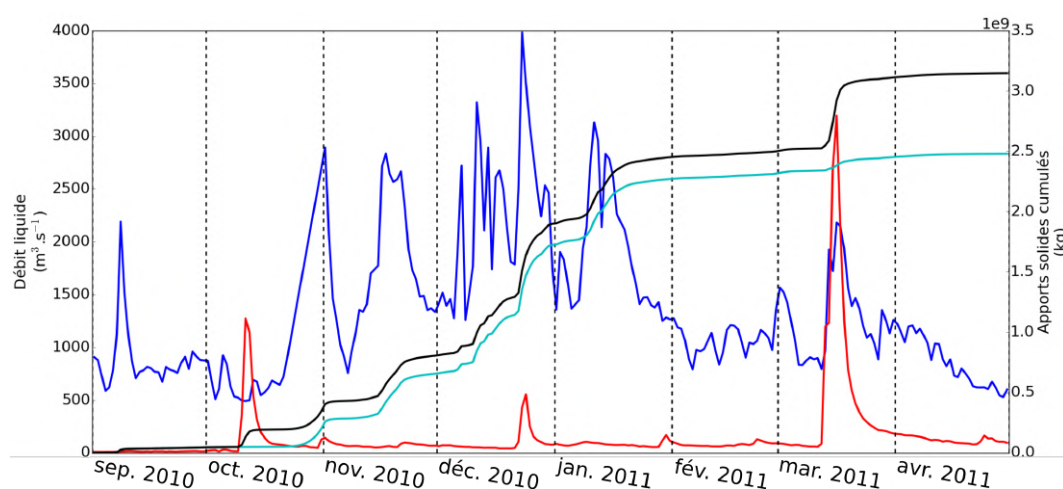


FIGURE 4.18 – Évolution temporelle des débits d'eau douce pour la somme du Petit et du Grand Rhône (Bleu) et pour la somme des autres fleuves (rouge). Évolution temporelle du cumul des apports solides des Petit et Grand Rhône (cyan) et de tous les fleuves (noir).

4.2.2.2 Variabilité spatiale de la dynamique sédimentaire

Distribution spatiale des tensions de fond.

La figure 4.19 montre les intensités des tensions de fond lors des deux principaux régimes de vent (marin et continental) qui influencent le GdL. En moyenne sur la période, il existe une bande côtière, avec une bathymétrie inférieure à 50 m, où les tensions de fond dépassent la tension critique d'érosion des vases : 0.1 N.m^{-2} (Fig. 4.19 A). Cette même caractéristique n'est pas visible en condition de vent de N (Fig. 4.19 D). L'absence de courants intenses et d'excitation de l'état de la mer près de la côte sous ce régime de vent ne permet pas, en moyenne, de dépasser le seuil de remise en suspension des sédiments fins sur des profondeurs supérieures à 10 ou 20 m (Fig. 4.19 D). En revanche sous conditions de vent de SE, les tensions de fond peuvent dépasser 5 N.m^{-2} le long de toute la côte

(Fig. 4.19 B et C). La figure 4.19 montre que les valeurs supérieures à 0.1 N.m^{-2} peuvent exister jusqu'au bord du plateau externe. Sur la même planche de graphiques, les cartes B et C permettent de comparer les deux évènements intenses (en octobre et en mars). Il s'avère alors que la tempête d'octobre génère des tensions de fond bien supérieures à celles de la tempête de mars, à l'ouest du plateau et sur toute la bordure externe, le long de l'isobathe 100 m.

Variabilité spatiale et temporelle de l'érosion et du dépôt de sédiment.

La figure 4.20 permet de distinguer les zones d'érosion et de dépôt au cours de la simulation. Sur l'ensemble de celle-ci, toute la zone côtière caractérisée par de fortes tensions de fond générant de la remise en suspension de sédiment est une zone d'érosion, même s'il existe des zones de dépôts comme au large de la pointe de Beauduc et de la Pointe de l'Espiguette. La région centrale du plateau, comprise entre les isobathes 50 et 80 m, caractérisée par des tensions de fond généralement négligeables, est une zone de dépôt. Le maximum de dépôt se situe le long de l'isobathe 50 m avec une couche sédimentaire qui peut gagner 1 cm par endroits. La figure 4.21 montre, à travers une diminution de proportions de sable entre le début et la fin de la simulation, que ce dépôt est constitué de vase. De façon similaire mais accrue, le plateau espagnol à la sortie du Golfe du Lion possède une importante zone de dépôt de vase jusqu'à l'isobathe 200 m. Sur le GdL, la variation du niveau de sédiment dans la zone côtière, comprise entre l'isobathe 50 m et la côte, paraît très hétérogène mais une zone de dépôt de vase importante se distingue entre Narbonne et Leucate. Mise à part cette grande zone de dépôt, le reste de la zone côtière est généralement érodé durant la simulation. Cette érosion se traduit par une augmentation des proportions de sable (Fig. 4.21) résultant d'un export net de matière fine.

L'analyse de l'épaisseur de sédiment des trois cartes en bas de la figure 4.20 montre que les deux périodes de tempêtes d'E-SE (octobre et mars) sont principalement responsables de l'érosion importante de la zone côtière (bathymétrie $\leq 50\text{m}$), principalement entre le Rhône et Narbonne. La tempête d'octobre est la plus intense du point de vue de l'érosion avec plusieurs centimètres érodés jusqu'à 50 m de fond et un important dépôt de matière au nord du CdC et sur le plateau Catalan. Le dépôt identifié précédemment plus haut

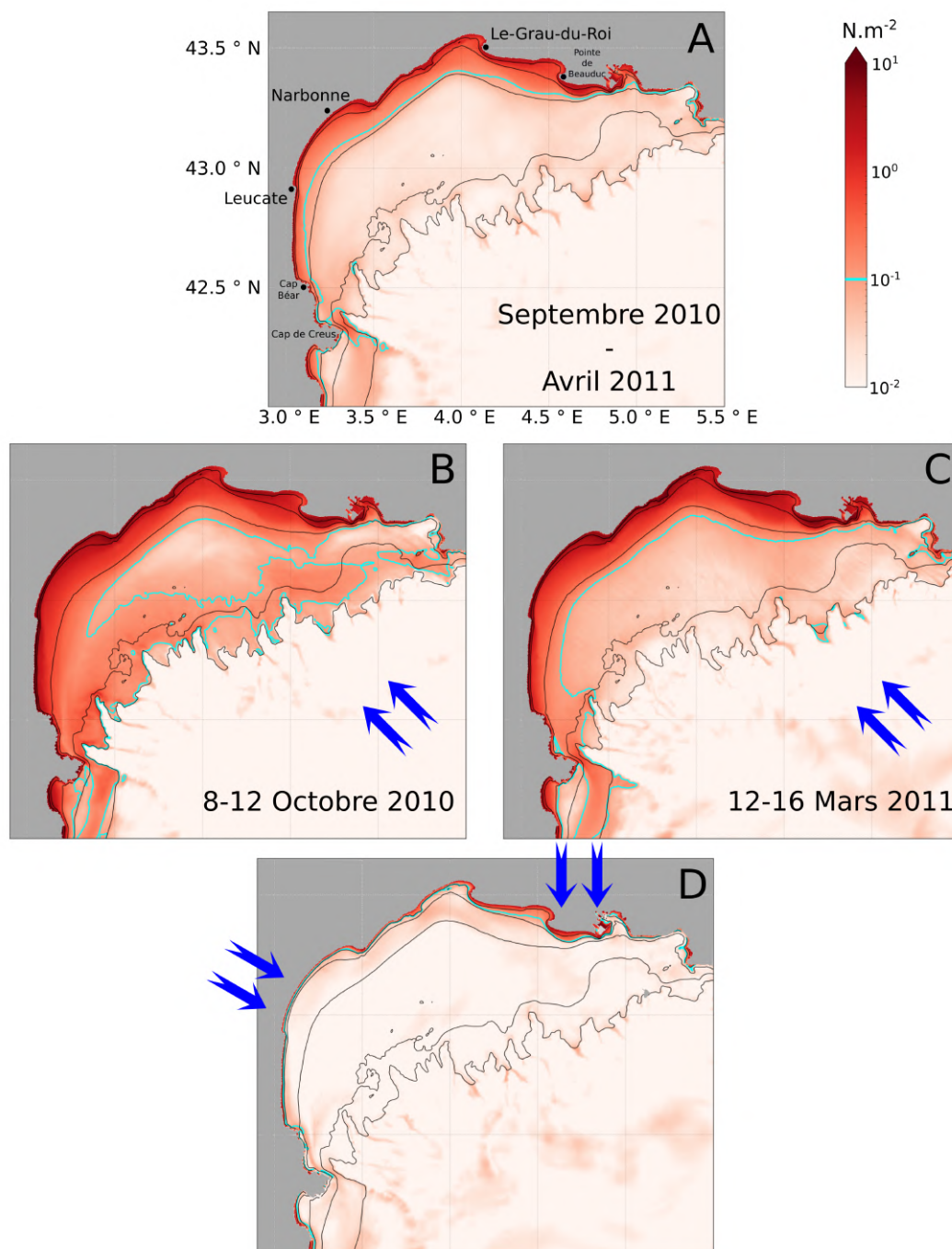


FIGURE 4.19 – Stress de fond moyen : sur l'ensemble de la simulation (A), pour la tempête d'E-SE du 8 au 12 octobre 2010 (B), pour la tempête d'E-SE du 12 au 16 mars 2011 (C) et pour un vent de N (D, 20-28 février 2011). Les isobathes représentés sont les isobathes 10, 20, 50, 100 et 200 m. L'isocontour représenté en cyan est celui de 0.1 N.m^{-2} .

entre Narbonne et Leucate se fait également pendant cette période. Dans le cas de la période de tempêtes de mars, la majorité des dépôts se font le long de l'isobathe 50 m. La période de tempêtes d'octobre est donc caractérisée par un transport plutôt le long des isobathes tandis qu'il serait plutôt cross-isobathe pendant la tempête de mars.

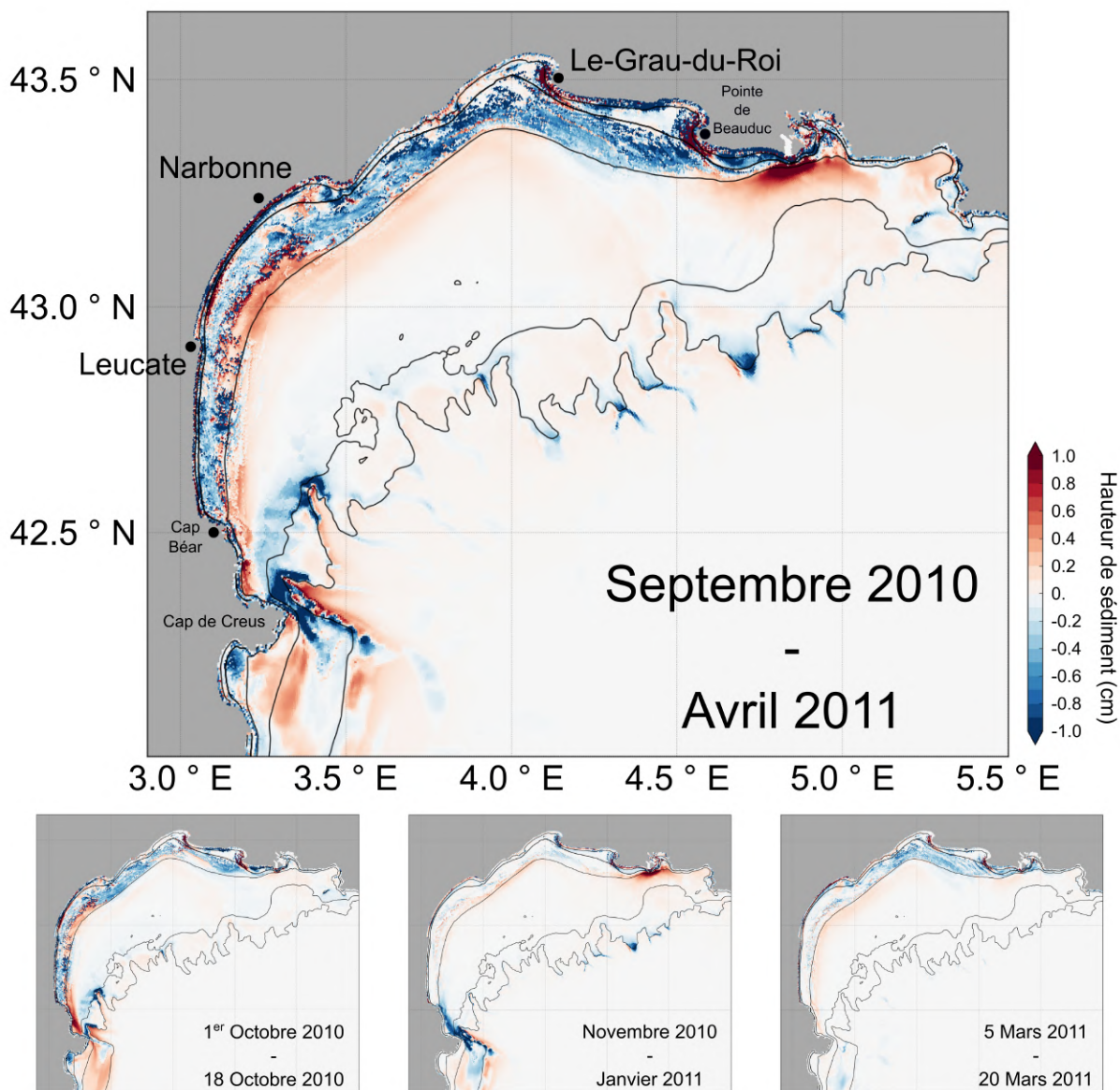


FIGURE 4.20 – Cartes de la différence d'épaisseur de sédiment sur : l'ensemble de la simulation, du 1er au 18 octobre, les mois de novembre à janvier et du 5 au 20 mars. Les isobathes représentées sont les isobathes 10, 20, 50, 100 et 200 m.

La période caractérisée par de forts débits du Rhône (novembre-janvier) voit globalement une augmentation de l'épaisseur de sédiment sur le plateau. La figure 4.21 montre que les dépôts sont principalement constitués de sédiments fins autour de l'isobathe 50 m. Il existe cependant une grande zone d'érosion autour du CdC. Cette érosion a lieu sur les forts dépôts occasionnés lors des tempêtes d'octobre aux environs du Cap Béar ainsi que du rebord sud du canyon du Cap de Creus. Au voisinage du Cap Béar plusieurs centimètres ont été érodés. Cette caractéristique n'est visible que sur cette période. Une érosion des dépôts de particules fines accumulées pendant la première tempête peut être

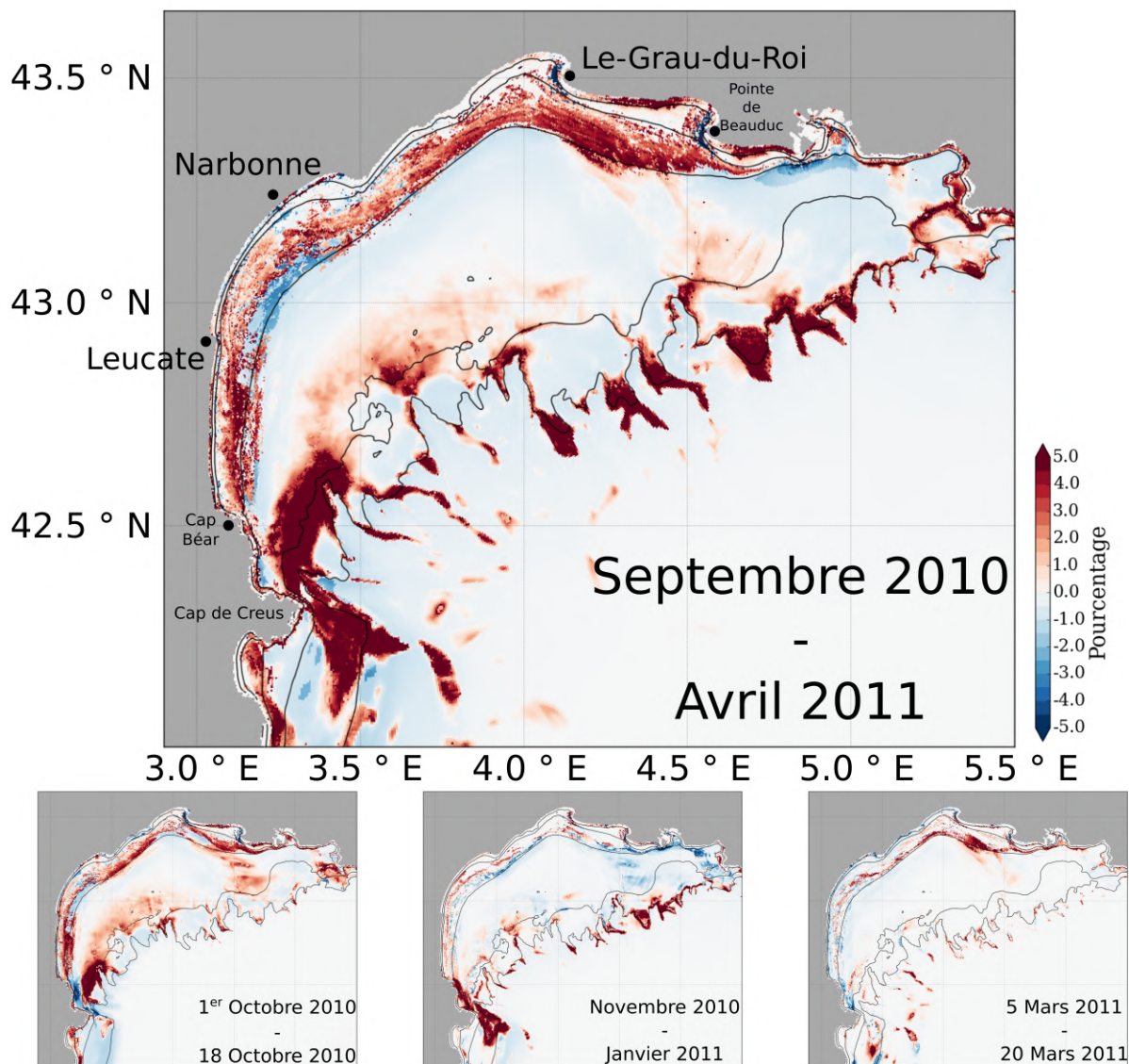


FIGURE 4.21 – Cartes de la différence de pourcentage de sable sur le 1er cm de sédiment, durant : l'ensemble de la simulation, du 1er au 18 octobre, les mois de novembre à janvier et du 5 au 20 mars. Les isobathes représentées sont les isobathes 10, 20, 50, 100 et 200 m.

constaté au niveau de Beauduc et de l'Espiguette. Ce dépôt se reconstitue d'ailleurs sur la seconde tempête.

Sur l'ensemble des cartes la région du CdC paraît dynamique. L'étude de cette région spécifique du CdC est approfondie plus tard section 4.2.3.

4.2.2.3 Flux de matière sur le plateau

La section précédente a permis de montrer qu'il existe différentes régions sur le GdL avec des dynamiques sédimentaires différentes.

Evolutions temporelles du débit solide

Les évolutions temporelles du débit solide sur les sections représentées dans la figure 4.22 permettent de voir qu'au cours de la simulation le flux global est dirigé du nord-est vers le sud-ouest et qu'il existe une grande variabilité du flux de matière au cours de la simulation. Des valeurs extrêmes sont parfois atteintes, comme au cours de la tempête du mois d'octobre où de telles valeurs sont visibles sur le flux à travers toutes les sections (dans une moindre mesure sur la rouge). Ces valeurs de flux s'expliquent par un fort transport de matière particulaire remise en suspension lors de la tempête, les apports fluviaux étant faibles à cette période (Fig. 4.18). Il est aussi clair que la différence de flux entre la section verte et la section jaune est due à l'érosion de sédiment entre ces deux sections comme observé précédemment (Fig. 4.20). La tempête de mars 2011 est caractérisée également par des fortes valeurs de flux à travers toutes les sections. Cependant les flux sont moins importants que lors de la première tempête, coïncidant avec une érosion moins marquée constatée précédemment et certainement imputable à des tensions de fond plus faibles que lors de la tempête automnale (Fig. 4.19).

Flux de matière en suspension

Les calculs de flux permettent aussi d'effectuer une analyse quantitative du déplacement de la matière sur le plateau. Les estimations des flux moyennés sur les différentes périodes sont présentées sur la carte de la figure 4.22. Celles-ci révèlent que, intégré sur l'ensemble de la simulation, la section au large de Narbonne (jaune) voit passer le maximum de matière particulaire (plus de 3.16 Mt). La quantité de matière passant la section jaune est 1.3 fois plus importante que celle de la section en "amont" (verte, 2.42 Mt) et 1.1 fois plus importante que celle en "aval" (bleu, 2.80 Mt). Les apports fluviaux entre les sections verte et jaune n'étant pas suffisants (0.24 Mt) pour expliquer ces différences, cela traduit donc une érosion nette entre les sections verte et jaune et un dépôt entre les sections

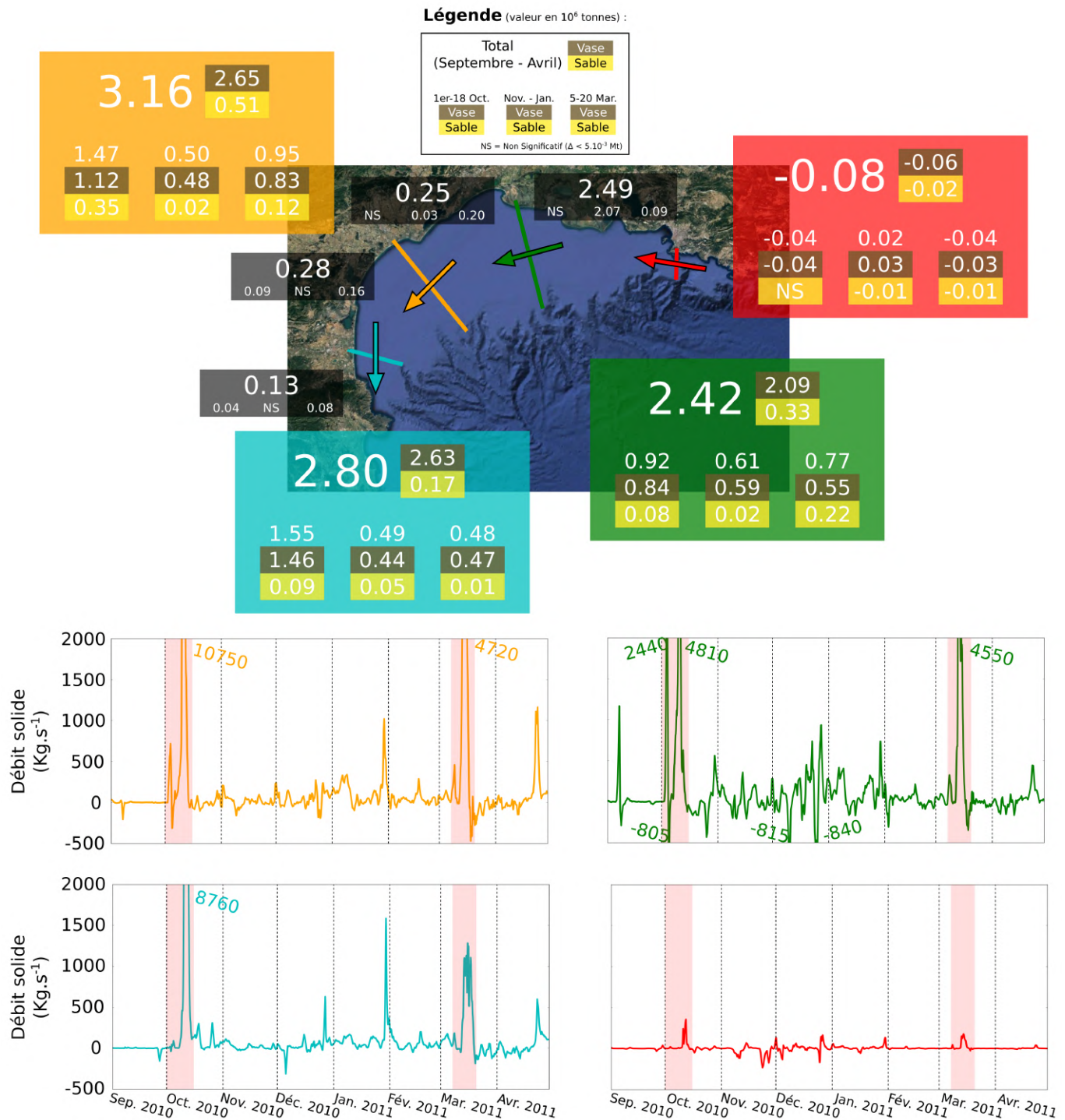


FIGURE 4.22 – Carte récapitulative des flux de matière sur les sections. Les flèches représentent le sens positif sur les sections. Dans chaque rectangle la valeur du haut est la quantité de matière qui a traversé la section entre le mois de septembre 2010 et le mois d’avril 2011. Les valeurs en dessous sont ces quantités sur les périodes de septembre à octobre, novembre à janvier et février à avril (respectivement de gauche à droite). Les rectangles noirs sont constitués des quantités de matière apportées par l’ensemble des fleuves, entre chaque section, au milieu marin, sur toute la simulation (en haut) et pour chaque sous-période (en bas). Les évolutions temporelles des flux de matière ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$) sur les sections sont représentées sous la carte, en respectant le code couleur.

jaune et bleue visibles sur la figure 4.20. Les valeurs par type de sédiment ajoutées dans les cadres donnent des informations importantes sur la nature du transport. Le sédiment fin est le composant principal de la matière exportée à travers chaque section. En effet le sable ne représente que 16 et 20% de la matière traversant les sections verte et jaune (respectivement) et sa proportion chute à 5% pour la section bleue.

La distinction des trois périodes permet une analyse supplémentaire. Il apparaît que la quantité de sédiment transporté à travers les sections est maximale durant la tempête d'octobre pour toutes les sections. Cet export maximal est accompagné d'une augmentation de la proportion de sable transporté à travers la section jaune (24%) qui représente près de 70% du transport de sable total sur la période en cette section. En revanche la proportion de sable est moins importante pour la section verte (9%) et reste tout aussi faible pour la section bleue. Par opposition, la section verte voit une nette augmentation de la proportion de sable transporté durant la tempête de mars. Le sable qui transite pendant cette tempête correspond à 29% du transport de matière sur la tempête et à plus de 65% du sable passé par cette section sur l'ensemble de la période simulée.

La section sud-ouest utilisée dans cette étude est proche des radiales réalisées par le glider durant la campagne CASCADE. En utilisant les observations de celui-ci, [Bourrin et al. \(2015\)](#) ont estimé un flux de matière de 1 à 2.2 Mt entre le 12 et le 16 mars 2011. Ces estimations sont très au-dessus de celles issues des sorties du modèle sur cette section sur la même période (0.29 Mt). Cette importante sous-estimation peut trouver son origine dans la sous-estimation des courants constatée dans la section 3.2. Dans cette section, les courants modélisés ont été confrontés aux courants observés sur le trajet du glider et aux mesures effectuées par un ADCP au mouillage POEM. La comparaison a mis en évidence une nette sous-estimation des courants de fond par le modèle ainsi qu'une sous-estimation des courant moyens sur la profondeur constaté sur le transect du glider au coeur de la tempête du 14 mars 2011 (section 3.2). Ces caractéristiques peuvent être à la fois responsables d'une sous-estimation de la remise en suspension mais aussi du transport de MES.

4.2.2.4 Bilan sédimentaire à l'échelle du plateau

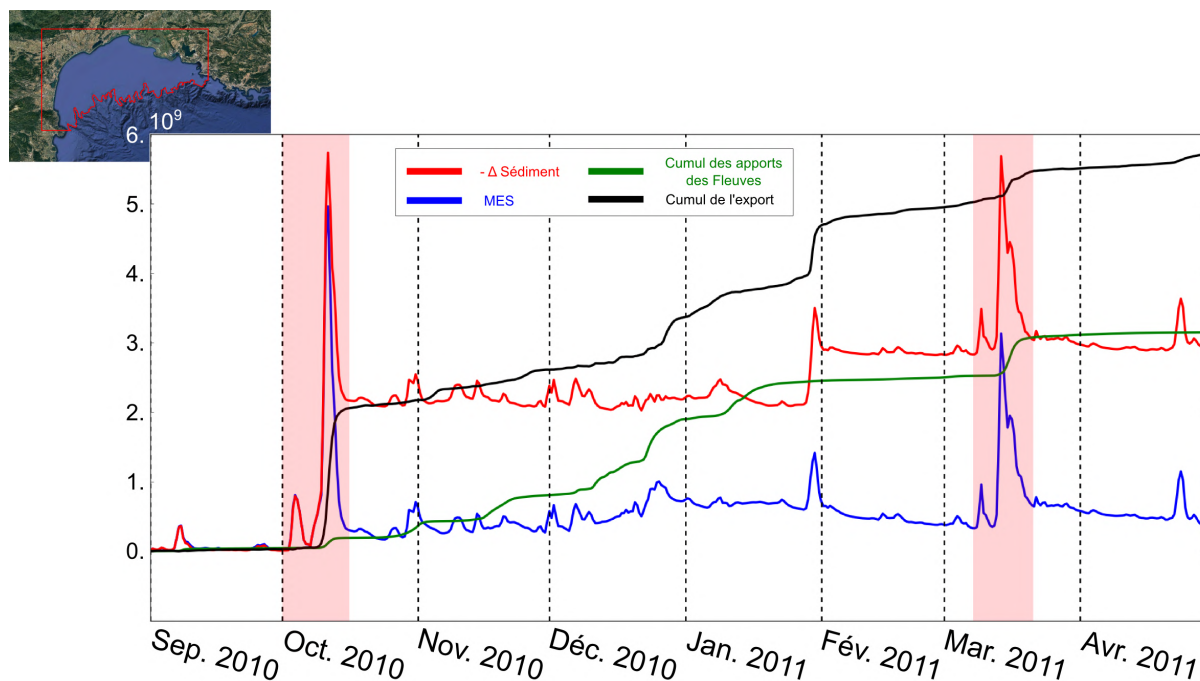


FIGURE 4.23 – Evolution temporelle en kg de la MES sur le plateau du GdL (bleu), de la variation du sédiment (rouge), du cumul de matière apportée par l'ensemble des fleuves (vert) et de l'export (noir). Noter que la variation du sédiment a été changée de signe afin de ne pas dilater l'échelle de l'ordonnée.

Afin de quantifier le bilan de sédiment à l'échelle du plateau, une région a été définie. Elle commence au sud-ouest, au CdC, et se termine au nord-est au point côtier le plus proche du canyon de Cassidaigne, tout en considérant les points de grille dont la bathymétrie est inférieure à 200m. La figure 4.23 met en évidence différentes dynamiques dans l'évolution des éléments représentées. Sur l'ensemble de la simulation, le sédiment présente un déficit de 3 Mt (apparaît en positif sur la figure). Des périodes clefs sont alors identifiables. L'impact des deux tempêtes de SE est remarquable avec un pic de quantité de sédiment remis en suspension d'au moins 3 Mt (6 Mt pour la première tempête). Ceci est extrême au regard de l'ensemble des autres pics visibles pour lesquels les quantités de sédiment remis en suspension n'excèdent pas 1 Mt. D'autre part, un export du plateau du GdL important est visible lors des deux tempêtes d'E-SE, de 2 Mt pour la tempête d'octobre et de 0.4 Mt pour la tempête de mars. Cette même figure permet de voir que durant la période d'apports du Rhône et en particulier de décembre à janvier la quantité de MES sur le plateau présente moins de variabilité que pendant les tempêtes. Cette

TABLE 4.2 – Tableau récapitulatif de différentes quantités de sédiment (Mt) entre plusieurs périodes.

Période	Apports fluviaux	Variation de sédiment	Bilan
01/09/2010 - 01/05/2011	3.15	-2.92	-5.72
01/10/2010 - 18/10/2010	0.15	-2.16	-2.05 (36%)
01/11/2010 - 28/01/2011	2.10	0.16	-1.76 (31%)
28/01/2011 - 01/02/2011	0.02	-0.84	-0.71 (12%)
05/03/2011 - 20/03/2011	0.54	-0.25	-0.44 (8%)

caractéristique est en accord avec l'export de vase du prodelta par la couche de surface durant cette période, mécanisme qui augmente le temps de séjour de la matière dans la colonne d'eau. Cette particularité s'accompagne d'un export relativement constant accentué par deux événements : fin décembre et fin janvier. Le premier d'une dizaine de jours (export de 0.5 Mt) coïncide, avec quelques jours de délai, avec la crue du Rhône (Fig. 4.18) marquée par la nette augmentation des apports fluviaux. Le second est plus intense (0.71 Mt) mais n'est pas corrélé avec des apports fluviaux importants. Il a lieu pendant un épisode d'E-SE plus court (3 jours) et moins intense que les tempêtes d'octobre et de mars. L'importance évidente de cette tempête dans la dynamique de la matière à l'échelle du plateau a amené à extraire cette tempête du 28 janvier au 1er février 2011 de la période de débit important et à l'ajouter aux tempêtes d'E-SE, pour la calcul des flux d'export cumulés.

Le tableau 4.2 répertorie plusieurs valeurs sur les périodes clefs analysées jusqu'ici. Tout d'abord, sur l'ensemble de la simulation, 5.72 Mt de matière sont exportées du

plateau du GdL. La majeure partie de l'export a lieu durant les tempêtes d'E-SE avec 56% de l'export total tandis que la période de débit important en représente 31%. Il apparaît donc que plus de la moitié de l'export a lieu en moins de 40 jours, soit 16% de la durée de la simulation (242 jours). À titre d'exemple, la quantité de sédiment remis en suspension durant la tempête de fin janvier évoquée plus haut (0.84 Mt) semble indiquer que la dynamique du plateau a été très "efficace" et représente l'origine principale des sédiments exportés durant cette courte période (les apports des fleuves sont en effet négligeables sur cette période).

L'importance de l'export des masses d'eau du GdL par le canyon du CdC a été étudiée dans le chapitre 3.2. L'étude du flux de matière à l'échelle du plateau confirme l'important export de sédiment par le sud-ouest du GdL. La suite des travaux se porte donc sur la dynamique sédimentaire dans cette zone.

4.2.3 Dynamique sédimentaire dans la région du Cap de Creus

De nombreuses études ont mis en évidence l'importance de l'export des sédiments du GdL par les canyons de l'ouest du plateau (Canals et al., 2006; Palanques et al., 2006; Bourrin et al., 2008; Palanques et al., 2012; Puig et al., 2008; Martín et al., 2013; Ferré et al., 2008; Ulses et al., 2008b). Dans le chapitre 3.2, l'étude sur l'hydrodynamique durant l'automne et l'hiver 2010-2011 a montré que 50% (automne) à 70% (hiver) des masses d'eau du plateau du GdL est advecté sur le plateau catalan tandis qu'une plus petite proportion emprunte le CdC pour être exportée plus au large. L'utilisation du modèle MUSTANG permet maintenant d'étudier maintenant le transport de sédiment dans la région du CdC dans les conditions météorologiques et hydrodynamiques précédemment analysées.

4.2.3.1 Variabilité spatiale des courants et des tensions de fond

Cette section met en évidence le caractère complexe de cette région. Une étude plus approfondie de l'hydrodynamique et de l'export des masses d'eau dans cette région a été

réalisée dans l'article associé à ce manuscrit. Plus de détails sur les voies et les quantités d'export des masses d'eau dans la région du CdC durant l'automne 2010 et l'hiver 2010-2011 sont donc donnés dans le chapitre 3.2.

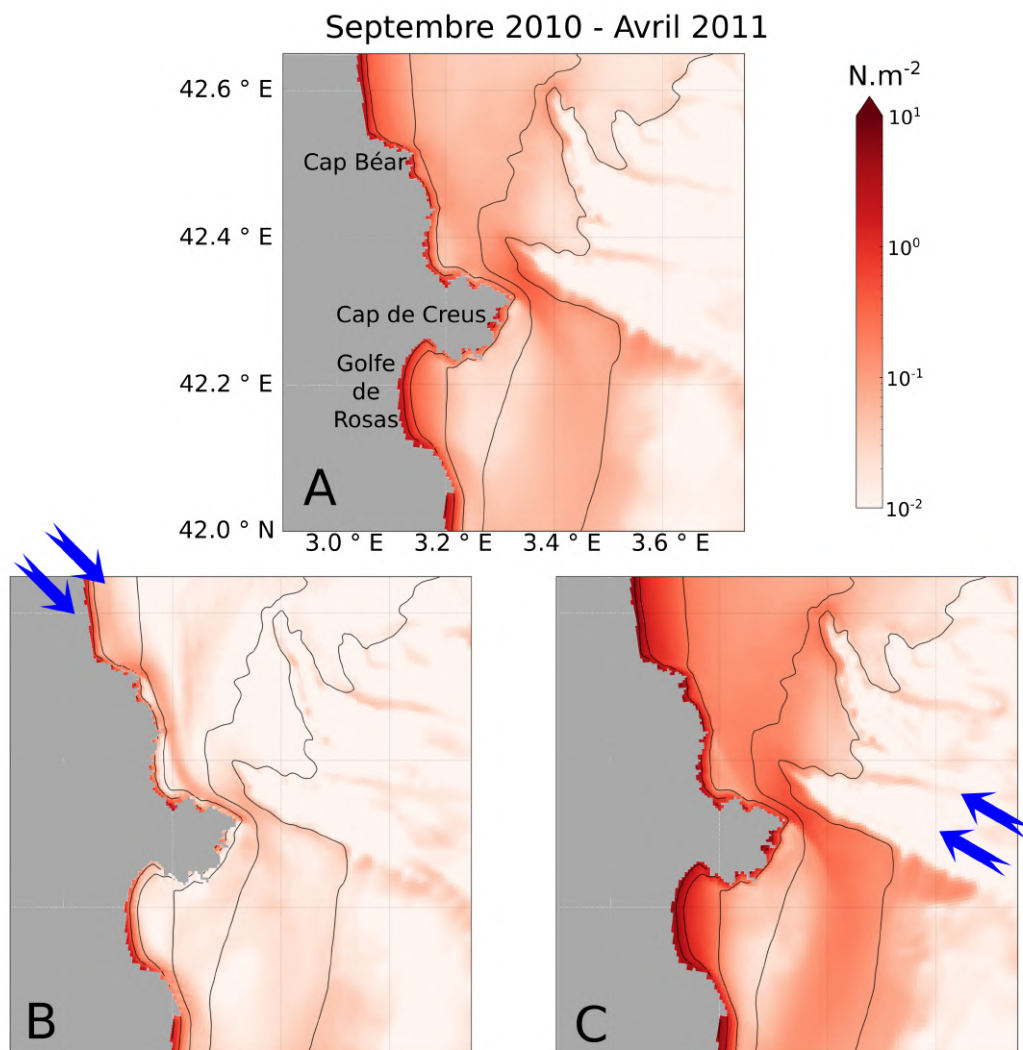


FIGURE 4.24 – Cartes de la tension de fond moyenne sur la période totale (A), un épisode de vent de N (B, 20-28 février 2011) et un épisode de vent d'E-SE (C, 12-16 mars 2011). Les isobathes représentées sont 10, 20, 50, 100 et 200 m.

La figure 4.24 montre les cartes de tension de fond pour les cas de vent de N et de SE. Les valeurs sont relativement faibles ($\leq 0.5 \text{ N.m}^{-2}$). Il existe cependant une zone côtière (bathymétrie $\leq 20 \text{ m}$) où les tensions de fond dépassent 1 N.m^{-2} . Par ailleurs, la zone où la bathymétrie est inférieure à 200 m, comprise entre le CdC et le canyon, apparaît comme une zone de tension plus intense. Au contraire, au sud du CdC, entre l'isobathe 50 et 100 m, une région de faibles tensions ($\leq 0.1 \text{ N.m}^{-2}$) est visible. Lors d'épisodes de vent d'E-SE,

cette région de faibles tensions est aussi présente avec des valeurs relativement proches. En revanche les tensions sur le passage du cap et le long de la côte sont nettement supérieures. Au contraire, lors de vent de nord, les tensions côtières sont relativement faibles. Il s'avère cependant qu'elles peuvent dépasser les tensions activant la remise en suspension des vases sur une zone très proche de la côte et au niveau du CdC (Fig. 4.19).

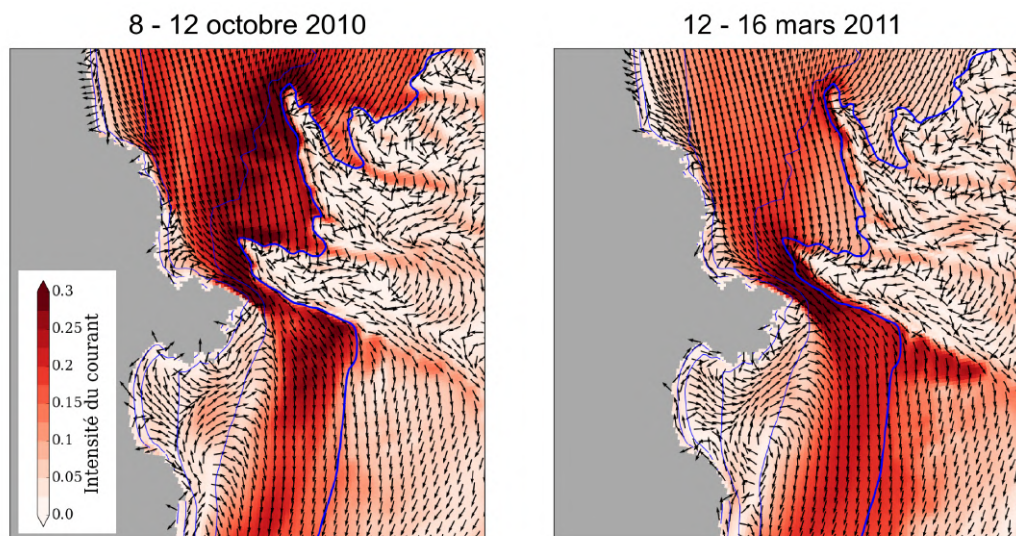


FIGURE 4.25 – Courants de fond (m.s^{-1}) moyens entre le 8 et 12 octobre 2010 et le 12 et 16 mars 2011.

La figure 4.25 permet de comparer sur les courants de fond au cours des événements définis jusqu'ici comme les plus importants dans la dynamique sédimentaire : la tempête du mois d'octobre 2010 et celle du mois de mars 2011. En effet, elles sont toutes deux caractérisées par des vents d'E-SE intenses et engendrent des courants d'est en ouest très intenses. Cependant, il a été vu dans l'étude du prodelta du Rhône que les courants générés n'étaient pas identiques. Il s'avère qu'il en est de même pour cette région. Ici les courants de fond paraissent nettement plus intenses dans le cas de la première tempête avec des valeurs qui dépassent 0.3 m.s^{-1} en tête des canyons de Lacaze-Duthiers (LD) et du CdC mais aussi le long de l'isobathe 100 m entre ces deux canyons. Deux autres points sont également à noter au cours de la tempête de mars 2011, la veine de courant intense au niveau du passage du CdC est plus large que pour la première tempête. Elle s'étend en effet au delà de l'isobathe 200 m dans le canyon du CdC. De plus, la veine de courant est également plus étendue au delà de l'isobathe 200 m sur le plateau catalan.

Cette première analyse a donc permis de mettre en évidence la complexité de cette région d'un point de vue des caractéristiques hydrodynamiques et des tensions de fond.

4.2.3.2 Variabilité spatiale de l'érosion et du dépôt de sédiment

La figure 4.26 montre l'impact des conditions hydrodynamiques sur l'épaisseur de sédiment de cette région, durant la totalité de la période d'étude et les périodes de tempête et de forts apports fluviaux.

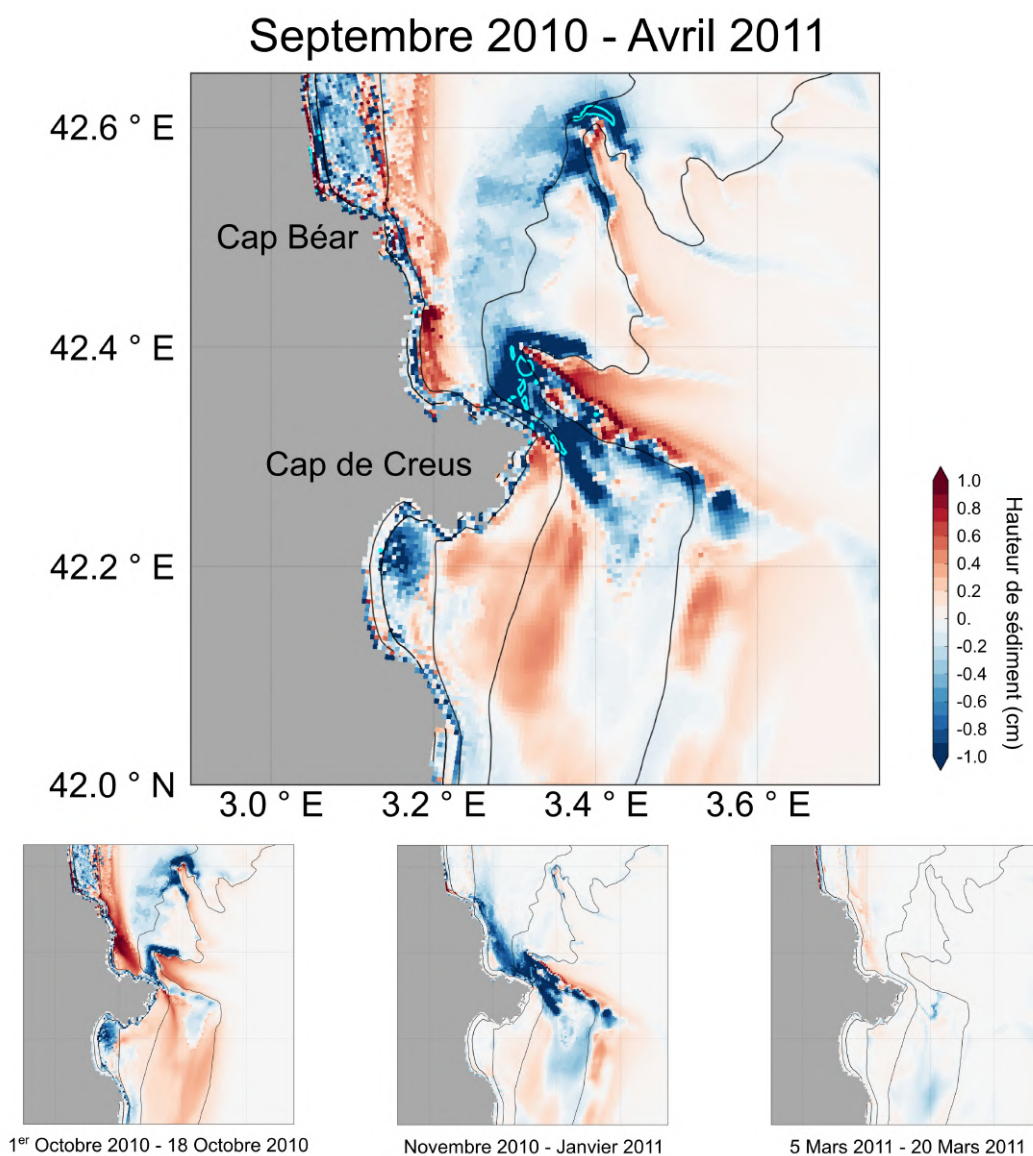


FIGURE 4.26 – Cartes de la variation de l'épaisseur de sédiment sur la période totale, du 1er au 18 octobre 2010, de novembre 2010 à janvier 2011 et du 5 au 20 mars 2011. Les isobathes représentées sont 10, 20, 50, 100 et 200 m.

Le point le plus marquant de cette figure est la présence d'une zone d'érosion intense sur le passage du CdC mais aussi en tête et sur le flanc sud des canyons de LD et du CdC sur la totalité de la simulation (septembre à avril). Dans une moindre mesure, il y a aussi des zones d'érosion au nord du Cap Béar et au sud du CdC entre la côte et l'isobathe 50m. En revanche, il s'avère que la portion comprise entre le Cap Béar et le CdC est une zone d'accumulation avec plusieurs millimètres de sédiment déposé au cours de la simulation. Dans le même temps le plateau catalan, autour de l'isobathe 100 m, et les canyons sont aussi des zones d'accumulation de sédiment. L'analyse des proportions de sable (figure 4.27) montre qu'il y a une augmentation du pourcentage de sable dans toutes les zones d'érosion citées, avec des pourcentages qui augmentent régulièrement de plus de 5%. Ceci semble donc indiquer qu'il y a une importante érosion de sédiment fin. Dans le même temps, les zones de dépôt sont caractérisées par une diminution nette de la proportion de sable sur le premier centimètre d'épaisseur. Il y a donc à ces endroits un dépôt de matière fine.

Cette analyse peut aussi être réalisée sur les trois périodes déjà distinguées auparavant.

1er au 18 Octobre 2010

La figure 4.26 montre que durant la tempête d'octobre les faibles profondeurs (≤ 50 m) au sud du CdC et au nord du Cap Béar sont érodées. La carte permet aussi de voir que c'est durant cette période qu'un important ajout de sédiment se produit dans la zone comprise entre le CdC et le Cap Béar. Il y a aussi un dépôt de plusieurs millimètres sur le plateau catalan. Dans le même temps, une importante perte de sédiment est visible sur la bordure nord du canyon du CdC (entre 100 et 200 m de profondeur), quand la partie interne du canyon (sous 200 m) gagne plusieurs millimètres de sédiment.

L'étude menée dans le chapitre 3.2 a montré que très peu d'eau du plateau est entrée dans le canyon à des profondeurs supérieures à 200 m (environ 2%) durant l'automne. Le dépôt constaté proviendrait donc de la sédimentation du panache turbide s'écoulant en sub surface. De plus, tout comme pour la période entière, les sédiments érodés et déposés sont des vases (Fig. 4.27).

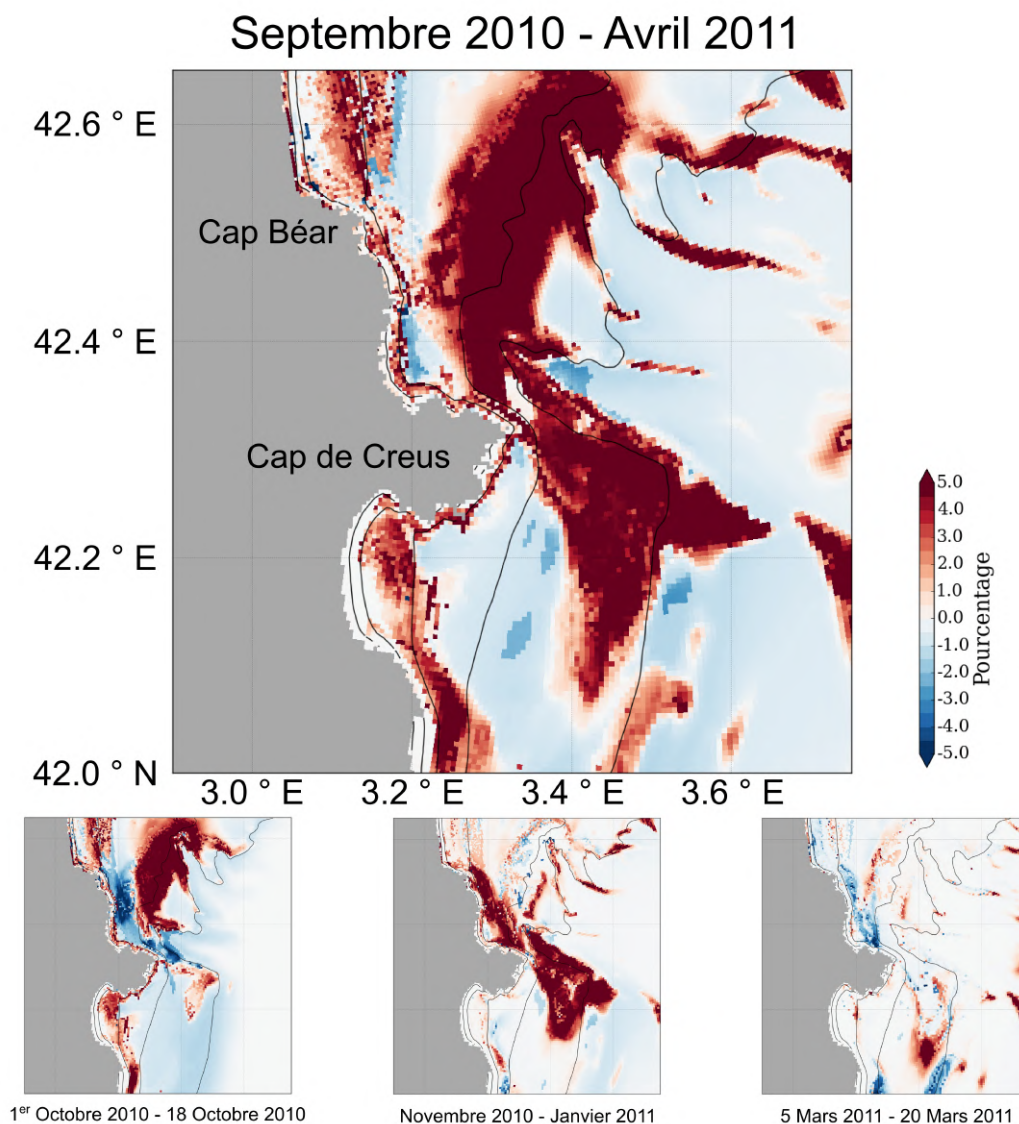


FIGURE 4.27 – Cartes de la variation de pourcentage de sable du 1er cm sur la période totale, du 1er au 18 octobre 2010, de novembre 2010 à janvier 2011 et du 5 au 20 mars 2011. Les isobathes représentées sont 10, 20, 50, 100 et 200 m.

Novembre 2010 à Janvier 2011

Durant la période couvrant les mois de novembre à janvier, une importante érosion de sédiment fin est visible du nord du Cap Béar jusqu'au plateau catalan. Sur ce dernier les zones d'érosion, qui coïncident aux zones de forts courants et tensions de fond, apparaissent entre 100 et 200 m tandis qu'elles sont situées entre 50 et 100 m au nord du CdC. L'érosion est aussi visible sur le flanc sud du canyon du CdC, où plus de 1 cm sont perdus en plusieurs endroits. Cette position correspondant à l'emplacement des mouillages temporaires SF1 et SF2, il se pourrait donc que le faible signal observé en ces points pendant

le mois de mars 2011 (Fig. 8 chapitre 3.2) soit en partie imputable à une trop importante érosion de cette zone au cours de l'hiver laissant trop peu de matière disponible à l'érosion pour le mois de mars. Des zones de dépôt de sédiment associées à des diminutions de la proportion de sable sont visibles au large du plateau catalan (au delà de l'isobathe 200 m), ce qui indique un dépôt de sédiment fin à cet endroit. À l'érosion du flanc sud du canyon du CdC est associée une zone de dépôt plus profonde parallèle à la zone d'érosion. Ce transfert de matière à travers les isobathes et la veine de courant pourrait être associé à la composante d'Ekman du courant de fond dirigée vers l'intérieur du canyon.

5 au 20 Mars 2011

Finalement, au cours de la période du 5 au 20 mars, l'intensité de l'érosion et du dépôt est très faible. Les caractéristiques principales de cette région sont que le plateau catalan médian (50 à 100 m) et la région entre le cap Béar et le CdC sont principalement des zones de dépôt. En revanche, des zones d'érosion sont visibles au large du CdC et au-delà de l'isobathe 100 m sur le plateau Catalan.

Le dépôt important de particules fines observé pendant les périodes de vent fort de SE peut s'expliquer par le dépôt de particules remises en suspension dans les régions situées plus au nord et à l'est du plateau, ainsi que par celles originaires des fleuves secondaires situés dans la région sud-ouest dont la contribution est maximale lors des deux épisodes de fort vent de SE (Fig. 4.18). De plus, l'accumulation se fait à la faveur de certaines caractéristiques topographiques comme la baie entre le Cap Béar et le canyon du CdC ou le Golfe de Rosas au sud du CdC qui sont des zones abritées des courants forts (Fig. 4.25). Il y a donc de nombreux transports de matière dans cette région clé de l'export du plateau. L'étude menée dans la section précédente a montré, qu'au cours de la simulation, 2.80 Mt de matière en provenance du plateau arrivaient vers cette région, soit l'équivalent de 88% des apports totaux des fleuves du GdL sur la même période. Il est donc maintenant nécessaire de regarder précisément l'organisation des flux de matière particulaire dans cette région.

4.2.3.3 Variabilité temporelle du flux de matière

À la manière de ce qui a pu être présenté dans le chapitre 3.2, les flux de matière sédimentaire à travers plusieurs sections sur le plateau et dans le canyon ont été calculés. Les évolutions temporelles de ces flux sont montrées sur la figure 4.28. Les flux, globalement faibles, sont contrastés par des variations brutales et importantes de la quantité de matière passant les sections. Les pics de transport de matière se produisent au début du mois d'octobre, à la fin du mois de décembre, à la fin du mois de janvier et au mois de mars. Les quantités de matière qui traversent les sections de sortie du GdL par le plateau (AB) et le canyon (BE) sur les périodes clefs sont répertoriées dans le tableau 4.3.

La comparaison des graphiques permet de voir que les flux nets à travers les sections côtières (AB et AC) sont les flux les plus importants sur l'ensemble de la période. Les quantités de matière transportée estimées à travers ces deux sections sont de 2.4 Mt. Ce chiffre représente environ 87% de la masse totale transportée au travers la section sud-est du plateau donnée dans la section 2 (section bleue sur la Fig. 4.22). La quantité de matière exportée à travers la section AB, qui correspond à l'export vers le plateau catalan, représente environ 43% de l'export total du plateau (5.72 Mt). La section BE représente un export de 1.32 Mt de sédiment. Cette export au-delà de l'isobathe 200 m dans le canyon du CdC équivaut à 23% de l'export total. En somme, le CdC (plateau et canyon) est le lieu d'export de 3.76 Mt de sédiment au cours de la simulation, soit 66% de l'export estimé pour l'ensemble du plateau.

La comparaison des débits pour les différentes périodes et profondeurs montre une nette différence entre l'automne et l'hiver. En effet sur le flanc nord du canyon (DE), le flux de matière est réalisé en majorité durant la tempête d'octobre avec plus de 77% du flux total. Le flux dans la section BC (flanc sud du canyon) présente une variabilité intéressante car durant la tempête d'octobre la matière passe la section principalement en surface (0-200m, 0.18 Mt) du nord-est au sud-ouest et très peu en sens inverse au fond (0.03 Mt). En revanche, en hiver (novembre-janvier), les tendances s'inversent, la plupart

TABLE 4.3 – Tableau récapitulatif des quantités de sédiment (Mt) qui ont traversé les sections (du nord vers le sud)

Période	AB	BC 0-fond (200m-fond)	BE 0-fond (200m-fond)
01/09/2010 - 01/05/2011	2.44	-0.15 (-0.64)	1.32 (0.80)
01/10/2010 - 20/10/2010	1.12	0.21 (-0.03)	0.45 (0.06)
01/11/2011 - 01/02/2011	0.64	-0.41 (-0.57)	0.72 (0.69)
20/12/2010 - 30/12/2011	0.09	-0.20 (-0.24)	0.36 (0.35)
28/01/2011 - 01/02/2011	0.19	-0.12 (-0.18)	0.24 (0.22)
05/03/2011 - 20/03/2011	0.34	0.01 (-0.02)	0.07 (0.02)

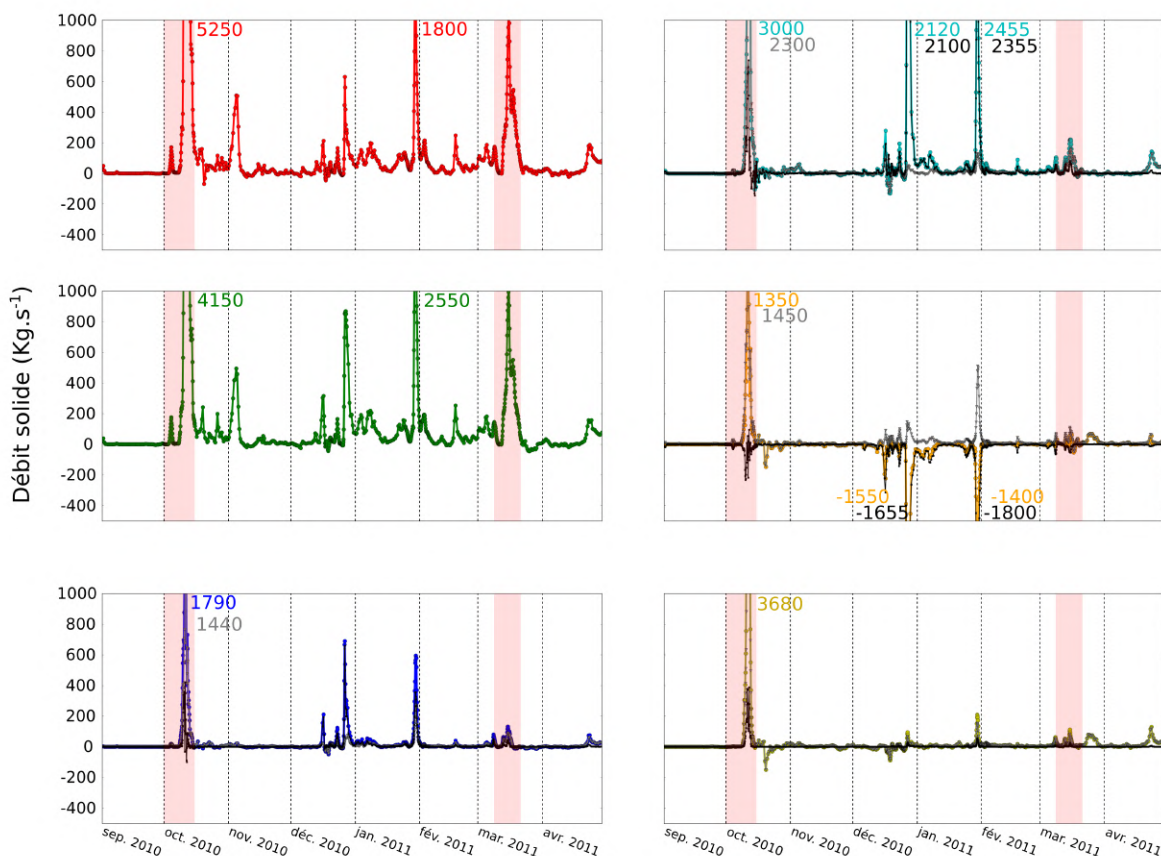
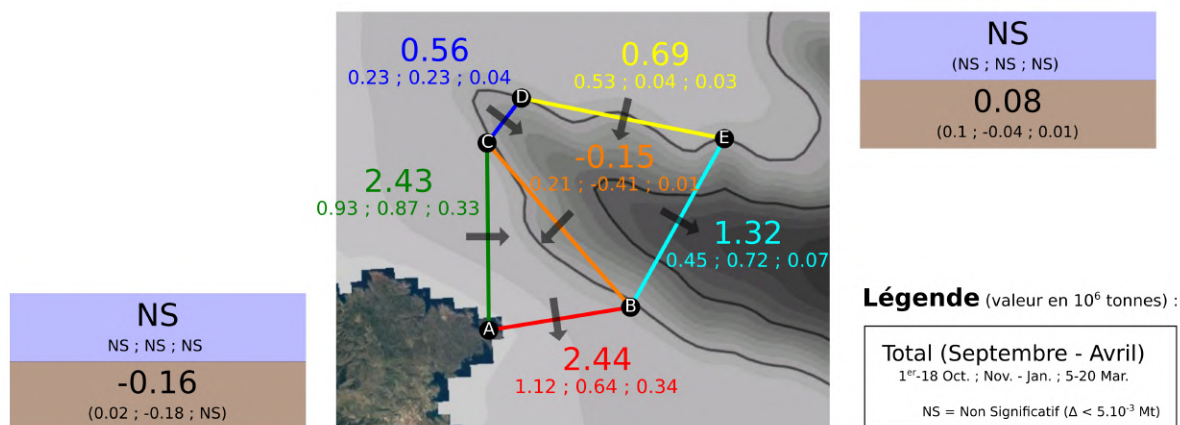


FIGURE 4.28 – Évolutions temporelles du flux de matière à travers différentes sections du canyon de CdC. Carte des différentes sections utilisées pour étudier les flux. Les nombres affichés, pour chaque section, représentent les quantités totales (Mt) sur l'ensemble de la période (en haut), sur septembre et octobre (en bas à gauche), novembre à janvier (au milieu) et février à mai (en bas à droite). Les bilans de sédiment pour chaque période sont inscrits dans le rectangle marron. La quantité de MES en fin de période est notifiée dans le rectangle bleu. Évolution temporelle du flux de matière pour chaque section. Le trait coloré correspond au flux sur toute la profondeur, les points gris sur les premiers 200 mètres de la colonne d'eau et les points noirs la partie inférieure de la colonne d'eau (de 200 m au fond).

du flux s'effectue du sud-ouest au nord-est en profondeur (0.57 Mt) et une partie moins importante passe en sens inverse en surface (0.16 Mt).

En section de sortie du canyon (BE) le flux de sédiment sur la tempête d'octobre est restreint à la surface ($\geq 86\%$). Pour la période de novembre à janvier en revanche le transport a lieu dans sa quasi-totalité à plus de 200 mètres de profondeur (96%). Cette période possède deux événements de flux intenses (fin décembre et fin janvier) qui sont à l'origine de plus de 80% du transport de fond simulé sur la période. Ces deux épisodes avaient été repérés dans le chapitre 3 comme étant, dans le modèle, les deux événements majeurs associés à du transport d'eau en profondeur. Ils avaient aussi bien été identifiés au mouillage de la tête du canyon (Fig. 6 de l'article section 3.2) comme du cascading avec de l'eau froide et des courants forts (à noter que l'épisode de fin janvier était surestimé par le modèle). Pour la tempête de mars, le flux est faible (5% du total de la simulation sur cette section) et est plus important dans la couche surface (70%) que dans la couche profonde (30%), ce qui plaiderait pour une contribution importante des apports de la crue. L'export sur le plateau catalan (section AB) a en grande partie lieu pendant la tempête du mois d'octobre durant laquelle 45% du flux total a lieu. Le reste de l'export est à hauteur de 26% durant les mois de novembre à janvier et de 14% pour la tempête de mars.

Dans une autre étude, [Martín et al. \(2013\)](#) ont estimé que 0.1 Mt a transité par le canyon du CdC via le flanc sud. Sur la même échelle temporelle, les résultats obtenus par la simulation sont bien inférieurs. En effet, seulement 0.01 Mt est sorti du canyon en dessous de 200m dont une quantité équivalente est entrée par le flanc sud.

Les causes de ce désaccord devront être recherchées. Le faible rôle de la tempête de mars sur l'export du plateau (Fig. 4.23) ou sur le remaniement du sédiment au sud-ouest du plateau (Fig. 4.26) est en effet surprenant, en particulier si cet impact est comparé à celui de la tempête de fin janvier jugée a priori secondaire. Il est alors légitime de se demander si l'impact de cette tempête de fin janvier n'aurait pas été exagéré par le modèle en terme d'érosion des dépôts accumulés à l'extrémité sud-ouest du plateau et sur le haut du canyon. Si la validation du modèle a montré que la concentration en MES à la tête du canyon était très bien représentée par le modèle fin janvier, il n'en allait pas de même pour le courant qui était surestimé sur cette période (modèle $\geq 0.4 \text{ m.s}^{-1}$ sur

plusieurs jours alors que le courant mesuré n’atteint cette valeur qu’exceptionnellement (Fig. 6 de l’article section 3.2). Le flux calculé par le produit du courant avec la concentration serait donc surestimé. Pour la période de la tempête de mars, le courant était bien mieux représenté par le modèle aussi bien à la tête du canyon que sur le flanc sud. Par contre, la concentration y est largement sous-estimée (voir la section 4.1.2.2), causant finalement une sous-estimation du flux. La surestimation du transfert de matière sur la tempête de fin janvier pourrait corroborer l’hypothèse d’un “nettoyage” excessif des dépôts accumulés sur la zone, conduisant à un défaut de MES pendant la tempête de mars et à une sous-estimation de l’export. Il est aussi possible que la nature du sédiment ait été mal représentée dans l’état initial (fraction de sédiment fin sous-estimée dans le sédiment superficiel) ce qui limiterait également le sédiment disponible en fin de simulation.

4.3 Sensibilité du bilan sédimentaire aux paramètres du modèle

4.3.1 Paramètres testés

Agrégats

L’utilisation de classes d’agrégats dans la simulation permet de prendre en compte l’état floculé de la matière observable dans la réalité. Cet état entraîne la modification des vitesses de chute des particules par constitution d’amas particulières de formes et de constitutions variées (Many et al., 2016). Dans cette étude, quelles que soient leur nature et leur origine, ces classes d’agrégats ont des vitesses de chute de $0.59 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$. La figure 4.29 montre que cette vitesse de chute est représentative de la limite haute des vitesses déduites par Gangloff (2017) (ligne rose). Afin de tester l’impact de ces vitesses sur la dynamique sédimentaire, deux nouvelles valeurs ont été testées : $0.35 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ (WsAg035, équivalent de la ligne verte) et $0.1 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ (WsAg01, ligne cyan)

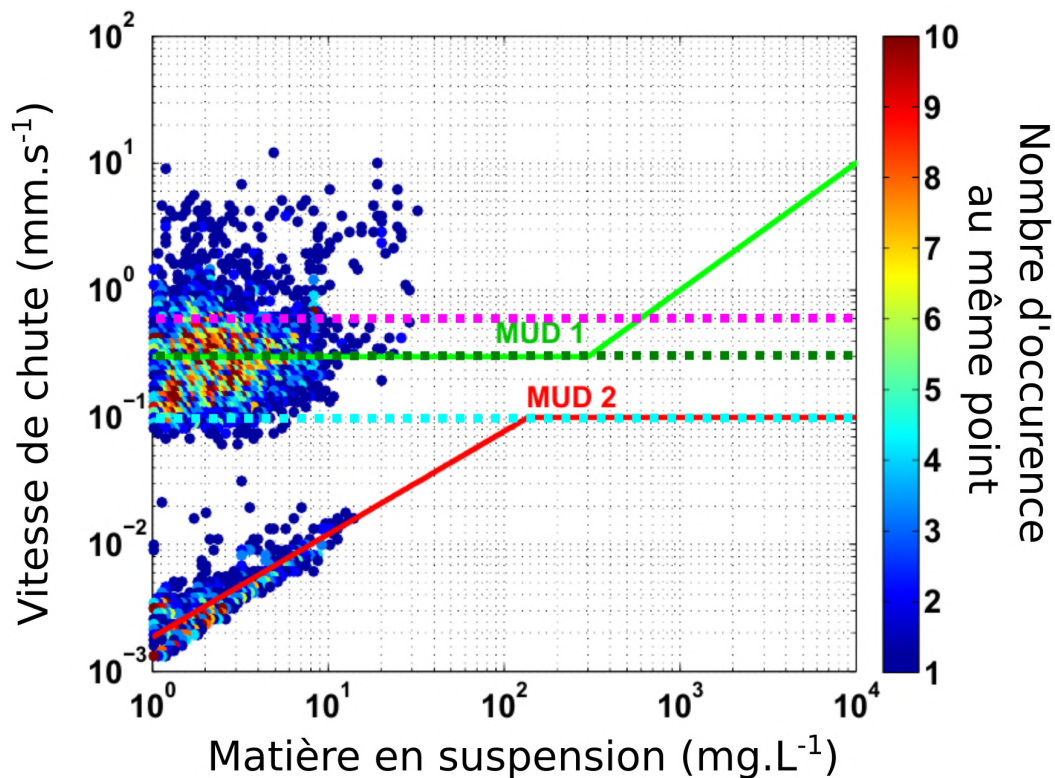


FIGURE 4.29 – Superposition des vitesses de chutes mesurées par [Gangloff \(2017\)](#) avec celles employées pour les simulations (les courbes en traits pleins, MUD 1 en vert clair et MUD 2 en rouge, sont les vitesses utilisées par l’auteur dans son étude). Les pointillés roses correspondent à la vitesse de chute utilisée dans l’étude sédimentaire tandis que les deux droites en pointillés (vert foncé et cyan) représentent les deux autres vitesses testées.

Érosion des sédiments cohésifs

L’augmentation de la tension critique d’érosion des sédiments cohésifs (T_{cemud}) permet d’effectuer un certain contrôle de l’activation de l’érosion (eq. 2.48) tandis que le paramètre E_0 définit la quantité de sédiment remis en suspension. Ce dernier paramètre a été fixé à une valeur faible ($10^{-5} \text{ kg.m}^2.\text{s}^{-1}$) d’après ce qui peut être trouvé dans la littérature ([Winterwerp, 1999](#)). Le paramètre t_{cemud} a quant à lui été fixé à une valeur relativement basse (0.1 N.m^{-2}) par rapport à la littérature ([Mengual, 2016](#); [Dufois, 2008](#); [Gangloff, 2017](#)). La sensibilité à la tension critique d’érosion T_{cemud} a été la priorité ici. Afin d’estimer son impact, deux autres simulations ont été réalisées en plus de celle d’origine avec T_{cemud} égal à 0.1 N.m^{-2} : la première avec T_{cemud} fixé à 0.35 N.m^{-2} ($T_{cemud035}$) et la seconde avec T_{cemud} égal à 0.5 N.m^{-2} ($T_{cemud05}$).

Érosion des sédiments non cohésifs

Pour tester l’impact du flux d’érosion des sédiments non cohésifs deux simulations ont

été réalisées avec des valeurs de constante d'érosion intervenant dans le flux d'érosion du sable de $0.05 \text{ kg.m}^2.\text{s}^{-1}$ (E0s005) et $0.5 \text{ kg.m}^2.\text{s}^{-1}$ (E0s05). Cette dernière (E0s05) est approximativement celle liée aux sables fins d'après la relation empirique déduite par [Dufois \(2008\)](#). Rappelons que la valeur utilisée dans la simulation d'origine est de $0.001 \text{ kg.m}^2.\text{s}^{-1}$.

4.3.2 Étude de sensibilité

L'accent est mis sur deux aspects macroscopiques cibles de notre étude. Tout d'abord la dynamique sédimentaire du prodelta en terme de stockage du sable et de la vase, puis l'export du plateau.

4.3.2.1 Impact sur la dynamique sédimentaire du prodelta du Rhône

La figure [4.30](#) montre les évolutions temporelles de la masse de sédiment sommée sur les surfaces rouge et verte de la figure [4.13](#). Elle permet de voir l'impact conséquent de l'augmentation du flux d'érosion des sables (**E0s**) avec un gain plus de 2 fois supérieur à celui vu dans la simulation de référence (courbe rouge). Il est possible de voir que les deux courbes concernées se distinguent des autres très tôt dans la simulation (début septembre) mais que la différence principale a lieu lors de la tempête d'octobre avec un gain fulgurant supérieur à 0.4 Mt de sédiment dont 0.37 Mt par le seul biais du sable (Fig. [4.30 C](#)). Ce constat paraît évident car la variation de ce paramètre agit directement sur la dynamique spécifique du sable qui est fortement dépendante des tempêtes. Par contre, l'impact de ce paramètre sur la vase stockée est moins marqué. L'augmentation du flux d'érosion des sables permet en effet de stocker environ 40% de vase en plus sur le prodelta. Ce résultat méritera d'être soigneusement considéré à l'avenir.

Les autres courbes concerne des paramètres impliqués dans la dynamique des sédiments fins. Il est alors possible de voir que les courbes restent relativement proches et que leur distinction n'a lieu qu'au milieu du mois d'octobre, soit après la tempête. Cette période est dominée par le dépôt des particules remises en suspension. Les courbes concer-

4.3. SENSIBILITÉ DU BILAN SÉDIMENTAIRE AUX PARAMÈTRES DU MODÈLE

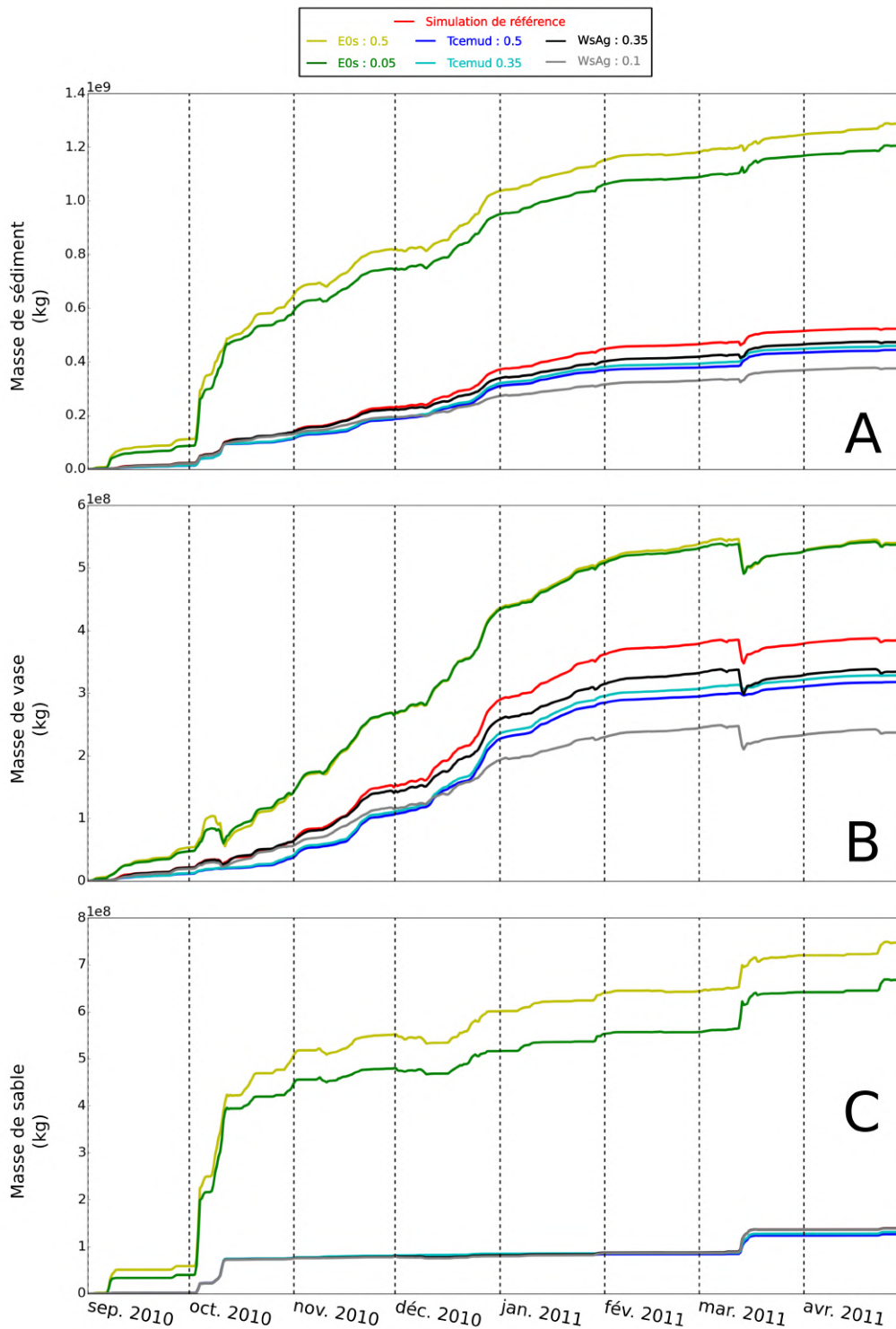


FIGURE 4.30 – Évolutions temporelles de la masse de sédiment total (A), de vase (B) et de sable (C) sur la somme de la zone rouge et verte (Fig. 4.13).

nant la variation du paramètre **Tcemud** se distinguent des autres par une accumulation moins importante de sédiment. La variation de ce paramètre ayant été faite à l'augmentation, il est plus difficile d'éroder les sédiments fins dans ces simulations. Le résultat obtenu

4.3. SENSIBILITÉ DU BILAN SÉDIMENTAIRE AUX PARAMÈTRES DU MODÈLE

n'est donc pas intuitif car il pourrait se traduire par une érosion moindre du prodelta. Cependant il est fort probable que moins de sédiment soit remis en suspension autour de la zone (effet distant par exemple dans les zones peu profondes), ce qui offre moins de matière à déplacer vers les surfaces étudiées. L'augmentation de la difficulté à éroder le sédiment fin a également un effet local visible lors de la tempête du mois de mars 2011 dans la figure 4.30 B. En effet, lors de la simulation de référence environ 12 000 tonnes de sédiment ont été érodées tandis que pour les tests de sensibilité Tcemud05 et Tcemud035 la zone a gagné de la vase (7 000 et 5 000 tonnes respectivement).

Finalement les deux autres courbes (concernant la vitesse de chute des agrégats $WsAg$) se différencient de la courbe de référence lors de la période d'important apport par le Rhône (de novembre à janvier). Dans ces deux simulations les vitesses ont été diminuées. Il est donc fortement probable que les sédiments chutant moins vite n'ont pas eu le temps de se déposer au plus proche de l'embouchure et se déposent plus loin sur le plateau. La simulation avec la vitesse de chute la plus faible a d'ailleurs connu une augmentation de la quantité de vase sur le prodelta 40% moins importante que la simulation de référence (15% pour la vitesse de chute intermédiaire).

4.3.2.2 Impact sur l'export de sédiment du plateau

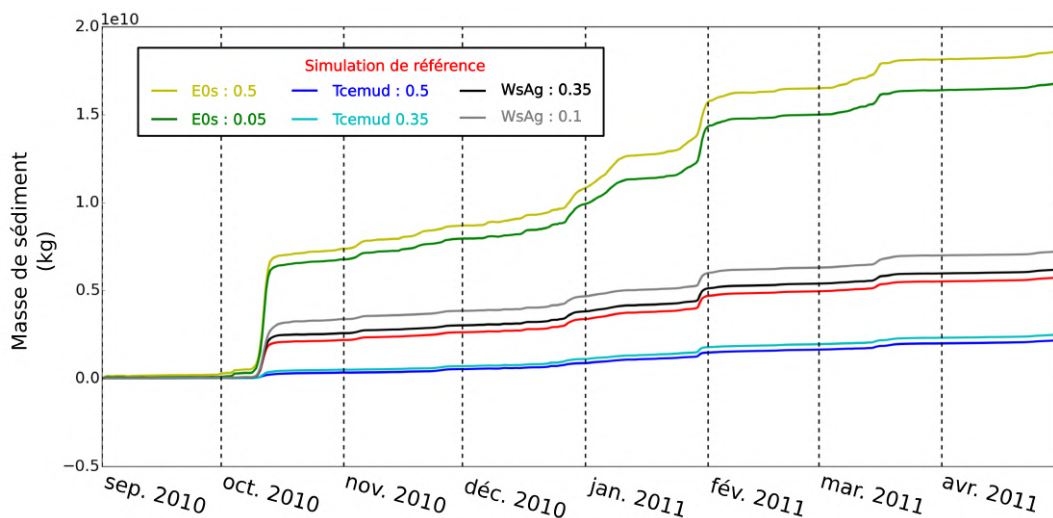


FIGURE 4.31 – Évolutions temporelles de l'export de sédiment du plateau du GdL.

4.3. SENSIBILITÉ DU BILAN SÉDIMENTAIRE AUX PARAMÈTRES DU MODÈLE

La figure 4.31 montre une grande disparité dans les quantités de matière exportée à l'échelle du GdL. Les valeurs de l'export, sur plusieurs périodes, pour l'ensemble des simulations sont répertoriées dans le tableau 4.4. L'influence de l'augmentation du flux d'érosion des sables se traduit par un export bien plus important par rapport à celui de la simulation de référence et ce dès la tempête d'octobre. En effet, les deux simulations concernées ont un export 3 fois supérieur à celui estimé dans la simulation de référence et ce quelle que soit la période observée. Les simulations avec une diminution de la tension critique d'érosion (T_{cemud}) mènent quant à elles à une diminution de l'export qui est plus de 2 fois moins important que dans la référence. Il est notamment intéressant de noter que lors de la période d'octobre les simulations engendrent un export 10 fois inférieur à ce qui a été simulé par la référence.

TABLE 4.4 – Récapitulatif des quantités de sédiment exporté durant différentes périodes (en Mt).

Référence	5.72	2.05	1.76	0.71	0.44
E0s05	18.50	6.74	6.14	1.95	1.34
E0s005	16.74	6.36	5.26	2.09	1.16
Tcemud05	2.14	0.25	0.88	0.24	0.25
Tcemud035	2.47	0.41	0.96	0.31	0.26
WsAg035	6.17	2.44	1.78	0.72	0.46
WsAg01	7.20	3.14	1.84	0.72	0.55

Conclusion du chapitre

Ce chapitre a présenté la mise en oeuvre et l'évaluation d'une modélisation couplée entre les courants, les vagues et les sédiments. La validation de la simulation a mis en évidence les capacités tout à fait satisfaisantes du modèle à reproduire l'évolution de la MES sur le trajet d'un glider déployé sur le plateau mais aussi en un point fixe côtier (POEM). Il a aussi été montré que la MES dans le canyon du CdC a tendance à être surestimée durant le mois de décembre 2010 mais sous-estimée pendant le mois de mars 2011.

La suite de ce chapitre a été constituée d'une étude de la dynamique sédimentaire divisée en trois parties relatives à la dynamique des sédiments sur trois zones stratégiques du GdL : le prodelta en tant que zone de primo accumulation des sédiments charriés par le Rhône, le plateau du GdL en tant que zone de transit (sans doute la moins connue des trois), puis le canyon du CdC en tant que zone d'export. La première étape a permis de montrer que l'embouchure du Rhône (la zone 0-20m) a un taux moyen de dépôt sédimentaire de l'ordre de 0.6 cm.an^{-1} dans la simulation. Ce taux augmente avec l'éloignement de l'embouchure et donc l'approfondissement de la zone considérée. Ainsi une zone de 30 km^2 en dessous de l'isobathe 20 m connaît un taux de déposition de 2.2 cm.an^{-1} tandis qu'une zone de 100 km^2 plus au large a un taux évalué à 0.8 cm.an^{-1} . L'étude d'un point de vue massique a ensuite mis en évidence que la majorité des sédiments déposés étaient de la vase ($\geq 75\%$) pour les zones profondes et quasi-exclusivement du sable pour l'embouchure (0-20 m). Il a aussi été montré que les tempêtes d'E-SE créent un transport de sable d'est en ouest avec une zone de dépôt au niveau du prodelta au delà de l'isobathe 20 m. Mais quoi qu'il en soit, la majorité des sédiments issus du Rhône sont exportés vers le large pour qu'il n'y ait finalement que 18% des apports du Rhône stockés.

Les études présentées dans ce chapitre se sont poursuivies sur une échelle spatiale plus grande : le plateau entier. La simulation a montré l'existence de zones de dépôt de sédiment au large de Narbonne et le long de l'isobathe 50 m à l'échelle du plateau. L'étude

4.3. SENSIBILITÉ DU BILAN SÉDIMENTAIRE AUX PARAMÈTRES DU MODÈLE

du flux de matière sur le plateau a alors mis en évidence que la majorité des sédiments transportés sont des sédiments fins ($\sim 90\%$). Sur l'ensemble de la simulation d'export total de sédiment hors du plateau représente 5,72 Mt. De plus, le flux vers le CdC a transporté plus de matière (2,80 Mt) que la masse totale apportée par le Rhône sur la même période (2,49 Mt). Il a finalement été montré que les trois périodes sélectionnées pour la présence de tempête d'E-SE (40j soit 16% de la simulation) ont été à l'origine de 56% de l'export de matière du plateau.

Logiquement, la suite a été d'étudier la dynamique de l'export de sédiment via le CdC. Dans cette partie il a été montré que 43% des sédiments exportés l'ont été vers le plateau catalan (20% durant la tempête du mois d'octobre) tandis que 23% l'ont été au-delà de l'isobathe 200 m. La variabilité de la profondeur d'export dans le canyon a aussi été étudiée. Les résultats ont alors montré que lors de la tempête d'octobre 2010 seulement 14% de la matière a transité en dessous de 200 m de fond tandis que cette proportion dépasse 95% entre les mois de novembre 2010 et janvier 2011.

Pour conclure ce chapitre une étude de sensibilité de la dynamique sédimentaire sur le prodelta du Rhône et sur l'export à l'échelle du plateau a été réalisée. Parmi les paramètres testés (dont les vitesses de chute des agrégats et la tension critique d'érosion des vases), le flux d'érosion des vases (E0s) s'est avéré être d'une influence majeure. En effet, il augmente non seulement l'apport de sable sur les zones au-delà de 20 m du prodelta pendant les tempêtes mais également la quantité de vase stockée.

Au terme de cette étude, de nombreuses questions restent en suspens. Par exemple, la tempête de mars qui a fait l'objet de nombreuses observations a été caractérisée par un transfert important de sédiment du plateau vers le large qui n'a pas été reproduit par le modèle. Il faudra en comprendre les raisons. La deuxième interrogation porte sur l'absence de sédiment fin disponible à proximité du CdC. Y aurait-il un lien avec la surestimation de l'érosion sur les tempêtes précédentes ? La distribution granulométrique du sédiment initial jouerait-elle un rôle important ? Il y a aussi une partie importante du sédiment qui ne s'exporte pas par le CdC (35% des 5.7 Mt). Il faudrait explorer les voies de cet

4.3. SENSIBILITÉ DU BILAN SÉDIMENTAIRE AUX PARAMÈTRES DU MODÈLE

export (autres canyons, transport par la surface). De manière générale, la sensibilité aux paramètres (*e.g.* la distribution spatiale considérée ici comme constante), la non prise en compte de la consolidation, l'importance des conditions initiales du sédiment constituent un très vaste sujet qui reste à défricher.

Conclusions et perspectives

Conclusions

La dynamique sédimentaire sur le Golfe du Lion est principalement dictée par différents phénomènes que sont les crues des fleuves, les tempêtes d'est, ainsi que la coïncidence de ces deux évènements rares, courts et extrêmes. Cette thèse a été réalisée dans le but d'enrichir les connaissances sur les différents aspects de la dynamique sédimentaire sur le plateau continental du Golfe du Lion. La modélisation a été l'outil utilisé pour atteindre cet objectif.

Afin d'utiliser les modèles, il a fallu établir le domaine de modélisation par la définition de la grille numérique et la constitution de la bathymétrie associée. Ensuite, une partie non négligeable du travail de cette thèse a consisté à mettre en place des outils numériques nécessaires à la réalisation de la modélisation souhaitée. Ce travail collaboratif a eu pour but de coupler les modèles SYMPHONIE (courant) et WW3 (vague) avec le coupleur OASIS, ainsi que de coupler le module sédimentaire MUSTANG au modèle de courant. Une fois ces étapes franchies, la réalisation des simulations a mené à différentes études enrichissantes.

La modélisation réaliste de processus tels que ceux étudiés dans le cadre de cette thèse (*e.g.* tempêtes, crues, plongées d'eaux denses) nécessite des observations *in situ* pour valider les résultats numériques. La présence disponible d'observations a donc été le moteur principal de la sélection de la période simulée. Le choix de l'automne 2010 et de l'hiver 2011 est apparu comme une évidence en raison de la densité, de la diversité, mais aussi de la distribution spatiale des observations présentes sur cette période. Effectivement,

les caractéristiques courantologiques, thermohalines et turbides des masses d'eau du Golfe du Lion ont été mesurées sur le plateau mais aussi dans le canyon du Cap de Creus grâce, entre autres, à la campagne océanographique CASCADE. Elle a notamment permis de réaliser des observations à l'ouest du plateau du Golfe du Lion durant une tempête d'est. La validation de la simulation a donc pu être effectuée avec des observations réalisées par des instruments déployés depuis diverses installations telles que des mouillages fixes sur le plateau du Golfe du Lion (≤ 30 m) et dans le canyon du Cap de Creus (~ 300 m) et un glider ainsi que depuis un navire océanographique. Cet ensemble d'instruments permis d'évaluer la simulation sur une grande variété d'événements très énergétiques grâce à la mesure en continu des caractéristiques hydrologiques des masses d'eau.

La dépendance évidente de la dynamique sédimentaire vis-à-vis des courants et de l'état de la mer a logiquement orienté le premier travail de cette thèse vers une calibration de la modélisation se focalisant sur l'hydrodynamique sur le plateau et la pente du Golfe du Lion. La partie la plus significative des résultats de ce travail est récapitulée dans le chapitre 3. Ce dernier ne reflète pas la quantité de travail réalisée car la plupart des tests n'y figurent pas bien qu'ils aient été nécessaires pour sélectionner une simulation qui représente avec un réalisme certain les courants, les vagues ainsi que la température et la salinité des masses d'eau du Golfe du Lion. Le réalisme de la simulation obtenue se constate à la fois dans des endroits très complexes tels que l'embouchure du Rhône et le canyon du Cap de Creus mais aussi sur des zones qui le sont moins telles que le plateau au large de la Têt. La validation de la simulation, perçue comme la meilleure après la calibration, est présentée dans l'article publié dans le journal *Continental Shelf Research* et intégrée dans le chapitre 3.2 de ce manuscrit. L'étape de calibration a permis, entre autres, d'améliorer la représentation du courant côtier sur le plateau qui joue un rôle primordial dans l'érosion et le transport des sédiments.

Une fois validée, la simulation a été utilisée pour étudier l'impact des tempêtes de vents marins et continentaux sur le temps de résidence et l'export des eaux côtières du Golfe du Lion durant l'automne 2010 et l'hiver 2010-2011. Cette étude constitue une section du chapitre 3.2 en tant que partie résultats de l'article. Elle a permis de montrer la variabilité

du temps de résidence sur le plateau des eaux situées à l'embouchure du Rhône. Ces durées sont comprises entre 10 et 40 jours pendant l'automne 2010, caractérisé par des vents forts fréquents, et entre 40 et 60 jours durant l'hiver 2010-2011, marqué par peu de vents forts et des courants éloignés des frontières du plateau du Golfe du Lion. Les volumes d'eau exportée dans la région du Cap de Creus ont aussi été estimés menant au constat d'une variabilité temporelle. En effet, le volume d'eau exportée d'octobre à janvier s'élève à 747 km^3 contre 1513 km^3 pendant les mois de février à avril. La différence entre ces deux périodes ne se restreint pas au volume d'eau exportée mais concerne aussi la profondeur d'export. En effet près de 25% des eaux exportées du plateau du Golfe du Lion l'ont été à des profondeurs supérieures à 200 m en hiver et seulement 4% pour la période automnale. En parallèle, l'export vers le plateau Catalan a aussi été calculé. Une nouvelle fois une variation saisonnière a été constatée avec un transfert vers cette région de près de 50% du volume d'eau exportée du plateau du Golfe du Lion d'octobre à janvier et 70% pour la période de février à avril. Des données atmosphériques simulées par le centre européen ECMWF ont aussi été utilisées pour situer la période étudiée dans un contexte temporel plus large. Cela a permis de montrer la relative humidité et douceur de cet hiver comparé aux hivers de 2010 à 2017. Ainsi, des conditions plus rudes à la fin de l'hiver auraient certainement entraîné la diminution de la proportion du volume d'eau exportée vers le plateau Catalan au profit de l'export profond dans le canyon.

Ces travaux motivants de par leur résultats ont légitimé nos espoirs de réaliser une modélisation de la dynamique sédimentaire de qualité. L'étape indispensable de ce travail a une nouvelle fois été de valider le modèle de transport sédimentaire. Pour cela les multiples observations réalisées dans le cadre de la campagne CASCADE ont à nouveau été précieuses. Cette étape a permis de s'assurer de la bonne reproduction de la dynamique sédimentaire tout en mettant en évidence certains défauts tels que la surestimation en tête du canyon du Cap de Creus de la matière en suspension lors des épisodes de cascading et la sous-estimation de cette matière sur le flanc du canyon lors du mois de mars 2011. Une fois jugée satisfaisante, cette simulation a été utilisée pour étudier la dynamique sédimentaire sur le Golfe du Lion durant l'automne 2010 et l'hiver 2010-2011. Ce travail réalisé en trois

parties, et se terminant par une étude de sensibilité, constitue le chapitre 4 de ce manuscrit. Cette étude a mis en évidence la dynamique particulière des sédiments sur le prodelta du Rhône en fonction de la présence de tempêtes ou d'importants débits du Rhône. En effet, les 1.62 Mt échappant au prodelta correspondent à des vases et les tempête d'est engendrent un transport de sable vers le prodelta qui réorganise les sédiments de cette région. L'élargissement de la zone d'étude à l'ensemble du plateau du Golfe du Lion a été nécessaire pour estimer l'export total du golfe. La quantité totale exportée s'élève à 5.7 Mt. Cet export est réalisée à 56% par 3 périodes de tempêtes d'est représentant seulement 40 jours ($\sim 17\%$ de la période). En tant que voie privilégiée de sortie des masses d'eau du plateau, le canyon du Cap de Creus a fait l'objet d'une étude à part entière. Ce travail a permis de caractériser les variations spatiales de l'export de matière dans cette région. Sur les 3.76 Mt exportées via cette région, 2.44 l'ont été au-dessus de l'isobathe 200 m directement vers le plateau catalan tandis que que 1.32 Mt ont emprunté le canyon parmi lesquels 0.80 Mt l'ont fait en dessous de 200 m de profondeur. Il y a donc 60% du flux passant par le canyon qui transite par le fond mais cette proportion varie en fonction des événements. En effet, durant la tempête du mois d'octobre seulement 14% des sédiments ont été exportés sous 200 m pour plus de 95% de novembre 2010 à janvier 2011. Il faut toutefois noter qu'en raison de la faible densité des eaux du plateau, cet export reste généralement limité à la partie supérieure de la pente (200-500m).

L'objectif principal de cette thèse était de contribuer aux connaissances et à l'étude de la dynamique sédimentaire sur le Golfe du Lion. Cet objectif a été réalisé de trois principales façons. Tout d'abord, la mise en place et l'utilisation d'un outil qui permet d'envisager la réalisation de nombreuses études tout en profitant des avantages techniques qu'offre un tel système (*e.g.* s'affranchir des contraintes de stockage de fichier). Ensuite, la calibration des modèles a permis d'utiliser, et donc de valoriser par un article, une multitude d'observations. Enfin, la modélisation de la dynamique hydro-sédimentaire sur le plateau du Golfe du Lion durant l'automne et l'hiver 2010-2011 a permis d'étendre l'étude sur des échelles spatiales et temporelles plus vastes que celles couvertes par les observations.

Les résultats obtenus pendant la réalisation de ce projet ont mené à de multiples considérations qui conduisent à évoquer les perspectives de ces travaux.

Perspectives

L'étude réalisée dans cette thèse n'a couvert qu'une période de 8 mois. De nombreuses questions abordées dans le chapitre 4 restent encore à explorer à l'échelle de cette simulation. L'augmentation de la durée simulée pourrait également permettre d'étudier la dynamique hydro-sédimentaire sur **une succession d'hivers**. Ceci donnerait la possibilité de simuler un plus grand nombre de crues du Rhône et de tempêtes. L'impact combiné et/ou successif de ces phénomènes extrêmes pourrait être fort instructif sur la dynamique sédimentaire du plateau du Golfe du Lion et également sur la fiabilité et la stabilité de l'outil numérique.

La validation des simulations a été effectuée avec des observations *in situ*. Celles-ci ont le désavantage de couvrir une faible portion du Golfe du Lion. L'utilisation d'observations satellites de la matière en suspension de surface, telles que celles fournies par l'instrument MODIS équipant le satellite Aqua (NASA), peut donner le complément manquant dans cette étude. Ceci a déjà été réalisé par [Gangloff \(2017\)](#) sur la dynamique du panache du Rhône et par [Dufois et al. \(2014\)](#) sur la dynamique post tempête. La classification des images du panache réalisée par [Gangloff et al. \(2017\)](#) pourrait également être utilisée pour comparaison au panache modélisé.

De nombreux processus sont intégrés dans le modèle sédimentaire. Ceux-ci n'ont pas tous été activés pour notre étude. Parmi eux **la floculation** n'a pas été prise en compte. C'est pourquoi deux classes d'agrégat ont été utilisées dans cette étude. Cependant, des résultats récents sur la dynamique et la constitution des panaches turbides grâce à l'utilisation d'un glider ([Many, 2016](#)) pourraient inciter à utiliser la représentation explicite des processus de floculation dans le modèle. D'autres processus tels que la consolidation ou la bioturbation pourraient également être utiles en particulier dans l'optique de réaliser des simulations longues.

Impact de la convection profonde. Durrieu de Madron et al. (2017) ont mis en évidence la présence d'un panache turbide dans les zones profondes du nord-ouest de la Méditerranée. Il ont alors évoqué le rôle de la convection hivernale profonde dans la remise en suspension des sédiments de cette région. Les sédiments fins, présents sous forme d'agrégats à faible vitesse de chute, ainsi remis en suspension peuvent alors se retrouver sur de grandes épaisseurs d'eau et ensuite être exportés sur de grandes distances et durées (Puig et al., 2013).

Accompagnement des **campagnes *in situ*** :

Les campagnes océanographiques n'ont pas la possibilité d'échantillonner l'ensemble d'une région sans augmenter drastiquement le coût financier. L'utilisation de la modélisation permet de viser des zones préférentielles pour l'échantillonnage des masses d'eau qui semblent être sous l'influence du processus souhaité. L'outil utilisé dans cette thèse pourrait alors accompagner la programmation d'une campagne orientée vers l'échantillonnage de masses d'eau particulières. Cela pourrait notamment permettre de justifier l'emplacement d'un ADCP pour étudier les courants, de turbidimètres pour mesurer la transparence de l'eau ou encore d'orienter les gliders lors de leur échantillonnage.

Les travaux de couplage de modèles entrepris permettent également de dégager des perspectives vers des études plus transverses comme :

- **Couplage sédiment / biogéochimie / biologie.** L'utilisation d'un modèle de dynamique sédimentaire avec un modèle biologique permettrait à la fois de moduler la croissance des organismes en fonction de la disponibilité en lumière induite par la turbidité de l'eau, de prendre en compte la remise en suspension de la matière organique et le relargage d'eau interstitielle riche en nutriments, et de prendre en compte la dynamique de l'oxygène lors d'évènements de remise en suspension (Moriarty et al., 2017).
- **La prise en compte de polluants.** De nombreux polluants sont intégrés au système océanique via les fleuves et la matière en suspension mais des réactions de sorption / désorption complexes peuvent se passer en particulier au passage

dans l'eau salée. Intégrer cette dynamique de certains polluants en relation avec la matière en suspension permettrait d'anticiper l'impact de pollution accidentelle telle que des accidents sur des centrales nucléaires ou des usines situées sur le bassin versant d'un fleuve.

Bien entendu ce travail est également applicable à d'**autres régions** :

La Méditerranée est une mer microtidale, la marée n'y joue donc pas un rôle prédominant dans la dynamique sédimentaire. Il serait pour autant enrichissant de réaliser des études hydrosédimentaire sur des régions où la dynamique est fortement contrainte par la marée. De nombreuses régions sont déjà modélisée avec le modèle SYMPHONIE (Golfe de Gascogne, Vietnam, Cameroun, Taiwan, Bénin, Gabon). Des configurations ont donc déjà été éprouvées. L'utilisation du système mis en place durant la thèse donnera l'opportunité d'étudier la dynamique sédimentaire dans certaines de ces régions. La modélisation du transport sédimentaire dans les estuaires du fleuve Rouge au Vietnam et du Komo au Gabon débute actuellement. Le programme AMORAD qui a financé ma thèse aura également une zone d'application sur le Japon et la région côtière de la centrale de Fukushima. En effet si dans les premières semaines qui ont suivi l'accident de la centrale, l'inventaire du radiocésium piégé dans le sédiment était faible par rapport à celui dans l'eau, la situation s'est progressivement inversée en raison de la dispersion de l'eau contaminée. De plus, il a été montré qu'à l'échelle de quelques mois le sédiment contaminé a eu tendance à se déplacer de quelques dizaines de kilomètres des zones peu profondes vers le large probablement sous l'effet de la resuspension par les vagues mais également à s'enfouir partiellement sous l'effet de la bioturbation. Il est à noter que le sédiment contaminé a clairement été une source de contamination pour les êtres vivants qui se nourrissent et/ou vivent dans le sédiment comme les organismes benthiques et la faune démersale. Cet exemple montre l'utilité de disposer d'un modèle fiable du transport sédimentaire afin de prévoir l'étendue des zones contaminées, et les temps de résidence de la contamination, ceci afin de gérer l'exploitation des pêcheries ou l'aquaculture par exemple.

Bibliographie

- Allen, S. E. et X. Durrieu de Madron, 2009 : A review of the role of submarine canyons in deep-ocean exchange with the shelf. *Ocean Science*, **5** (4), 607–620, doi :10.5194/os-5-607-2009, <http://www.ocean-sci.net/5/607/2009/>. Cité page 21.
- Antonelli, C., F. Eyrolle, B. Rolland, M. Provansal, et F. Sabatier, 2008 : Suspended sediment and ^{137}Cs fluxes during the exceptional December 2003 flood in the Rhone River, southeast France. *Geomorphology*, **95** (3-4), 350–360, doi :10.1016/j.geomorph.2007.06.007, <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X07003170>. Cité pages 18 and 48.
- Arakawa, A. et M. J. Suarez, 1983 : Vertical Differencing of the Primitive Equations in Sigma Coordinates. *Monthly Weather Review*, **111** (1), 34–45, doi :10.1175/1520-0493(1983)111<0034:VDOTPE>2.0.CO;2, <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281983%29111%3C0034%3AVDOTPE%3E2.0.CO%3B2>. Cité page 30.
- Ardhuin, F., N. Rasche, et K. Belibassakis, 2008 : Explicit wave-averaged primitive equations using a generalized Lagrangian mean. *Ocean Modelling*, **20** (1), 35–60, doi :10.1016/j.ocemod.2007.07.001, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500307000972>. Cité page 39.
- Barrier, N., A. A. Petrenko, et Y. Ourmières, 2016 : Strong intrusions of the Northern Mediterranean Current on the eastern Gulf of Lion : insights from in-situ observations and high resolution numerical modelling. *Ocean Dynamics*, **66** (3), 313–327, doi :10.1007/s10236-016-0921-7, <http://link.springer.com/10.1007/s10236-016-0921-7>. Cité page 12.
- Bentsen, M., G. Evensen, H. Drange, et A. D. Jenkins, 1999 : Coordinate Transformation on a Sphere Using Conformal Mapping*. *Monthly Weather Review*, **127** (12), 2733–2740, doi :10.1175/1520-0493(1999)127<2733:CTOASU>2.0.CO;

- 2, <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281999%29127%3C2733%3ACTOASU%3E2.0.CO%3B2>. Cité page 30.
- Bethoux, J. et B. Gentili, 1999 : Functioning of the Mediterranean Sea : past and present changes related to freshwater input and climate changes. *Journal of Marine Systems*, **20** (1-4), 33–47, doi :10.1016/S0924-7963(98)00069-4, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0924796398000694>. Cité page 10.
- Boudet, L., F. Sabatier, et O. Radakovitch, 2017 : Modelling of sediment transport pattern in the mouth of the Rhone delta : Role of storm and flood events. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **198**, 568–582, doi :10.1016/j.ecss.2016.10.004, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0272771416304334>. Cité page 138.
- Bourrin, F., 2007 : Variability and fate of sedimentary inputs from coastal rivers : example of the Têt river - Roussillon coastal area system in the gulf of Lions. Theses, Université de Perpignan, <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00383233>. Cité page 19.
- Bourrin, F., X. Durrieu de Madron, S. Heussner, et C. Estournel, 2008 : Impact of winter dense water formation on shelf sediment erosion (evidence from the Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Continental Shelf Research*, **28** (15), 1984–1999, doi :10.1016/j.csr.2008.06.006, <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434308002227>. Cité pages 15, 21, and 167.
- Bourrin, F., X. Durrieu de Madron, et W. Ludwig, 2006 : Contribution to the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Vie et Milieu - Life & Environment*, **56** (4), 307–314, [http://omtab.obs-vlfr.fr/personnes/z_bour_fr/Bourrin%20et%20al.%20\(2006\).pdf](http://omtab.obs-vlfr.fr/personnes/z_bour_fr/Bourrin%20et%20al.%20(2006).pdf). Cité pages 15 and 137.
- Bourrin, F., et al., 2015 : Glider monitoring of shelf suspended particle dynamics and transport during storm and flooding conditions. *Continental Shelf Research*, **109**, 135–149, doi :10.1016/j.csr.2015.08.031, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434315300509>. Cité pages 15, 51, 52, 132, and 164.
- Broche, P., J.-L. Devenon, P. Forget, J.-C. de Maistre, J.-J. Naudin, et G. Cauwet, 1998 : Experimental study of the Rhone plume. Part I : physics and dynamics. *Oceanologica Acta*, **21** (6), 725–738, doi :10.1016/S0399-1784(99)80002-4, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0399178499800024>. Cité page 17.
- Burchard, H. et K. Bolding, 2001 : Comparative analysis of four second-moment turbulence closure models for the oceanic mixed layer. *Journal of Physical Oceanography*, **31** (8), 1943–1968, [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485\(2001\)031%3C1943:CAOFSM%3E2.0.CO%3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485(2001)031%3C1943:CAOFSM%3E2.0.CO%3B2). Cité page 28.

- Canals, M., P. Puig, X. D. de Madron, S. Heussner, A. Palanques, et J. Fabres, 2006 : Flushing submarine canyons. *Nature*, **444** (7117), 354–357, doi :10.1038/nature05271, <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/nature05271>. Cité pages 3, 15, 21, and 167.
- Craig, A., S. Valcke, et L. Coquart, 2017 : Development and performance of a new version of the OASIS coupler, OASIS3-MCT_3.0. *Geoscientific Model Development*, **10** (9), 3297–3308, doi :10.5194/gmd-10-3297-2017, <https://www.geosci-model-dev.net/10/3297/2017/>. Cité page 40.
- Craig, P. D. et M. L. Banner, 1994 : Modeling Wave-Enhanced Turbulence in the Ocean Surface Layer. *Journal of Physical Oceanography*, **24** (12), 2546–2559, doi :10.1175/1520-0485(1994)024<2546:MWETIT>2.0.CO;2, <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485%281994%29024%3C2546%3AMWETIT%3E2.0.CO%3B2>. Cité pages 29 and 38.
- Cugier, P. et P. Le Hir, 2002 : Development of a 3D Hydrodynamic Model for Coastal Ecosystem Modelling. Application to the Plume of the Seine River (France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **55** (5), 673–695, doi :10.1006/ecss.2001.0875, <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0272771401908753>. Cité page 22.
- Curran, K., P. Hill, T. Milligan, O. Mikkelsen, B. Law, X. Durrieu de Madron, et F. Bourrin, 2007 : Settling velocity, effective density, and mass composition of suspended sediment in a coastal bottom boundary layer, Gulf of Lions, France. *Continental Shelf Research*, **27** (10-11), 1408–1421, doi :10.1016/j.csr.2007.01.014, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434307000441>. Cité page 45.
- Davis, R., C. Eriksen, et C. Jones, 2003 : Autonomous buoyancy-driven underwater vehicle gliders. *Technology and applications of autonomous underwater vehicles*, **Griffiths G, Ed.**, 37–62, <http://scrippsscholars.ucsd.edu/redavis/content/autonomous-buoyancy-driven-underwater-vehicle-gliders#>. Cité page 52.
- de Haas, H., T. C. van Weering, et H. de Stigter, 2002 : Organic carbon in shelf seas : sinks or sources, processes and products. *Continental Shelf Research*, **22** (5), 691–717, doi :10.1016/S0278-4343(01)00093-0, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434301000930>. Cité page 2.
- Dufois, F., 2008 : Sediment transport modelling in the Gulf of Lions with the perspective of studying the fate of radionuclides originated by the Rhône River. Theses, Université du Sud Toulon Var, <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00441198>. Cité pages 22, 43, 179, and 180.

- Dufois, F., P. Garreau, P. Le Hir, et P. Forget, 2008 : Wave- and current-induced bottom shear stress distribution in the Gulf of Lions. *Continental Shelf Research*, **28** (15), 1920–1934, doi :10.1016/j.csr.2008.03.028, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434308001283>. Cité pages 15, 16, 17, 22, 138, and 156.
- Dufois, F., R. Verney, P. Le Hir, F. Dumas, et S. Charmasson, 2014 : Impact of winter storms on sediment erosion in the Rhone River prodelta and fate of sediment in the Gulf of Lions (North Western Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research*, **72**, 57–72, doi :10.1016/j.csr.2013.11.004, <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434313003695>. Cité pages 15, 17, 22, 138, 156, and 191.
- Durrieu de Madron, X., P. Castaing, F. Nyffeler, et T. Courp, 1999 : Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, **46** (10), 2003–2027, doi : 10.1016/S0967-0645(99)00053-3, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967064599000533>. Cité pages 3 and 20.
- Durrieu de Madron, X., et al., 2017 : Deep sediment resuspension and thick nepheloid layer generation by open-ocean convection. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **122** (3), 2291–2318, doi :10.1002/2016JC012062, <http://doi.wiley.com/10.1002/2016JC012062>. Cité page 192.
- Estournel, C., P. Broche, P. Marsaleix, J.-L. Devenon, F. Auclair, et R. Vehil, 2001 : The Rhone River Plume in Unsteady Conditions : Numerical and Experimental Results. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **53** (1), 25–38, doi :10.1006/ecss.2000.0685, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0272771400906851>. Cité pages 16 and 153.
- Estournel, C., X. Durrieu de Madron, P. Marsaleix, F. Auclair, C. Juliand, et R. Vehil, 2003 : Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the gulf of lion under wind conditions influenced by the continental orography (fetch experiment). *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **108** (C3), doi :10.1029/2001JC000825, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001JC000825>, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2001JC000825>. Cité pages 12, 13, and 14.
- Estournel, C., V. Kondrachoff, P. Marsaleix, et R. Vehil, 1997 : The plume of the Rhone : numerical simulation and remote sensing. *Continental Shelf Research*, **17** (8), 899–924, doi :10.1016/S0278-4343(96)00064-7, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434396000647>. Cité pages 16 and 153.

- Estournel, C., et al., 2016 : High resolution modeling of dense water formation in the north-western Mediterranean during winter 2012-2013 : Processes and budget. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **121** (7), 5367–5392, doi :10.1002/2016JC011935, <http://doi.wiley.com/10.1002/2016JC011935>. Cité pages 65, 66, and 74.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, et J. B. Edson, 2003 : Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes : Updates and Verification for the COARE Algorithm. *Journal of Climate*, **16** (4), 571–591, doi :10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2, <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282003%29016%3C0571%3ABPOASF%3E2.0.CO%3B2>. Cité pages 33, 69, and 70.
- Ferré, B., X. Durrieu de Madron, C. Estournel, C. Ulses, et G. Le Corre, 2008 : Impact of natural (waves and currents) and anthropogenic (trawl) resuspension on the export of particulate matter to the open ocean. *Continental Shelf Research*, **28** (15), 2071–2091, doi :10.1016/j.csr.2008.02.002, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434308000460>. Cité pages 15, 21, and 167.
- Ferré, B., K. Guizien, X. Durrieu de Madron, A. Palanques, J. Guillén, et A. Grémare, 2005 : Fine-grained sediment dynamics during a strong storm event in the inner-shelf of the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Continental Shelf Research*, **25** (19-20), 2410–2427, doi :10.1016/j.csr.2005.08.017, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S027843430500138X>. Cité page 15.
- Fieux, M., 1974 : Formation d'eau dense sur le plateau continental du Golfe du Lion. *Colloques internationaux du CNRS*. Cité page 13.
- Foken, T., 2006 : 50 Years of the Monin–Obukhov Similarity Theory. *Boundary-Layer Meteorology*, **119** (3), 431–447, doi :10.1007/s10546-006-9048-6, <http://link.springer.com/10.1007/s10546-006-9048-6>. Cité page 32.
- Forget, P., J. L. Devenon, J. C. De Maistre, P. Broche, et M. Leveau, 1990 : VHF remote sensing for mapping river plume circulation. *Geophysical Research Letters*, **17** (8), 1097–1100, doi :10.1029/GL017i008p01097, <http://doi.wiley.com/10.1029/GL017i008p01097>. Cité page 17.
- Gangloff, A., 2017 : Fate of Rhône River sediment inputs to the Gulf of Lions : study of the Rhône River turbid plume dynamics in response to hydrometeorological forcings. Theses, Université de Bretagne occidentale - Brest, <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01797368>, issue : 2017BRES0117. Cité pages 43, 46, 178, 179, and 191.

- Gangloff, A., R. Verney, D. Doxaran, A. Ody, et C. Estournel, 2017 : Investigating Rhône River plume (Gulf of Lions, France) dynamics using metrics analysis from the MERIS 300m Ocean Color archive (2002–2012). *Continental Shelf Research*, **144**, 98–111, doi :10.1016/j.csr.2017.06.024, <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434316306343>. Cité pages 17 and 191.
- Grasso, F., P. Le Hir, et P. Bassoullet, 2015 : Numerical modelling of mixed-sediment consolidation. *Ocean Dynamics*, **65** (4), 607–616, doi :10.1007/s10236-015-0818-x, <http://link.springer.com/10.1007/s10236-015-0818-x>. Cité page 48.
- Guizien, K., 2009 : Spatial variability of wave conditions in the Gulf of Lions (NW Mediterranean sea). *Vie et milieu*, **59** (3), 261, [https://www.researchgate.net/profile/K_Guizien/publication/250306276_Spatial_variability_of_wave_conditions_in_the_Gulf_of_Lions_\(NW_Mediterranean_sea\)/links/0046351e9c330d11e5000000.pdf](https://www.researchgate.net/profile/K_Guizien/publication/250306276_Spatial_variability_of_wave_conditions_in_the_Gulf_of_Lions_(NW_Mediterranean_sea)/links/0046351e9c330d11e5000000.pdf). Cité page 15.
- Hedges, J. I. et R. G. Keil, 1995 : Sedimentary organic matter preservation : an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry*, **49** (2-3), 81–115, doi : 10.1016/0304-4203(95)00008-F, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S030442039500008F>. Cité page 2.
- Herrmann, M., C. Estournel, M. Déqué, P. Marsaleix, F. Sevault, et S. Somot, 2008 : Dense water formation in the Gulf of Lions shelf : Impact of atmospheric inter-annual variability and climate change. *Continental Shelf Research*, **28** (15), 2092–2112, doi :10.1016/j.csr.2008.03.003, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434308001064>. Cité page 14.
- Jackett, D. R., T. J. McDougall, R. Feistel, D. G. Wright, et S. M. Griffies, 2006 : Algorithms for Density, Potential Temperature, Conservative Temperature, and the Freezing Temperature of Seawater. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23** (12), 1709–1728, doi :10.1175/JTECH1946.1, <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JTECH1946.1>. Cité page 27.
- Kantha, L. H. et C. A. Clayson, 1994 : An improved mixed layer model for geophysical applications. *Journal of Geophysical Research*, **99** (C12), 25 235, doi :10.1029/94JC02257, <http://doi.wiley.com/10.1029/94JC02257>. Cité page 28.
- La Violette, P. E., 1994 : Overview of the major forcing and water masses of the Western Mediterranean Sea. *Coastal and Estuarine Studies*. Cité page 12.
- Lansard, B., C. Grenz, S. Charmasson, E. Schaaff, et C. Pinazo, 2006 : Potential plutonium remobilisation linked to marine sediment resuspension : First estimates based on flume

- experiments. *Journal of Sea Research*, **55** (1), 74–85, doi :10.1016/j.seares.2005.08.003, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1385110105000699>. Cité pages 17 and 156.
- Lapouyade, A. et X. Durrieu De Madron, 2001 : Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and organic carbon in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta*, **24** (3), 295–312, doi :10.1016/S0399-1784(01)01148-3, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0399178401011483>. Cité page 19.
- Large, W. et S. Yeager, 2004 : Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models : The data sets and flux climatologies. Tech. rep., UCAR/NCAR. doi :10.5065/D6KK98Q6, <http://opensky.ucar.edu/islandora/object/technotes:434>. Cité pages 33 and 69.
- Lascaratos, A., 1993 : Estimation of deep and intermediate water mass formation rates in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, **40** (6), 1327–1332, doi :10.1016/0967-0645(93)90072-U, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/096706459390072U>. Cité page 10.
- Le Hir, P., F. Cayocca, et B. Waeles, 2011 : Dynamics of sand and mud mixtures : A multiprocess-based modelling strategy. *Continental Shelf Research*, **31** (10), S135–S149, doi :10.1016/j.csr.2010.12.009, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434310003833>. Cité pages 22, 23, 40, 44, and 45.
- Maillet, G. M., C. Vella, S. Berné, P. L. Friend, C. L. Amos, T. J. Fleury, et A. Normand, 2006 : Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France). *Marine Geology*, **234** (1-4), 159–177, doi :10.1016/j.margeo.2006.09.025, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322706002210>. Cité pages 15, 17, 138, and 156.
- Many, G., 2016 : Impacts of storm and flood events on suspended particulate matter dynamics in the Gulf of Lions. Contributions of gliders to a multi-platform approach. PhD Thesis, Université de Perpignan, <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01474740/>. Cité pages 45, 46, and 191.
- Many, G., et al., 2016 : Particle assemblage characterization in the Rhone River ROFI. *Journal of Marine Systems*, **157**, 39–51, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796315002353>. Cité pages 16, 17, 20, 138, and 178.
- Marion, C., F. Dufois, M. Arnaud, et C. Vella, 2010 : In situ record of sedimentary processes near the Rhône River mouth during winter events (Gulf of Lions, Mediterranean

- Sea). *Continental Shelf Research*, **30** (9), 1095–1107, doi :10.1016/j.csr.2010.02.015, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434310000774>. Cité pages 138 and 139.
- Marsaleix, P., F. Auclair, T. Duhaut, C. Estournel, C. Nguyen, et C. Ulses, 2012 : Alternatives to the Robert–Asselin filter. *Ocean Modelling*, **41**, 53–66, doi : 10.1016/j.ocemod.2011.11.002, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500311001788>. Cité pages 26 and 30.
- Marsaleix, P., F. Auclair, et C. Estournel, 2006 : Considerations on Open Boundary Conditions for Regional and Coastal Ocean Models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23** (11), 1604–1613, doi :10.1175/JTECH1930.1, <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JTECH1930.1>. Cité page 33.
- Marsaleix, P., F. Auclair, et C. Estournel, 2009 : Low-order pressure gradient schemes in sigma coordinate models : The seamount test revisited. *Ocean Modelling*, **30** (2-3), 169–177, doi :10.1016/j.ocemod.2009.06.011, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500309001358>. Cité page 26.
- Marsaleix, P., F. Auclair, J. W. Floor, M. J. Herrmann, C. Estournel, I. Pairaud, et C. Ulses, 2008 : Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models. *Ocean Modelling*, **20** (1), 61–89, doi :10.1016/j.ocemod.2007.07.005, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500307000984>. Cité page 26.
- Marshall, J. et F. Schott, 1999 : Open-ocean convection : Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*, **37** (1), 1–64, doi :10.1029/98RG02739, <http://doi.wiley.com/10.1029/98RG02739>. Cité page 10.
- Martín, J., et al., 2013 : Sediment transport along the Cap de Creus Canyon flank during a mild, wet winter. *Biogeosciences*, **10** (5), 3221–3239, doi :10.5194/bg-10-3221-2013, <http://www.biogeosciences.net/10/3221/2013/>. Cité pages 15, 21, 132, 167, and 177.
- MEDOC GROUP, 1970 : Observation of Formation of Deep Water in the Mediterranean Sea, 1969. *Nature*, **227** (5262), 1037–1040, doi :10.1038/2271037a0, <http://www.nature.com/articles/2271037a0>. Cité page 10.
- Mengual, B., 2016 : Spatio-temporal variability of sediment fluxes in the Bay of Biscay : relative contributions of climate forcings and trawling activities. Theses, Université de Bretagne occidentale - Brest, <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01543206>, issue : 2016BRES0109. Cité pages 43 and 179.

- Mengual, B., P. Hir, F. Cayocca, et T. Garlan, 2017 : Modelling Fine Sediment Dynamics : Towards a Common Erosion Law for Fine Sand, Mud and Mixtures. *Water*, **9** (8), 564, doi :10.3390/w9080564, <http://www.mdpi.com/2073-4441/9/8/564>. Cité page 44.
- Michaud, H., Y. Leredde, C. Estournel, E. Berthebaud, et P. Marsaleix, 2013 : Modeling and in-situ measurements of intense currents during a winter storm in the Gulf of Aigues-Mortes (NW Mediterranean Sea). *Comptes Rendus Geoscience*, **345** (9-10), 361–372, doi :10.1016/j.crte.2013.07.001, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1631071313001132>. Cité page 39.
- Michaud, H., P. Marsaleix, Y. Leredde, C. Estournel, F. Bourrin, F. Lyard, C. Mayet, et F. Ardhuin, 2012 : Three-dimensional modelling of wave-induced current from the surf zone to the inner shelf. *Ocean Science*, **8** (4), 657–681, doi :10.5194/os-8-657-2012, <http://www.ocean-sci.net/8/657/2012/>. Cité pages 28, 36, and 39.
- Millot, C., 1990 : The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, **10** (9-11), 885–894, doi :10.1016/0278-4343(90)90065-T, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/027843439090065T>. Cité pages 13 and 14.
- Millot, C., 2014 : Levantine Intermediate Water characteristics : an astounding general misunderstanding! (addendum). *Scientia Marina*, **78** (2), 165–171, doi :10.3989/scimar.04045.30H, <http://scientiamarina.revistas.csic.es/index.php/scientiamarina/article/view/1522/1717>. Cité page 10.
- Miralles, J., M. Arnaud, O. Radakovitch, C. Marion, et X. Cagnat, 2006 : Radionuclide deposition in the Rhône River Prodelta (NW Mediterranean sea) in response to the December 2003 extreme flood. *Marine Geology*, **234** (1-4), 179–189, doi :10.1016/j.margeo.2006.09.004, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322706002222>. Cité pages 138 and 146.
- Moon, I.-J., I. Ginis, T. Hara, et B. Thomas, 2007 : A Physics-Based Parameterization of Air–Sea Momentum Flux at High Wind Speeds and Its Impact on Hurricane Intensity Predictions. *Monthly Weather Review*, **135** (8), 2869–2878, doi :10.1175/MWR3432.1, <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR3432.1>. Cité pages 33, 69, and 70.
- Moriarty, J. M., C. K. Harris, K. Fennel, M. A. M. Friedrichs, K. Xu, et C. Rabouille, 2017 : The roles of resuspension, diffusion and biogeochemical processes on oxygen dynamics offshore of the Rhône River, France : a numerical modeling study. *Biogeosciences*, **14** (7), 1919–1946, doi :10.5194/bg-14-1919-2017, <https://www.biogeosciences.net/14/1919/2017/>. Cité page 192.

- Myrhaug, D., L. E. Holmedal, R. R. Simons, et R. D. MacIver, 2001 : Bottom friction in random waves plus current flow. *Coastal engineering*, **43** (2), 75–92, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383901000072>. Cité page 38.
- Noël, M., 1996 : The plutonium as transfer tracer and particulates contribution accumulating from the Rhone to the north-western Mediterranean sea. Ph.D. thesis, PARIS XII. Cité pages 17 and 144.
- Ody, A., et al., 2016 : Potential of High Spatial and Temporal Ocean Color Satellite Data to Study the Dynamics of Suspended Particles in a Micro-Tidal River Plume. *Remote Sensing*, **8** (3), 245, doi :10.3390/rs8030245, <http://www.mdpi.com/2072-4292/8/3/245>. Cité pages 17 and 138.
- Ouillon, S. et A. A. Petrenko, 2005 : Above-water measurements of reflectance and chlorophyll-a algorithms in the Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea. *Optics Express*, **13** (7), 2531, doi :10.1364/OPEX.13.002531, <https://www.osapublishing.org/oe/abstract.cfm?uri=oe-13-7-2531>. Cité pages 17 and 138.
- Pairaud, I., et al., 2016 : MesuRho. Plateforme instrumentée de suivi des paramètres environnementaux à l’embouchure du Rhône. *Mesures à haute résolution dans l’environnement marin côtier. 2016. Schmitt, F.G. et Lefebvre A. (Eds.)*, CNRS Alpha, 73–87. Cité page 51.
- Palanques, A., et al., 2006 : Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Marine Geology*, **234** (1-4), 43–61, doi :10.1016/j.margeo.2006.09.002, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322706002143>. Cité pages 16, 20, 21, and 167.
- Palanques, A., et al., 2012 : Sediment transport to the deep canyons and open-slope of the western Gulf of Lions during the 2006 intense cascading and open-sea convection period. *Progress in Oceanography*, **106**, 1–15, doi :10.1016/j.pocean.2012.05.002, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661112000596>. Cité page 167.
- Petrenko, A., C. Dufau, et C. Estournel, 2008 : Barotropic eastward currents in the western Gulf of Lion, north-western Mediterranean Sea, during stratified conditions. *Journal of Marine Systems*, **74** (1-2), 406–428, doi :10.1016/j.jmarsys.2008.03.004, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0924796308000535>. Cité page 12.
- Petrenko, A., Y. Leredde, et P. Marsaleix, 2005 : Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea : in situ and modeling data. *Continental Shelf Research*, **25** (1), 7–27, doi :10.1016/j.csr.2004.09.004, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434304002146>. Cité page 12.

- Pinot, J.-M. et A. Ganachaud, 1999 : The role of winter intermediate waters in the spring-summer circulation of the Balearic Sea : 1. Hydrography and inverse box modeling. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **104 (C12)**, 29 843–29 864, doi :10.1029/1999JC900202, <http://doi.wiley.com/10.1029/1999JC900202>. Cité page 10.
- Pont, D., 1997 : Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure : données récentes (1994-1995) / The discharge of suspended sediments near to the mouth of the Rhône recent statistics (1994-1995). *Revue de géographie de Lyon*, **72 (1)**, 23–33, doi :10.3406/geoca.1997.4675, https://www.persee.fr/doc/geoca_0035-113x_1997_num_72_1_4675. Cité page 16.
- Puig, P., A. Palanques, D. Orange, G. Lastras, et M. Canals, 2008 : Dense shelf water cascades and sedimentary furrow formation in the Cap de Creus Canyon, northwestern Mediterranean Sea. *Continental Shelf Research*, **28 (15)**, 2017–2030, doi :10.1016/j.csr.2008.05.002, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434308001891>. Cité pages 21 and 167.
- Puig, P., et al., 2013 : Thick bottom nepheloid layers in the western Mediterranean generated by deep dense shelf water cascading. *Progress in Oceanography*, **111**, 1–23, doi :10.1016/j.pocean.2012.10.003, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661112001188>. Cité pages 14 and 192.
- Radakovitch, O., R. Cherry, et S. Heussner, 1999 : ^{210}Pb and ^{210}Po : tracers of particle transfer on the Rhône continental margin (NW Mediterranean). *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, **46 (9)**, 1539–1563, doi : 10.1016/S0967-0637(99)00016-3, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967063799000163>. Cité pages 22, 138, and 146.
- Radakovitch, O., V. Roussiez, P. Ollivier, W. Ludwig, C. Grenz, et J.-L. Probst, 2008 : Input of particulate heavy metals from rivers and associated sedimentary deposits on the Gulf of Lion continental shelf. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **77 (2)**, 285–295, doi :10.1016/j.ecss.2007.09.028, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0272771407004519>. Cité page 22.
- Reniers, A. J. H. M., 2004 : Morphodynamic modeling of an embayed beach under wave group forcing. *Journal of Geophysical Research*, **109 (C1)**, C01030, doi : 10.1029/2002JC001586, <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JC001586>. Cité page 37.
- Sadaoui, M., W. Ludwig, F. Bourrin, et P. Raimbault, 2016 : Controls, budgets and variability of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Journal of Hydrology*, **540**, 1002–1015, doi :10.1016/j.jhydrol.2016.07.012, <http://>

- linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169416304425. Cité pages 16, 18, 23, and 48.
- Schmidt, S., H. de Stigter, et T. van Weering, 2001 : Enhanced short-term sediment deposition within the Nazaré Canyon, North-East Atlantic. *Marine Geology*, **173** (1-4), 55–67, doi :10.1016/S0025-3227(00)00163-8, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322700001638>. Cité page 3.
- Seyfried, L., P. Marsaleix, E. Richard, et C. Estournel, 2017 : Modelling deep-water formation in the North-West Mediterranean Sea with a new air-sea coupled model : sensitivity to turbulent flux parameterizations. *Ocean Science Discussions*, 1–32, doi :10.5194/os-2017-43, <https://www.ocean-sci-discuss.net/os-2017-43/>. Cité pages 33, 65, and 69.
- Slomberg, D. L., et al., 2016 : Characterisation of suspended particulate matter in the Rhone River : insights into analogue selection. *Environmental Chemistry*, **13** (5), 804, doi :10.1071/EN15065, <http://www.publish.csiro.au/?paper=EN15065>. Cité page 18.
- Soulsby, R., 1997 : *Dynamics of marine sands : a manual for practical applications*. Thomas Telford. Cité page 42.
- Sánchez-Arcilla, A. et J. Simpson, 2002 : The narrow shelf concept : couplings and fluxes. *Continental Shelf Research*, **22** (2), 153–172, doi :10.1016/S0278-4343(01)00052-8, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434301000528>. Cité page 1.
- Theocharis, A., D. Georgopoulos, A. Lascaratos, et K. Nittis, 1993 : Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean : Eastern Ionian, South Aegean and Northwest Levantine, 1986–1987. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, **40** (6), 1121–1142, doi :10.1016/0967-0645(93)90064-T, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/096706459390064T>. Cité page 10.
- Tolman, H. L. et others, 2009 : User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14. *Technical note, MMAB Contribution*, **276**, http://nopp.ncep.noaa.gov/mmab/papers/tn276/MMAB_276.pdf. Cité page 39.
- Turchetto, M., A. Boldrin, L. Langone, S. Miserocchi, T. Tesi, et F. Foglini, 2007 : Particle transport in the Bari Canyon (southern Adriatic Sea). *Marine Geology*, **246** (2-4), 231–247, doi :10.1016/j.margeo.2007.02.007, <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322707000394>. Cité page 3.

- Uchiyama, Y., J. C. McWilliams, et A. F. Shchepetkin, 2010 : Wave–current interaction in an oceanic circulation model with a vortex-force formalism : Application to the surf zone. *Ocean Modelling*, **34** (1-2), 16–35, doi :10.1016/j.ocemod.2010.04.002, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500310000594>. Cité page 38.
- Ulses, C., C. Estournel, J. Bonnin, X. Durrieu de Madron, et P. Marsaleix, 2008a : Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, **113** (C2), doi : 10.1029/2006JC003795, <http://doi.wiley.com/10.1029/2006JC003795>. Cité pages 13, 14, 15, 17, and 39.
- Ulses, C., C. Estournel, X. Durrieu de Madron, et A. Palanques, 2008b : Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean) : Impact of extreme storms and floods. *Continental Shelf Research*, **28** (15), 2048–2070, doi :10.1016/j.csr.2008.01.015, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434308000319>. Cité pages 15, 21, 22, 23, 46, and 167.
- Ulses, C., C. Grenz, P. Marsaleix, E. Schaaff, C. Estournel, S. Meulé, et C. Pinazo, 2005 : Circulation in a semi-enclosed bay under influence of strong freshwater input. *Journal of Marine Systems*, **56** (1-2), 113–132, doi :10.1016/j.jmarsys.2005.02.001, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0924796305000205>. Cité page 22.
- Walsh, J. J., D. A. Dieterle, et J. Pribble, 1991 : Organic debris on the continental margins : a simulation analysis of source and fate. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, **38** (7), 805–828, doi :10.1016/0198-0149(91)90020-G, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/019801499190020G>. Cité page 2.
- Wentworth, C. K., 1922 : A scale grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*. Cité page 19.
- Winterwerp, J., 1999 : On the dynamics of high-concentrated mud suspension. Ph.D. thesis, University of Technology - Delft}. Cité page 179.