



**HAL**  
open science

**Modélisation 3D des interactions  
atmosphère-océan-biogéochimie marine en zone côtière  
(application à la baie de Marseille): Influence des  
apports anthropiques de la métropole sur l'écosystème  
marin**

C. Pinazo, L Barré, F. Diaz, A. M. Doglioli, V Faure, M Fraysse, K  
Lajaunie-Salla, C Mazoyer, I Pairaud, O Ross, et al.

► **To cite this version:**

C. Pinazo, L Barré, F. Diaz, A. M. Doglioli, V Faure, et al.. Modélisation 3D des interactions atmosphère-océan-biogéochimie marine en zone côtière (application à la baie de Marseille): Influence des apports anthropiques de la métropole sur l'écosystème marin. Master. France. 2022. hal-03722215v1

**HAL Id: hal-03722215**

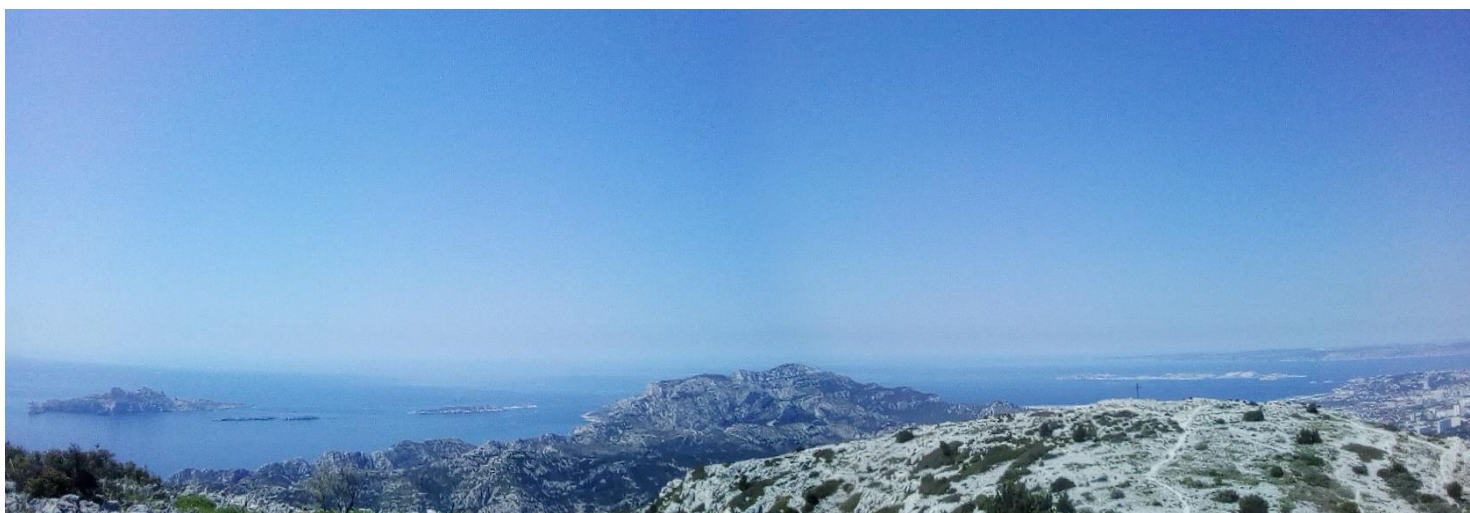
**<https://hal.science/hal-03722215v1>**

Submitted on 13 Jul 2022 (v1), last revised 6 Dec 2022 (v2)

**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.

**Modélisation 3D des interactions  
atmosphère-océan-biogéochimie marine en zone côtière (application à  
la baie de Marseille): Influence des apports anthropiques de la  
métropole sur l'écosystème marin**



Pinazo C., L. Barré, F. Diaz, A. Doglioli, V. Faure, M. Fraysse, K. Lajaunie-Salla, C. Mazoyer, I. Pairaud, O. Ross, B. Thouvenin, R. Verney, T. Wagener, C. Yohia

2022

REMERCIEMENTS	4
1 INTRODUCTION	5
1.1 CONTEXTE	5
1.2 OBJECTIFS DE L'ETUDE	5
1.3 APPROCHE UTILISEE	6
2 SITE D'ETUDE	7
3 LES MODELES MIS EN PLACE	12
3.1 MODELISATION ATMOSPHERIQUE	13
3.2 COMPARAISON DES MODELISATIONS ATMOSPHERIQUES WRF ET MM5	14
3.3 MODELISATION HYDRODYNAMIQUE	16
3.4 MODELISATION BIOGEOCHIMIQUE ET COUPLAGE	19
3.5 MODELISATION HYDROSEDIMENTAIRE	22
3.6 MODELISATION DES CONTAMINANTS	23
3.7 METHODE DES ONDELETTES	23
4 RESULTATS GLOBAUX DES MODELES	23
4.1 MODELISATION ATMOSPHERIQUE	23
4.2 MODELISATION HYDRODYNAMIQUE	25
4.3 MODELISATION BIOGEOCHIMIQUE COUPLEE	26
4.4 MODELISATION HYDROSEDIMENTAIRE	30
4.5 MODELISATION DES CONTAMINANTS	31
5 RESULTATS PRESENTES PAR EVENEMENT ETUDIE	35
5.1 SITUATIONS DE VENT DE MISTRAL	37
5.1.1 Situation typique de Mistral (upwelling) : 25 au 29 septembre 2007	37
5.1.1.1 Données Météo France, station de l'Hippodrome de Marseille	37
5.1.1.2 Simulation atmosphérique	37
5.1.1.3 Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA):	39
5.1.1.4 Situation biogéochimique (ECO3M-MASSILIA)	41
5.1.1.5 Situation hydrosédimentaire	42
5.1.1.6 Situation de la contamination en CB153	43
5.1.2 Situation extrême de Mistral 9, 10 et 14 Novembre 2007	46
5.1.2.1 Données Météo France, station de l'Hippodrome de Marseille	46
5.1.2.2 Simulation atmosphérique	47
5.1.2.3 Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA)	49
5.1.2.4 Situation biogéochimique (ECO3M-MASSILIA)	51
5.1.2.5 Situation hydrosédimentaire	53
5.1.2.6 Situation de la contamination en CB153	55
5.2 SITUATIONS DE VENT DE SUD-EST:	59
5.2.1 Situation typique vent de Sud-Est: 19 au 23 novembre 2007	59
5.2.1.1 Données Météo France, station de l'Hippodrome de Marseille	59
5.2.1.2 Simulation atmosphérique	59
5.2.1.3 Situation hydrodynamique et biogéochimique	62
5.2.1.4 Situation hydrosédimentaire	65
5.2.1.5 Situation de la contamination en CB153	68
5.2.2 Situation extrême tempête de vent de Sud-Est: Janvier 2008	69
5.2.2.1 Données Météo France, station de l'Hippodrome de Marseille	69
5.2.2.2 Simulation atmosphérique	69
5.2.2.3 Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA)	72
5.2.2.4 Situation biogéochimique (ECO3M-MASSILIA)	73
5.2.2.5 Situation de la contamination en CB153	74
5.3 SITUATIONS DE VENT D'OUEST	75
5.4 SITUATIONS DE PLUIE	77
5.4.1 Situation typique d'orage de fin d'été: 25 Octobre 2007	77
5.4.1.1 Données Météo France, station de l'Observatoire de Marseille	77
5.4.1.2 Simulation atmosphérique	78

5.4.1.3	Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA) et biogéochimique (ECO3M-MASSILIA).....	81
5.4.1.4	Situation hydrosédimentaire .....	83
5.4.1.5	Situation de la contamination en CB153.....	87
5.4.2	Situation de pluie d'automne 2008	90
5.4.2.1	Données Météo France, station de l'Observatoire de Marseille .....	90
5.4.2.2	Simulation atmosphérique .....	90
5.4.2.3	Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA) et biogéochimique (ECO3M-MASSILIA).....	93
5.4.2.4	Situation hydrosédimentaire (MARS3D-RHOMA).....	97
5.4.2.5	Situation de la contamination en CB153.....	99
5.5	SITUATIONS D'INTRUSION DU PANACHE DU RHONE	104
5.5.1	Situation typique intrusion du panache vers l'Est : 1er Octobre 2007	104
5.5.1.1	Situation hydrodynamique et biogéochimique.....	104
5.5.1.2	Situation hydrosédimentaire .....	107
5.5.1.3	Situation de la contamination en CB153.....	108
5.5.2	Situation typique intrusion du panache vers l'Est : 21 Mai 2011	110
5.5.3	Situation typique intrusion du panache vers l'Est : 16 mars 2017	113
5.5.4	Situation extrême d'Intrusion du panache du Rhône vers l'Est : Juin 2008	115
5.5.4.1	Situation météorologique .....	115
5.5.4.2	Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA).....	116
5.5.4.3	Situation biogéochimique (ECO3M-MASSILIA) .....	121
5.5.4.4	Situation hydrosédimentaire.....	124
5.5.4.5	Situation de la contamination en CB153.....	125
5.5.5	Génération et caractérisation de ces Intrusion d'eau provenant du Rhône	127
5.6	SITUATIONS D'INTRUSION DU COURANT NORD	132
5.7	SITUATIONS D'INTERACTION AVEC LE MARSEILLE EDDY	138
6	CONCLUSIONS et PERSPECTIVES	141
6.1	SYNTHESE PAR TYPE D'EVENEMENTS	142
6.1.1	Evénements de Mistral	142
6.1.2	Evénements de Sud-Est	142
6.1.3	Evénements de pluie de fin d'été	143
6.1.4	Evénements d'intrusions des eaux du Rhône	143
6.1.5	Evénements d'intrusions du Courant Nord	144
6.1.6	Evénements en présence du tourbillon Marseille Eddy	144
6.2	LES REPONSES AUX QUESTIONS POSEES	145
6.3	CONCLUSION GENERALE	149
6.4	PERSPECTIVES	150
7	REFERENCES	151

## REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient tout particulièrement :

- la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole et la SERAM (Société d'Exploitation du Réseau d'Assainissement de Marseille) pour avoir fourni les débits des rivières urbaines et de la STEP de Marseille de 2007 à 2014 ;
- l'équipe du réseau National SOMLIT d'observation littorale (INSU 767 CNRS), le programme National MOOSE (Mediterranean Oceanic Observing System on Environment) et le Service d'Observation du Mediterranean Institute of Oceanography (MIO) en particulier P. Raimbault, N. Garcia, V. Lagadec, M. Lafont et M. Fournier, pour avoir fourni les concentrations des apports du Rhône, les apports atmosphériques et les données *in-situ* à la station SOLEMIO de la baie de Marseille ainsi que leur aide analytique et sur le terrain et l'équipage du RV Antedon II, de la DT-INSU, et la plateforme SAM (Service Atmosphère Mer) du MIO pour le collectage des échantillons;
- le Cluster de calcul intensif HPC de l'OSU Institut Pythéas (Christophe Yohia, Julien Lecubin) pour l'accès aux facilités de calcul ;
- Camille Mazoyer pour son soutien en modélisation ;
- l'équipe d'IFREMER, et en particulier Francis Gohin, pour avoir fourni les images satellites couleur de l'eau MERIS et MODIS traitées avec l'algorithme OC5 ;
- la Compagnie Nationale du Rhône pour les données de débit du fleuve ;
- Météo-France pour les données météorologiques ;
- le SNAPO-CO2 au LOCEAN, du CNRS-INSU et de l'OSU Ecce-Terra, Paris ;
- Irène Xueref-Rémy pour avoir fourni les données de pCO<sub>2</sub> atmosphérique mesurées à l'Observatoire de Haute Provence (OHP) et Alexandre Armengaud ATMOSUD celles des Cinq Avenues.

Les auteurs remercient également pour leur soutien financier :

- L'Agence de l'Eau AERMC pour la bourse de thèse de Lucille Barré;
- la Région PACA et l'IFREMER pour la Bourse de thèse BDO de Marion Fraysse ;
- le programme EC2CO PNEC ;
- le programme FUI GIRAC ;
- le projet FP7 PERSEUS ;
- l'entreprise ACRI-ST ;
- le Labex OT-MED (ANR-11-LABEX-0061, "Investissement d'Avenir" A\*MIDEX project ANR-11-IDEX-0001-02) ;
- Le FEDER (European FEDER Fund under project 1166-39417) ;
- European Commission FPA\_Copernicus\_SGA4\_Tier1 - Work Programme 2018-1-87 (FPACUP\_SGA4\_Tier1; Specific Grant Agreement No. 6 Implementing the FPA 275/G/GRO/COPE/17/10042).

Tous nos remerciements à Pierre Garreau, Cassandre Jany et Cedric Garnier pour les discussions et échanges fructueux.

A Fred ...

# 1 INTRODUCTION

## 1.1 CONTEXTE

Dans une perspective de développement durable, il est nécessaire de déterminer des politiques publiques et des modes de gestion, qui découlent de recherches en amont pour mieux identifier et évaluer l'influence de l'homme sur son environnement. L'étude de l'impact anthropique des grandes métropoles côtières sur le fonctionnement des écosystèmes marins apparaît une priorité pour un développement durable.

Plusieurs projet scientifiques (EC2CO MASSILIA, OT-Med AMC, AERMC : METROC, GIRAC, IAMM) ont consisté en l'étude de l'influence de la grande métropole Marseillaise sur l'environnement marin côtier grâce à des approches de modélisation numérique. L'objectif est de mieux comprendre le fonctionnement particulier de cet écosystème soumis à une influence anthropique multiple : émissaire, fleuves côtiers, Rhône, CO<sub>2</sub> atmosphérique en utilisant l'importante base de données disponibles et en l'intégrant dans des outils numériques. Cette étude tente de comprendre à partir de l'étude de ce cas particulier, l'influence que peut avoir une grande métropole sur l'environnement côtier.

## 1.2 OBJECTIFS DE L'ETUDE

L'objectif général de ces études est de comprendre le fonctionnement de l'écosystème de la baie de Marseille soumis à de forts apports anthropiques en CO<sub>2</sub>, sels nutritifs, MOP, MOD et son rôle dans la restitution partielle de la qualité des eaux de cette zone côtière.

Ces travaux se déclinent tous en deux axes d'étude :

- Etude des différents impacts sur l'écosystème des multiples apports en fonction de leur type (atmosphère, émissaire, fleuves côtiers, Rhône).

Il s'agit de l'étude de l'impact des apports en CO<sub>2</sub>, sels nutritifs, MOP et MOD en fonction de leurs origines très différentes.

- Etude du rôle des forçages physiques dans la modulation de ces impacts (vent, stratification, upwelling, tourbillons).

Il s'agit de comprendre comment les processus hydrodynamiques de circulation générale et/ou induits par les processus atmosphériques (vent : mélange, upwelling, downwelling ; stratification ; tourbillons ; intrusions du Rhône ou du Courant Nord dans la baie de Marseille) vont moduler l'impact des apports.

En prenant l'exemple de l'écosystème marin soumis à l'influence de la métropole marseillaise, nous tenterons de répondre aux questions suivantes plus générales :

- Quels sont les rôles respectifs des forçages physiques et biogéochimiques (apports en sels nutritifs, MOP, MOD) dans les processus de dégradation ou de relative restauration d'écosystèmes côtiers soumis à de forts apports anthropiques ?

- Comparé à celui des événements typiques, quel est l'impact des événements physiques extrêmes dont la fréquence est susceptible d'augmenter avec le dérèglement climatique (crues, tempêtes, orages, vagues de chaleur) dans les modifications majeures des écosystèmes marins ?

### 1.3 APPROCHE UTILISEE

A partir des données satellites, des données atmosphériques, des débits du Rhône et des fleuves côtiers, et de la pluviométrie, ont été établies :

- une typologie des forçages physiques et climatologiques sur la zone
- une typologie des forçages biogéochimiques (apports en CO<sub>2</sub>, sels nutritifs et MO)

L'analyse de toutes les données disponibles au cours de ces études (nouvelles données et réanalyse des données historiques) ont permis de comprendre le fonctionnement du système et ont été utilisées pour la calibration et la validation des différents modèles.

Les modèles permettent de fournir des cartes de distribution d'indicateurs pertinents tels que les champs de courants, la température, la salinité, l'alcalinité, le pH, la pCO<sub>2</sub>, la turbidité, la chlorophylle, les teneurs en matière inorganique (en carbone inorganique total, en sels nutritifs) et organique dissoute et particulaire. Ces cartes de distribution sont établies selon différents scénarios réalistes des conditions de forçages étudiées (régimes de vent, mélange, stratification, upwelling, tourbillons, crues, orages, tempêtes) typiques et extrêmes.

A partir des résultats du modèle hydrodynamique, une méthode d'analyse en ondelettes a permis la détection de tourbillons.

Les modèles, outils diagnostiques d'exploration, ont également permis à partir des simulations de scénarios réalistes de comprendre et de hiérarchiser le rôle des forçages dans le fonctionnement de l'écosystème.

**Tableau 1**

**Evénements typiques et extrêmes répertoriés et étudiés ci-après :**

Forçage	Situation typique	Situation extrême
Vent	Mistral (upwelling) : septembre 2007	Tempête de Mistral (ex : décembre 2004, novembre 2007 - déc. 2007; 1 mois en février-mars 2009)
T° de l'air	Sud-Est : novembre 2007	Tempête de vent de sud-est (janvier 2008 et décembre 2008)
	Ouest : mars 2008	Tempête de vent d'ouest (avril 2008)
	Vent faible + forte chaleur (stratification) été 2009 ou 2010	Vague de chaleur (ex : été 2003)
Tourbillon de Marseille	Mai 2011	Apparition en surface du tourbillon : juin 2008, juin 2017
Courant Nord	Mai - juin 2008	Intrusion du Courant Nord : Octobre 2011
Rhône	Extension ou Intrusion du panache vers l'est : 1er oct. 2007 ; mai 2008 ; mai 2011 ; mars 2017	Extension ou intrusion du panache du Rhône à l'est (ex : décembre 2003; juin 2008)
Pluies	Orage de fin d'été : octobre 2007, octobre-novembre 2008, avril 2008	Orage de fin d'été exceptionnel : novembre 2011, septembre 2009

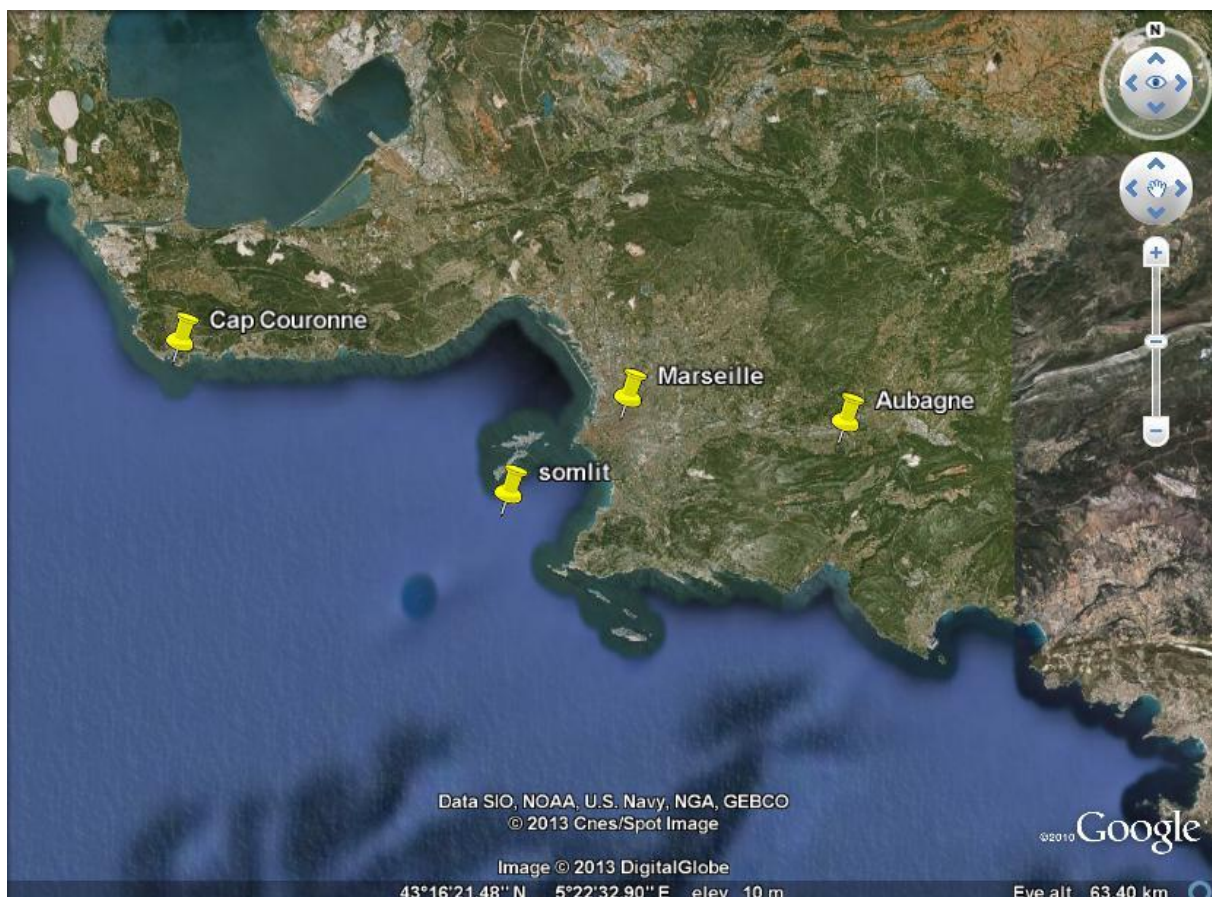
Pour répondre aux questions posées, des simulations réalistes ont été effectuées afin d'étudier d'une part des situations typiques (qui arrivent plusieurs fois par an) de la zone et d'autre part des situations extrêmes qui sont survenues ces dernières années (sur la période 2001-2021). Le choix des périodes s'est fait en étudiant soigneusement les images satellites, les données météorologiques de vent et de température de l'air, les données de débit du Rhône, de pluviométrie sur l'agglomération etc...

Les données de forçages et de paramétrisation pour les modèles, ainsi que les données de validation, ont été recherchées pour ces périodes. Après une étude détaillée, des données météorologiques, notamment de l'année 2008, nous avons affiné le choix des événements. Les tempêtes de Sud-Est de janvier et décembre 2008 considérées comme événements extrêmes, sont même des records d'intensité pour ce vent dans la période 2001-2009. Nous avons donc traité ces questions de recherche à partir de simulations choisies pour représenter des situations typiques ou extrêmes de ces processus parmi les différentes situations réalistes répertoriées ces dernières années (Tableau 1).

## 2 SITE D'ETUDE

Le plateau continental de la zone d'étude située à l'est du golfe du Lion est soumis aux forçages atmosphériques, du Rhône (Pont et al., 1996) et de la circulation générale. Cette zone clé, constituant l'entrée du golfe du Lion pour la circulation générale, a été cependant beaucoup moins étudiée que le golfe dans son ensemble.

La ville de Marseille se situant au sud-est de la France est entourée au nord par des reliefs relativement importants dont les altitudes des premiers sommets sont aux alentours de 600-1000m (Sainte-Victoire 1011m dans le pays d'Aix en Provence, la Sainte-Baume 1042 m, Massif de l'Etoile 779m, le Garlaban 731m) et au sud par la mer Méditerranée (Figure 1).



**Figure 1: Vue satellite de la zone d'étude autour de la ville de Marseille**

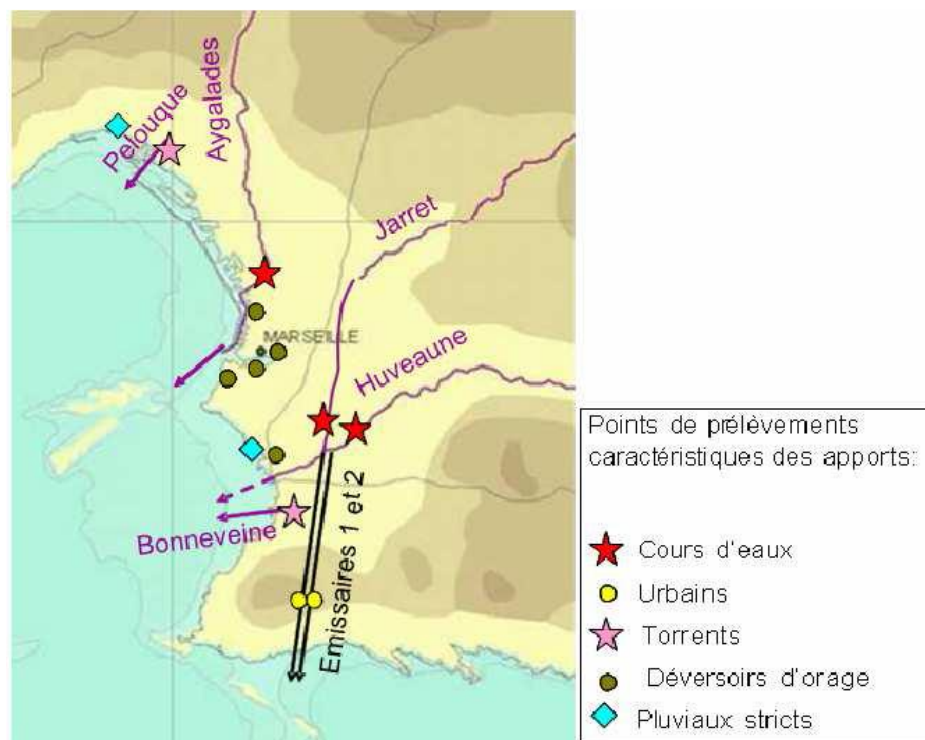
Cela confère à la ville une topographie fortement accidentée qui a favorisé l'imbrication du réseau hydrographique artificialisé et du réseau d'assainissement, dense et complexe. L'agglomération a la particularité d'être traversée par deux cours d'eau. Le premier est le ruisseau des Ayalades au niveau



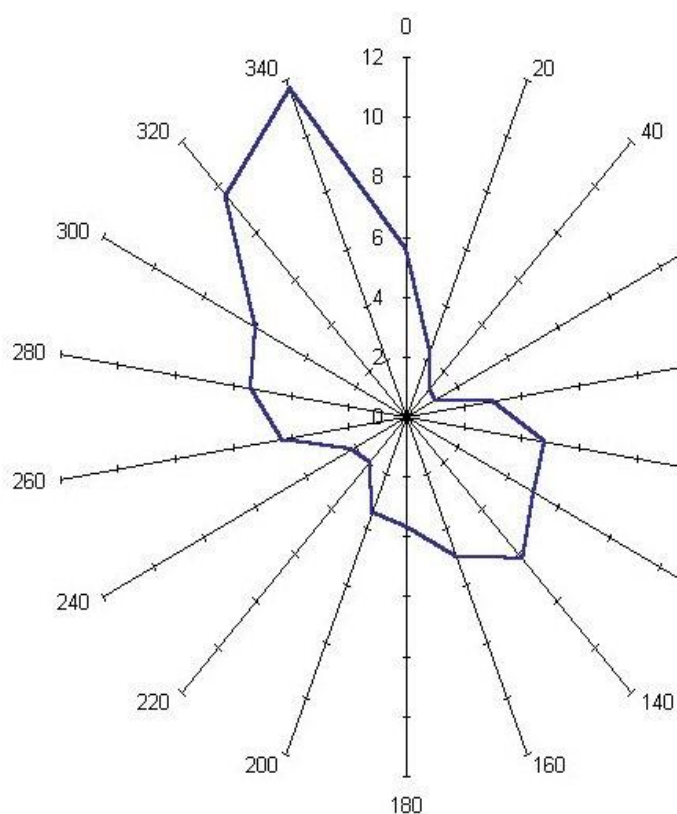
du quartiers des Ayalades, dont il prend le nom (partie nord de la ville) et le second l'Huveaune au niveau des quartiers sud de la ville dont l'affluent de ce dernier est le Jarret, entièrement recouvert dans sa partie urbaine. Ces deux cours d'eau sont en réalité des fleuves malgré des débits relativement faibles.

Dans le cas de ces études, on s'intéressera beaucoup à l'Huveaune dont la source se situe dans le massif de la Sainte-Baume. L'Huveaune a une longueur de 49 km et circule entre la Sainte-Baume, le pays d'Aubagne et la ville de Marseille pour la partie basse de la vallée. Ce fleuve, malgré un débit relativement faible, peut connaître des crues assez importantes (comme en janvier 1978) liées à de fortes précipitations. En dehors des crues, les eaux du fleuve de l'Huveaune et de son affluent le Jarret sont dégrillées au niveau de la station de la Pugette, puis sont détournées vers l'émissaire 2 de la station d'épuration (STEP) de Marseille avant d'être rejetées à Cortiou (Figure 2). Jusqu'en 2008, l'effluent en sortie de station d'épuration était rejeté dans l'Emissaire 1, tandis que l'Huveaune était repris après déviation dans l'Emissaire 2. Depuis 2009, la station d'épuration rejette dans l'Emissaire 2 et les eaux traitées se mélangent donc à celle de l'Huveaune avant de rejoindre la mer. Le volume annuel moyen déversé par la station en mer dans la Calanque de Cortiou atteint 100 millions de m<sup>3</sup>.

Lors de fortes pluies, les déversements se font dans le milieu marin avec ou sans traitement préalable. Les déversoirs d'orages (DO) permettent de rejeter une partie des effluents dans le milieu naturel sans passer par la station d'épuration lorsque la capacité de cette dernière ne le permet plus, afin d'éviter l'encombrement des conduites et l'inondation de l'agglomération. Il existe plusieurs cours d'eau intermittents qui constituent également des voies d'apport dans le milieu naturel, dont les ruisseaux Pelouque et Bonneveine faisant l'objet d'une instrumentation. Le volume rejeté mesuré de ces ruisseaux est moindre par rapport aux Ayalades ou à l'Huveaune. Une description détaillée des voies d'apports et de l'évaluation des contaminants rejetés est disponible (Jany et al., 2012a).



**Figure 2: Carte des eaux rejetées dans la zone de la métropole de Marseille et leur type, correspondant aux prélèvements réalisés dans le cadre du projet METROC (extrait de Jany et al., 2012, Figure 4)**



**Figure 3: Rose des vents à Marignane normale climatique 1961-1991**

Le climat de Marseille est très variable avec des extrêmes parfois importants, typiques du climat méditerranéen. Les orages de fin d'été sont brutaux et apportent chaque année une très grande quantité d'eau : 80 à 100 mm en quelques heures (avec des extrêmes de 230 mm en 4h, Météo France, Bulletin Climatique Sud-Est n°9/2000) pour une hauteur annuelle moyenne d'environ 545 mm.

Lors des orages et des fortes pluies, en plus des fleuves qui se déversent naturellement au niveau de leur embouchure, des torrents et des déversoirs d'orages rejettent les eaux issues du ruissellement (Figure 2).

La région est soumise à l'ensemble des régimes de vent comme le montre la rose des vents (Figure 3) mais les vents les plus forts sont les vents de sud à sud-est et le Mistral (vent de nord à nord-ouest relativement froid et sec et souffle essentiellement en rafale).

Ce dernier souffle en moyenne 1 jour sur 3 ou 4 (selon la définition uniquement basée sur la direction), mais moins fréquemment (1 jour sur 12) si l'on considère la définition de génération exposée par Yohia (2017) et peut être violent (cas de la tempête du 27 octobre 2012 avec des rafales à 150 km/h sur les îles du Frioul). L'effet du vent est déterminant dans cette région. Les forçages météorologiques ont une influence importante sur les variations de la température de la mer. On peut ainsi noter des zones de refroidissement de plusieurs degrés de la température estivale de surface, dues au processus d'upwelling qui amène les eaux froides du fond vers la surface sous l'action des vents de nord-ouest (Mistral). Les vents de sud à sud-est quant à eux, poussent l'eau de surface à la côte qui n'a plus d'autre issue que de plonger vers le fond, ce qui induit au contraire un processus de downwelling qui emporte les eaux de surface plus chaudes vers le fond.

La Normale climatique à la station météorologique de Marignane pour la période 1960-1990 est la suivante :

Précipitations

**Tableau 2**

**Cumul mensuel moyen des précipitations (mm) à la station météorologique de Marignane pour la période 1960-1990**

	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Moy.	47,2	54	43,7	47,9	42,3	27,8	13,7	29,3	46,7	77,6	58,4	55,8

**Tableau 3**

**Nombre moyen mensuel de jours avec précipitations à la station météorologique de Marignane pour la période 1960-1990**

	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
>1mm	6,5	6	5,5	5,3	4,9	3,5	1,6	3	3,6	5,8	5,1	6
>5mm	2,7	3,1	2,8	2,7	2,2	1,7	0,9	1,4	2,2	3,3	2,9	2,9
>10m m	1,5	1,7	1,4	1,3	1,3	1	0,4	1	1,4	1,9	2	1,6

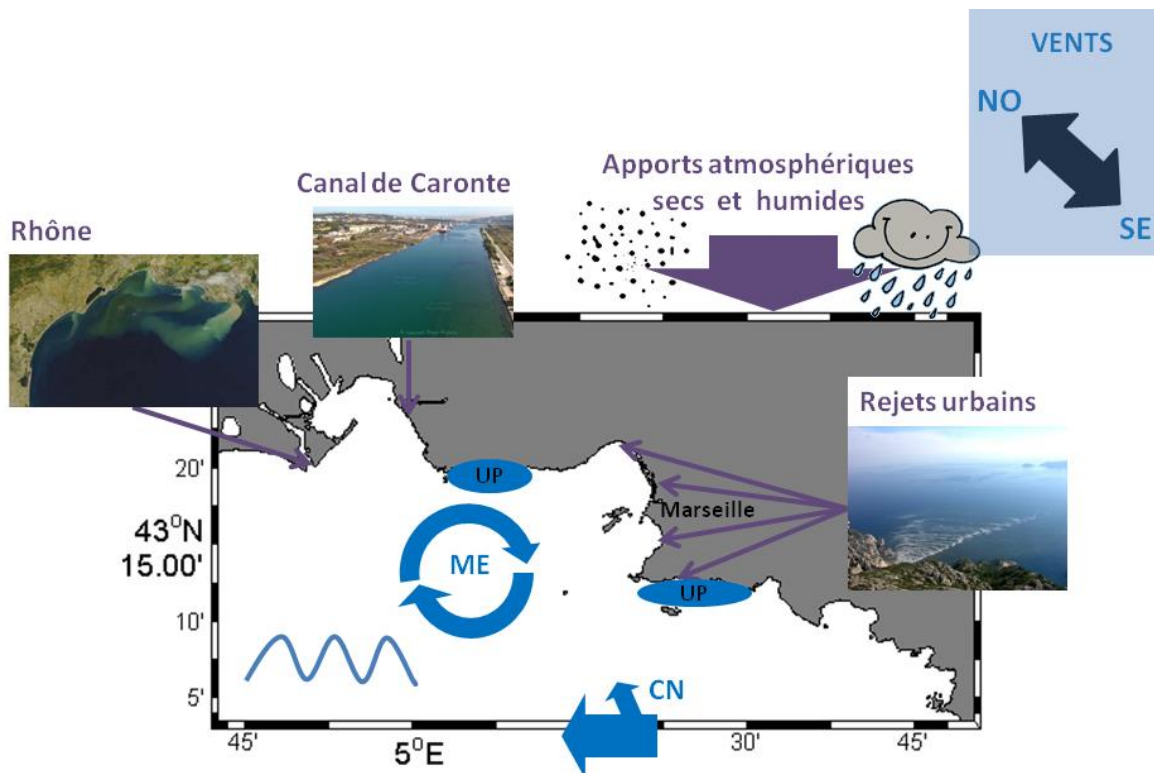
Vent:

**Tableau 4**

**Nombre moyen mensuel de jours avec vent à la station météorologique de Marignane pour la période 1960-1990**

	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
>57,6 km/h	10,7	8,2	10,4	11,1	5,8	7	8,5	6,1	6,7	8	8,7	9,1
>100 km/h	1	0,9	1,3	0,9	0	0,3	0,3	0	0,1	0,3	0,8	0,7

En plus des processus hydrodynamiques générés par l'orientation des vents par rapport à la côte (upwelling et downwelling), la baie de Marseille est soumise à différents processus hydrodynamiques. Les tourbillons, notamment celui de Marseille (Marseille Eddy, Schaeffer et al, 2011), semblent également avoir un rôle clé dans le transport d'eau individualisée en provenance du Rhône, qui peut être advectée vers l'est jusque dans la baie de Marseille, ou encore en interagissant avec les panaches d'upwelling ou le Courant Nord. De plus, comme l'ont souligné Albérola et Millot (2003), des intrusions du Courant Nord (CN) depuis le sud de la zone peuvent survenir et constituer un forçage important de la circulation du plateau en générant une circulation globalement vers l'Ouest. Une telle intrusion du CN sur le plateau a été observée en juin 2000 par Petrenko et al. (2005). Une intrusion a aussi été observée à l'aide de l'ADCP de coque du Téthys2 en octobre 2007 par Pairaud et al. (2011) et en octobre 2011 avec influence sur la biogéochimie de la zone (Ross et al., 2016). La Figure 4 présente l'ensemble de ces processus ainsi que les principaux apports décrits ci-dessous.



**Figure 4: Carte de la zone d'étude avec les différents types d'eaux rejetées dans la zone et les forçages des processus physiques (UP : upwelling, ME : Marseille Eddy, CN : Courant Nord) d'après Fraysse (2014)**

La baie de Marseille constitue un écosystème très particulier, puisqu'il oscille entre un niveau de base correspondant à un milieu plutôt oligotrophe où l'on mesure régulièrement des valeurs de concentration en chlorophylle  $< 0.1 \mu\text{g/L}$  (Station SOLEMIO du réseau d'Observation SOMLIT, anse des Cuivres à Endoume) et un niveau correspondant à un milieu recevant de multiples apports anthropiques provenant de l'émissaire de Cortiou (urée :  $51 \mu\text{mol/L}$ ,  $\text{NH}_4$  :  $34 \mu\text{mol/L}$ ,  $\text{NO}_3$  :  $17 \mu\text{mol/L}$ ,  $\text{PO}_4$  :  $13 \mu\text{mol/L}$ , moyennes annuelles d'après Arfi et al. (2000)), des fleuves côtiers (Les Aygaldes et l'Huveaune) lors d'épisodes pluvieux ainsi que de l'extension ou d'intrusions du panache du Rhône. Ces différents apports conduisent régulièrement à des mesures de chlorophylle supérieures à 1 et même exceptionnellement jusqu'à  $3 \mu\text{g/L}$  (SOLEMIO 6 mars 2007). Les apports en sels nutritifs, MOP et MOD sont donc très différents en fonction de leur origine.

L'influence du Rhône se fait quant à elle sentir jusqu'en baie de Marseille, où des eaux dessalées provenant du fleuve peuvent être retrouvées dans la baie (Para et al., 2010), et cela durant plusieurs jours. Gatti et al., (2006) avaient observé l'extension du panache à un site plus au sud (SOFI/GOLTS) après une crue en décembre 2003. Sur les années 2007-2008, le modèle indique que le maximum d'occurrence des intrusions a lieu de juin à octobre (Pairaud et al., 2011), avec plus d'une dizaine d'épisodes par an. Le panache du Rhône va constituer les apports biogéochimiques les plus importants et persistants dans le cas d'intrusions du panache dans la baie de Marseille (décalage du panache vers l'est sous l'effet du vent et de tourbillons) (Fraysse et al., 2014).

L'émissaire de Cortiou rejette des quantités relativement stables avec un cycle journalier marqué. Le panache de l'émissaire, par faible vent ou par vent de sud-est, peut entrer dans la baie, ainsi que des « bulles » d'eau polluée qui s'individualisent (peut être sous l'effet de tourbillons) et peuvent persister longtemps (Arfi et al., 2000). Les fleuves côtiers vont apporter de manière épisodique et saisonnière, des quantités de nutriments très variables en fonction de la pluviométrie, mais aussi de la durée de la période de sécheresse précédente.

Un contaminant chimique rejeté dans la baie de Marseille se disperse dans le milieu marin au gré des courants ; sa spéciation détermine la répartition des flux de ce contaminant vers l'atmosphère, vers le sédiment, vers le large ou vers la chaîne trophique. Un intérêt particulier est porté au CO<sub>2</sub> atmosphérique qui se trouve en très grande quantité dans la zone de la métropole de Marseille et qui va être échangé avec l'océan (absorption – dégazage) qui constitue alternativement un puits ou une source de CO<sub>2</sub>. Celui-ci se trouve sous forme dissoute dans l'eau de mer et se dissocie dans les différentes formes du système de carbonates, interagissant avec tous les équilibres acido-basiques en présence et impliquant une diminution du pH appelée acidification.

### 3 LES MODELES MIS EN PLACE

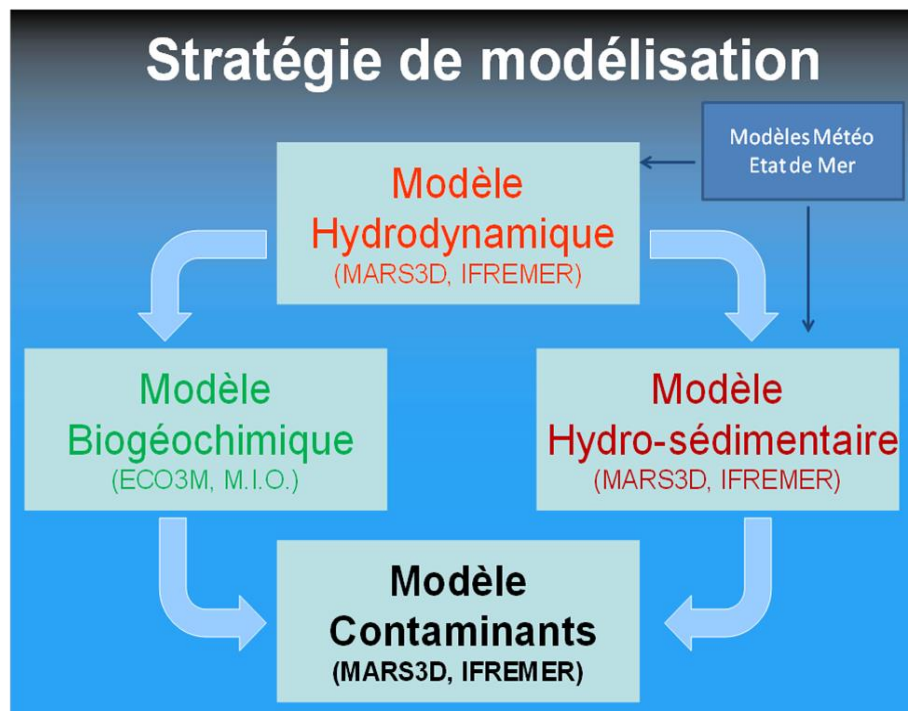


Figure 5 : Couplage des modèles dans le cadre des projets MASSILIA-GIRAC-METROC

Les forçages physiques extrêmes ou non (vent, tempêtes, orages et crues exceptionnels) sont tels dans cette zone qu'il est nécessaire d'utiliser un modèle hydrodynamique pour comprendre leur influence sur le domaine étudié. Ce modèle a été implanté, développé et testé de manière à le calibrer et à le valider sur la zone d'étude. L'importance de l'interface eau-sédiment dans les échanges particuliers et dissous en zone côtière implique le développement d'un modèle hydrosédimentaire qui permet d'étudier les phénomènes de dispersion et de dépôt des particules fluviales et urbaines apportées dans le milieu pendant ces événements, ainsi que les possibles séquences de remise en suspension qui peuvent avoir un impact sur la turbidité de l'eau (action METROC). Le couplage avec un modèle écologique mécaniste permet de simuler le fonctionnement de l'écosystème soumis aux forçages physiques et anthropiques et en particulier sa réponse aux perturbations anthropiques. Enfin, afin d'étudier plus précisément un contaminant, des modèles spécifiques utilisant les résultats des modèles précédents permettent également d'explorer par exemple la spéciation d'un PCB en lien avec les variations écologiques du système (teneur en COP, COD, phytoplancton) (Figure 5), ou bien d'inclure le système des carbonates avec les flux air-mer de CO<sub>2</sub> dans le modèle biogéochimique ECO3M-Carbox (

Figure 6).

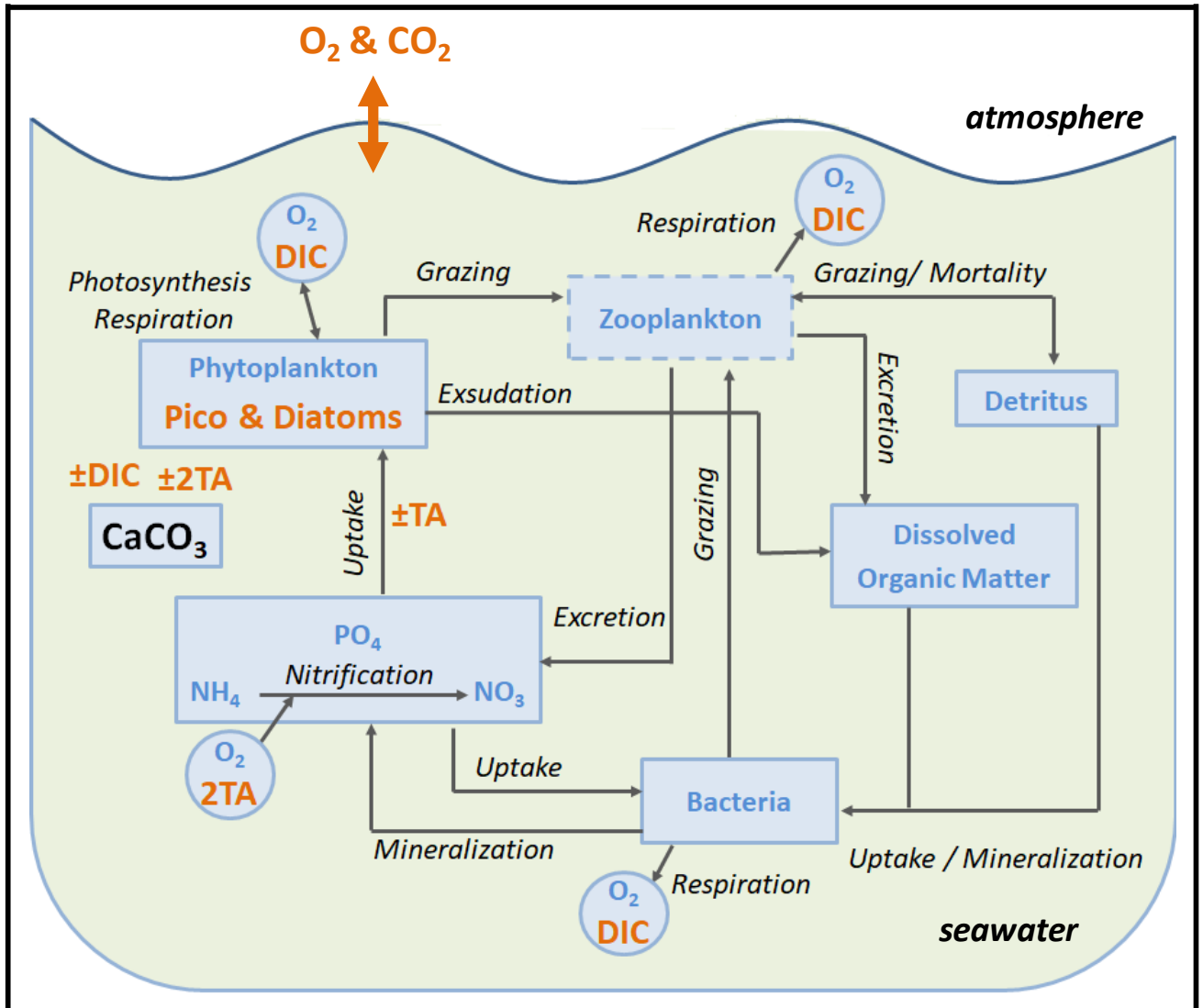


Figure 6: Description du modèle biogéochimique incluant le système de carbonates CarbOx utilisé dans les projets OT-Med AMC et AERMC IAMM.

### 3.1 MODELISATION ATMOSPHERIQUE

La modélisation atmosphérique a été effectuée pour les forçages des modèles de la Figure 5, avec le modèle MM5 opéré par ACRI-ST (pour les années de 2007 à 2021). De 2012 à 2016, le modèle AROME a également été mis à disposition dans le cadre des projets AMICO. Le modèle WRF a également été utilisé pour produire les résultats atmosphériques présentés ici et a ensuite été utilisé pour les forçages des modèles dans les projets AMC et IAMM (à partir de l'année 2017).

Le modèle WRF a été développé par le National Center for Atmospheric Research (NCAR) le National Centers for Environmental Prediction (NCEP) et le Département de l'armée de l'air US-AIR Force (AFWA) aux Etats-Unis. Il est actuellement utilisé par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) comme modèle de prévision opérationnel.

Au sein du WRF, deux cœurs dynamiques ont été développés :

- Le ARW (Advanced Research WRF)

-le NMM (Non-Hydrostatic Mesoscale Model).

Le premier cœur ARW a été développé à des fins de recherche avec plusieurs options physiques, une possibilité de paramétrage importante et un système d'assimilation de données.

Le second cœur NMM a été développé dans un but opérationnel afin de pouvoir simuler les écoulements et les phénomènes de méso-échelle tels que les orages unicellulaires ou les ondes topographiques. D'un point de vue informatique, les codes des deux cœurs ont été élaborés afin de s'adapter aux architectures massivement parallèles.

Dans le cadre du projet MASSILIA, nous avons utilisé le cœur NMM.

Nous avons centré le modèle sur la ville de Marseille et il a été configuré sur trois grilles emboîtées dont la résolution verticale est de 38 niveaux verticaux. La première grille comporte 60 points selon Ox et 100 points selon Oy. Sa résolution spatiale est une maille de 0.096x0.096 degrés. La seconde grille possède 62 points selon Ox, 110 selon Oy et la résolution est de maille de 0.032x0.032 degrés. Enfin la troisième grille est de 100x200 points et sa résolution est de maille 0.016x0.016 degrés.

Les champs atmosphériques sont représentés en coordonnées pression, la correspondance altitude-pression en atmosphère standard est la suivante :

1000 hPa = 200 m

850 hPa = 1450 m

700 hPa = 3010 m

500 hPa = 5570 m

300 hPa = 9160 m.

Par la suite dans le texte, les références aux altitudes se feront en pression. Les variables de sortie du modèle retenues pour l'analyse des résultats sont:

-la température (en degrés Celsius) à différentes altitudes.

-le vent (m/s) sur différents niveaux.

-le géopotential (en dam décimètre géopotential, mais la base est le mètre géopotential dont la référence est  $1 \text{ m} \cdot \text{g} \cdot \text{p} = 9,8 \text{ J/Kg}$ )

-l'humidité spécifique (rapport entre la masse d'eau dans l'air sec sur la masse d'air humide) a la capacité d'être conservée lors des changements d'altitude et de température tant que la condensation ou l'évaporation n'interviennent pas.

-le tourbillon potentiel (en PVU  $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) permet à une particule d'air d'avoir une hausse de son tourbillon absolu alors que sa stabilité statique diminue. En d'autres termes, c'est un paramètre conservatif, il permet de suivre l'évolution d'une particule dans le temps mais également de connaître la dynamique d'altitude.

-la CAPE (énergie convective potentiellement disponible exprimée en J/Kg) est l'énergie disponible pour une particule d'air lorsque celle-ci s'élève librement (dépassement du niveau de convection libre).

-la Thetaw : température pseudo-adiabatique potentielle (en degrés Celsius) est un paramètre conservatif. C'est la température qu'aurait une particule d'air humide amenée à saturation par détente adiabatique, puis maintenue saturée et amenée adiabatiquement au niveau de pression 1000hPa.

### *3.2 COMPARAISON DES MODELISATIONS ATMOSPHERIQUES WRF ET MM5*

Le développement d'une configuration Marseillaise du modèle WRF dans cette étude avait pour but d'améliorer la résolution spatio-temporelle du forçage atmosphérique utilisé et ainsi de modéliser plus finement les processus atmosphériques.

La Figure 7 présente la modélisation d'un vent de Nord faible pour les deux configurations considérées sur la zone RHOMA : WRF et MM5. MM5 est utilisé pour forcer le modèle hydrodynamique dans les projets MASSILIA-GIRAC-METROC. On note une modification de l'intensité et de la direction des vents pouvant survenir en baie de Marseille et dans la zone des Calanques associée à la prise en compte du relief de façon plus fine dans la configuration WRF. Ces différences sont susceptibles d'engendrer notamment des modifications de l'extension des panaches d'eau douce à la sortie des fleuves et des ruisseaux côtiers.

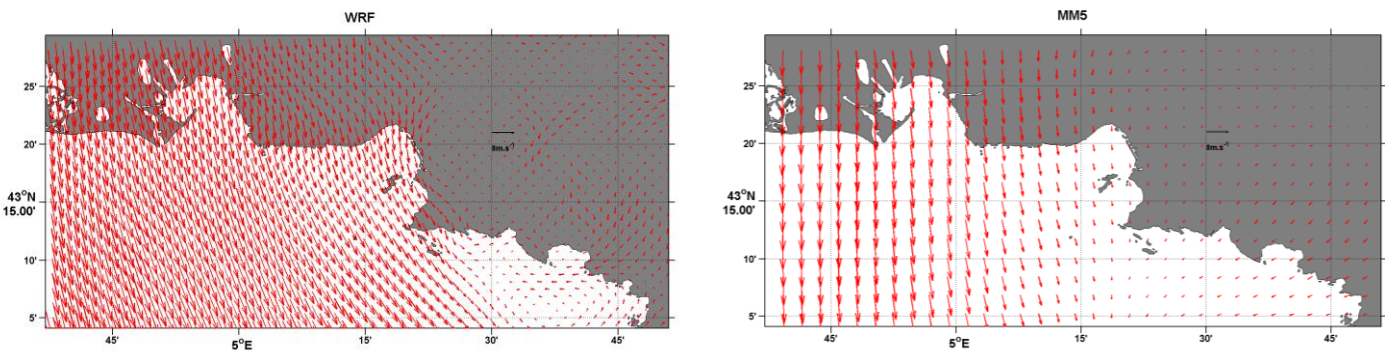


Figure 7 : Vents de Nord WRF (à gauche) et MM5 (à droite) modélisés pour le 21 juillet 2007 à 0h.

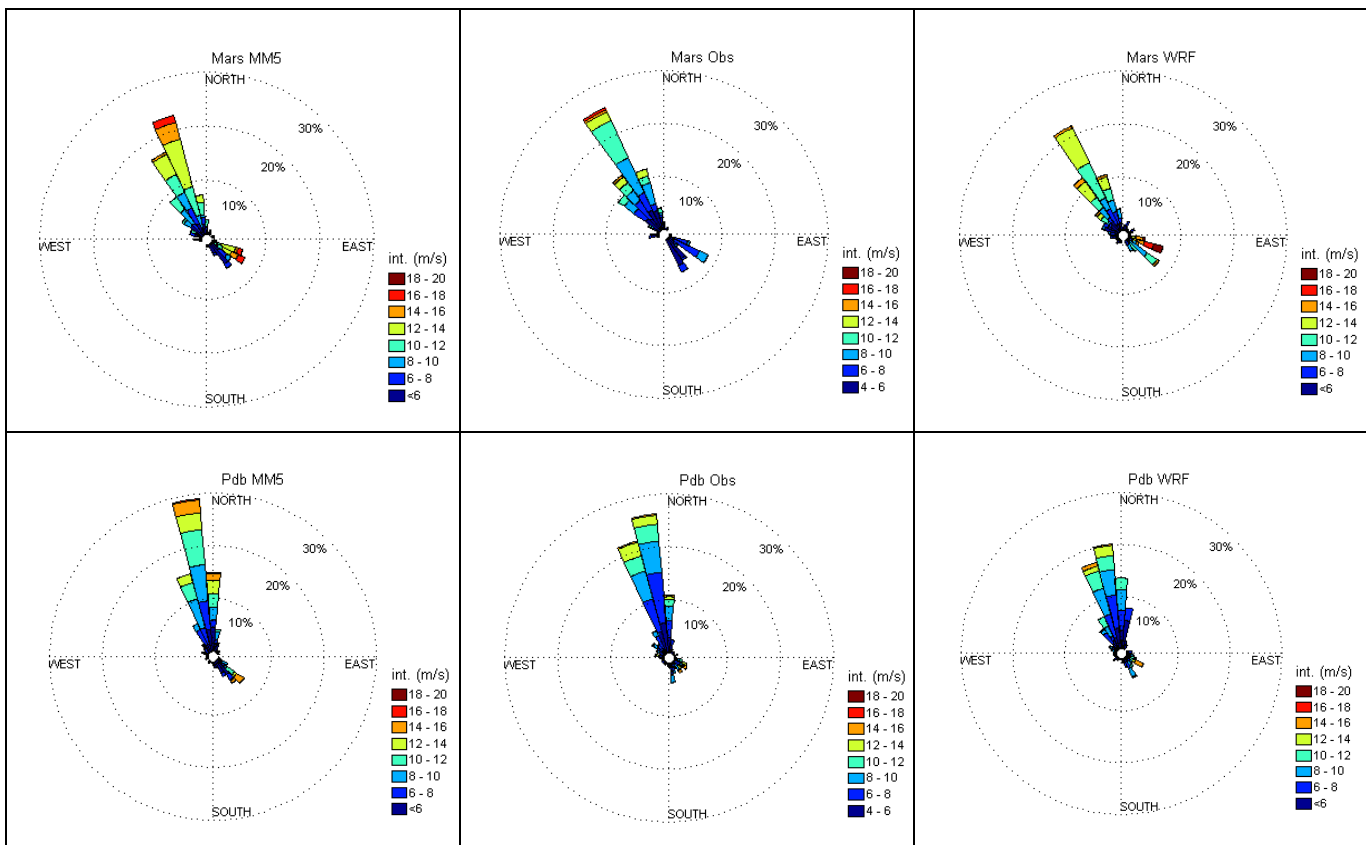


Figure 8: Roses des vents modélisés et observés à Marseille (en haut) et Port-De-Bouc (en bas), pour MM5 (à gauche), les stations Météo-France (milieu) et WRF (à droite).

Dans le cadre du projet GIRAC, les observations des stations Météo-France de Port-De-Bouc et de Marseille-hippodrome ont été utilisées pour valider les vents modélisés par MM5 et la température de l'air servant à forcer le modèle RHOMA (Pairaud et al., 2011). Pour des raisons d'ordre technique, la comparaison de WRF et MM5 aux observations est ici limitée au vent sur la période septembre-novembre 2007 (Figure 8). Elle permet de tirer les premières conclusions quant à la validité des deux forçages de vent sur la période. En effet, les directions principales sont bien reproduites par les deux modèles, avec une tendance à la surestimation des intensités de vent, particulièrement importante pour WRF à Marseille en situation de vents d'Est, ainsi que pour MM5 à Marseille en situation de vent de Nord. On note également un plus grand étalement directionnel des vents WRF par rapport aux vents



MM5, sans toutefois pouvoir conclure qu'un modèle représente mieux les vents que l'autre en ces deux stations. Dans le cadre des projets MASSILIA-GIRAC-METROC, il a donc été choisi de garder le forçage du modèle hydrodynamique par MM5, ce qui permet d'assurer la consistance avec le modèle forçant de plus grande emprise MENOR.

Par la suite, les sorties du modèle WRF ont été adaptées au forçage du modèle hydrodynamique MARS3D afin de l'utiliser dans les projets AMC et IAMM.

### 3.3 MODELISATION HYDRODYNAMIQUE

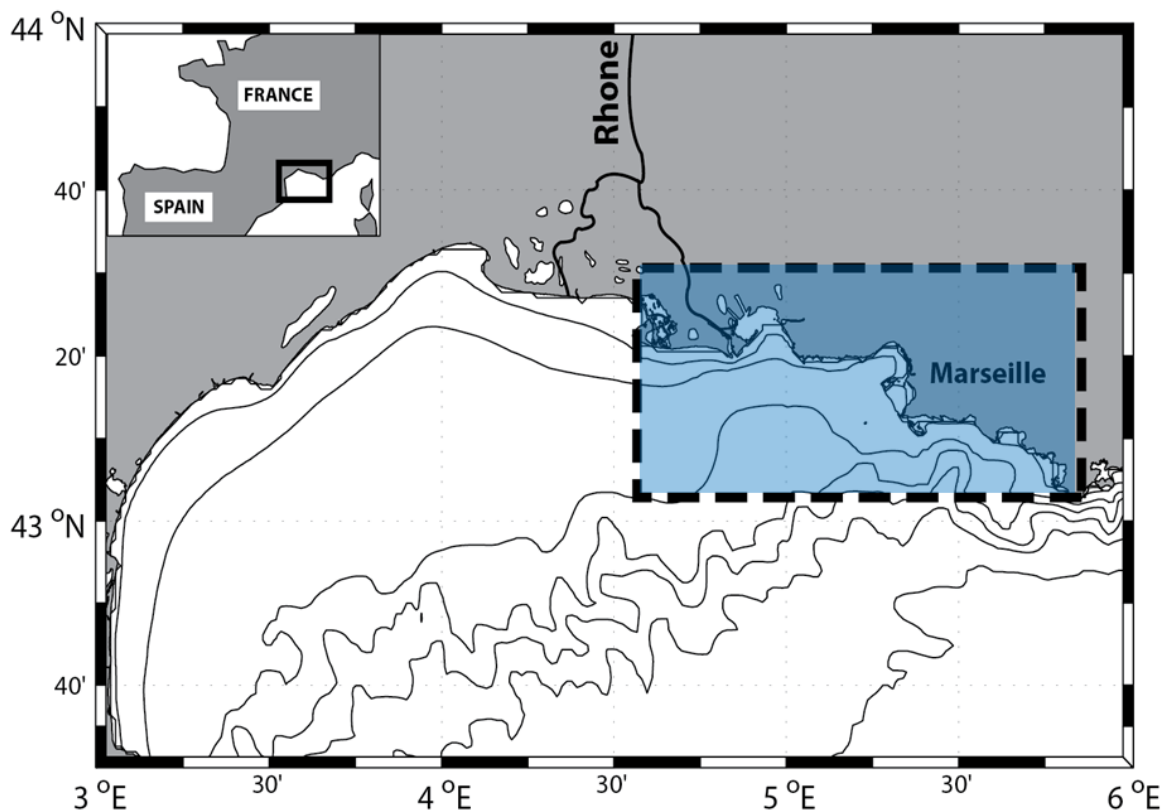


Figure 9 : Carte de la zone d'étude avec la zone modélisée RHOMA encadrée

Un modèle hydrodynamique centré sur la baie de Marseille et s'étendant du Rhône au Cap Sicié a été mis en place (Figure 9). Pour cela, la configuration RHOMA (Rhône-Marseille) du modèle MARS3D (3D hydrodynamic Model for Applications at Regional Scale, IFREMER) a été développée de façon à être la plus réaliste possible, avec prise en compte des interactions des processus à différentes échelles. Le modèle a été validé sur différents jeux de données (*in situ* et satellites, pour la température, la salinité et les courants) acquis en 2007-2008. Ce travail est décrit en détail dans Pairaud et al., (2011). L'amélioration du modèle et la compréhension des processus qui gouvernent la physique de la zone constituent le pré-requis indispensable pour appréhender correctement la modélisation des processus sédimentaires et biogéochimiques qui sont forcés par les mouvements advectifs et le mélange des masses d'eau.

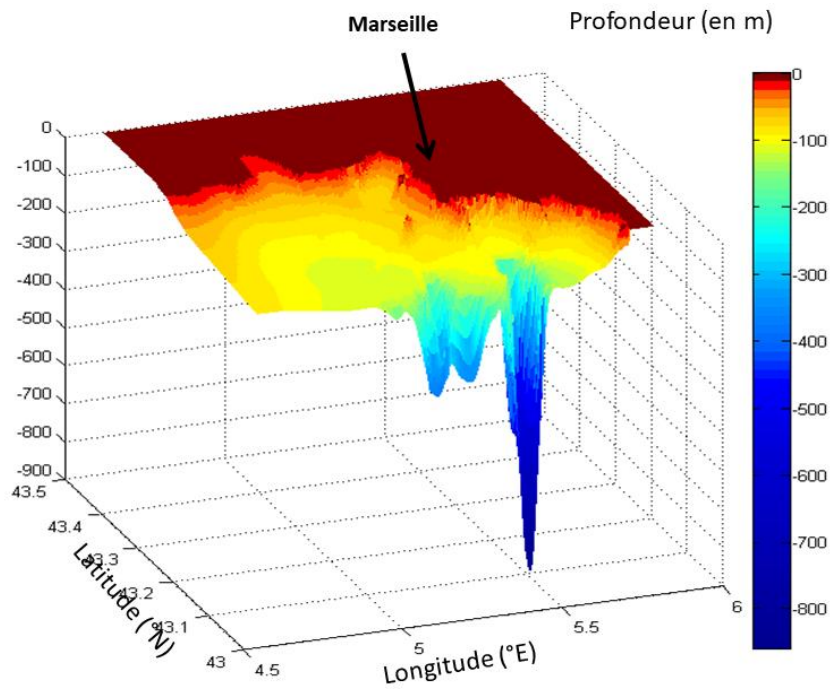
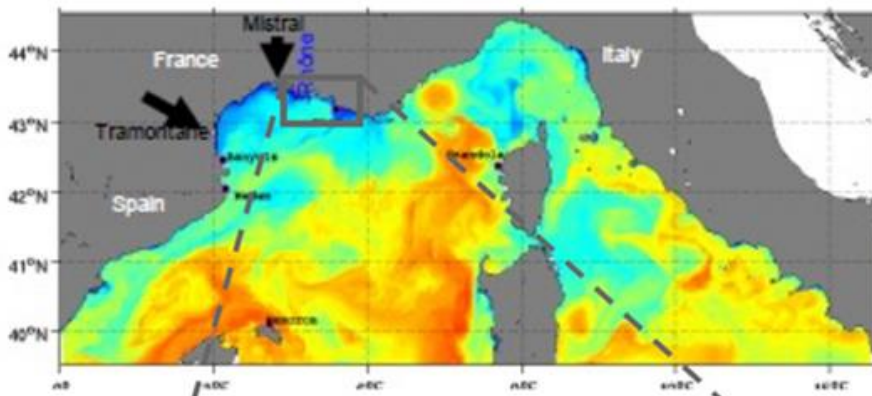


Figure 10 : Bathymétrie de la zone modélisée RHOMA

### Configuration MENOR



### Configuration RHOMA

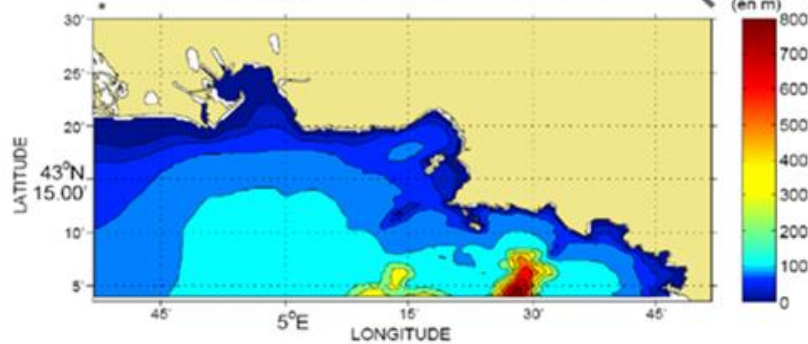


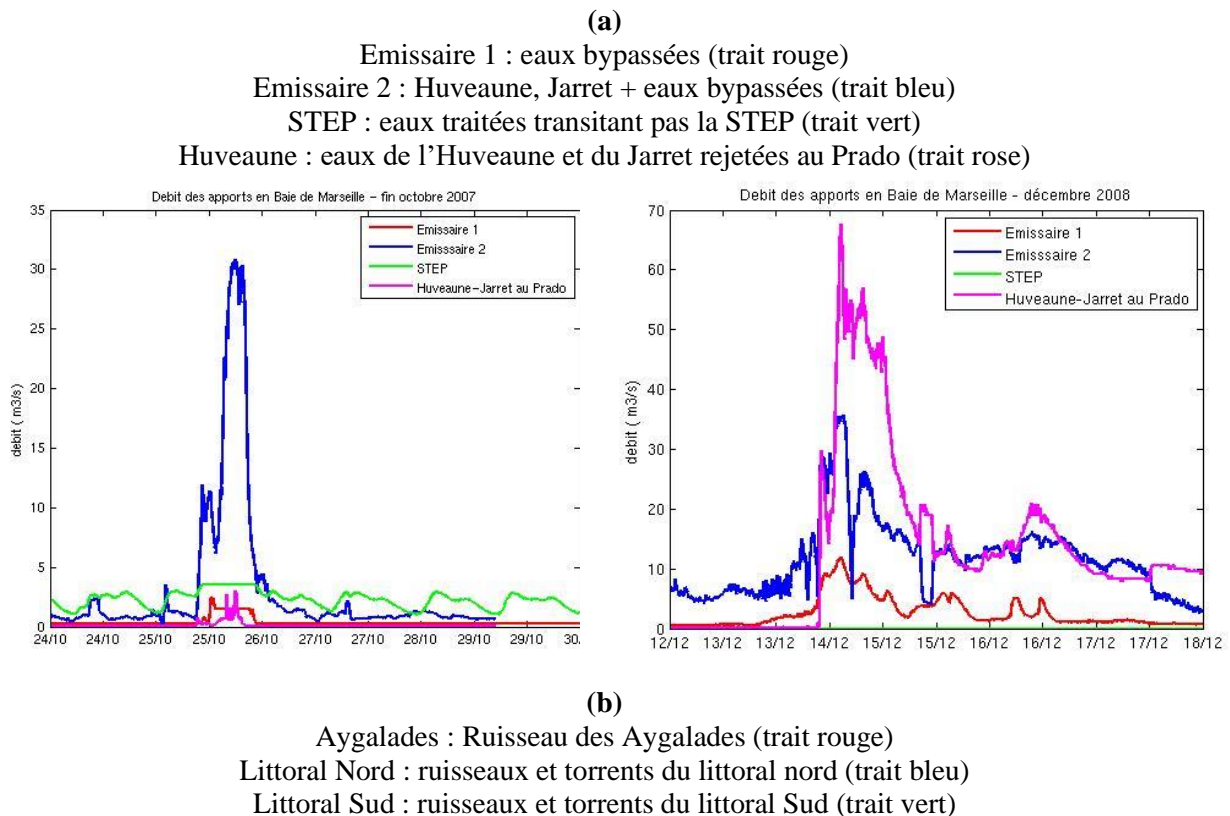
Figure 11 : Stratégie d’emboîtement des configurations du modèle MARS3D. La configuration MENOR fournit les conditions aux limites ouvertes (OBC) forçant la configuration RHOMA.

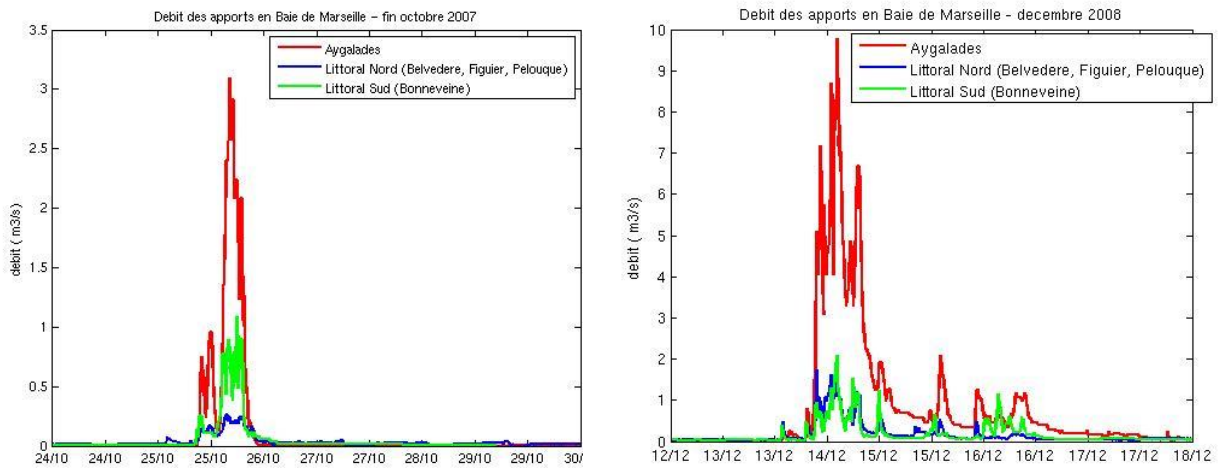
Dans le cadre de cette étude, le modèle tridimensionnel MARS3D est utilisé (Lazure et Dumas, 2008). La configuration RHOMA comprend 503x240 points de calcul sur l'horizontale (grille 'C'), soit une résolution de maille correspondante de 200 m de côté, sur 30 niveaux sigma verticaux (avec raffinement de la résolution au fond et en surface). Le pas de temps est fixé à 30 s. En plus de l'utilisation d'une bathymétrie réaliste (Figure 10), le modèle est forcé par le Rhône (débits journaliers fournis par la CNR), l'atmosphère (vent, pluie, flux de chaleur fournis par le modèle MM5) et la circulation générale (par une stratégie d'imbrication dans le modèle opérationnel de plus grande échelle MARS3D-MENOR) (Figure 11).

Pour les besoins de développement des modèles couplés, une version avec une maille de 400 m de résolution horizontale a également été mise en place et validée sur la période 2007-2008. C'est cette version qui a été utilisée par la suite pour tous les couplages avec d'autres modèles.

Les débits de chaque apport de la ville de Marseille sont définis à partir des données de débits fournis par la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole. Ces débits incluent les déversoirs d'orage et les torrents d'origine pluviale. Les rejets à Cortiou sont divisés en trois parts : la première est une estimation des débits de la STEP (eaux traitées), la seconde correspond aux rejets dans l'émissaire 1 sans les rejets de la STEP (ce sont donc des eaux résiduelles et des eaux bypassées) ; la troisième part correspond aux rejets dans l'émissaire 2 sans la STEP (ce sont les eaux de l'Huveaune, du Jarret avec des eaux bypassées) (Le Masson, 1995;1997;1998). A titre d'exemple, la Figure 12 montre l'évolution de chaque apport pendant deux épisodes de pluie (24 au 30 octobre 2007 et 12 au 18 décembre 2008). Il faut noter que la totalité des apports par les pluies n'est sans doute pas reproduite car tous les rejets d'eau diffus ne sont pas pris en compte et seuls les débits mesurés sont inclus. D'autre part, certains appareils de mesure sont déconnectés lorsque les débits sont trop importants.

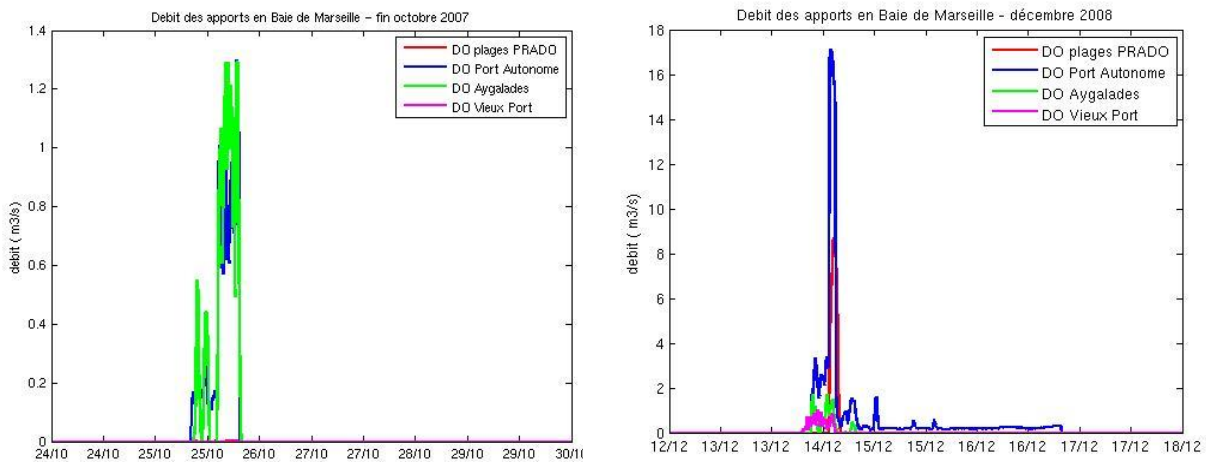
Les apports en nutriments et en contaminants pendant ces pluies sont simulés par le modèle en affectant dans chaque apport des concentrations constantes ou variables dans le temps, issues de mesures ou estimées à partir de données bibliographiques (Jany & Thouvenin, 2012).





(c)

### Déversoirs d'orage : Regroupés en 4 points de rejet



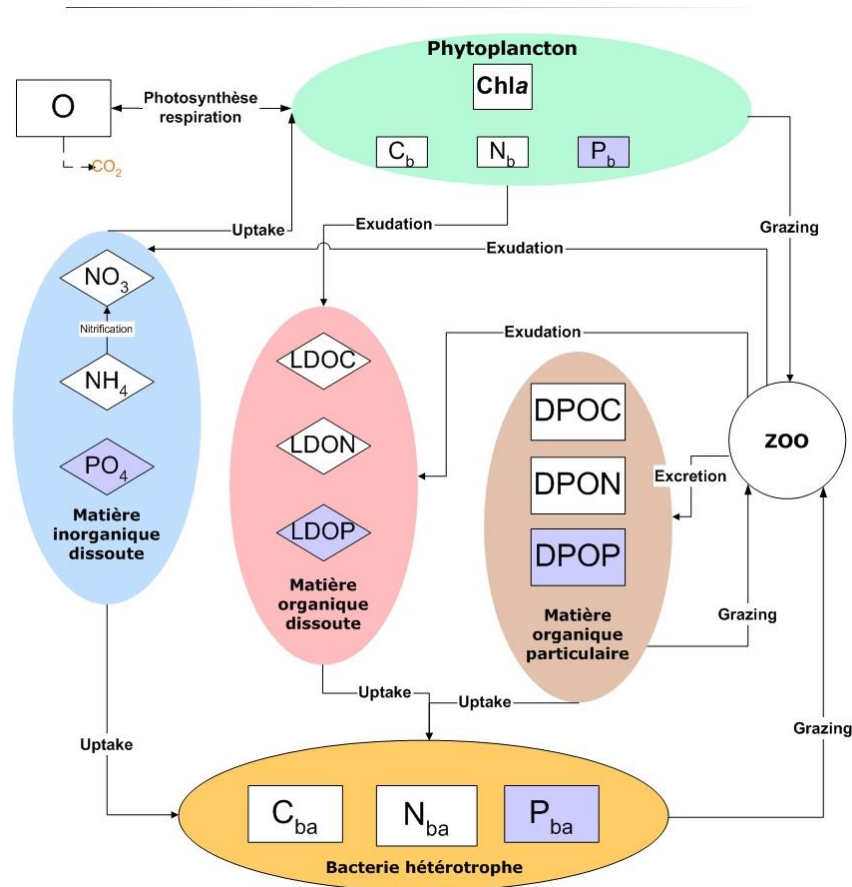
**Figure 12 : Données de débit des rejets effectués dans la baie de Marseille pendant la période des pluies d'octobre 2007 (à gauche) et de décembre 2008 (à droite) : apports de la STEP à Cortiou et apports par l'Huveaune et le Jarret à Cortiou et au Prado (a) ; apports par les ruisseaux (b) ; apports par les déversoirs d'orage (c).**

### 3.4 MODELISATION BIOGEOCHIMIQUE ET COUPLAGE

Le modèle biogéochimique présenté dans Faure et al. (2010a et b), a été ensuite modifié par Marion Fraysse, puis Katixa Lajaunie et Lucille Barré dans des versions successives de configurations ECO3M : MASSILIA (Figure 13), CarbOx (Figure 6), MixCarbOx (respectivement).

Tout d'abord, une étude en 0D a permis d'introduire une nouvelle paramétrisation, d'ajouter la sensibilité du broutage du zooplancton à la température, et d'inclure le cycle du phosphore Fraysse (2010). Ce nouveau modèle biogéochimique (ECO3M-MASSILIA) comporte donc 17 variables d'états réparties en 5 compartiments : le phytoplancton, les bactéries, la matière organique dissoute et particulaire ainsi que la matière inorganique dissoute (Figure 13).

Le modèle biogéochimique a été couplé en 3D online avec le modèle hydrodynamique MARS3D, sur la configuration RHOMA 400 m. Une étude a été conduite visant à évaluer les capacités du modèle couplé à reproduire les processus clés et les variations saisonnières de cet écosystème côtier (Fraysse et al., 2013 ; 2014 ; Ross et al., 2016).



**Figure 13 : Schéma conceptuel du modèle biogéochimique ECO3M-MASSILIA**

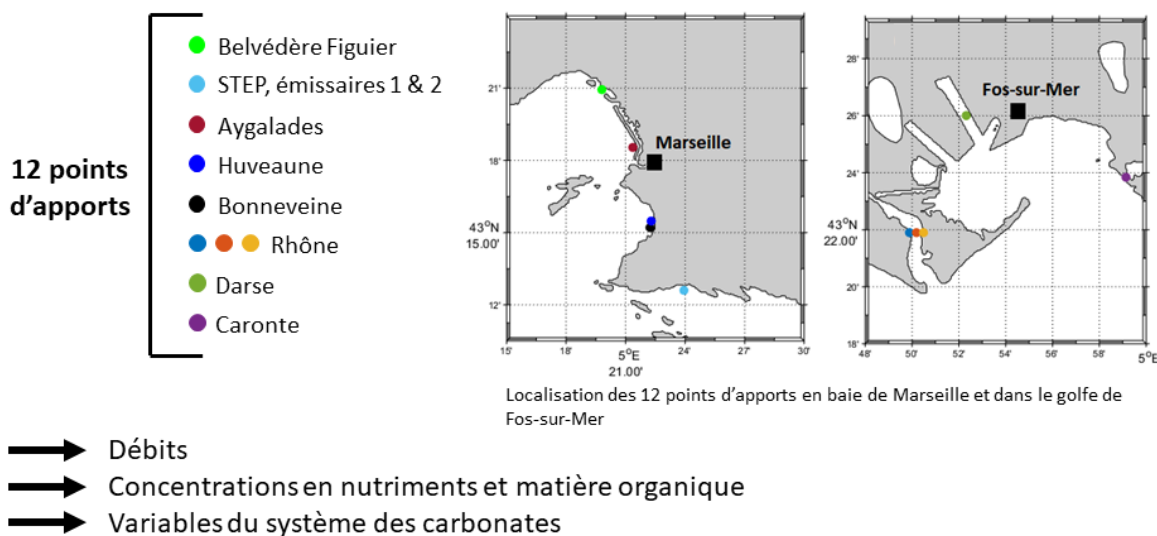
Le modèle biogéochimique Eco3M-MASSILIA (Frayse et al., 2013) a ensuite été développé afin d'ajouter deux groupes de phytoplancton et un module des carbonates afin de conduire à Eco3M-CarbOx (Lajaunie-Salla et al., 2021). Ce modèle comporte 26 variables réparties dans 5 compartiments : phytoplancton, bactéries hétérotrophes, matière organique particulaire (POM) et dissoute (DOM) et matière inorganique dissoute (DIM). Eco3M-CarbOx a permis, entre autres, l'ajout des variables associées au système des carbonates soit : les concentrations en DIC (et ses trois formes principales) et en carbonates de calcium ( $\text{CaCO}_3$ ),  $\text{pCO}_2$ , pH, alcalinité totale (AT). Le compartiment phytoplancton est divisé en deux sous-compartiments : le picophytoplancton et les diatomées, étant chacun représentés en carbone (C), azote (N), phosphore (P) et Chl. Les compartiments POM et DOM sont exprimés en C, N et P. Le compartiment DIM regroupe  $\text{NH}_4$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{PO}_4$ ,  $\text{O}_2$  et contient les variables associées au système des carbonates citées précédemment (Figure 6).

Parmi ces 26 variables, 22 sont des variables pronostiques (déduites d'une équation d'état : advection-diffusion-réaction) et 4 sont diagnostiques (Chl des deux phytoplanctons,  $\text{pCO}_2$  et pH ; calculées à partir de variables pronostiques). Les variables  $\text{pCO}_2$  et pH sont calculées à l'aide des autres variables conservatives associées au système des carbonates (DIC et AT). La quantité de Chl du phytoplancton est obtenue à partir de l'état nutritionnel du phytoplancton (rapport N/C) d'après la formulation de Tett (1900) présentée dans les études de Frayse (2014) et de Lajaunie-Salla et al. (2021).

Enfin, le zooplancton n'est pas représenté par une variable d'état. Néanmoins, les fonctions physiologiques qui lui sont associées (i.e. grazing, excrétion et production de pelotes fécales) sont toutes décrites de façon explicite dans le modèle.

Par la suite, Lucille Barré a effectué l'implémentation du trait fonctionnel de la mixotrophie dans le modèle Eco3m-MIX-CarbOx (Barré et al., 2022a) qui est un modèle à stœchiométrie variable dont les compartiments sont exprimés en carbone, azote, phosphore et chlorophylle (pour les organismes concernés). Les mixotrophes, ainsi que les propriétés caractérisant les organismes mixotrophes y sont représentés. Le modèle a ensuite été modifié afin d'ajouter les interactions entre l'oxygène et les autres variables du modèle (e.g. ajout d'un nouveau processus de respiration du zooplancton), les variables du système des carbonates manquantes (AT, pH, pCO<sub>2</sub> et CaCO<sub>3</sub>) (Barré et al., 2022b) à partir du modèle Eco3M-CarbOx (Lajaunie et al., 2021), et enfin d'améliorer la représentation des bactéries hétérotrophes. Après ces modifications, la bonne représentation des propriétés des organismes mixotrophes a été vérifiée.

### Apports continentaux



(Barré, 2020)

**Figure 14 : Position des points d'apports continentaux pris en compte dans la configuration RHOMA**

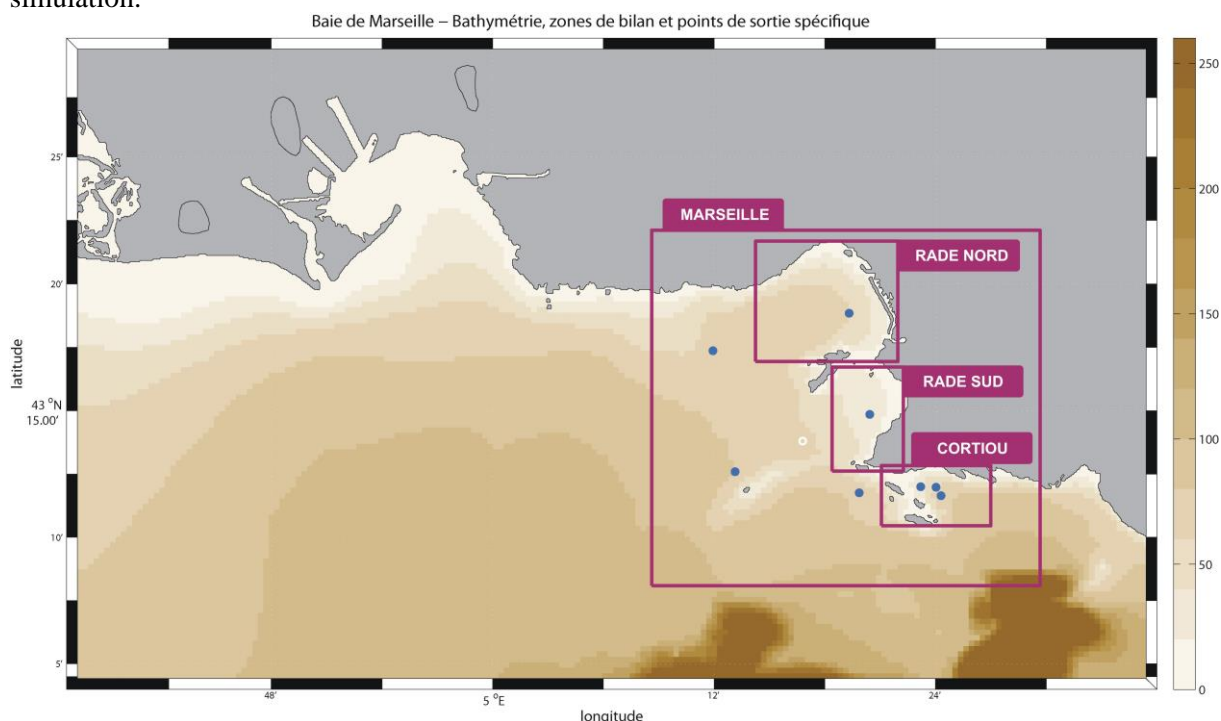
Une attention particulière a dû être apportée aux conditions aux limites aux frontières ouvertes, qui vont jouer un rôle considérable sur la simulation de notre domaine : en effet, la frontière ouest est très proche de l'embouchure du Rhône, et la frontière sud est importante lors d'épisodes d'intrusion du Courant Nord méditerranéen. Le même modèle biogéochimique a donc été déployé sur une configuration plus large couvrant la zone géographique du golfe du Lion, qui est une partie du domaine de grande emprise MENOR (configuration du modèle MARS3D de la méditerranée Nord occidentale) (Figure 11). Ce modèle couplé du golfe du Lion est forcé aux limites ouvertes par des gradients nuls et les sorties de simulations interannuelles du modèle opérationnel BFM (Lazzari et al., 2010), développé par OGS (Trieste) quand les variables sont disponibles. Les forçages du modèle biogéochimique sont la température et l'irradiance, le débit et les concentrations du Rhône, les rejets (rivières urbaines, exutoires, ...) et les apports atmosphériques secs et humides, et la pCO<sub>2</sub> atmosphérique pour CarbOx.

Les concentrations biogéochimiques du Rhône sont celles mesurées quotidiennement par le Service d'Observation de l'OSU Institut Pythéas. Les concentrations biogéochimiques des autres rejets sont soit fournies par la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole/Seram pour les nitrates et l'ammonium jusqu'en 2014, soit estimées à partir de la littérature (Figure 14).

### 3.5 MODELISATION HYDROSEDIMENTAIRE

Le modèle sédimentaire mis à jour dans la plateforme MARS3D est issu des développements réalisés à partir du modèle SiAM3D (Le Hir et al., 2001; Waeles et al., 2007, 2008, Dufois, 2008). Ce modèle simule les processus d'érosion/dépôt, de consolidation, de floculation des sédiments mixtes vases/sables/graviers. Les sédiments sont ensuite advectés par le modèle hydrodynamique. Le sédiment est décrit en fines couches millimétriques, créées et détruites en fonction des processus d'érosion/dépôt. Le modèle sable/vase a été mis en place sur la zone de la baie de Marseille. En première approximation et pour ne pas pénaliser le temps de calcul, des modifications ont été réalisées pour que le sable ne soit pas transporté dans la colonne d'eau mais reste dans le compartiment sédiment. De plus, les processus de consolidation ne sont pas simulés. Les paramètres d'érosion régissant le comportement des sédiments ont été calibrés à partir de tests d'érodimétrie réalisés sur une quinzaine de carottes prélevées en baie de Marseille et représentatives des différents faciès présents dans la zone d'étude. Les matières en suspension (MES) simulées se divisent en trois catégories : des MES lourdes correspondant au sédiment de fond et aux apports les plus denses, des MES légères représentatives des agrégats organiques et des MES très légères associées à la turbidité rémanente des eaux de surface. Face à l'incertitude de la nature et des flux de MES apportées par les différents tributaires et fleuves côtiers, différents scénarios d'apports en fonction de ces catégories de MES ont été testés et comparés à l'unique jeu de données disponible, permettant ainsi de valider le scénario d'apport le plus vraisemblable actuellement. Face au peu de données sur les processus d'agrégation en baie de Marseille, ce point ne sera pas abordé dans cette étude. Le modèle de vague haute résolution non structuré WW3 a été également mis en place sur la zone ([www.marc.ifremer.fr](http://www.marc.ifremer.fr)) permettant ainsi de simuler les états de mers et les remises en suspension associées. Il a été validé à partir des mesures de vagues par ADCP (station FRAME) en 2007 et 2008 (Vousdoukas et al., 2011).

Afin de s'affranchir de la couverture sédimentaire issue des observations mais imposée en condition initiale, le modèle hydrosédimentaire tourne avec la couverture sédimentaire calculée après un an de simulation.



**Figure 15 : Emprise du modèle RHOMA, et présentation des zones clés du système pour le calcul des flux sédimentaires globaux : Marseille, Rade Nord, Rade Sud, et Cortiou.**

Dans les chapitres suivants, des calculs de bilans particuliers et dissous sont réalisés pour différentes zones stratégiques de la baie de Marseille (Figure 15: Rade Nord, Rade Sud, Cortiou), des points de référence sont également déterminés (Points bleus).

### 3.6 MODELISATION DES CONTAMINANTS

La modélisation des PCB dans la baie de Marseille s'appuie sur (i) le modèle MARS3D hydrodynamique et hydrosédimentaire présenté plus haut, (ii) la connaissance des conditions biogéochimiques du milieu, issue du modèle biogéochimique couplé MARS3D-ECO3M-MASSILIA décrit ci-dessus, (iii) une évaluation des concentrations dans les apports (travaux de Ifremer/Protée dans le cadre du projet METROC/GIRAC (Zebracki, 2011, Jany et al, 2012a), (iv) la prise en compte par couplage dans le modèle MARS3D des processus qui décrivent la spéciation et la dynamique des PCB, c'est-à-dire leur adsorption-désorption sur les particules, leur volatilisation et leur dégradation, (v) la détermination des PCB et de leur spéciation effectuée sur une station dans la rade de Marseille. L'estimation des forçages et la formulation des processus dans le modèle reposent sur un certain nombre d'hypothèses et sur le choix d'un jeu de paramètres appropriés. Ceux-ci ont été testés et une analyse de sensibilité a été menée dans le cadre du projet METROC. Il n'existe pas suffisamment de mesures pour pouvoir valider les résultats du modèle mais les concentrations en CB153 rencontrées dans la zone ont été comparées aux connaissances disponibles (Harmelin-Vivien et al, 2012).

### 3.7 METHODE DES ONDELETTES

Afin d'identifier les tourbillons présents dans les sorties des modèles de circulation, une méthode basée sur la décomposition en ondelettes des champs horizontaux de vorticité relative a été utilisée (Doglioli et al., 2007; paquet WATERS - Wavelet Analysis for Timetracking Eddies in Regional models; pour la version Matlab: <http://www.mio.osupytheas.fr/~doglioli/waters.htm>; pour la version Fortran: <http://stockage.univ-brest.fr/~grima/WASSCO>).

Le logiciel reçoit en entrée un champ de vitesse 3D à partir duquel il construit un champ de vitesse 2D par interpolation à la profondeur choisie (dans l'étude, celle-ci est fixée à - 20 m). Il calcule alors le champ de vorticité relative, qui est ensuite décomposé en ondelettes sur une base choisie automatiquement à l'aide d'un calcul d'entropie. Un seuillage intervient en minimisant la valeur d'entropie. La partie du signal retenue peut enfin être considérée comme représentative des tourbillons présents dans le champ de vorticité. Afin de suivre dans le temps un tourbillon en particulier, un critère de recouvrement entre deux instants successifs est appliqué, ce qui permet d'identifier la durée de vie et la trajectoire du tourbillon.

Pour plus de détails, voir Doglioli et al. (2007), Rubio et al. (2009), Dencausse et al. (2010), et pour une étude comparative entre cette méthode et d'autres méthodes automatiques d'identification et suivi de tourbillons, voir Souza et al (2011).

## 4 RESULTATS GLOBAUX DES MODELES

### 4.1 MODELISATION ATMOSPHERIQUE

Une comparaison entre les sorties du modèle WRF-NMM et les observations a été réalisée sur cinq points de mesures en région Provence-Alpes-Côte d'Azur (PACA) sur une période de 5 mois. Les points de mesure ont été choisis de manière à avoir une représentativité spatiale la plus hétérogène possible : deux points sur le littoral, deux points dans l'intérieur des terres et un point en haute montagne.

Cette approche a permis de vérifier le comportement du modèle sur différentes zones climatiques :

- une zone maritime
- une zone de transition mer/terre
- une zone en terrain complexe.

Nous avons alors travaillé sur deux configurations du modèle WRF. Chaque version a été utilisée en mode imbrication (nesting).

La première configuration que l'on nommera version opérationnelle a deux grilles dont la plus fine présente une résolution horizontale de 3 km et 28 niveaux verticaux.



La seconde configuration (appelée version test) a trois grilles dont la plus fine possède une résolution horizontale de 1,5 km et 38 niveaux verticaux.

Les données d'observations proviennent des METAR (données réalisées pour l'aviation au niveau des aéroports) sauf pour la station des Orres (C. Yohia, comm. personnelle).

Sur l'ensemble de la période, le modèle réagit très bien sur les différentes zones et reste assez proche des observations (Tableau 5,

Tableau 6,

Tableau 7). Pour la température, les résultats du modèle NMM présentent des écarts moyens par rapport aux observations de l'ordre de -0.6 à -2.5 °C indiquant une sous-estimation. Toutefois, la différence maximale entre la prévision et l'observation peut atteindre -4 à -5 °C sur quelques heures notamment en début de journée avant un rééquilibrage du modèle par la suite. La différence entre les maximums journaliers observés et simulés est environ de -2°C.

Pour le vent, les écarts en vitesse moyenne sont de l'ordre de 1 à 2 m/s. On note une surestimation des vitesses en haute montagne et un décalage dans la direction pour les régimes de brise de terre. Ce biais sur les vents faibles a été mis en évidence par les développeurs du modèle au NCAR sur les régions avec une topographie importante (cas de la région PACA). Dans le cas de la haute montagne, en raison des vents faibles surtout liés aux écoulements gravitaires (écoulements de pentes, vitesse inférieure à 4 m/s), la gamme des vitesses prévues est conforme aux vitesses observées.

**Tableau 5**

**Valeurs moyennes et coefficients de corrélation sur l'ensemble des mesures de température par station de mesure.**

Station	Moyenne Température obs (° C)	Moyenne température configuration opérationnelle (° C)	Coefficient de corrélation linéaire des Températures obs- opérationnelle	Moyenne température configuration test (° C)	Coefficient de corrélation linéaire des Températures obs-test
Istres	22,8	21,7	0,91	22,4	0,92
Hyères	23,1	20,7	0,62	21,1	0,55
Orange	23,1	22,1	0,92	23,9	0,94
Nice	23,2	20,6	0,68		
Orres	15,2	15,8	0,91		

**Tableau 6**

**Valeurs moyennes et coefficients de corrélation sur l'ensemble des mesures de vent par station de mesure.**

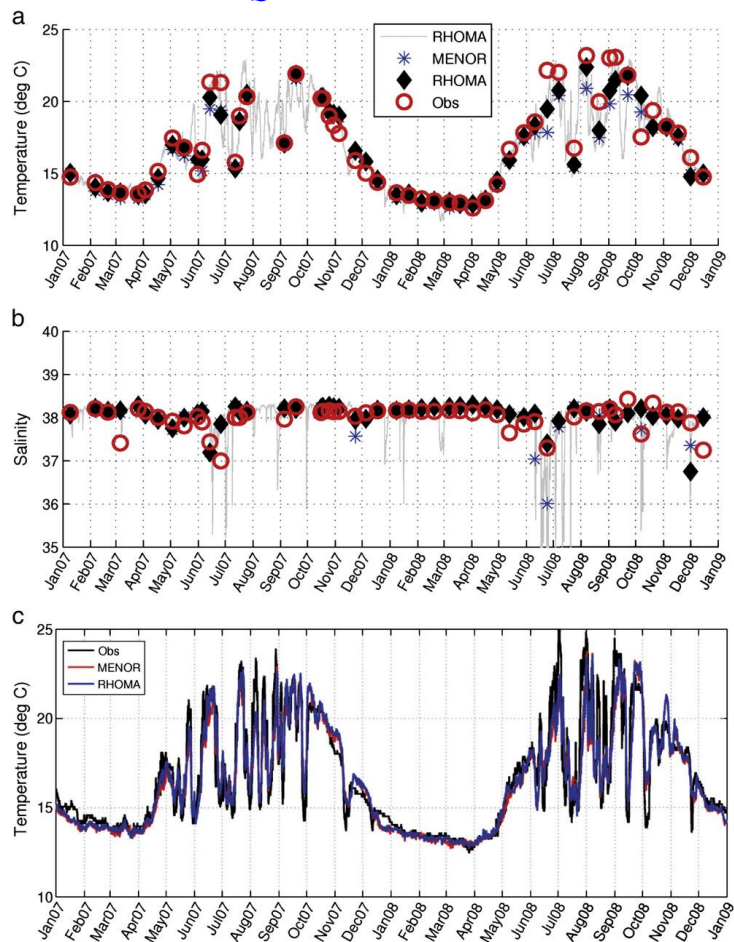
Station	Moyenne vent obs (m/s)	Moyenne vent configuration opérationnelle (m/s)	Coefficient de corrélation linéaire obs- opérationnelle	Moyenne vent configuration test (m/s)	Coefficient de corrélation linéaire obs-test
Istres	4,8	5,6	0,83	5,6	0,81
Hyères	3,7	4,6	0,59	4,5	0,63
Orange	4,8	5,5	0,84	5,3	0,86
Nice	2,9	2,8	0,38		
Orres	1,1	3,5	0,34		

**Tableau 7**

**Moyennes des écarts entre valeurs mesurées (observations) et simulées en température et vitesse de vent pour les deux configurations.**

Station	Moyenne des écarts de température entre observations et configuration opérationnelle (° C)	Moyenne des écarts absolus de température configuration de test (° C)	Moyenne des écarts absolus de la vitesse du vent configuration opérationnelle (m/s)	Moyenne des écarts de la vitesse du vent entre observations et configuration test (m/s)
Istres	-1,6	0,9	+0,2	+0,2
Hyères	-2,3	3,2	+0,9	+0,6
Orange	-0,9	0,4	+0,5	+0,7
Nice	-2,5		-0,1	
Orres	-0,6		+2,4	

**4.2 MODELISATION HYDRODYNAMIQUE**



**Figure 16: Comparaisons de la température et la salinité modélisée par MENOR (\*) et RHOMA (diamant) à la même date que les observations(O) : température de subsurface (a) et salinité (b) à la station SOMLIT (sud-Frioul) à 0.75m de profondeur ; c) température à**

### la station sud-Riou à une profondeur de 5m (d'après Pairaud et al. 2011, Journal of Marine Systems, Figure 4).

Le modèle hydrodynamique RHOMA a été validé sur des jeux de données *in situ* (température, salinité, courants) et satellites (SST, couleur de l'eau) acquis en 2007-2008 (Pairaud et al., 2011). La Figure 16 montre des comparaisons des séries temporelles de température et salinité issues de la modélisation et des observations. Cette comparaison permet de mettre en évidence la bonne reproduction des processus majeurs qui gouvernent la dynamique de la baie de Marseille par le modèle à haute résolution RHOMA (alternance d'upwellings refroidissant l'eau et de réchauffements en été, destratification à l'automne puis brassage des eaux en hiver, intrusions d'eaux dessalées en provenance du Rhône dans la baie de Marseille, ...).

D'autres comparaisons aux mesures et une étude statistique des erreurs du modèle (calcul de biais, corrélations, RMS, ...) sont disponibles dans la publication. De manière globale, si les processus sont bien reproduits (corrélations en température supérieures à 0.9 à la station SOMLIT-Frioul par exemple), le modèle tend à sous-estimer les variations extrêmes de température estivales comme les refroidissements associés au processus d'upwelling sous l'action des vents de Nord, puis les réchauffements consécutifs (biais moyen atteignant 0.5°C dans les dix premiers mètres à la station SOMLIT-Frioul).

### 4.3 MODELISATION BIOGEOCHIMIQUE COUPLEE

Dans un premier temps, des simulations 3D réalistes de la période du 01/05/2007 au 31/12/2008 ont été réalisées et comparées avec les produits satellites de couleur de l'eau MODIS, MERIS, GLOBCOLOUR, et les données de la station SOLEMIO (réseau SOMLIT) afin de calibrer le modèle ECO3M-Massilia (Figure 17, Figure 18 et Figure 19).

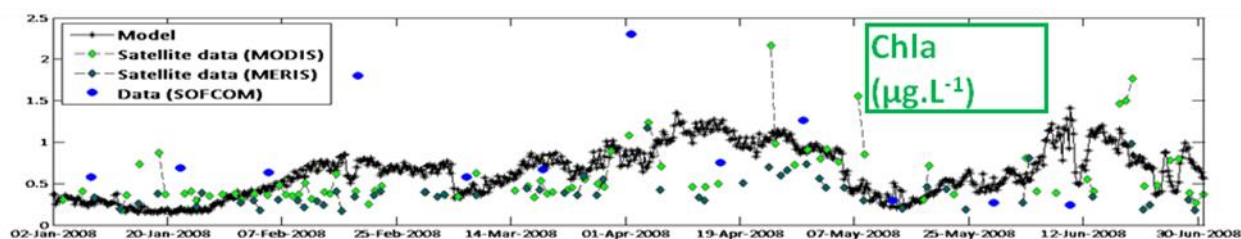


Figure 17 : Comparaison de la chlorophylle\_a simulée en surface (noir) le premier semestre 2008 avec les données satellites de couleur de l'eau (MODIS en vert clair, MERIS en vert foncé) et les données mesurées à la station d'observation SOLEMIO du réseau SOMLIT (bleu).

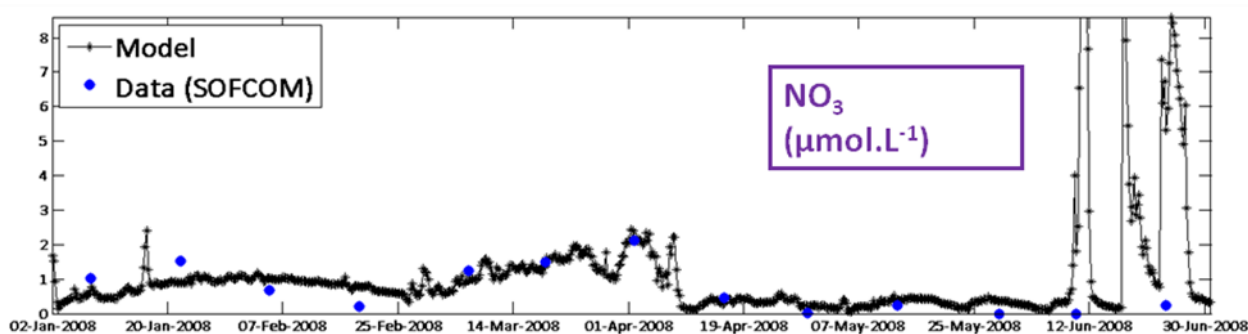


Figure 18 : Comparaison de la concentration en nitrate simulée en surface (noir) le premier semestre 2008 avec les données mesurées à la station d'observation SOLEMIO du réseau SOMLIT (bleu).

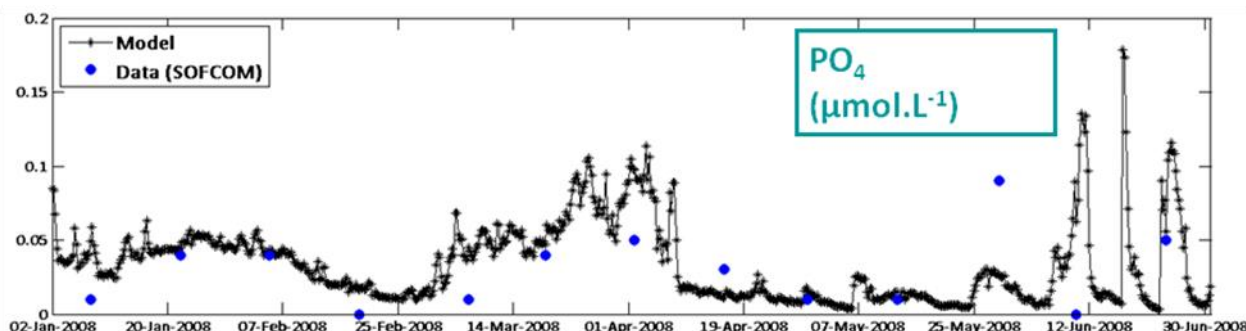
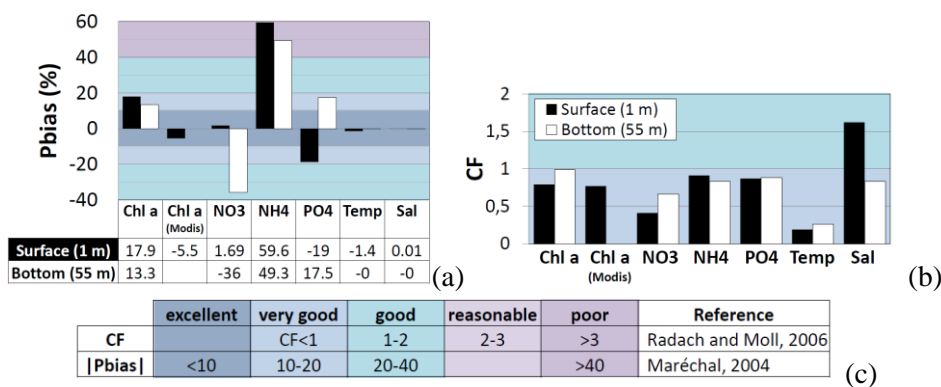


Figure 19 : Comparaison de la concentration en phosphate simulée en surface (noir) le premier semestre 2008 avec les données mesurées à la station d'observation SOLEMIO du réseau SOMLIT (bleu).

Des critères statistiques (fonction de coût, biais) ont été utilisés pour évaluer les résultats du modèle selon la méthode utilisée dans Allen et al., (2007) (Tableau 8). La fonction de coût indique que les variables présentées dans le Tableau 8 sont très bien représentées (CF<1) à part la salinité qui est tout de même bien représentée (CF<2). Le biais indique que la température et la salinité sont représentées quasiment sans sur ou sous-estimation par le modèle couplé. La chlorophylle\_a simulée est sous-estimée par le modèle en surface de 17.9% et au fond de 13.3%, alors qu'elle est surestimée par MODIS de 5.5%. Le nitrate est surestimé au fond de 36%, alors que l'ammonium est toujours sous-estimé (59.6% en surface et 49.3% au fond). Le phosphate est surestimé en surface de 19% et sous-estimé au fond de 17.5%.

Tableau 8

Evaluation des résultats du modèle biogéochimique couplé à la station SOLEMIO pour le premier semestre 2008. (a) biais, (b) fonction de coût, (c) critères de performance des indicateurs statistiques utilisés.



Une fois la calibration du modèle effectuée, des simulations réalistes sur d'autres années (2009-2011) ont été effectuées afin d'évaluer (

Tableau 9, Figure 20, Figure 21, Figure 22,  
Figure 23) les deux versions de la configuration ECO3M-Massilia avec le cycle du phosphore (P) ou sans (noP) (voir aussi les résultats pour d'autres variables dans Fraysse et al., 2013). Au vu de ces résultats, c'est la configuration avec le cycle du P qui a été retenue pour la suite des travaux.

Tableau 9

Evaluation des résultats du modèle biogéochimique couplé à la station SOLEMIO pour la période 2009-2011 avec l'évaluation des indicateurs statistiques utilisés (orange : mauvais, vert clair : bon, vert foncé : très bon).

2009- 2011	CHL ( $\mu\text{g.L}^{-1}$ )		NO <sub>3</sub> ( $\mu\text{mol.L}^{-1}$ )		POC ( $\mu\text{mol.L}^{-1}$ )		PO4 ( $\mu\text{mol.L}^{-1}$ )
Version	P	No P	P	No P	P	No P	P
Moyenne (mesures in situ)	0.40		0.68		5.13		0.03
Fonction de coût	1.01	1.16	0.80	0.81	1.20	1.19	1.39
Biais (%)	-28.75	-44.41	14.17	17.05	30.03	16.30	-15.35

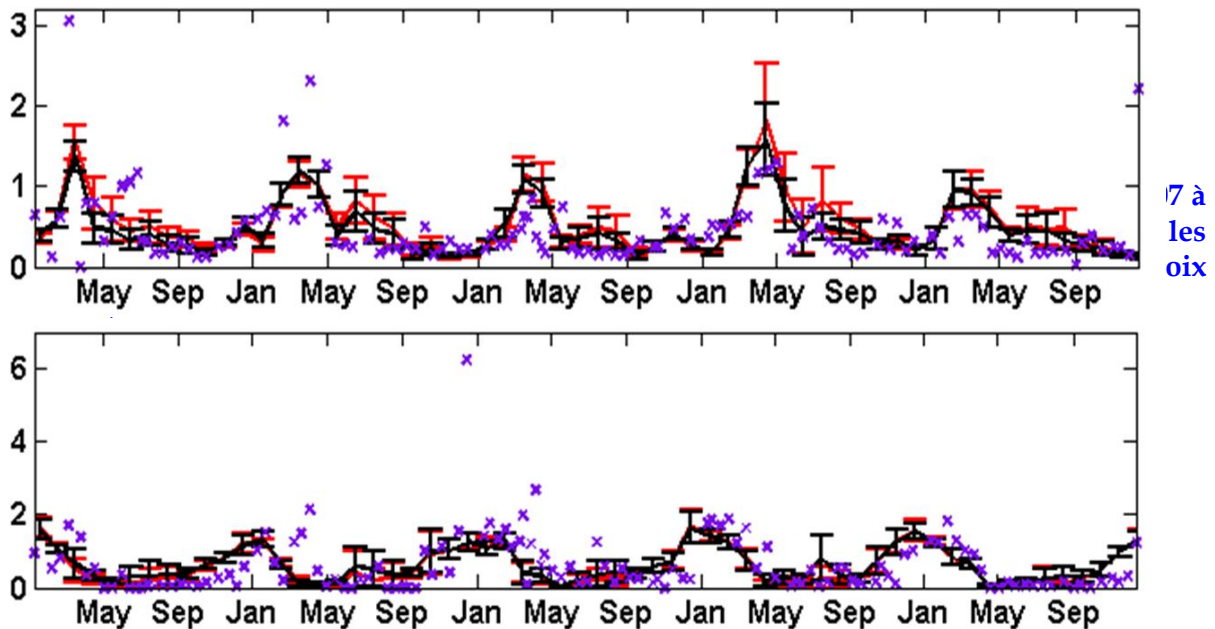
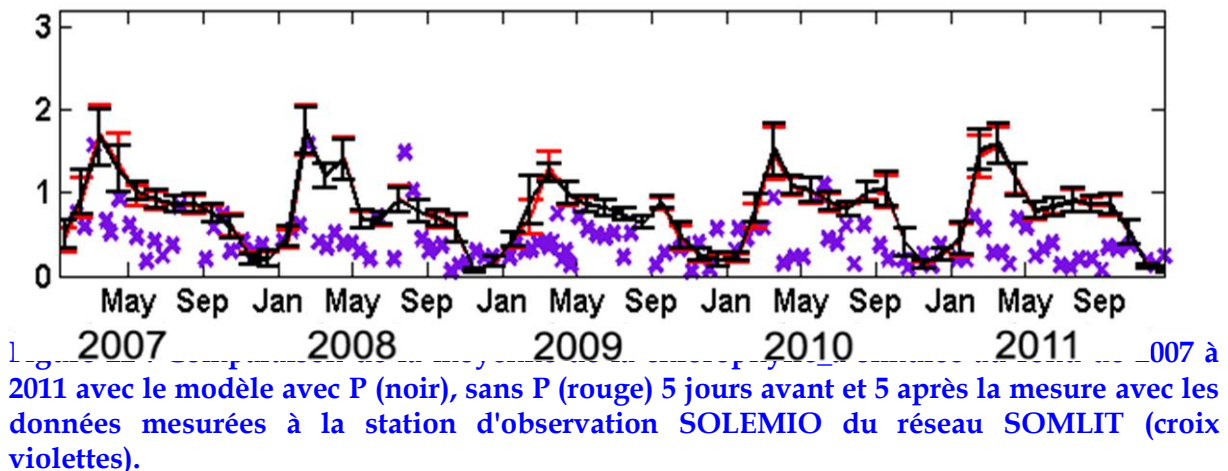


Figure 21. Comparaison de la moyenne de nitrates simulée en surface de 2007 à 2011 avec le modèle avec P (noir), sans P (rouge) 5 jours avant et 5 après la mesure avec les données mesurées à la station d'observation SOLEMIO du réseau SOMLIT (croix violettes).



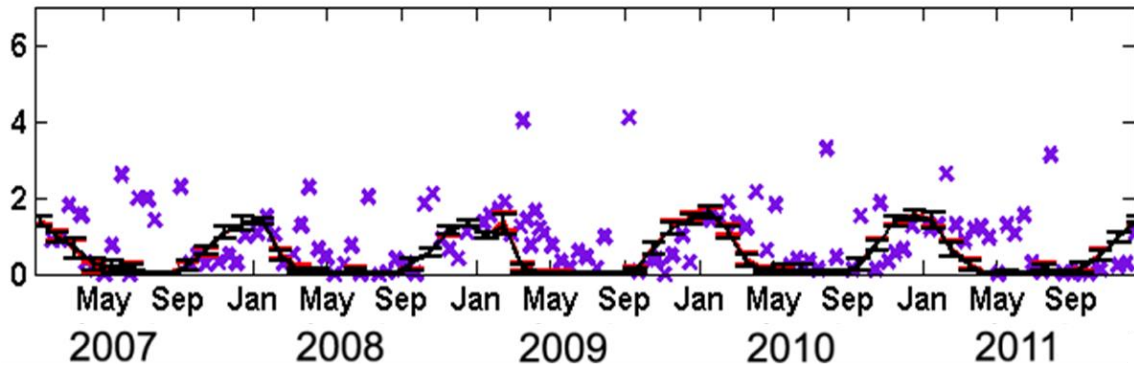
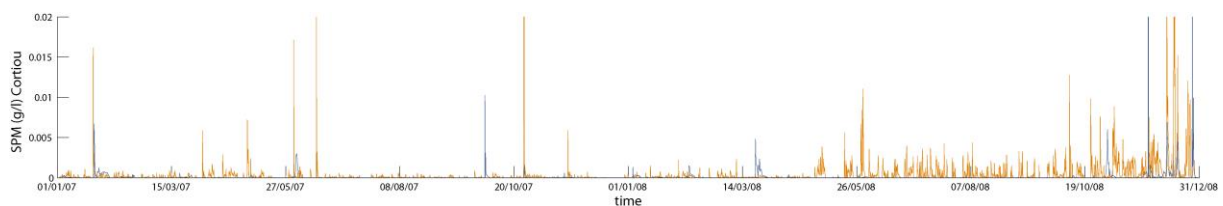


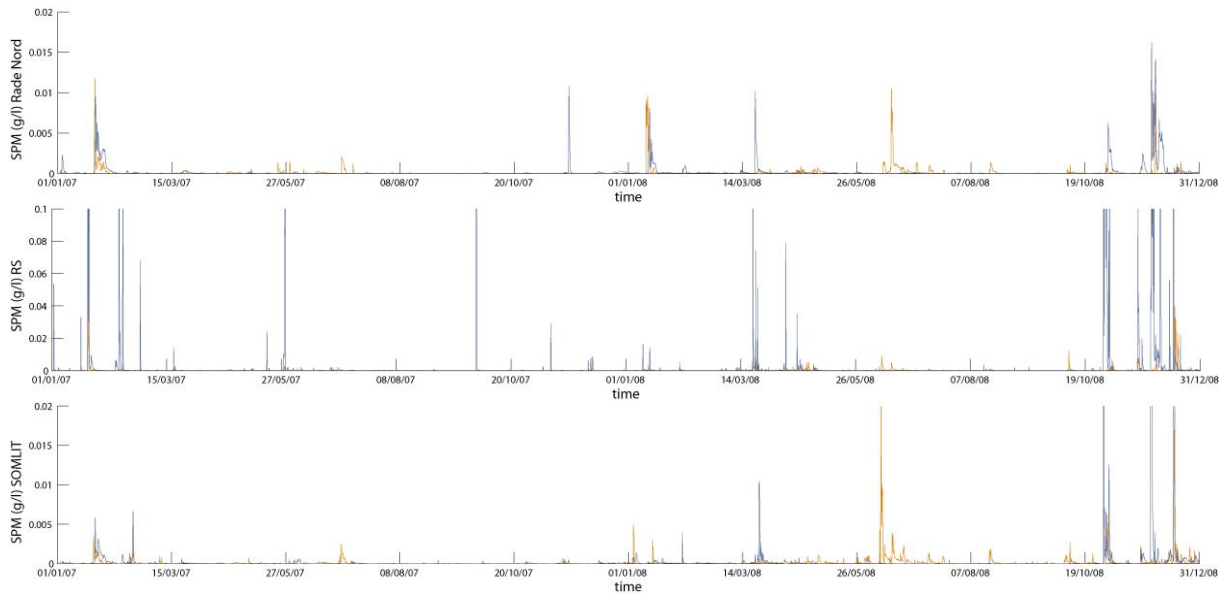
Figure 23 : Comparaison de la moyenne de nitrates simulée au fond de 2007 à 2011 avec le modèle avec P (noir), sans P (rouge) 5 jours avant et 5 après la mesure avec les données mesurées à la station d'observation SOLEMIO du réseau SOMLIT (croix violettes).

#### 4.4 MODELISATION HYDROSEDIMENTAIRE

Une simulation couvrant les années 2007 et 2008 (Figure 24) a été réalisée afin d'évaluer la variabilité annuelle des concentrations en matières en suspension dans la zone d'étude, en se focalisant sur 4 stations clés : le point SOMLIT, et trois points en rade Nord, Rade Sud et à proximité de l'exutoire de Cortiou (Figure 15).

La rade Nord et la station SOMLIT, sites plus profonds, présentent le même comportement général et les niveaux de turbidité les plus faibles, que ce soit en surface ou au fond (maxima autour de 20 mg/L, excepté en fin d'année 2008). L'intrusion du Rhône en Juin 2008 est cependant bien identifiée avec une signature de surface bien visible (concentration atteinte de l'ordre de 15 mg/L). L'influence des événements de tempête est également notée, se traduisant par des concentrations au fond de 10 mg/L à 20 mg/L. L'occurrence de ces épisodes de turbidité significative reste toutefois ponctuelle dans le temps et peu fréquente (moins d'une dizaine d'événements dépassant 5 mg/L sur 2 ans). La station Rade Sud, plus proche de la côte et moins profonde, est très sensible aux événements météorologiques, avec une turbidité observée principalement au fond, en lien avec la remise en suspension par les houles. Les concentrations en MES observées sont également significativement plus fortes, avec des concentrations simulées pouvant dépasser 100 mg/L. Le point considéré à proximité de l'exutoire de Cortiou révèle lui une tout autre dynamique, avec une influence nette des rejets à l'exutoire sur la turbidité de surface, générant des niveaux de concentration en MES de plusieurs mg/L et atteignant ponctuellement entre 5 et 10 mg/L. Les épisodes de fortes pluies sont également associés à des très forts niveaux de turbidité (>20 mg/L) comme celui observé fin 2008. Il faut remarquer un changement significatif de la concentration en MES avant et après mai 2008, ce qui est directement lié aux débits liquides imposés en entrée du modèle et issus des mesures mises à disposition par les partenaires.





**Figure 24 : Variations de la concentration en MES (orange : surface, bleu : fond) en quatre stations clés de la zone d'étude : Cortiou, Rade Nord, Rade Sud et SOMLIT.**

#### 4.5 MODELISATION DES CONTAMINANTS

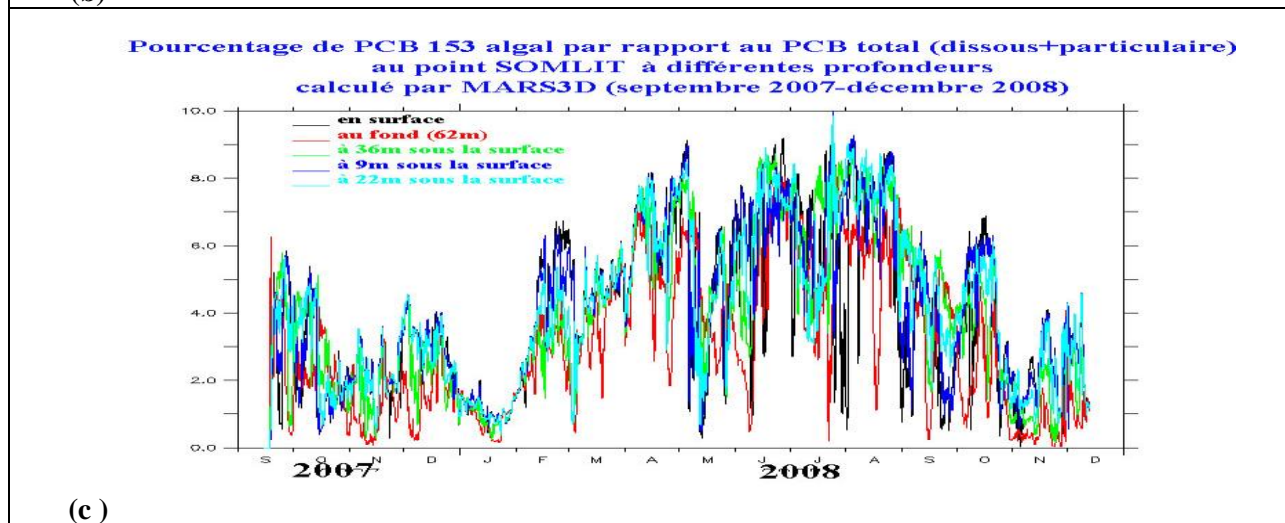
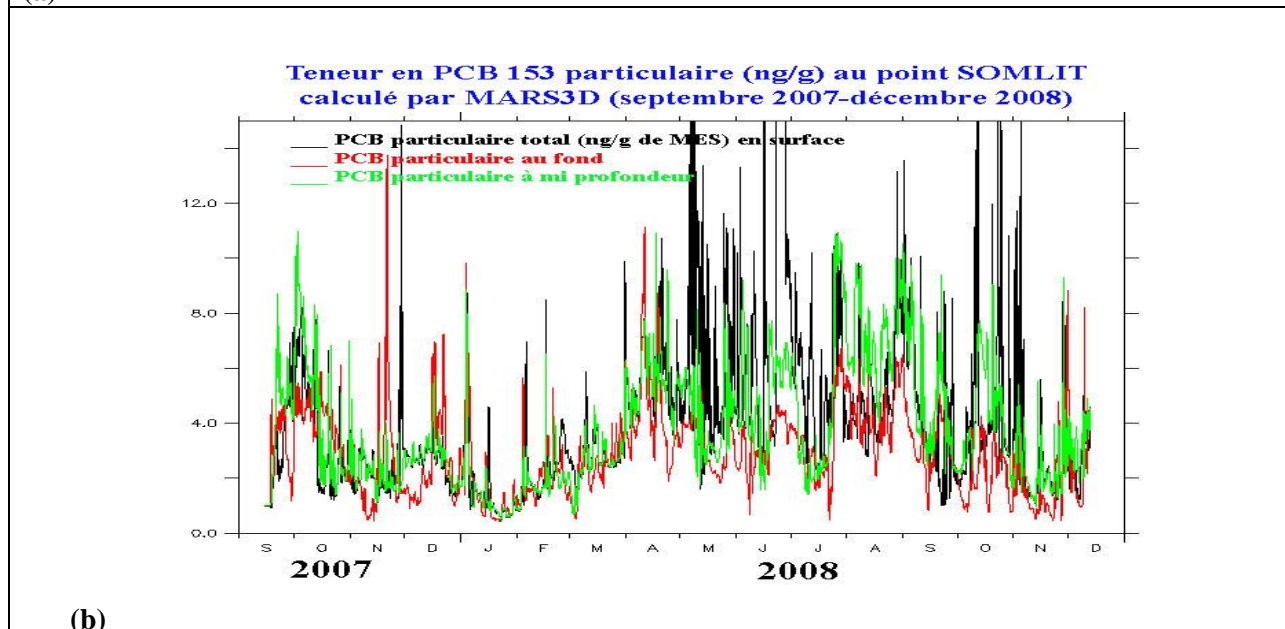
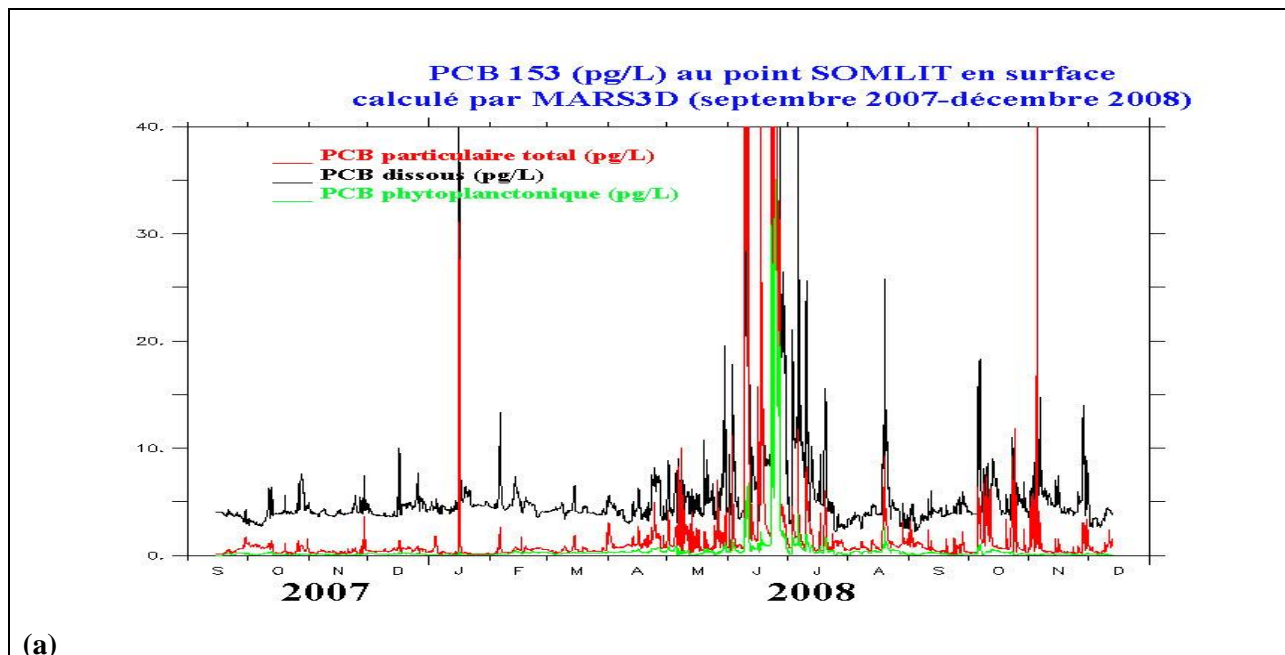
La Figure 25a représente à titre d'exemple la variation des espèces de CB153 calculées par le modèle (en pg/L) au point SOMLIT à Marseille de septembre 2007 à décembre 2008. La concentration en PCB dissous varie autour de 3 à 5 pg/L, avec des pointes à plus de 50 pg/L notamment en juin et juillet 2008 où elle atteint plus de 300 pg/L lors de l'intrusion du Rhône à la fin du mois de juin. La concentration en PCB particulaire total est plus faible ; elle varie entre 1 et 4 pg/L en hiver et augmente à d'autres périodes, notamment en été pour atteindre des concentrations entre 2 et 10 pg/L, exceptionnellement jusqu'à plus de 100 pg/L en juin 2008. La teneur en CB153 sur les particules varie en général entre 1 et 12 ng/g (Figure 25b), variable en fonction de la profondeur et selon les situations, mais elle reste toujours du même ordre de grandeur.

L'incertitude sur les paramètres utilisés engendre des incertitudes sur cette spéciation mais les tests de sensibilité ont montré que les ordres de grandeur restaient les mêmes et conformes aux observations (CB153 : 4 pg/L en dissous, 8.8 ng/g teneur particulaire) ; celles-ci sont en nombre insuffisant et ne permettent pas de préciser la paramétrisation des réactions de partage.

Le CB153 associé au COP algal vivant est de l'ordre de 5 à 20 ng/g (phyto poids sec), correspondant à des concentrations entre 0.1 et 2 pg/L, ce qui correspond à une fraction du PCB total (dissous+particulaire) compris entre 0.2 et 8% (Figure 25c). Cette concentration dépend du coefficient de bioconcentration utilisé et de la concentration en phytoplancton simulée par le modèle MARS-ECO3M (Figure 17).

Les tests de sensibilité qui ont été menés en faisant varier les paramètres montrent que, logiquement, les résultats dépendent de la concentration totale introduite dans le milieu (sensibilité aux conditions aux limites, sensibilité aux épisodes d'érosion, et localement sensibilité aux apports de Marseille). La spéciation du PCB dépend des coefficients de partage choisis, notamment par rapport aux particules très légères et légères qui dominent au large. Dans le champ proche des rejets, le coefficient de partage par rapport aux MES lourdes joue un rôle important, ainsi que les cinétiques de désorption, qui vont induire une accumulation plus ou moins importante des particules contaminées dans les zones proches de la côte. Le PCB dissous et le PCB associé aux particules légères et très légères se dispersent en majorité au large et sort de la rade de Marseille au bout de quelques jours.





**Figure 25 : Variation des espèces de CB153 en pg/L: PCB dissous (en noir), PCB particulaire (en rouge), PCB phytoplanctonique (en vert) calculées par le modèle au point SOMLIT à Marseille de septembre 2007 à décembre 2008**

Les modifications des conditions biogéochimiques au cours du temps qui sont responsables d'une augmentation des particules organiques détritiques ou d'une production de phytoplancton entraînent des variations dans les concentrations en PCB particulaire, mais il ne semble pas qu'il y ait des spécificités marquantes dans la rade de Marseille par rapport à une zone élargie.

Les résultats présentés plus loin correspondent aux situations typiques et extrêmes rencontrées dans la rade de Marseille ; ils sont décrits à partir des indicateurs suivants :

- les concentrations en CB 153 dissous total dans l'eau (espèce dissoute libre plus espèce dissoute associée à la matière organique dissoute); seules les valeurs maximales rencontrées en surface seront tracées pour visualiser les zones impactées pendant l'événement.
- les concentrations en CB153 particulaire total (somme de toutes les espèces particulières associées aux différents types de matières en suspension détritiques et vivantes). Ces dernières sont exprimées soit en concentrations volumétriques (exprimées par litre d'eau), soit en teneurs dans les particules en suspension (exprimées par gramme de particules présentes dans l'eau). Les valeurs maximales rencontrées en surface seront visualisées, ainsi que les valeurs moyennes en surface et au fond.
- l'évolution relative des masses de CB153 présentes dans la colonne d'eau et entrant ou sortant de chaque zone par les différents processus de transfert pendant la période étudiée ; ces variations à partir du début de la période, sont examinées dans chaque zone décrite sur la Figure 15. Elles permettent de déterminer l'origine des variations du stock total de contaminant dans la zone en visualisant les entrées/sorties par les limites, par les apports des rejets, par les épisodes d'érosion et de dépôt, par les apports atmosphériques (dépôt sec plus pluie), par les transferts dus à la volatilisation. Ces masses transférées sont représentées cumulées en fonction du temps : une pente positive correspond donc à un apport à la colonne d'eau - une pente négative correspond à une sortie, et une pente nulle signifie qu'il n'y a ni entrée, ni sortie à ce moment-là. La quantité totale transférée pendant la période se lit à la fin de la période ; une valeur positive correspond à un apport résiduel pendant la période et une valeur négative à une sortie.

Pour exemple, la Figure 26 montre, à l'échelle annuelle, l'influence des différents processus sur le stock de CB153 total dans la masse d'eau des quatre zones étudiées (rade nord, rade sud, zone de Cortiou et baie de Marseille). A cette échelle annuelle, il est clair que le processus le plus important est celui des apports par la ville de Marseille (trait rouge) mais il est largement compensé par la sortie de ces rejets vers le large (trait rose). De ce fait, les variations du stock de CB dans l'eau sont très faibles par rapport aux apports et peu visibles sur la Figure 26 (trait bleu marine). Certaines fluctuations plus importantes sont reliées aux apports par le large (intrusion du Rhône) et d'autres aux épisodes d'érosion, notamment et surtout dans les rades sud et nord. Une part de PCB apporté se volatilise et une autre fraction se dépose localement ; globalement le bilan des érosions/dépôts au bout de plus de 15 mois (trait vert clair) est négatif, montrant un dépôt résiduel plus ou moins important selon les zones. L'apport atmosphérique (dépôt sec et dépôt par la pluie) semble négligeable. Ces résultats dépendent des hypothèses posées en préambule et notamment des concentrations choisies pour déterminer les flux du Rhône et les flux de chaque rejet à Marseille. Les flux d'érosion et de dépôt dépendent du paramétrage choisi et des conditions initiales. La comparaison des flux induits par chaque processus est donc à prendre avec beaucoup de précaution, même si les ordres de grandeur sont respectés. Ils seront décrits plus précisément pour chaque événement choisi, typique et extrême.

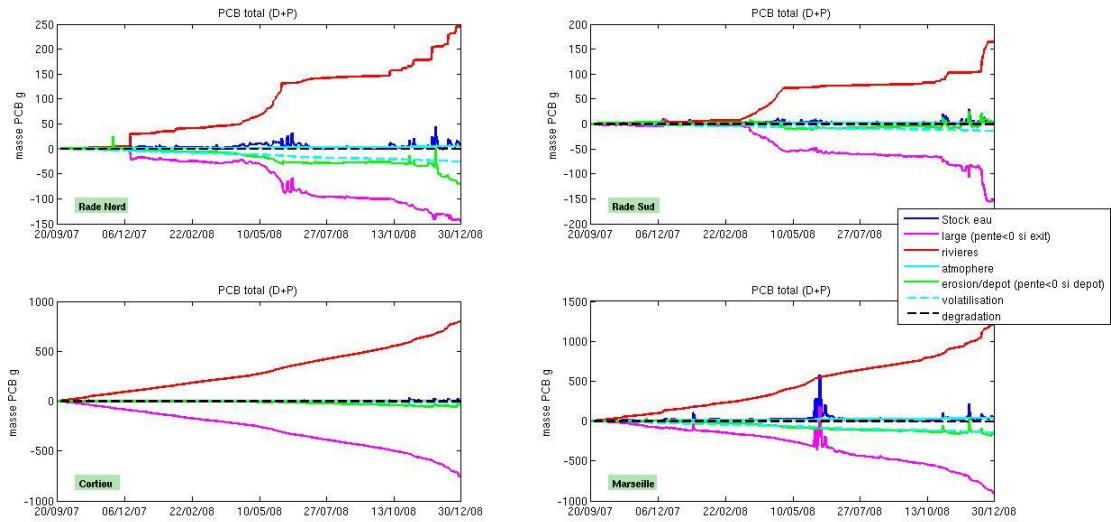


Figure 26 : Variation des stocks de CB153 total dans la colonne d'eau fin 2007 et 2008 dans chaque zone (décrite sur la Figure 15), associée aux variations de concentrations dus à chaque processus : « large » : entrée/sortie aux limites ; « rivières » : apports à la côte ; « atmosphère » : dépôts secs et pluie ; « érosion/dépôt » ; « volatilisation » et « dégradation ». (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de contaminant, inversement si pente <0 = perte de contaminant).

## 5 RESULTATS PRESENTES PAR EVENEMENT ETUDIE

## **VENT DE MISTRAL**

## 5.1 SITUATIONS DE VENT DE MISTRAL

### 5.1.1 Situation typique de Mistral (upwelling) : 25 au 29 septembre 2007

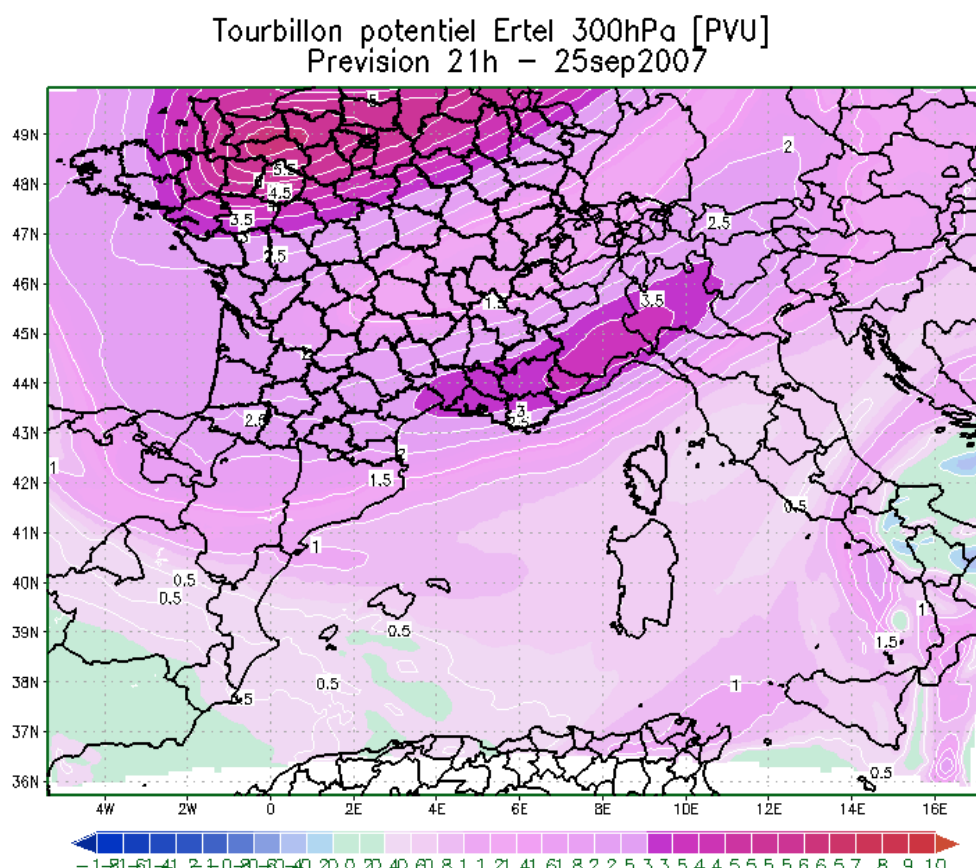
#### 5.1.1.1 Données Météo France, station de l'Hippodrome de Marseille

Le mois de septembre 2007 se caractérise par trois coups de Mistral, d'intensité croissante dont l'événement du 25 au 27 septembre qui atteint une vitesse de 13 m/s constitue un événement typique (Tableau 10).

**Tableau 10**  
Date, intensité du vent (m/s) et direction (°)

25/09/2007	12,3	320
26/09/2007	13,2	320
27/09/2007	13	320
28/09/2007	13,2	300

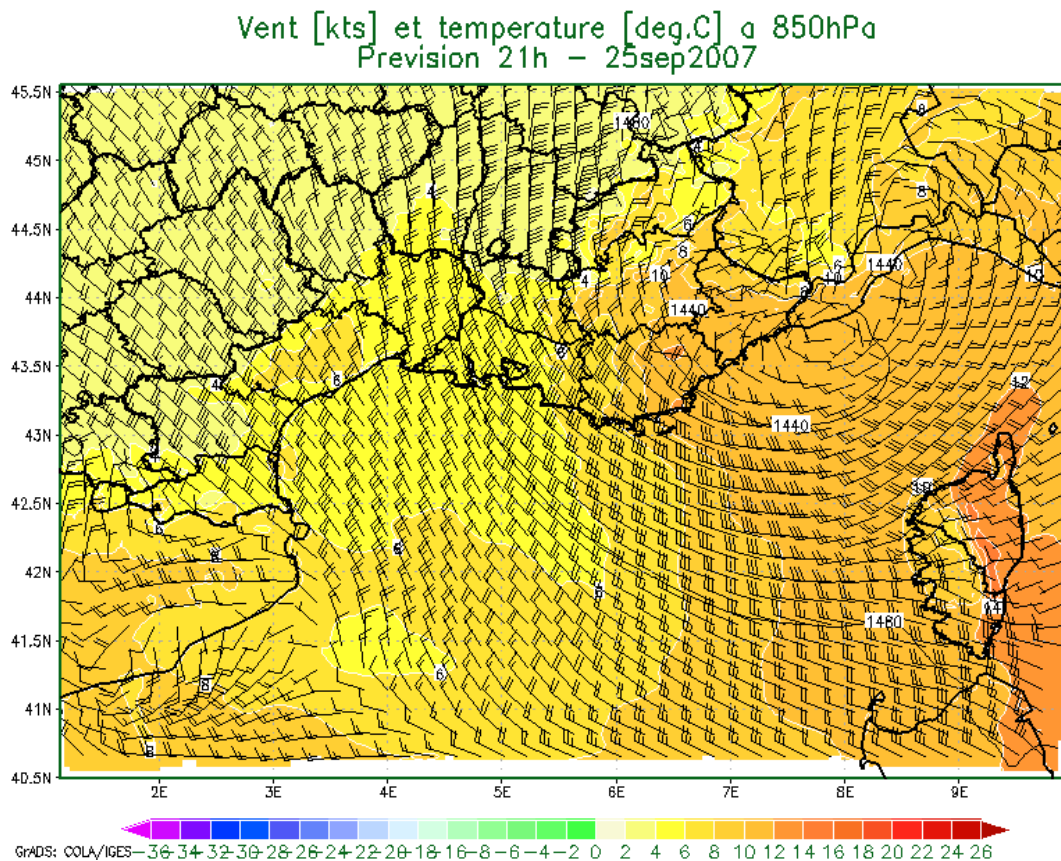
#### 5.1.1.2 Simulation atmosphérique



**Figure 27 : Tourbillon potentiel (PVU=unité de tourbillon potentiel équivalent à  $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) à 300 hPa prévu pour le 25 septembre 2007 à 21h**

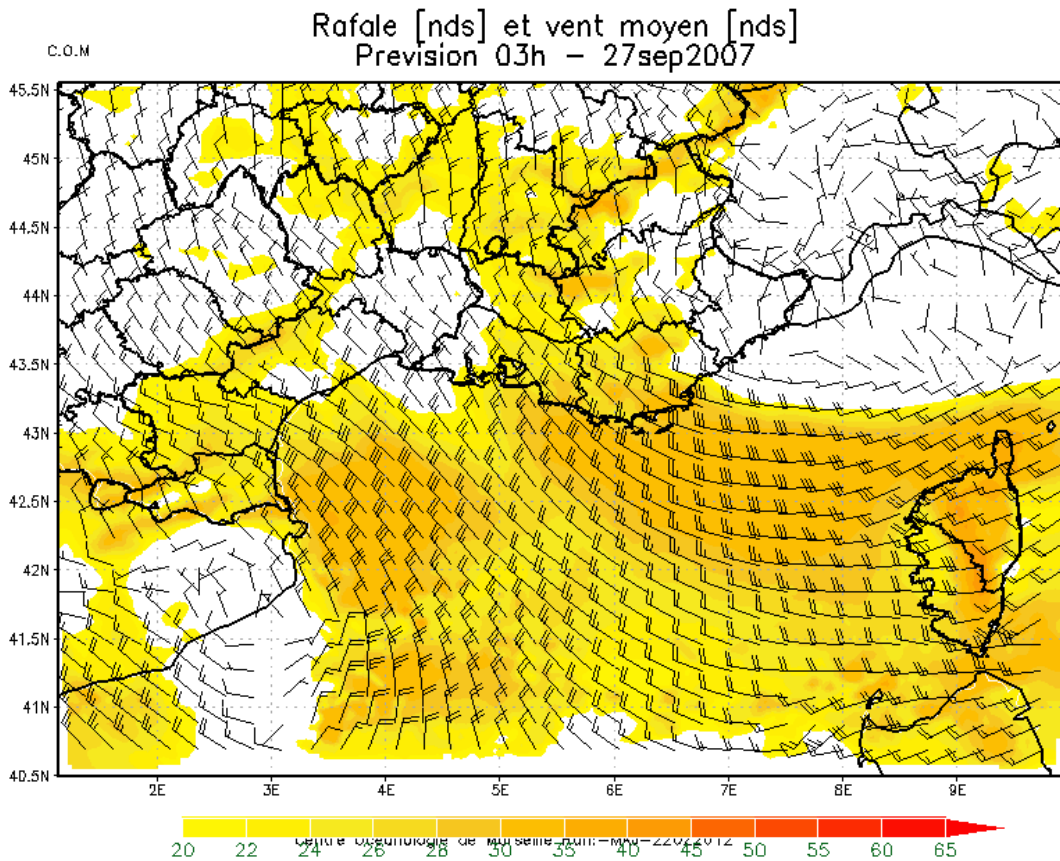
Un épisode de mistral modéré est généré par la formation d'une dépression vers 850hPa sous le relief alpin. En raison du gradient de pression peu important, le mistral reste modéré.

En début de journée du 25 septembre, circulation sur le sud du Pays d'un petit noyau de vorticité potentielle sur la 300hPa dans un flux de nord-ouest. Il vient s'isoler sur les Alpes Maritimes dans la nuit du 25 au 26 septembre (Figure 27). En amont de ce noyau de tourbillon potentiel, une anomalie de tropopause plus prononcée se déplace en journée du 26 septembre sur l'ensemble de la France et concerne le Sud-Est en milieu de journée. Le pays va rester sous l'influence de ce tourbillon potentiel jusqu'au 28 septembre ou celui-ci bascule sur un axe Ouest-Est. Sous le premier noyau de vorticité potentielle, en basse couche, se développe un minimum (zone de basse pression) sur les côtes Varoises générant alors un mistral fort sur l'ouest de la PACA avec des rafales de l'ordre de 30 à 35m/s (Figure 28).



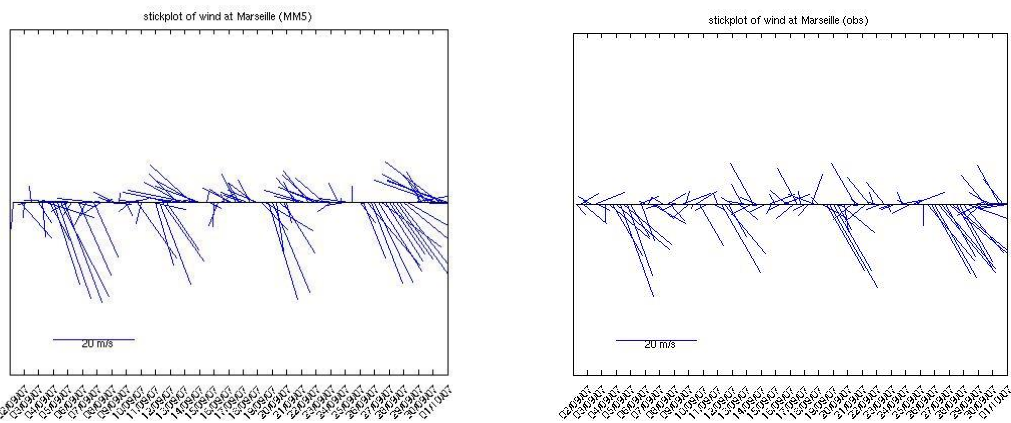
**Figure 28: Vents (nds) et température (°C plage de couleur) à 850hPa le 25 septembre 2007 à 21h**

Le déplacement du cut-off vers l'est va favoriser la progression du Mistral jusqu'au secteur de Saint-Tropez. Ce n'est qu'en soirée du 26 septembre, avec le comblement du minimum de surface que le Mistral faiblit. Mais le vent reste de composante nord et des oscillations du champ d'isohypses sur la surface 850hPa contribue à un nouveau renforcement du Mistral en journée du 27 septembre jusqu'en deuxième partie de nuit du 27 au 28 septembre. Puis le vent bascule au secteur Ouest sur le littoral des Bouches du Rhône après le comblement de la perturbation sur la plaine du Pô (Figure 29).



**Figure 29 : Rafale (nds plage de couleur) et vent moyen (nds) à 10m le 27 septembre 2007 à 03h**

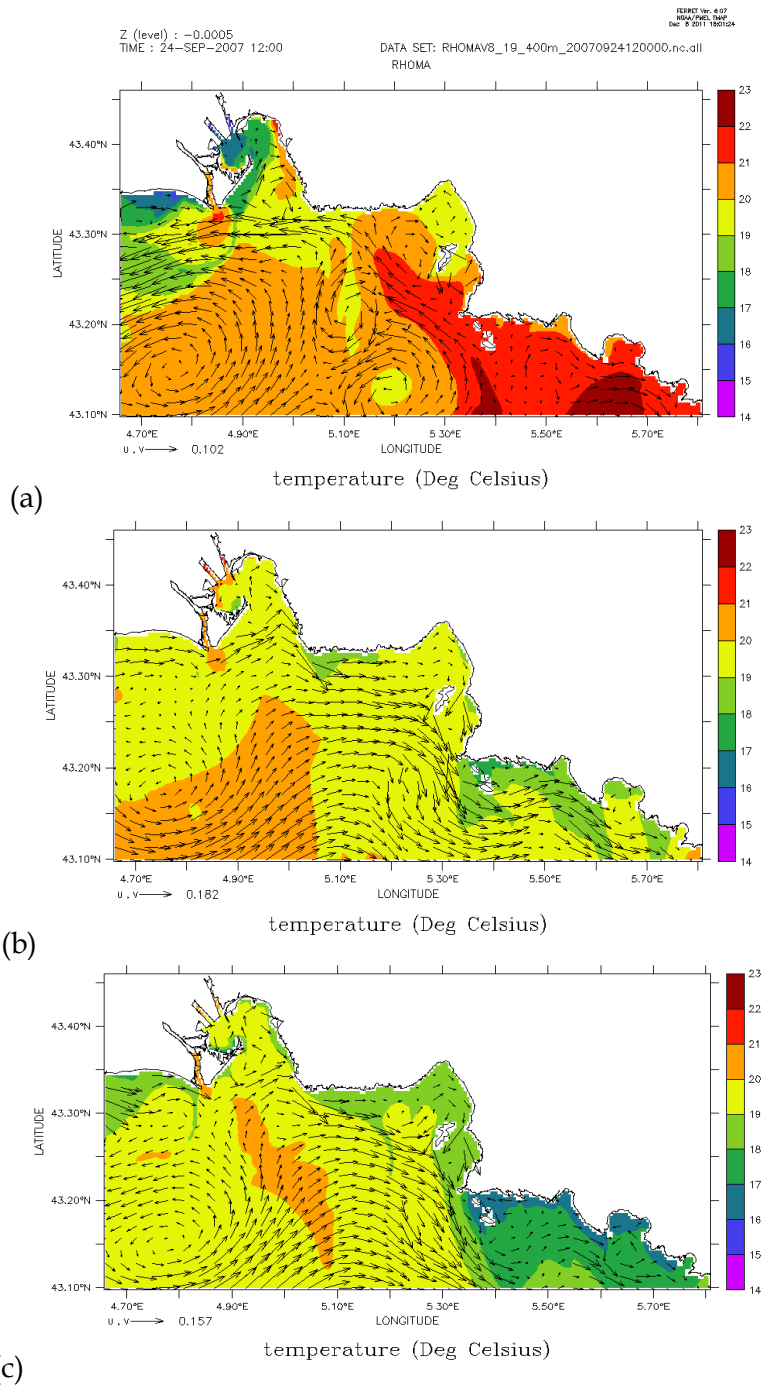
### 5.1.1.3 Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA):



**Figure 30 : Représentation du vent modélisé par MM5 (à gauche) et des mesures de Météo France (à droite) effectuées à la Station Hippodrome de Marseille en septembre 2007.**

Cette situation typique est relativement bien reproduite par le modèle atmosphérique MM5 qui force MARS3D-RHOMA (Figure 30).





**Figure 31 : Température de surface (en °C) et courants (en m/s) modélisés le 24 (a), le 26 (b) et le 27 (c) septembre 2007 à 12 heures.**

Le vent est de direction sud-est le 24/09/2007, les eaux chaudes du Sud rentrent dans la baie de Marseille (Figure 31a), puis le vent tourne ensuite au Mistral. Le temps de réponse est de 12h environ entre le début du coup de vent et le début du refroidissement de la température de surface bien visible le 26/09/2007 (Figure 31b). L'upwelling induit un refroidissement beaucoup plus important dans les Calanques (4°C) qu'à la côte bleue (2-3°C). Les températures descendent à 16 °C dans les Calanques et 18°C à la Côte Bleue le 27/09/2007 (Figure 31c). Ces différences de baisse de température pourraient s'expliquer par une différence de vitesse verticale et de profondeur de remonté d'eau.

#### 5.1.1.4 Situation biogéochimique (ECO3M-MASSILIA)

La différence Côte Bleue/Calanques est également remarquable sur la Figure 32a où la quantité de nitrate remontée en surface est beaucoup plus importante dans les Calanques (près de  $2 \mu\text{mol/L}$ ) que à la Côte Bleue ( $1 \mu\text{mol/L}$ ). Les concentrations en nitrate étant de plus en plus fortes en profondeur, cette différence de concentration suggère des remontées d'eaux par les upwellings issues de profondeurs distinctes. Cette différence nutritive induit une réponse du phytoplancton également différente avec une poussée à la Côte Bleue à l'endroit même de la remonté d'eau riche en sels nutritifs que l'on ne retrouve pas dans les Calanques, où la poussée semble être située autour de la zone de remonté d'eau (Figure 32b).

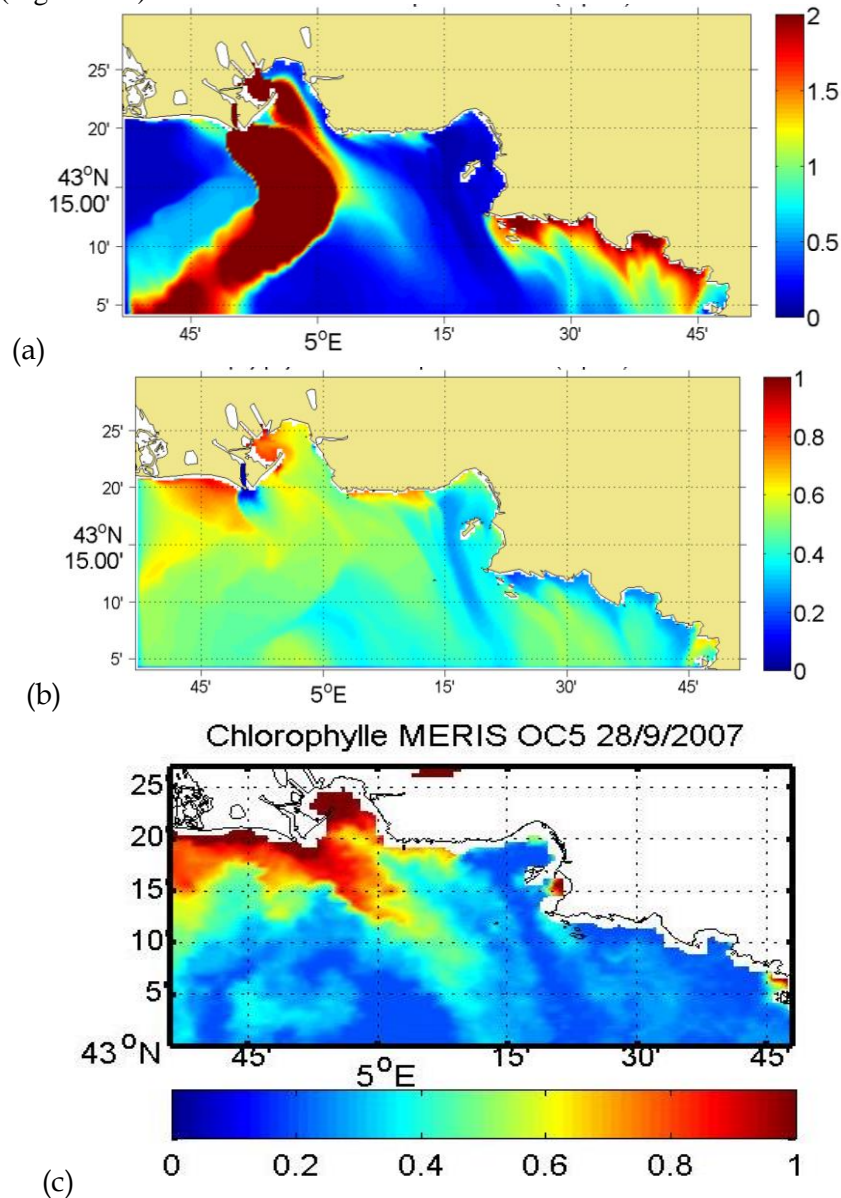


Figure 32 : Nitrates (a) (en  $\mu\text{mol/L}$ ) et Chlorophylle (b) (en  $\mu\text{g/L}$ ) de surface modélisés le 28 septembre 2007 à 12 heures et Chlorophylle (c) ( $\mu\text{g/L}$ ) calculée grâce à l'algorithme OC5 à partir de l'image MERIS du 28/09/2007.

### 5.1.1.5 Situation hydrosédimentaire

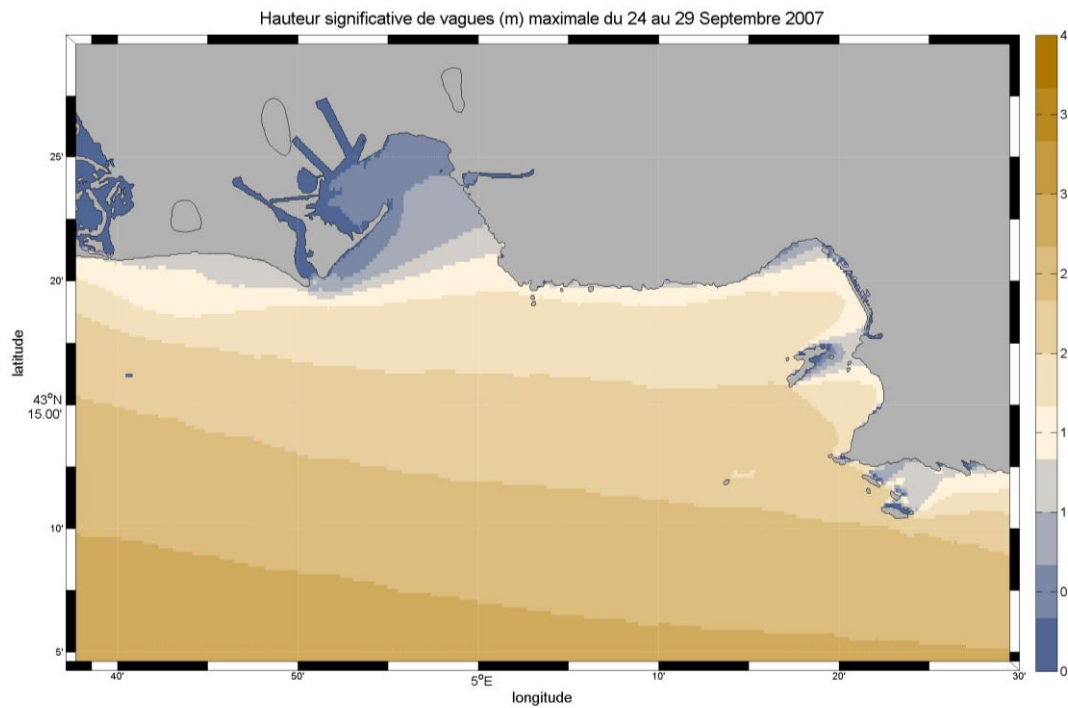


Figure 33: Distribution spatiale de la hauteur significative des vagues maximales entre le 24 et le 29 septembre 2007

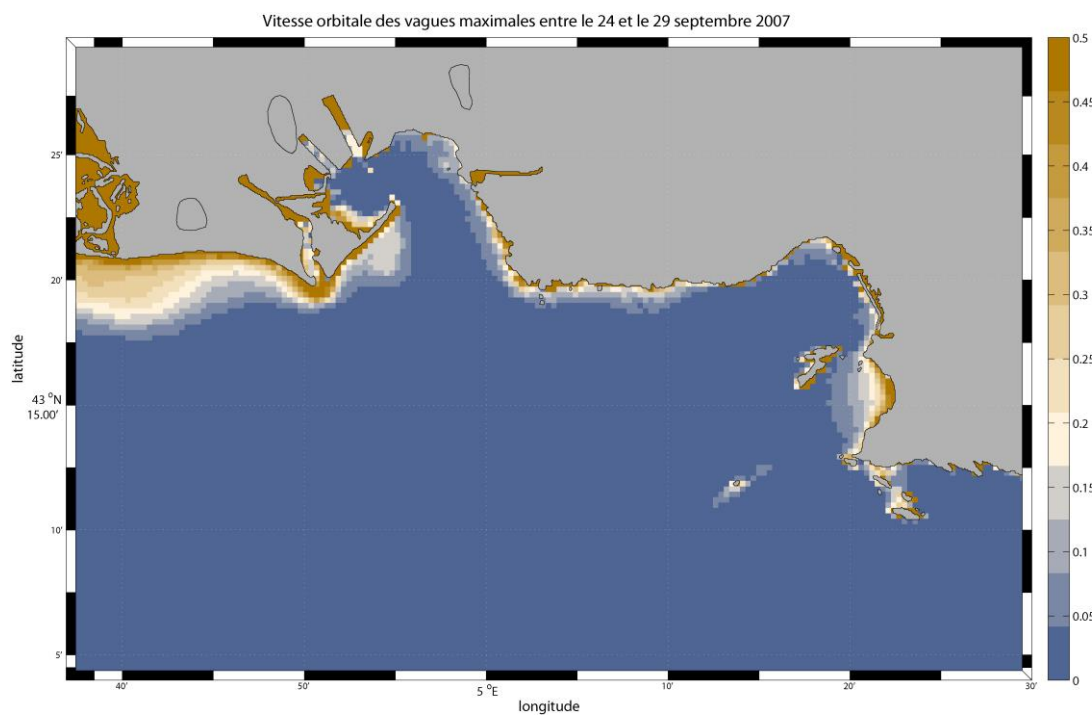
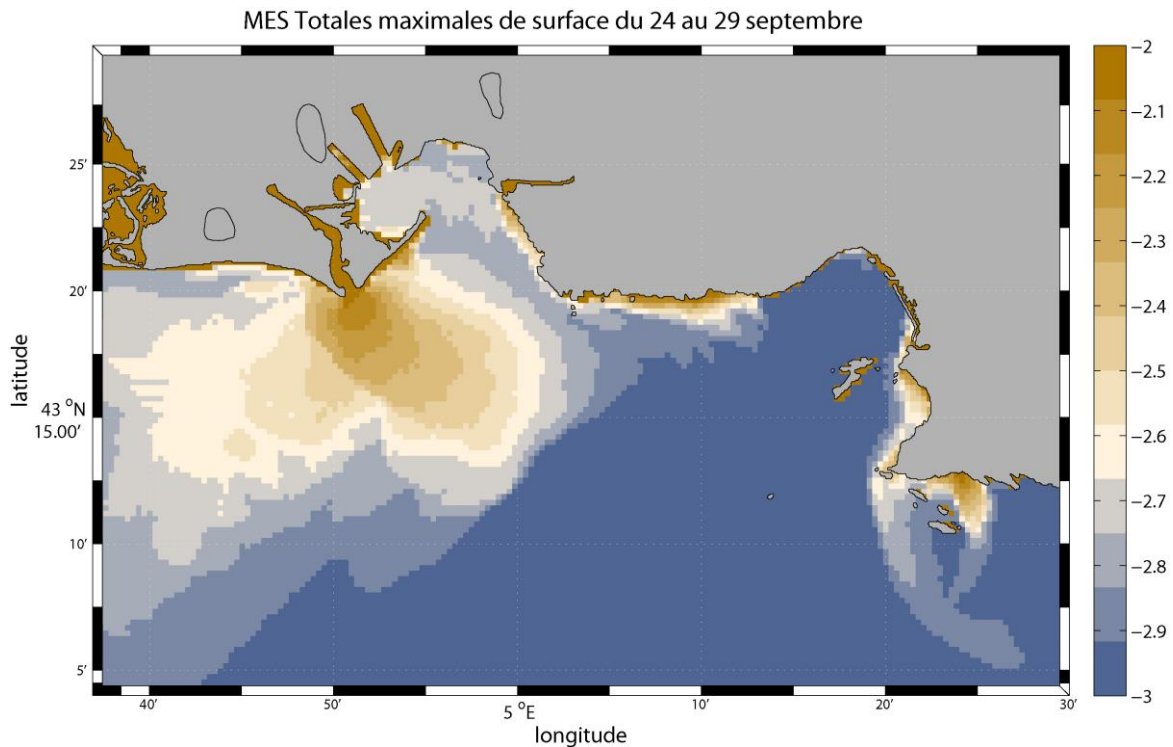


Figure 34 : Distribution spatiale de la vitesse orbitale des vagues maximales entre le 24 et le 29 septembre 2007



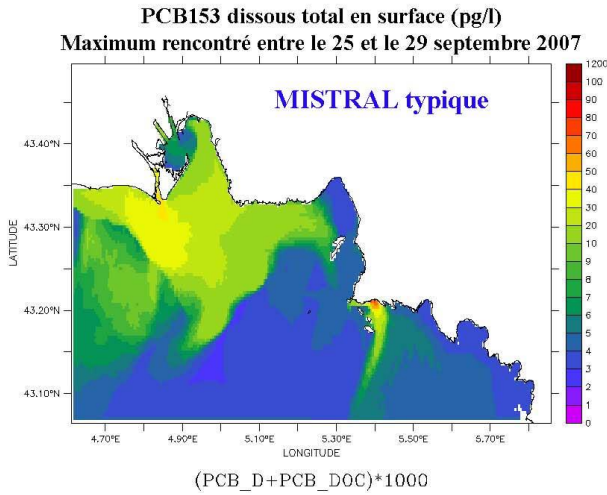
**Figure 35 : Distribution spatiale des concentrations maximales en MES de surface entre le 24 et le 29 septembre 2007 (échelle de couleur logarithmique, -2 : 10mg/L, -3 : 1mg/L)**

Durant cette période de Mistral modéré, les vagues impactent uniquement la rade Sud (Figure 34), induisant une érosion de cette zone et un transfert des MES vers le Sud. Le panache de Cortiou est bien visible, avec des concentrations supérieures à 5mg/L loin de l'émissaire, et un panache dirigé vers le sud sous l'effet du courant de surface. Une concentration de MES en surface significative est également observée le long de la côte bleue, sans être apparemment être corrélée à un effet des vagues (Figure 35).

#### 5.1.1.6 Situation de la contamination en CB153

Les situations de Mistral induisent donc une circulation Nord-Sud qui provoque une dispersion rapide des contaminants de la côte vers le large. Les panaches de surface sont dirigés vers le sud et longent la côte dans les rades sud et nord (Figure 36). Les concentrations en surface dans le panache de Cortiou sont du même ordre de grandeur que dans le panache du Rhône mais beaucoup plus localisées. Les concentrations dissoutes sont du même ordre de grandeur que les concentrations particulières, mais elles sont plus faibles dans les panaches turbides et plus fortes au large que les concentrations particulières. Les teneurs en CB153 sur les particules (ng/g) sont liées aux apports et aux remises en suspension des sédiments à la côte ; on observe notamment des teneurs assez fortes au fond près de la côte (Figure 37). La variation des stocks et des flux (Figure 38) montre en effet plusieurs remises en suspension successives en rade sud, mais aussi en rade nord entre le 26 et le 28 septembre (Figure 39). Le PCB remis en suspension se redépose en partie dans les mêmes zones ; l'autre partie étant emportée dans la colonne d'eau vers le Sud.

(a) Dissous en surface (pg/L)



(b) Particulaire en surface (pg/L)

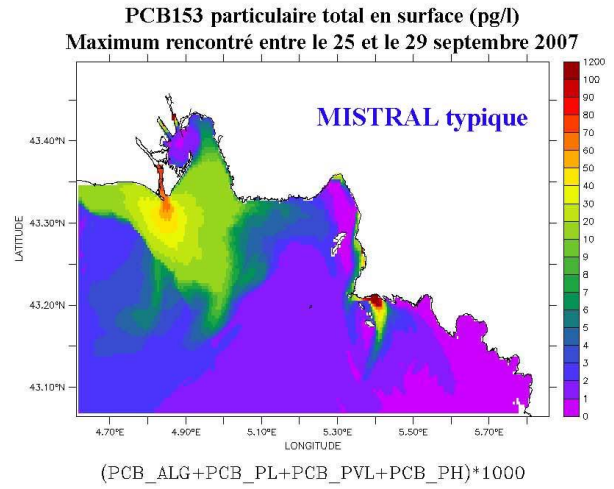
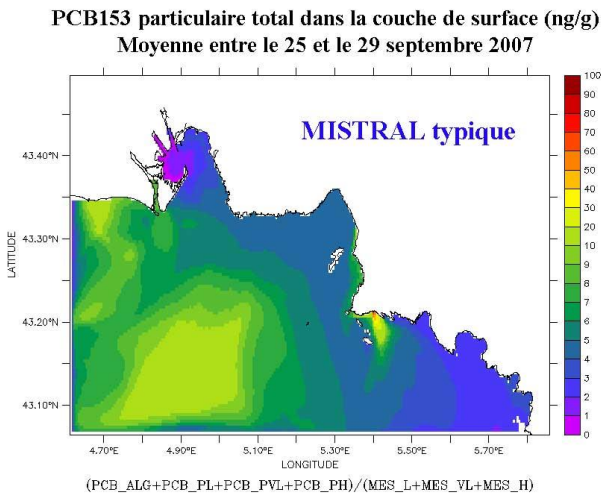


Figure 36 : Concentrations maximales en surface (pg/L) entre le 25 et le 29 septembre 2007.

(a) Particulaire en surface (ng/g)



(b) Particulaire au fond (ng/g)

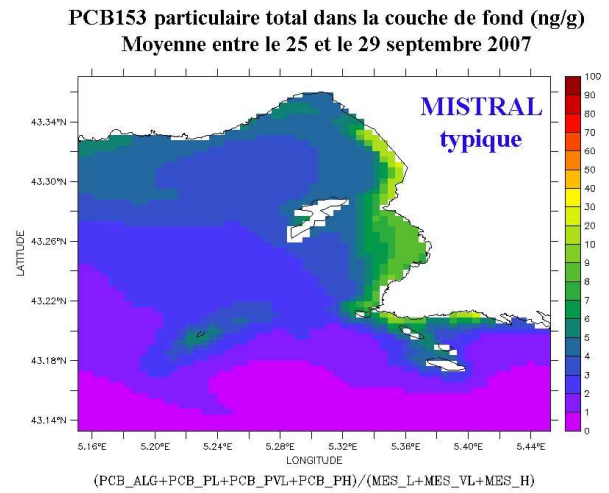


Figure 37 : Teneurs moyennes de CB153 particulaires (ng/g) rencontrées au fond et en surface entre le 25 et le 29 septembre 2007.

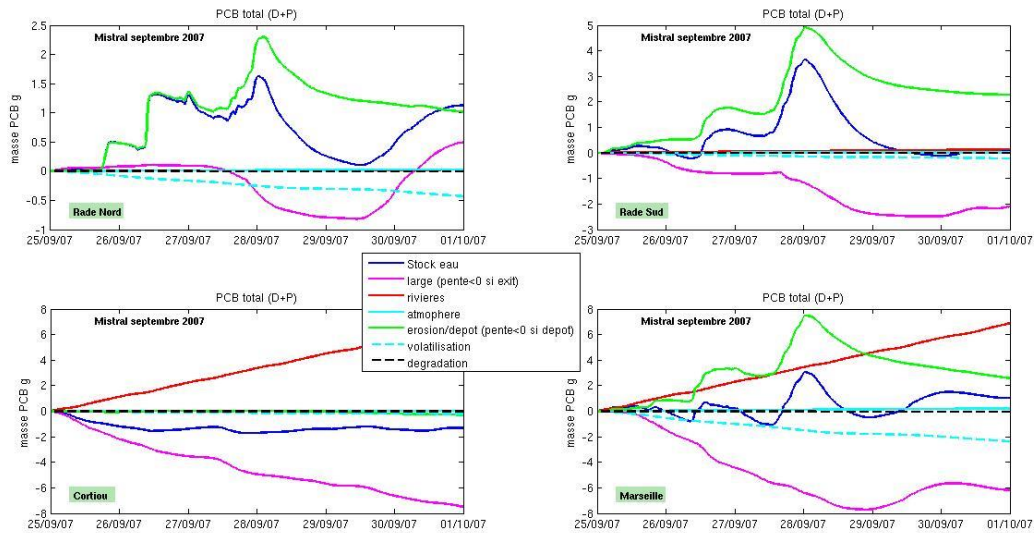


Figure 38 : Variation des stocks de CB153 total dans la colonne d'eau pendant la période et dans chaque zone (décrite sur la Figure 15), associée aux variations de concentrations dues à chaque processus : « large » : entrée/sortie aux limites ; « rivières » : apports à la côte ; « atmosphère » : dépôts secs et pluie ; « érosion/dépôt » ; « volatilisation » et « dégradation ». (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de contaminant, inversement si pente <0 = perte de contaminant).

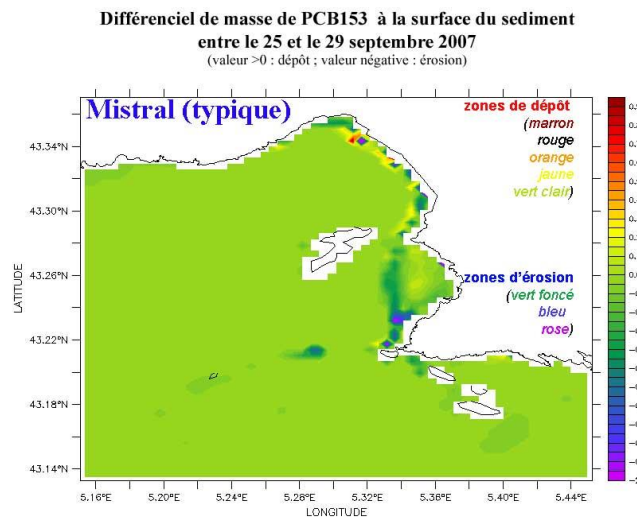


Figure 39 : Zones de dépôt/érosion après l'événement de Mistral typique de septembre 2007

## 5.1.2 Situation extrême de Mistral 9, 10 et 14 Novembre 2007

### 5.1.2.1 Données Météo France, station de l'Hippodrome de Marseille

Tableau 11

Date, intensité du vent (m/s) et direction (°)

Date	Vitesse	Direction
03/11/2007	3,1	290
04/11/2007	4,3	290
06/11/2007	15,6	330
07/11/2007	11,2	350
08/11/2007	9,1	320
09/11/2007	15,7	330
10/11/2007	17,4	330
11/11/2007	13,4	330
12/11/2007	14,9	330
13/11/2007	8,7	320
14/11/2007	14,7	320
15/11/2007	11,8	350
16/11/2007	7,4	320
17/11/2007	4,4	310
24/11/2007	4,1	330
25/11/2007	6,3	340
26/11/2007	6,3	330
27/11/2007	3,4	310
29/11/2007	7,8	340
30/11/2007	10,7	330
01/12/2007	5,1	290
02/12/2007	8,3	330
03/12/2007	13,5	320
04/12/2007	14,4	330
05/12/2007	5	340
06/12/2007	12,8	330
07/12/2007	13,4	290
08/12/2007	14,2	320
09/12/2007	13,4	300
10/12/2007	14,3	300
11/12/2007	12,2	340
12/12/2007	6,9	320
13/12/2007	3,1	290
14/12/2007	6,5	310
16/12/2007	4,3	320

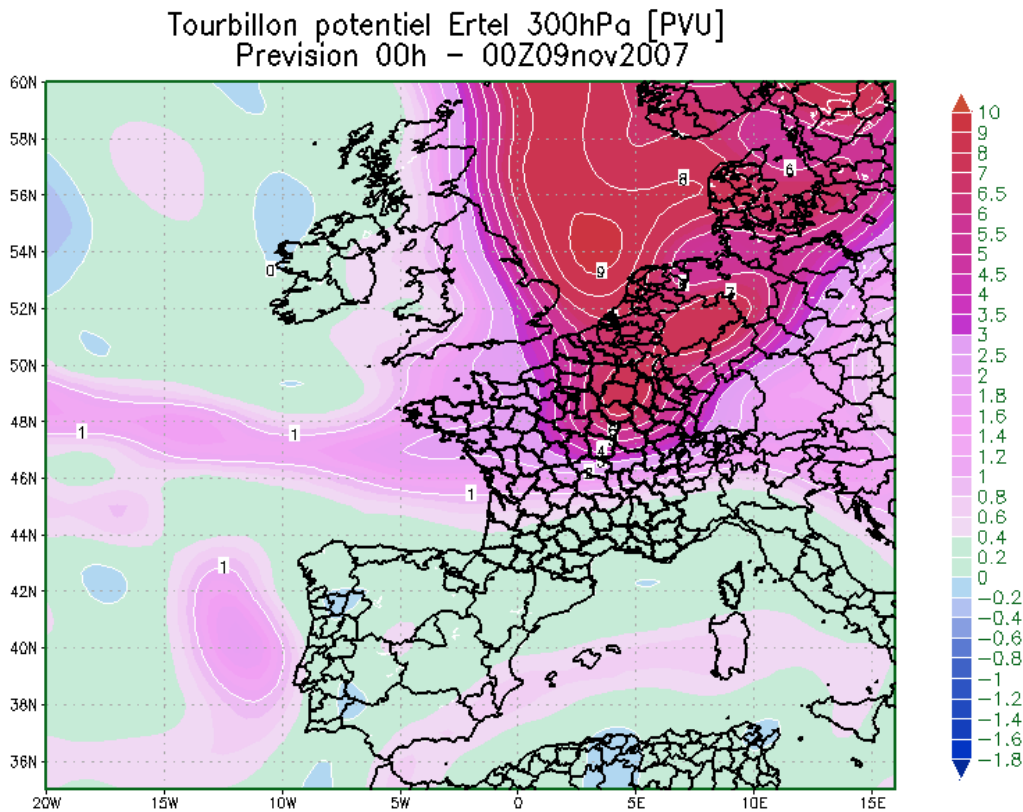
Le mois de novembre 2007 se caractérise par un vent de Mistral  $>3$  m/s quasiment tous les jours du 3 novembre jusqu'au 16 décembre inclus, avec pour seul intermède le coup de sud-est autour du 20 novembre (voir situation typique de SE de Novembre 2007) (

Tableau 11). Plusieurs valeurs fortes sont enregistrées pendant cette période (

Tableau 11), qui peuvent être considérées comme extrêmes même si elles ne constituent pas des records pour les mois de novembre et décembre habituellement soumis à un fort Mistral (depuis l'année 2001 incluse : 19.0 m/s record de vent moyen maximum quotidien pour novembre en 2001 ; 21.9 m/s record pour décembre en 2004).

### 5.1.2.2 Simulation atmosphérique

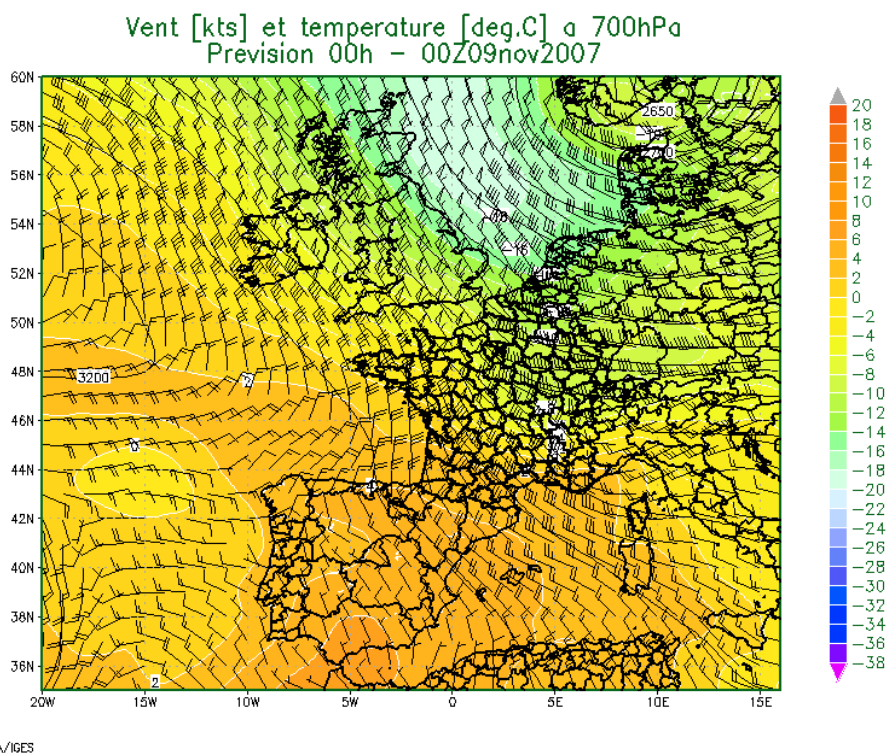
Le 9 novembre 2007, circulation d'une anomalie de tropopause très marquée (maximum de vorticité potentielle à 300hPa) sur l'Europe du Nord. Elle circule d'ouest en est en s'isolant sur l'Europe centrale en journée du 10 novembre (Figure 40).



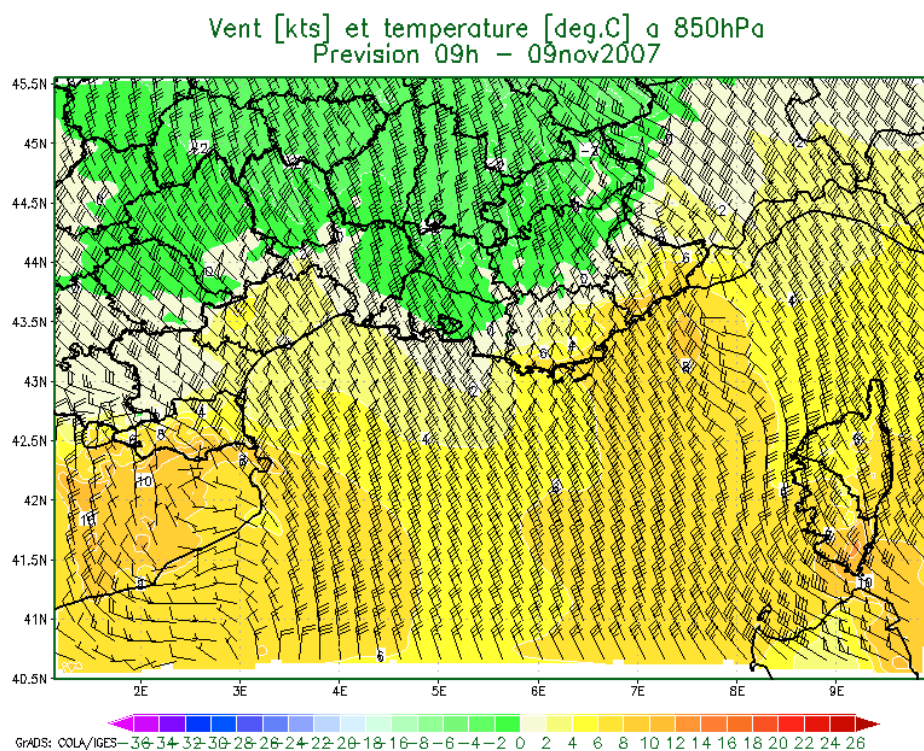
**Figure 40 : Tourbillon potentiel (PVU=unité de tourbillon potentiel équivalent à  $1 \text{ rad.m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) à 300hPa le 09 novembre 2007 à 00h**

Sur la bordure ouest de cette anomalie, flux de nord-ouest assez rapide sur un axe Ecosse-Sardaigne. Tandis que sur le proche atlantique développement d'une dorsale évoluant sur la France en journée du 10 novembre (Figure 41).





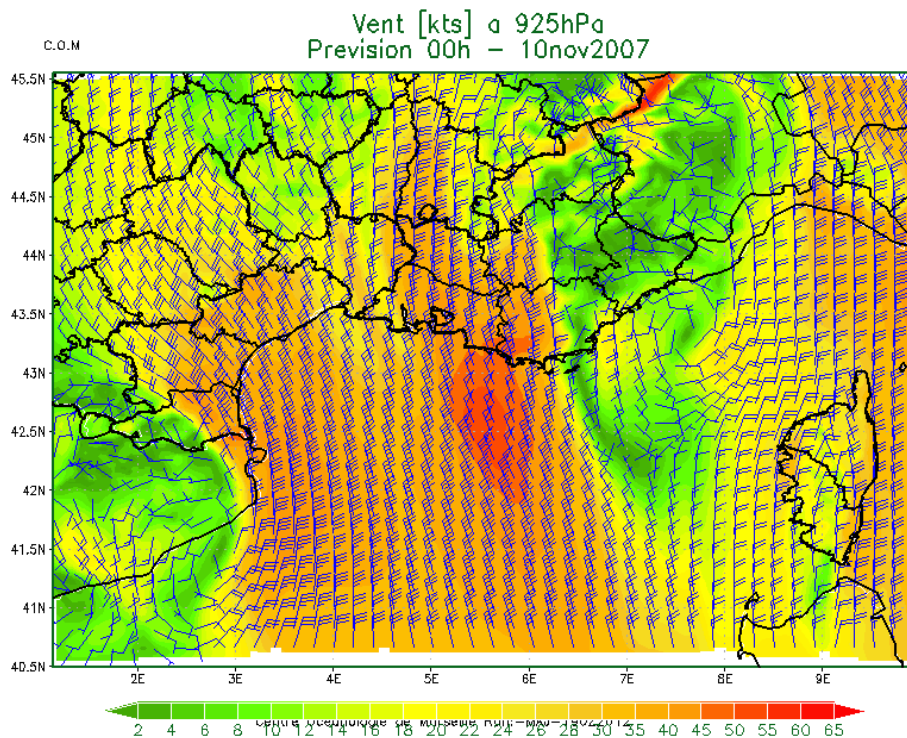
**Figure 41 : Vents (nds) et température (°C plage de couleur) à 700hPa le 9 novembre 2007 à 00h**



**Figure 42 : Vents (nds) et température (deg.C plage de couleur) à 850hPa le 09 novembre 2007 à 09h**

Sur la région PACA, en liaison avec le flux de nord-ouest d'altitude, le 9 novembre au matin, le gradient des isohypses à 850hPa étant plus marqué sur l'est des Bouches du Rhône, les Alpes de Hautes Provence et le Var génère une zone de vent fort (Figure 42).

C'est sous ce jet de basse couche que le Mistral souffle fort, cela concerne l'Est des Bouches du Rhône et les côtes varoises. Ensuite en cours d'après-midi, le vent faiblit en basse couche et c'est en deuxième partie de nuit du 9 au 10 novembre qu'un minimum relatif se développe près de la côte d'azur et évolue vers l'ouest (Figure 43).

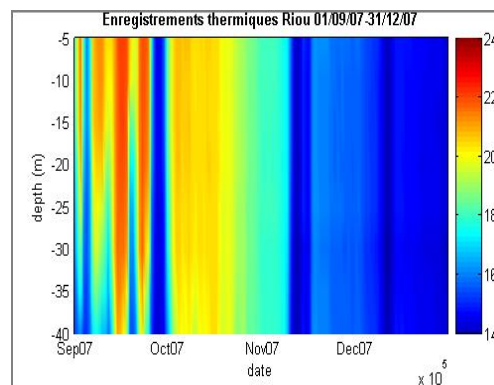


**Figure 43 : Vents (nds) à 925hPa le 10 novembre 2007 à 00h**

Le jet de basse couche évolue alors le long des côtes provençales en cours de nuit pour se positionner sur le secteur de Marseille. Le Mistral souffle fort en journée du 10 novembre puis s'étend à l'ouest du Var en début de soirée.

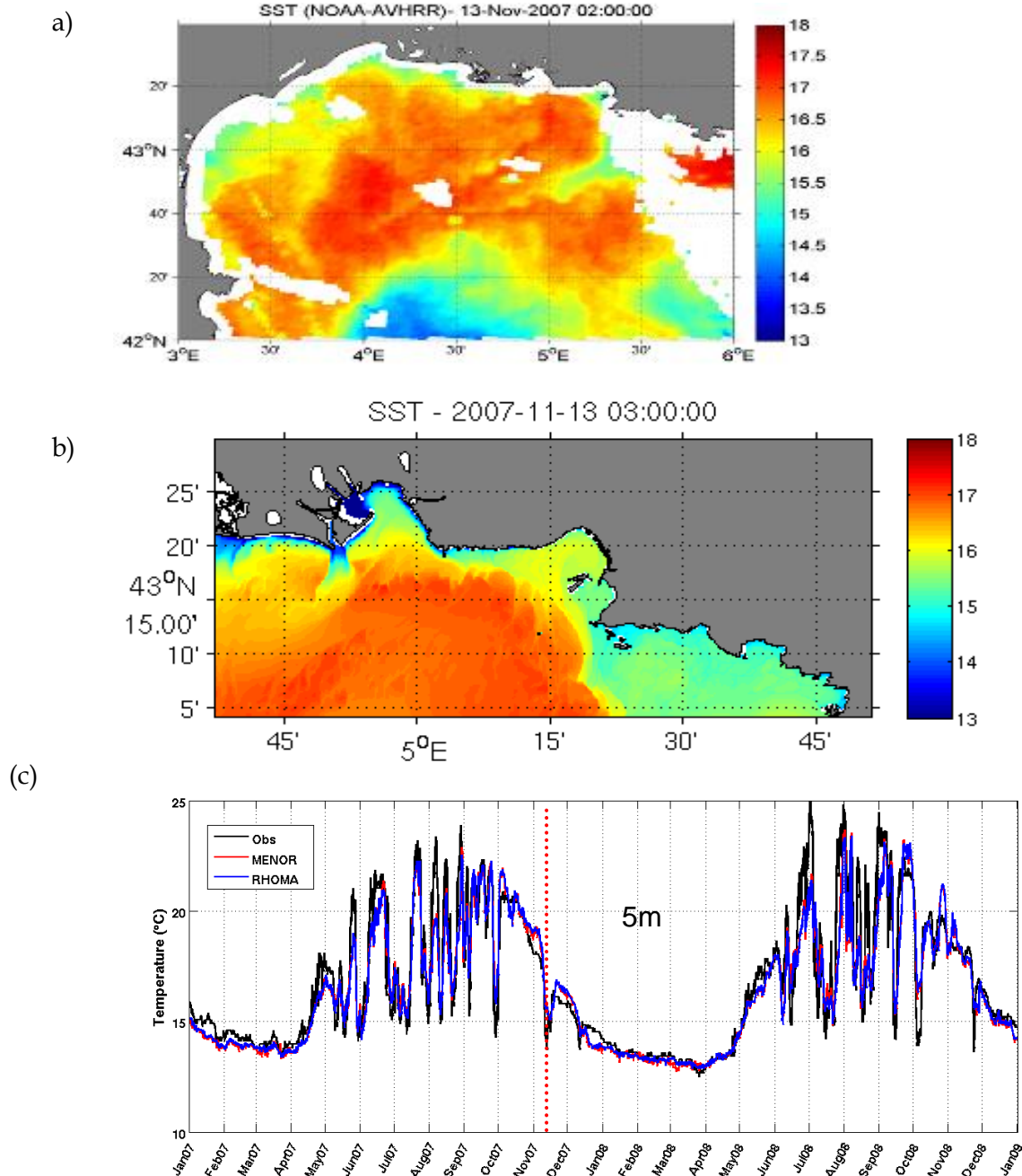
### 5.1.2.3 Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA)

Les vents contraignent fortement la circulation et l'hydrologie sur le plateau à l'est du golfe du Lion. La baisse de température liée aux épisodes d'upwellings de l'automne 2007 a été enregistrée par des thermographes dans le cadre du programme MEDCHANGE à l'île de Riou (Figure 44), station qui fait partie du réseau TMedNet (<http://www.t-mednet.org>). Les upwellings favorisent le mélange des eaux à l'automne.



**Figure 44 : Observations de température (N. Bensoussan, comm. Perso.) à la station de l'île de Riou (43.17N,5.38E) de septembre à décembre 2007.**

Le refroidissement des eaux en surface pour l'upwelling du 13 novembre 2007 est représenté sur la Figure 45 et sur la Figure 46. La comparaison des températures modélisées par la configuration RHOMA et observées par satellite (Figure 45) indique un bon accord pour la localisation des zones impactées à l'est du golfe du Lion : la côte bleue, la baie de Marseille et surtout les Calanques. Le refroidissement atteint 4 degrés en quelques heures au niveau de l'île de Riou (Figure 46).



**Figure 45 : Température de surface (en °C) le 13 novembre 2007 : a) observée par satellite (SST NOAA-AVHRR) sur le golfe du Lion, b) modélisée à l'aide de la configuration RHOMA, c) comparaison avec la configuration plus grande échelle MENOR et les observations à la station SOLEMIO.**

#### 5.1.2.4 Situation biogéochimique (ECO3M-MASSILIA)

De mi-novembre à fin décembre 2007, lors de la période de Mistral, les températures sont homogènes et froides sur toute la colonne d'eau. C'est la période hivernale décrite par Conan (1996) et qui est caractérisée par un fort mélange et donc une homogénéité de la colonne d'eau. Les concentrations en nitrate sont élevées (supérieures à  $1 \mu\text{mol.L}^{-1}$ ) de la surface jusqu'au fond, cependant les concentrations en chlorophylle sont basses (Figure 46).

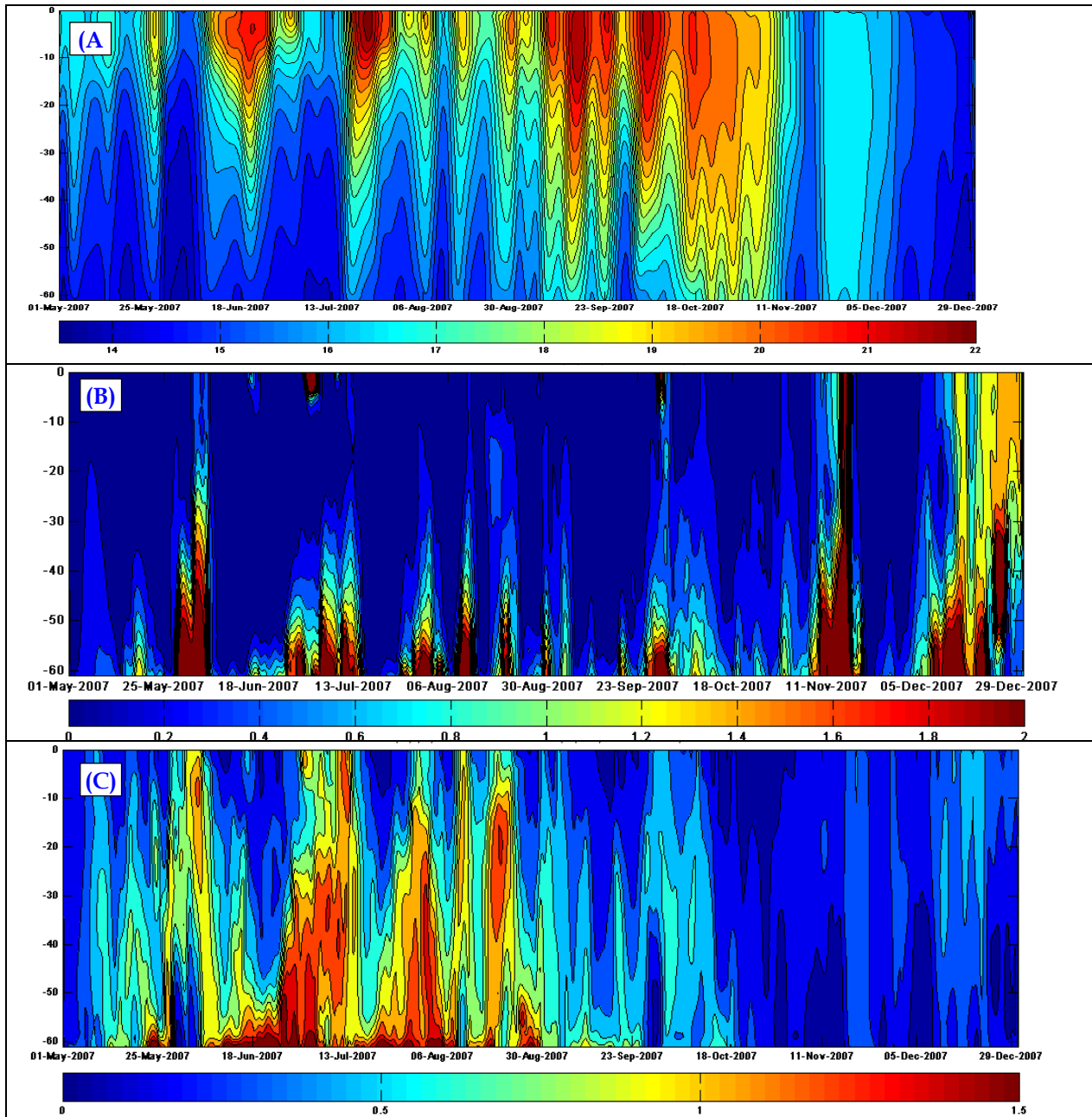


Figure 46 : Température (en  $^{\circ}\text{C}$ ) (A) , concentrations en nitrates (en  $\mu\text{mol.L}^{-1}$ ) (B) et en chlorophylle (en  $\mu\text{g.L}^{-1}$ ) (C) simulés, de la surface jusqu'au fond (60 m) à la station SOMLLIT du 01/05/07 au 31/12/07. Les résultats de la simulation sont filtrés sur 2 jours (soit 7 valeurs) avec un filtre de Hanning.

La différence côte bleue/calanques est également remarquable sur la Figure 47 où la quantité de nitrates remontés en surface est beaucoup plus importante dans les calanques ( $4 \mu\text{mol/L}$ ) qu'à la côte bleue ( $2 \mu\text{mol/L}$ ), ce qui suggère à nouveau une profondeur d'origine différente. Cette tendance déjà

observée pour un événement typique de Mistral est ici accentuée car les concentrations en nitrate en surface sont bien plus importantes (environ le double) dans le cas d'un événement extrême. Ceci indique que les eaux remontent d'une profondeur encore plus importante que dans le cas d'un Mistral typique. Cette différence induit une réponse du phytoplancton (Figure 47) également différente dans le cas de cet événement extrême qui se produit en novembre, un mois et demi plus tard que le précédent (dans des conditions plus proches de l'hiver, avec des concentrations de chlorophylle beaucoup plus faibles comme le montre la Figure 46). Il n'y a pas de poussée à la côte bleue à l'endroit même de la remonté d'eau riche en sels nutritifs, ni dans les calanques d'ailleurs.

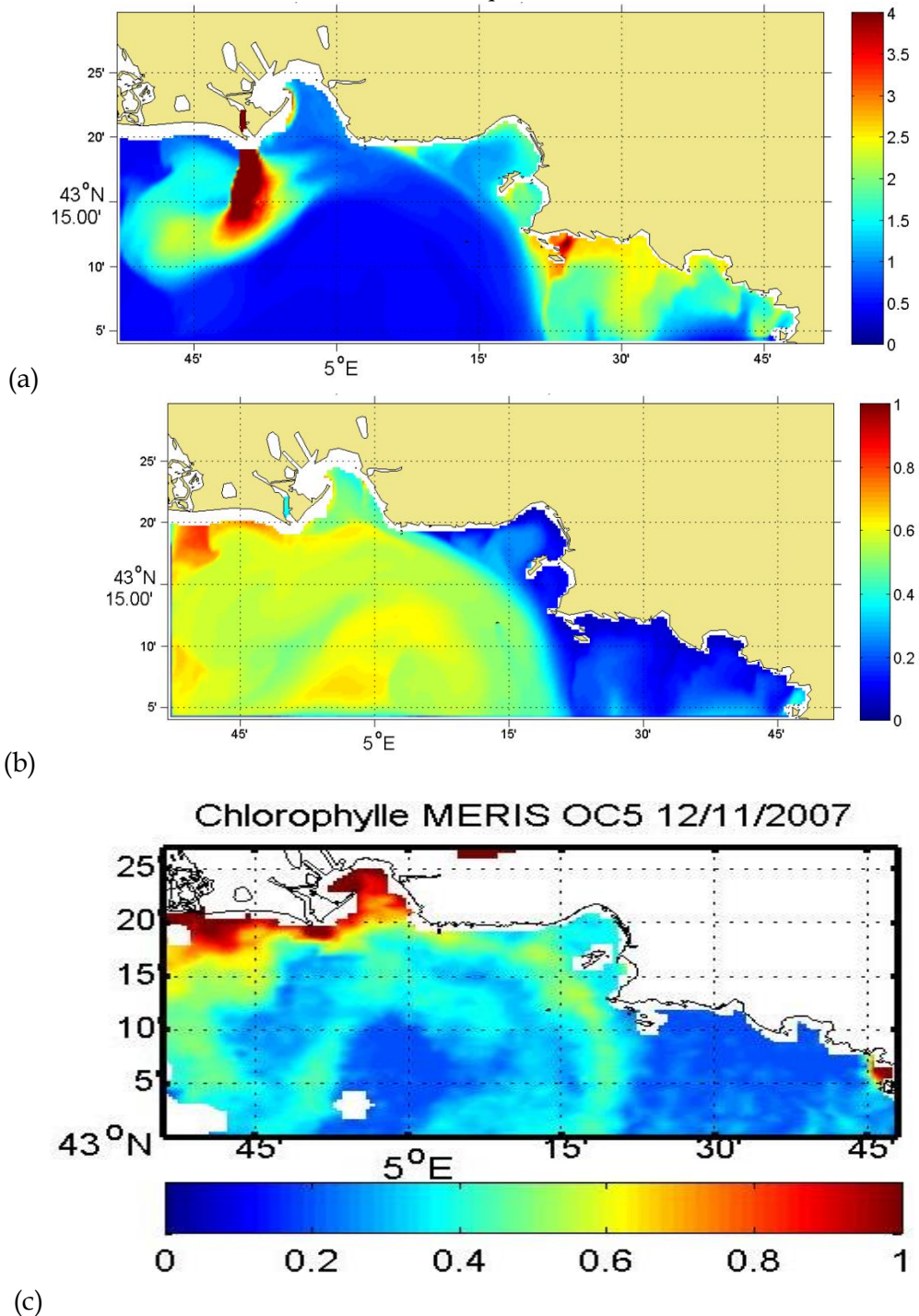


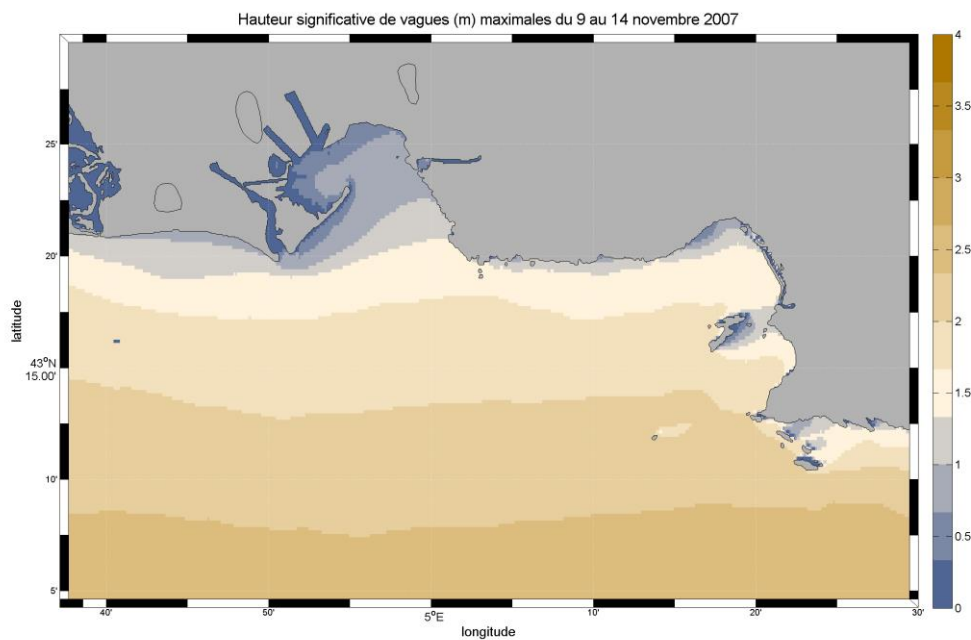
Figure 47 : Nitrates (a) (en  $\mu\text{mol/L}$ ) et Chlorophylle a (b) (en  $\mu\text{g/L}$ ) de surface modélisés le 12 novembre 2007 à 12 heures et Chlorophylle a (c) ( $\mu\text{g/L}$ ) calculée grâce à l'algorithme OC5 à partir de l'image MERIS du 12/11/2007.

La poussée semble être située dans une zone frontale à la limite de la zone de remonté d'eau. Elle se confond avec un filament généré par le front entre les eaux de l'upwelling et les eaux de surface environnantes (panache du Rhône), filament également bien visible sur l'image de couleur de l'eau du même jour (Figure 47c). A noter qu'une poussée dans la partie plus au sud est sans doute liée à une mauvaise représentation des concentrations à la frontière ouverte sud.

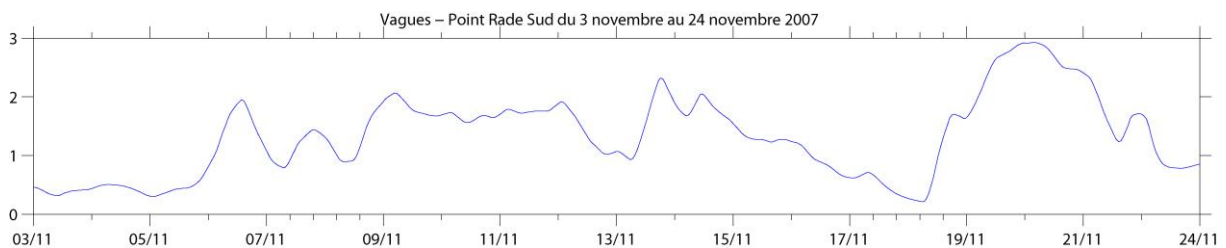
### 5.1.2.5 Situation hydrosédimentaire

Lors des évènements de Mistral, la baie de Marseille se trouve majoritairement protégée de l'influence des vagues, le fetch étant alors limité (Figure 48). Seule la Rade Sud est impactée par les vagues (Figure 49 et Figure 50). Cette situation induit une érosion significative en rade sud, un mélange intense (concentrations maximales de surface de l'ordre de 8mg/L) et un transfert des sédiments, majoritairement des MES lourdes, vers le sud, forcé par le courant de surface généré par le Mistral, tandis qu'une faible part du sédiment se trouve redistribué en sud rade (Figure 51). De même, le panache de l'émissaire de Cortiou est dirigé vers le large. Il est cependant peu développé (quelques mg/L au droit de l'émissaire), car rapidement dilué et sans évènement majeur de pluie concomitant.

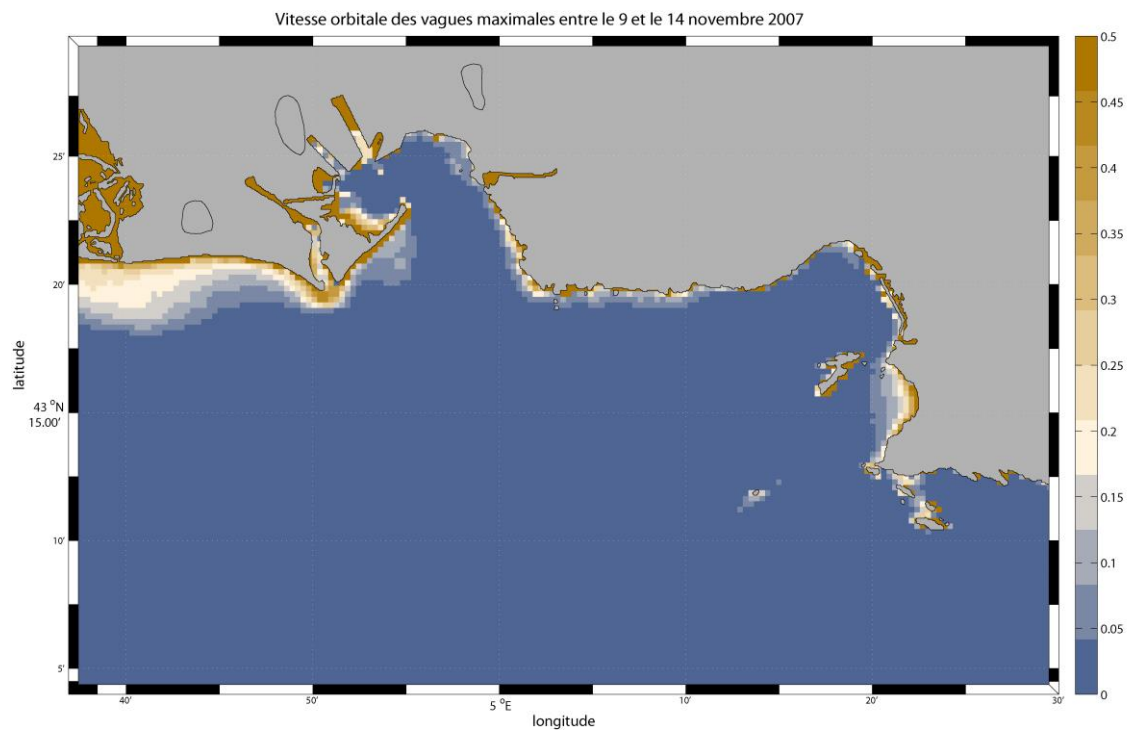
Cet export vers le large est clairement visible via le calcul des bilans particulaires : une majorité des sédiments érodés (rade sud, Figure 53) sont exportés hors de la zone (Figure 52).



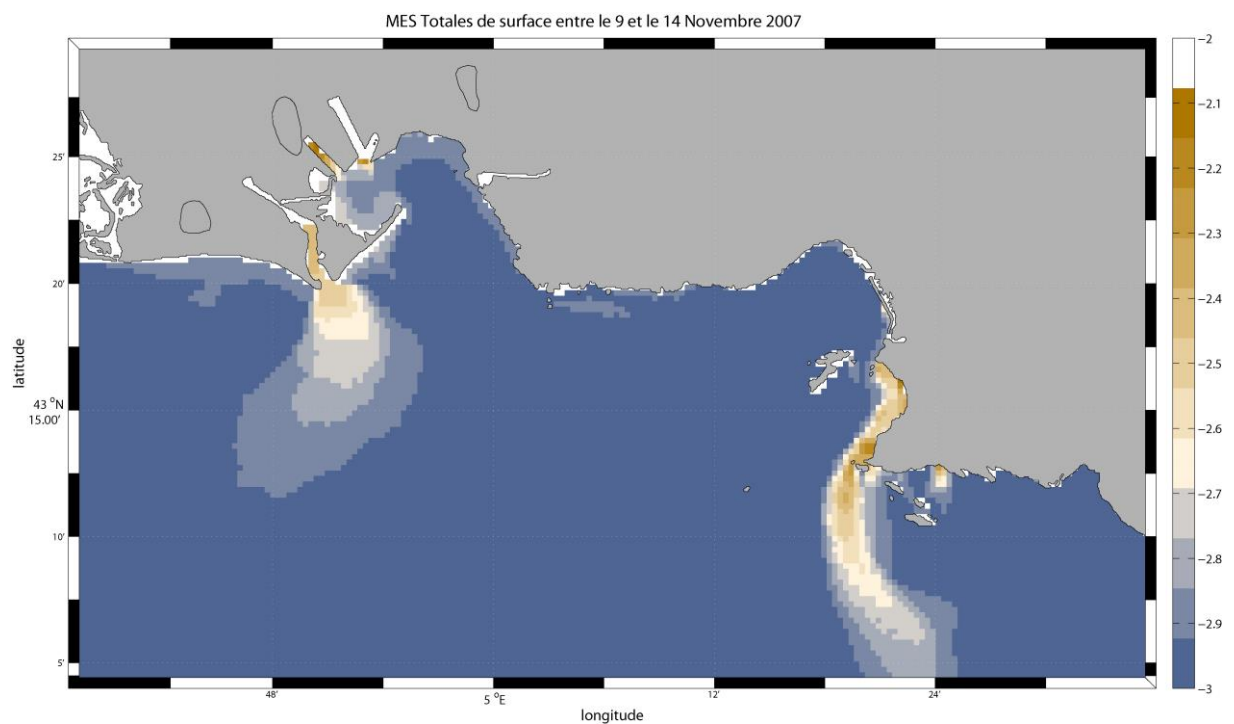
**Figure 48 : Hauteur significative des vagues (m) du 9 au 14 novembre 2007**



**Figure 49: Hauteur significative des vagues au point de référence Rade Sud du 3 au 24 novembre**



**Figure 50 : Vitesse orbitale des vagues (m/s) du 9 au 14 novembre 2007**



**Figure 51 : Distribution des MES totales de surface entre le 9 et le 14 novembre 2007 (en g/L, échelle logarithmique)**

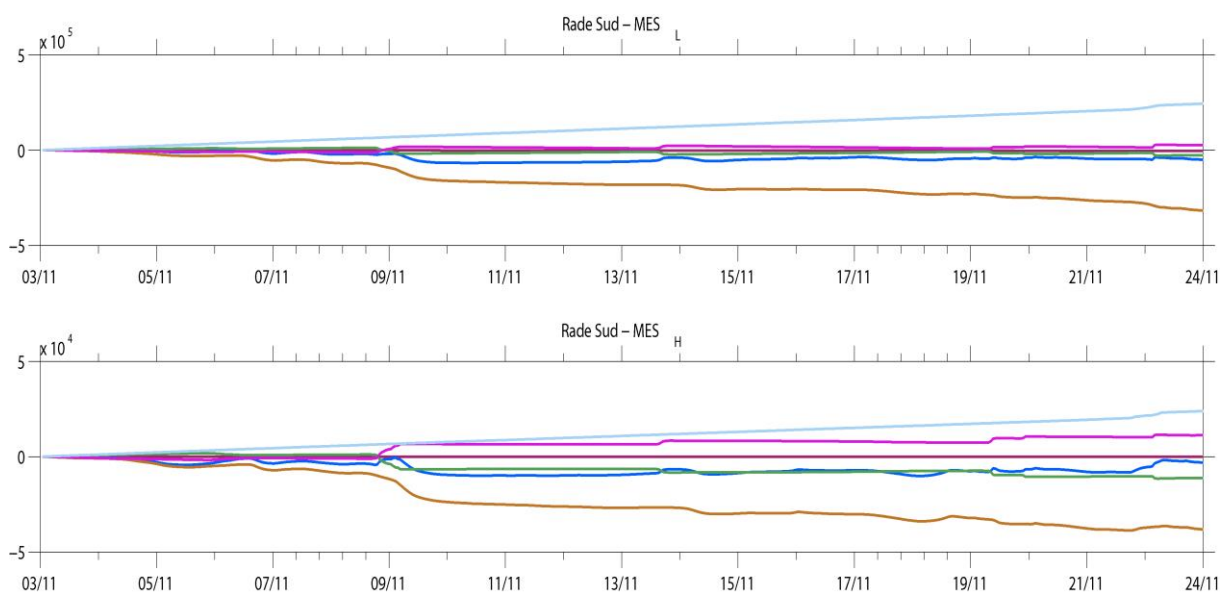


Figure 52 : Bilan sédimentaire cumulé de la zone Rade Sud du 3 au 24 Novembre 2007 pour la MES<sub>L</sub> (légère) en haut et MES<sub>H</sub> (lourde) en bas. Bilan global (rouge), Masse dans l'eau (bleu foncé), Masse dans le sédiment (Vert), Flux aux limites (sortant si négatif) (marron), Flux à l'interface eau/sédiment (dépôt si négatif) (rose), Flux en provenance des apports (bleu clair)

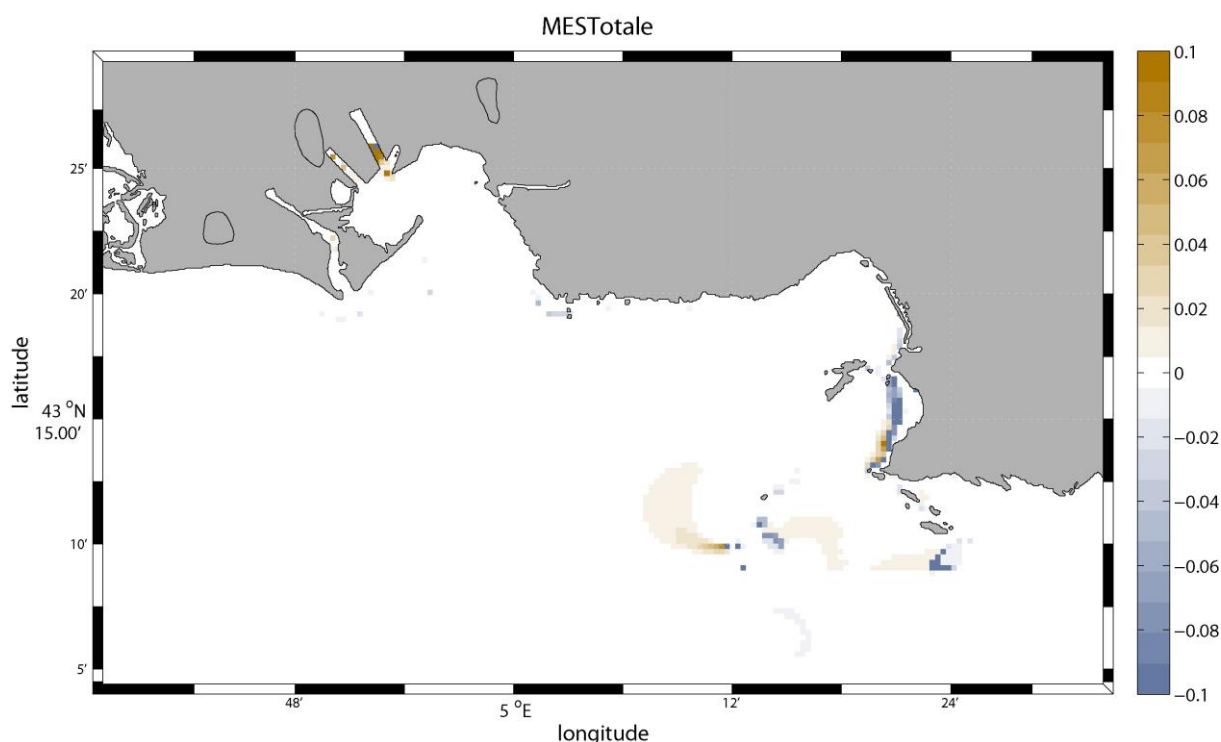


Figure 53 : Dépôt (en beige) /érosion (en bleu) de sédiment fin (kg/m<sup>2</sup>) entre le 9 et le 14 Novembre 2007.

#### 5.1.2.6 Situation de la contamination en CB153

La situation de novembre 2007 est assez semblable à celle de septembre 2007, mais les remises en suspension de PCB le 9 novembre en rade nord et sud (plus marquées en rade sud) sont moins fortes



que dans la situation typique (Figure 54); les concentrations sont en moyenne plus faibles (Figure 55 et Figure 56), liées notamment à une diminution des apports par rapport à la situation de septembre. Comme dans la situation typique, la zone de Cortiou n'est pas soumise à des érosions et le processus majeur reste l'apport de Cortiou qui se disperse rapidement. L'essentiel des apports, qu'ils soient d'origine côtière ou d'origine sédimentaire, est exporté vers le large (Figure 56); il y a très peu de dépôt. Une part non négligeable se volatilise, mais ce processus est sans doute surévalué. Le stock total de CB153 diminue pendant l'événement dans toutes les zones (Figure 56).

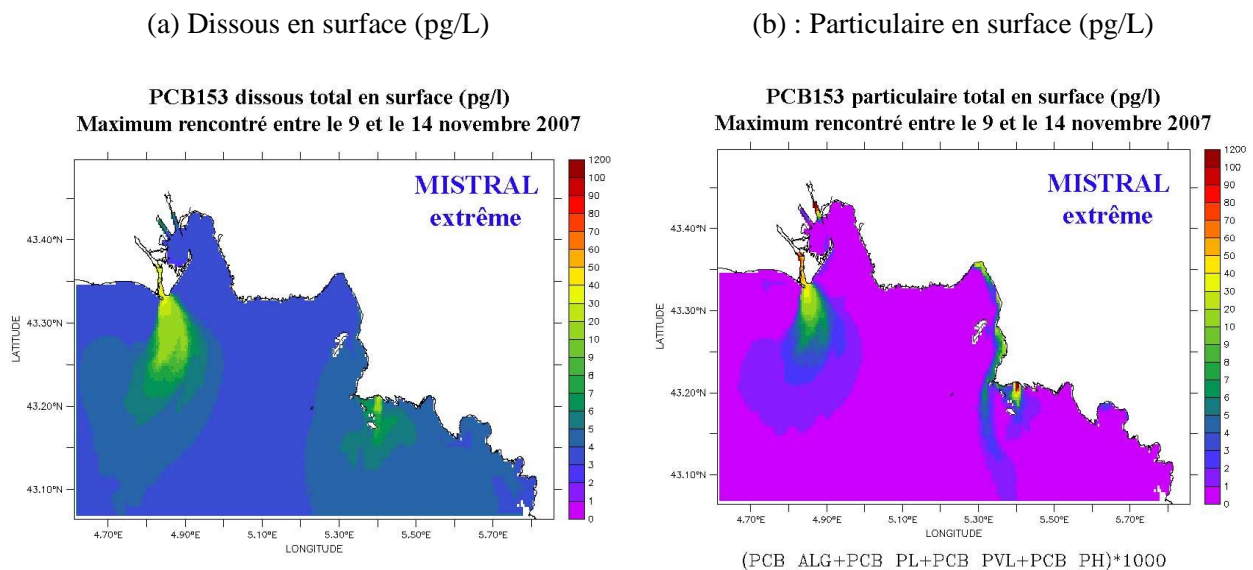


Figure 54 : Concentrations maximales en surface (pg/L) entre le 9 et le 14 novembre 2007

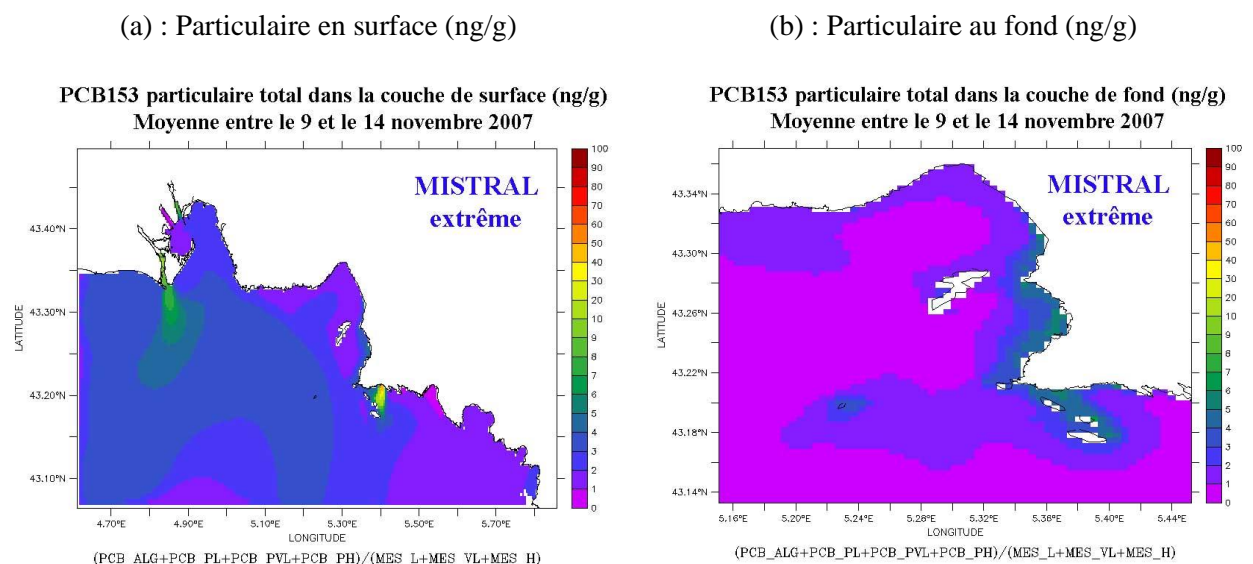


Figure 55 : Teneurs moyennes de CB153 particulaires (ng/g) rencontrées au fond et en surface entre le 9 et le 14 novembre 2007

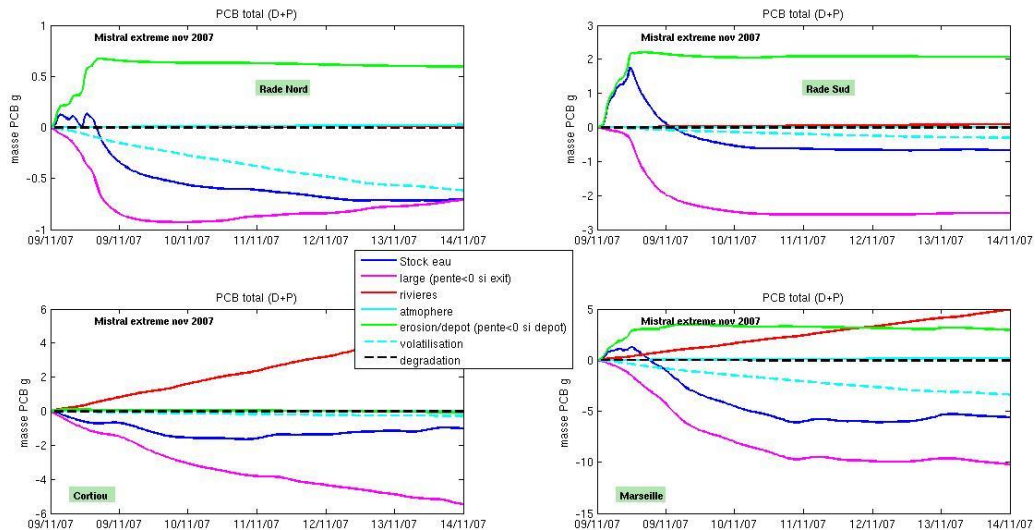


Figure 56 : Variation des stocks de CB153 total dans la colonne d'eau pendant la période et dans chaque zone (décrite sur la Figure 15), associée aux variations de concentrations dues à chaque processus « large » : entrée/sortie aux limites ; « rivières » : apports à la côte ; « atmosphère » : dépôts secs et pluie ; « érosion/dépôt » ; « volatilisation » et « dégradation ». (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de contaminant, inversement si pente <0 = perte de contaminant)

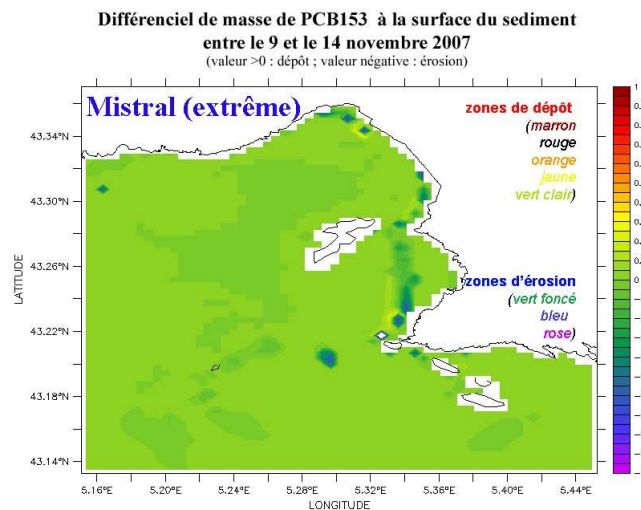


Figure 57 : Zones de dépôt et d'érosion après l'événement de Mistral extrême

**VENT DE SUD-EST**

## 5.2 SITUATIONS DE VENT DE SUD-EST :

### 5.2.1 Situation typique vent de Sud-Est : 19 au 23 novembre 2007

#### 5.2.1.1 Données Météo France, station de l'Hippodrome de Marseille

D'après les données Météo France, un coup de vent d'Est a lieu du 19 au 23 novembre 2007, avec un maximum journalier atteint le 20 novembre 2007 avec 11.1 m/s (Depuis l'année 2001 incluse, le record pour le mois de novembre est de 11.6 m/s atteint en 2008 et le maximum pour le vent de sud-est est 14.1 m/s atteint en janvier et en décembre 2008 ; NB: l'année 2008 semble avoir été propice aux records de sud-est).

#### 5.2.1.2 Simulation atmosphérique

Une anomalie de vorticité potentielle (PV) circule sur l'Atlantique nord en journée du 18 novembre, et pénètre sur l'Angleterre et la France en milieu de matinée du 19 novembre. Cette anomalie de tropopause se matérialise dans les couches inférieures par une goutte froide centrée sur le sud de l'Irlande Figure 58 et Figure 59).

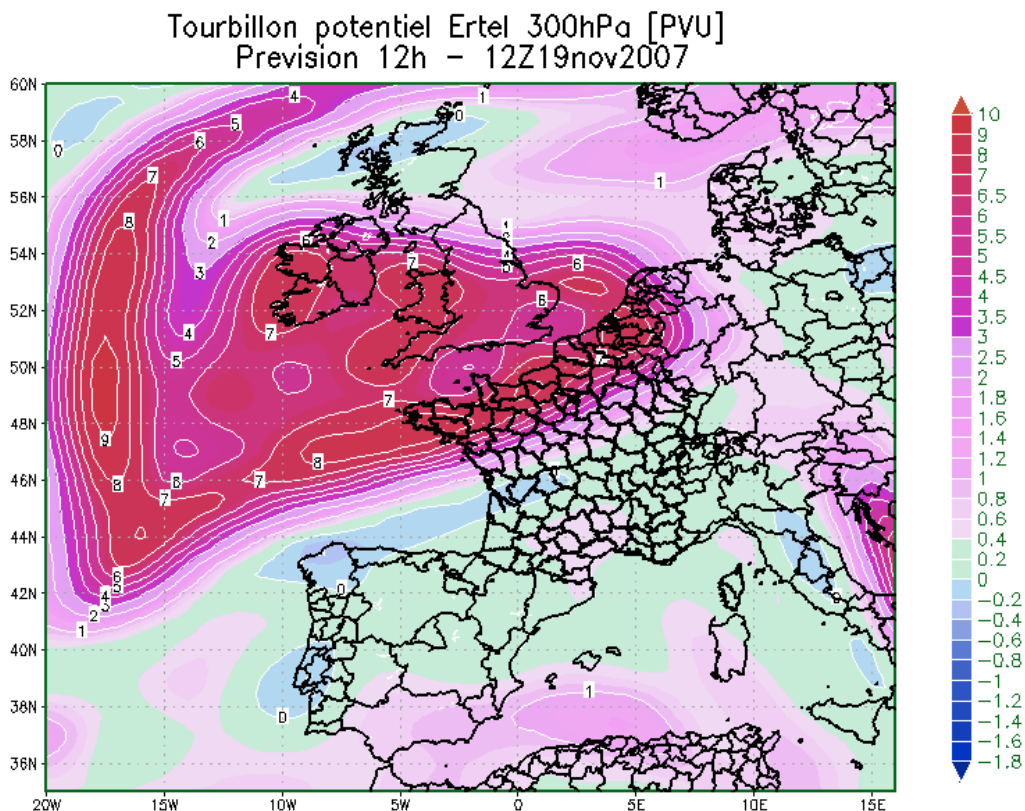
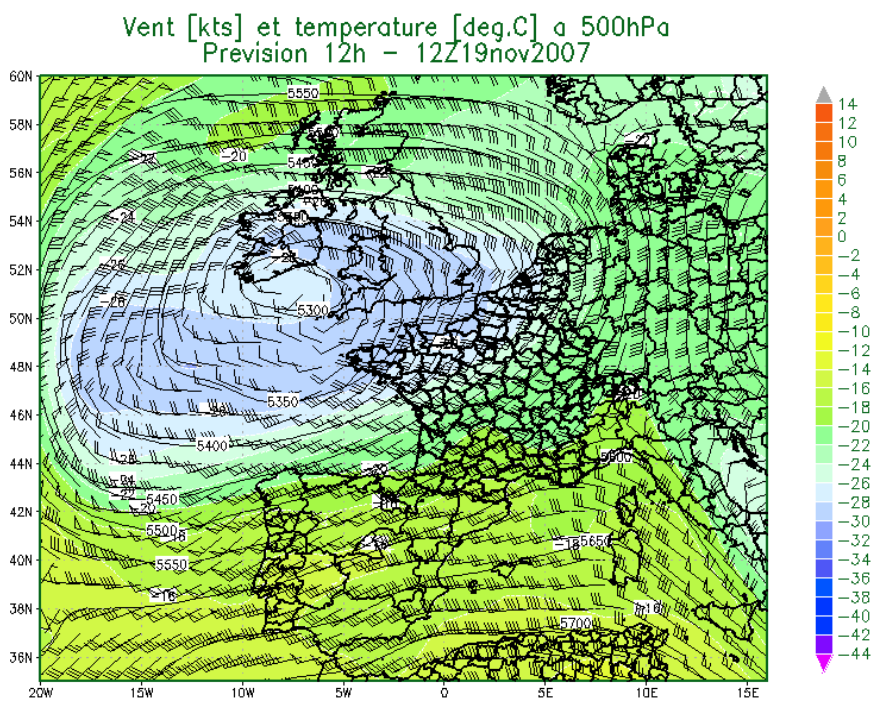
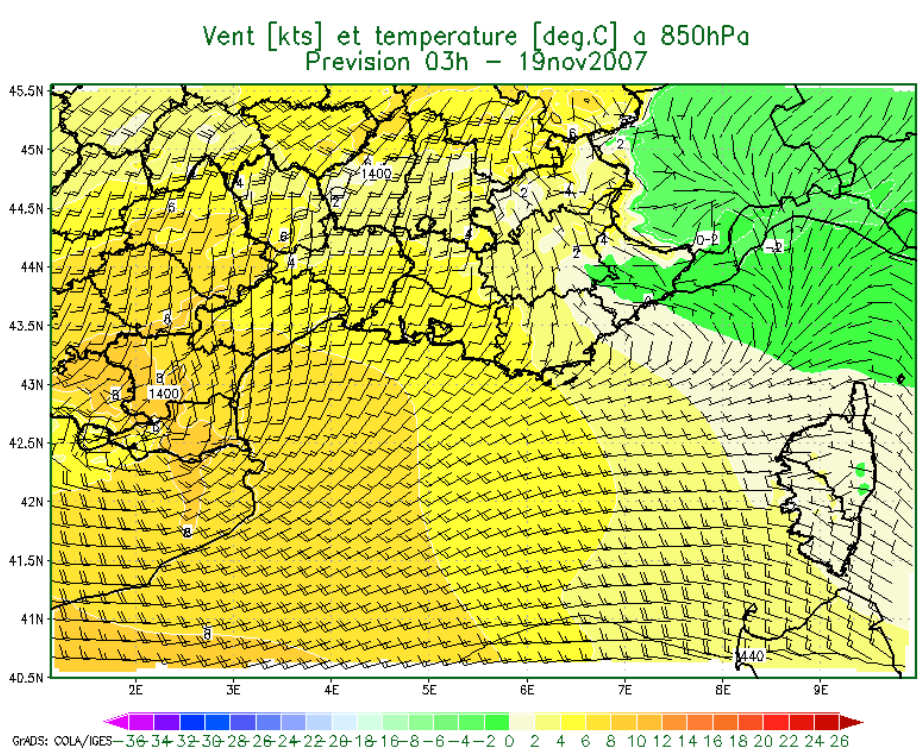


Figure 58 : Vorticité potentielle (PVU=unité de vorticité potentielle équivalent à  $1 \text{ rad.m}^{-2} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) à 300hPa le 19 novembre 2007 à 12h



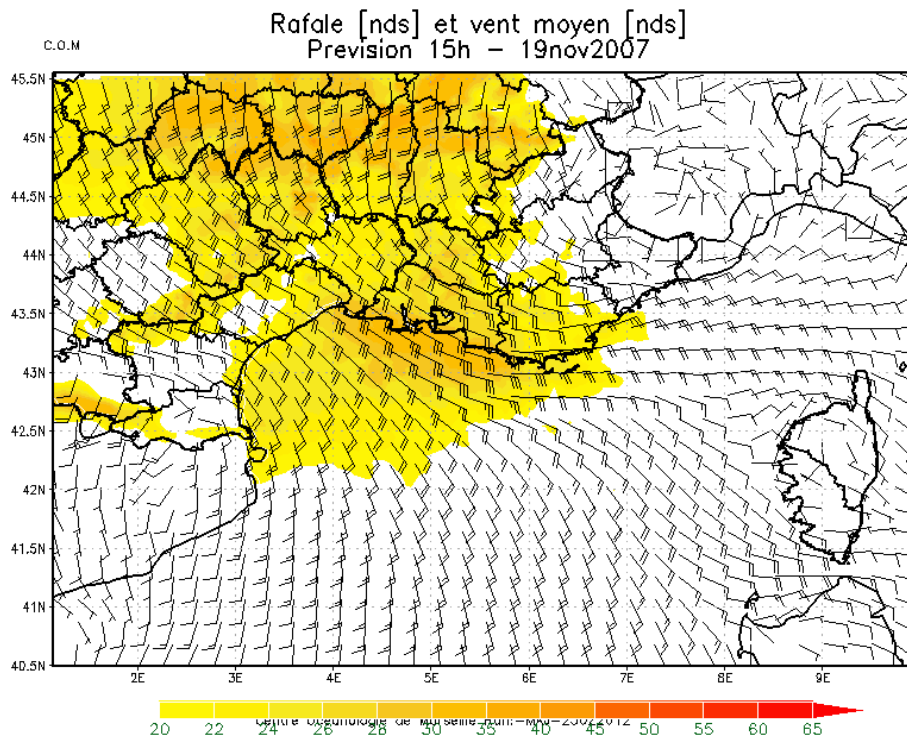
GRADS: COLA/IGES  
**Figure 59 : Vents (nds) et température (°C plage de couleur) à 500hPa le 19 novembre 2007 à 12h**



GRADS: COLA/IGES  
**Figure 60 : Vents (nds) et température (°C plage de couleur) à 850hPa le 19 novembre 2007 à 03h**

Dans la partie sud de cette goutte froide, le vent s'oriente sud-ouest sur un axe Espagne-Sud-Est de la France. Toutefois l'advection d'humidité reste limitée sur la partie nord du pays et le bassin méditerranéen est sous un air relativement sec. Cette zone étant alors dans la phase avant de l'axe du talweg, le flux s'oriente en basse couche au sud-est en début de journée (Figure 60). En cours de journée, la zone barocline chaude se développe sur les Bouches du Rhône et le Var contribuant à

renforcer le vent le long de cette anomalie chaude. En surface le vent de sud-est souffle modérément et atteint 30/35nds le long des côtes provençales (Figure 61).



**Figure 61 : Vents (nds) et rafale (nds plage de couleur) à 10m le 19 novembre 2007 à 15h**

Avec le déplacement du minimum Espagnol sur le golfe du Lion, le vent de sud-est se renforce et le jet de basse couche s'établit sur les Bouches du Rhône (Figure 62). Des pluies commencent à se développer sur la région PACA et s'intensifient en cours de nuit du 19 au 20 novembre.

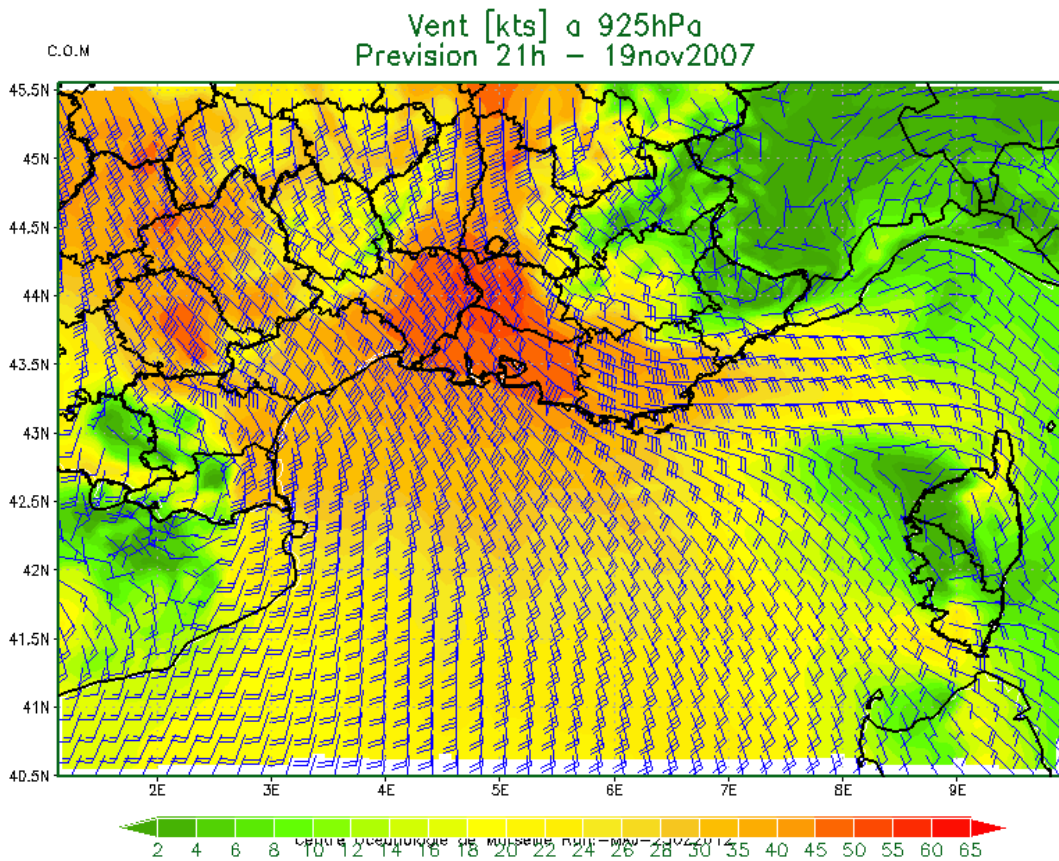


Figure 62 : Vents (nds) à 925hPa le 19 novembre 2007 à 21h

### 5.2.1.3 Situation hydrodynamique et biogéochimique

Du fait de l'orientation est/ouest du trait de côte aux environs de Marseille, les vents de sud-est poussent les eaux plus chaudes du large en direction de la côte (Figure 63).

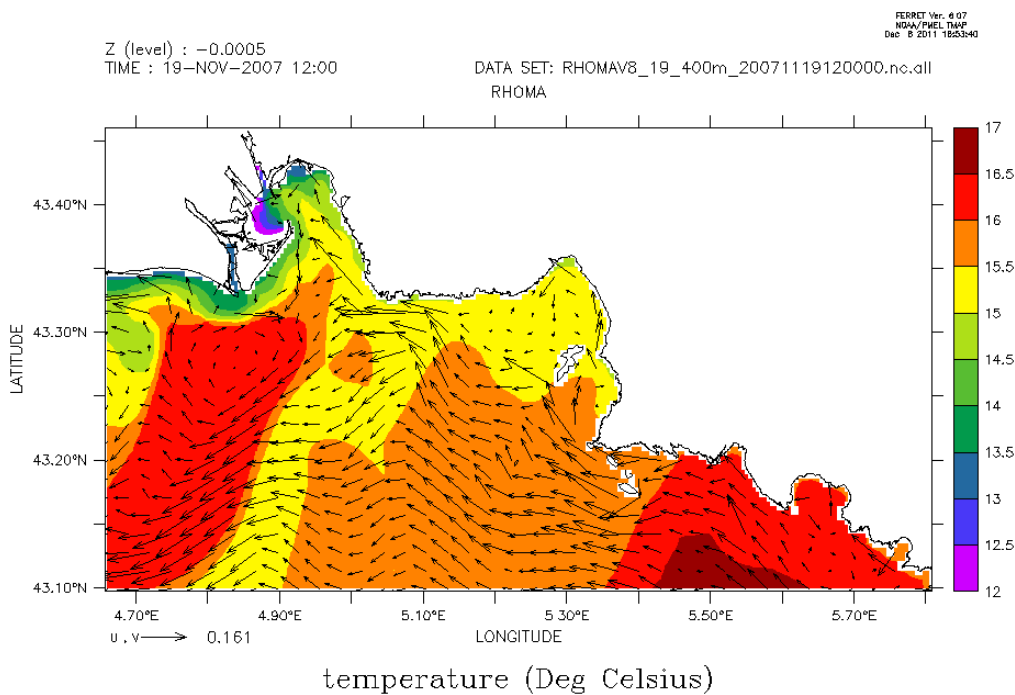
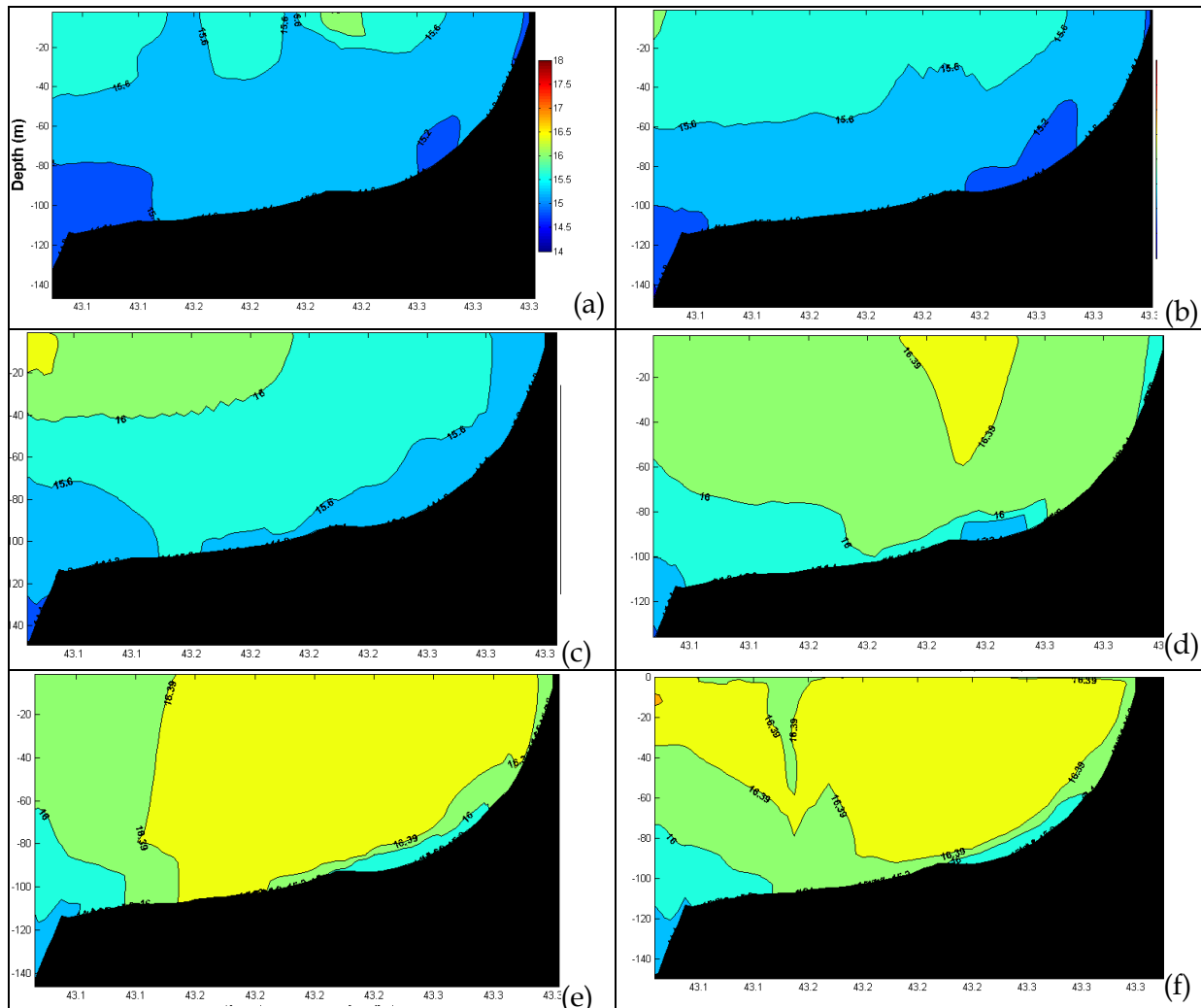


Figure 63 : Température et courants de surface simulés pour le 19 novembre 2007 à 12h.

Il y a donc une accumulation d'eau le long de la côte qui induit un phénomène de downwelling (plongée des eaux de surface) (voir Figure 64 en coupe de la côte bleue vers le large). Le 23 novembre 2007, à la fin de l'épisode de vent, on observe sur les profils verticaux à la station SOLEMIO de très faibles variations de température, de salinité, de fluorescence/chlorophylle dans le modèle comme dans les données *in-situ*. La colonne d'eau semble homogène. L'intensité de l'évènement permet donc aux eaux de surface en provenance du large d'atteindre le fond (environ 100 m).



**Figure 64 : Coupes de Température (°C) du 18 au 23 novembre (a à f respectivement) 2007 calculés par RHOMA 400m à la longitude de la côte bleue.**

Le phénomène de downwelling est aussi observé sur les cartes de concentration en nitrates (Figure 65). Le 18 novembre (avant le vent d'Est), la zone côtière autour de Marseille est relativement riche en nitrates avec des concentrations comprises entre 1 et 1.5  $\mu\text{mol/L}$  (Figure 65a et c). En revanche, on remarque la présence d'eaux de surface pauvres en nitrates au large de Marseille. Sur les coupes verticales est observée l'arrivée en surface d'eaux pauvres qui progressent en direction de la cote et plongent au cours de l'évènement (Figure 65d, e, f et g). A la fin de l'épisode, la colonne d'eau présente des concentrations faibles et homogènes en nitrates de l'ordre de 0.5–0.6  $\mu\text{mol/L}$ , ce qui correspond aux concentrations en nitrates des eaux présentes en surface et au large au début de cet évènement. A cette période de l'année, les eaux de surface au large de Marseille étant plus chaudes et plus oligotrophes (pauvre en nitrate), on remarque un réchauffement en température et un appauvrissement en sels nutritifs et chlorophylle de la colonne d'eau sous l'action du downwelling induit par les vents de sud-est.



D'un point de vue général, les eaux de surface au large de Marseille sont la majorité du temps plus pauvres que les eaux côtières, les phénomènes typiques de vents de sud-est semblent donc induire un appauvrissement de la colonne d'eau (environ 0 -100 m) dans la zone côtière de Marseille.

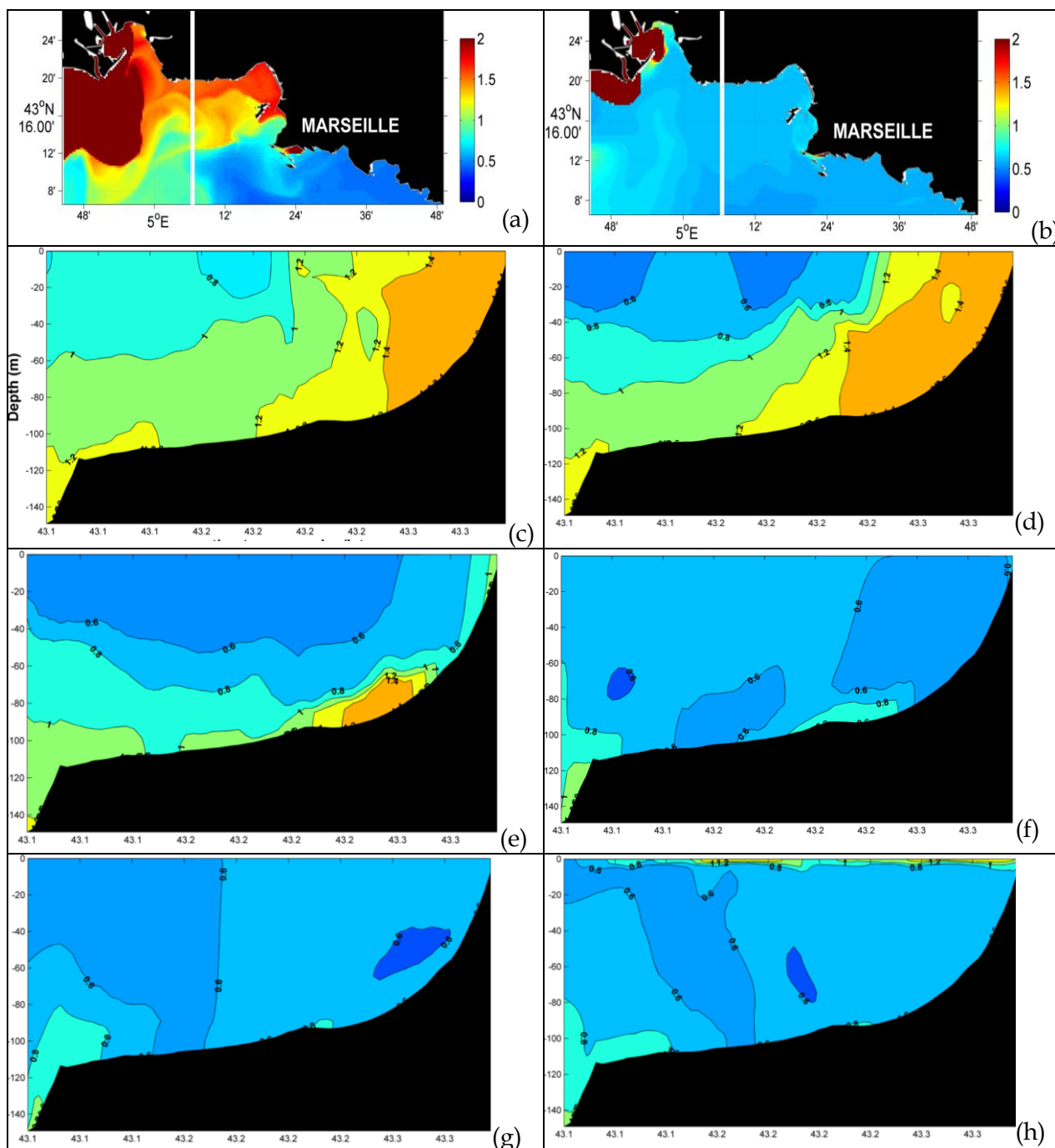


Figure 65 : Carte de surface de nitrate (en  $\mu\text{mol/L}$ ) le 18 novembre 2007 (a) et le 22 novembre 2007 (b). Coupe verticale de nitrate selon la longitude  $5.1^\circ\text{E}$  le 18 novembre (c), le 19 novembre (d), le 20 novembre (e), le 21 novembre (f), le 22 novembre (g) et le 23 novembre (h).

#### 5.2.1.4 Situation hydrosédimentaire

Par situation de vent de sud-est, les rades nord et sud sont protégées de l'influence des vagues, contrairement à la zone des calanques (HS>2m), autour des îles, bien entendu le prodelta du Rhône (HS>3m) et une partie de la côte bleue (Figure 66).

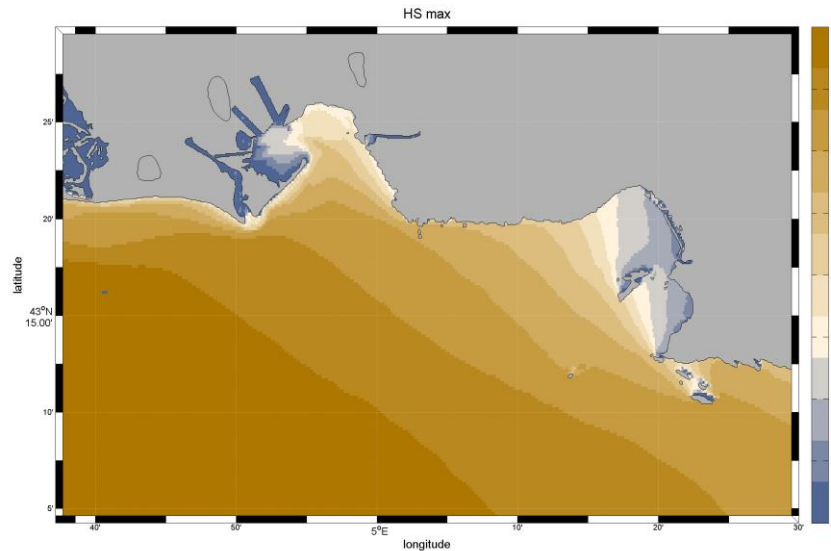


Figure 66 : Hauteur significative (m) maximale des vagues entre le 18 et le 23 Novembre

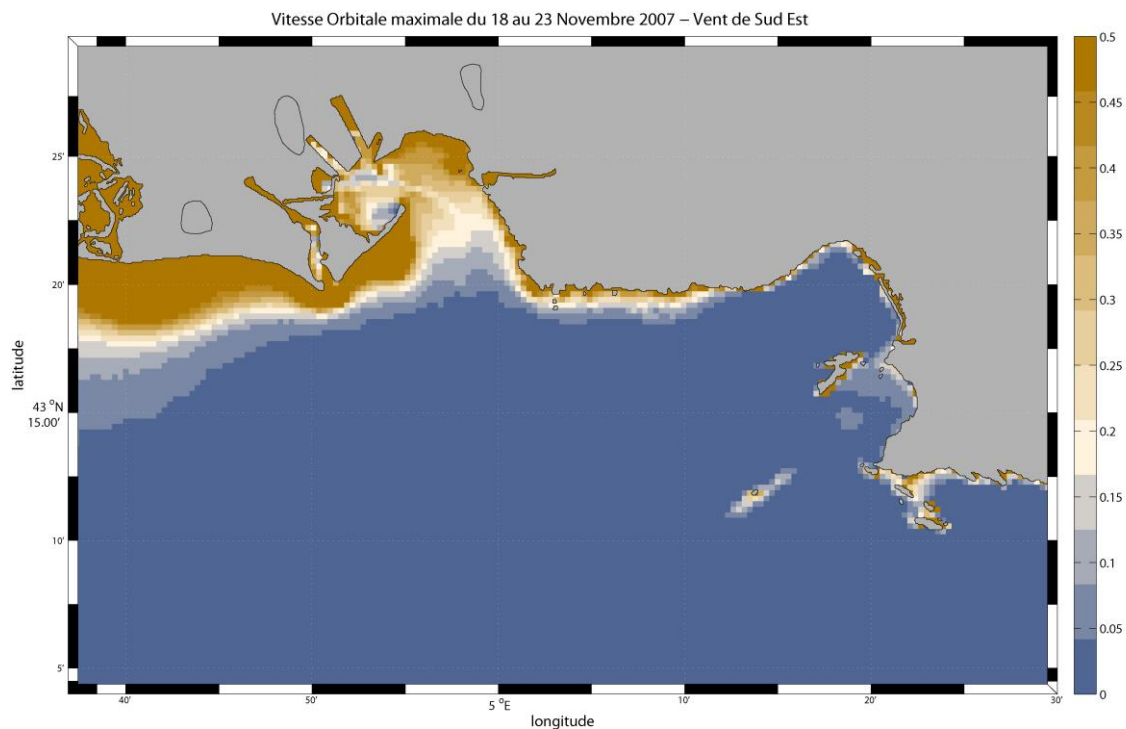
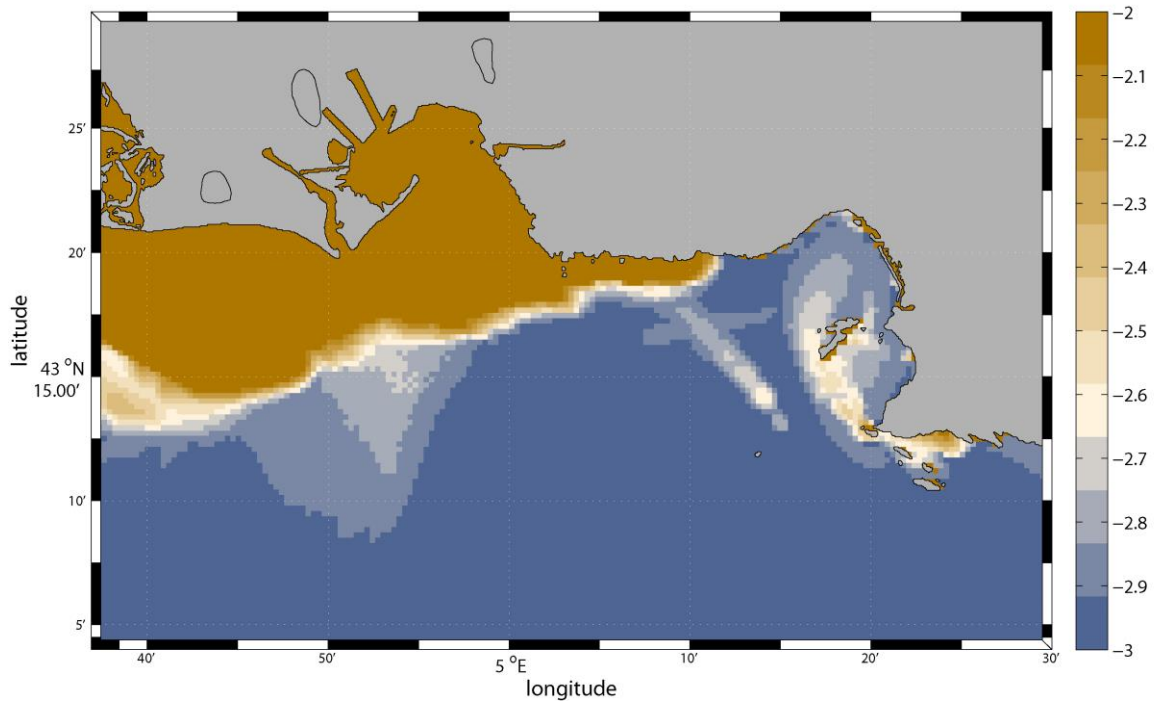


Figure 67 : Vitesse orbitale (m/s) maximale des vagues entre le 18 et le 23 Novembre

Concernant la dynamique sédimentaire, l'effet des vagues est surtout quantifié par l'agitation sur le fond, via la vitesse orbitale des vagues. Cet effet est d'autant plus important que les vagues sont fortes et la profondeur faible. Dans ce cas, les zones les plus sensibles aux vents de sud-est restent la frange côtière du prodelta du Rhône et la bande côtière autour des calanques et du plateau des chèvres (vitesses orbitales >0.5m/s) (Figure 67). Outre une forte érosion au niveau du prodelta, les vagues induisent une érosion et une forte remise en suspension près de la côte au niveau de Cortiou (Figure 68

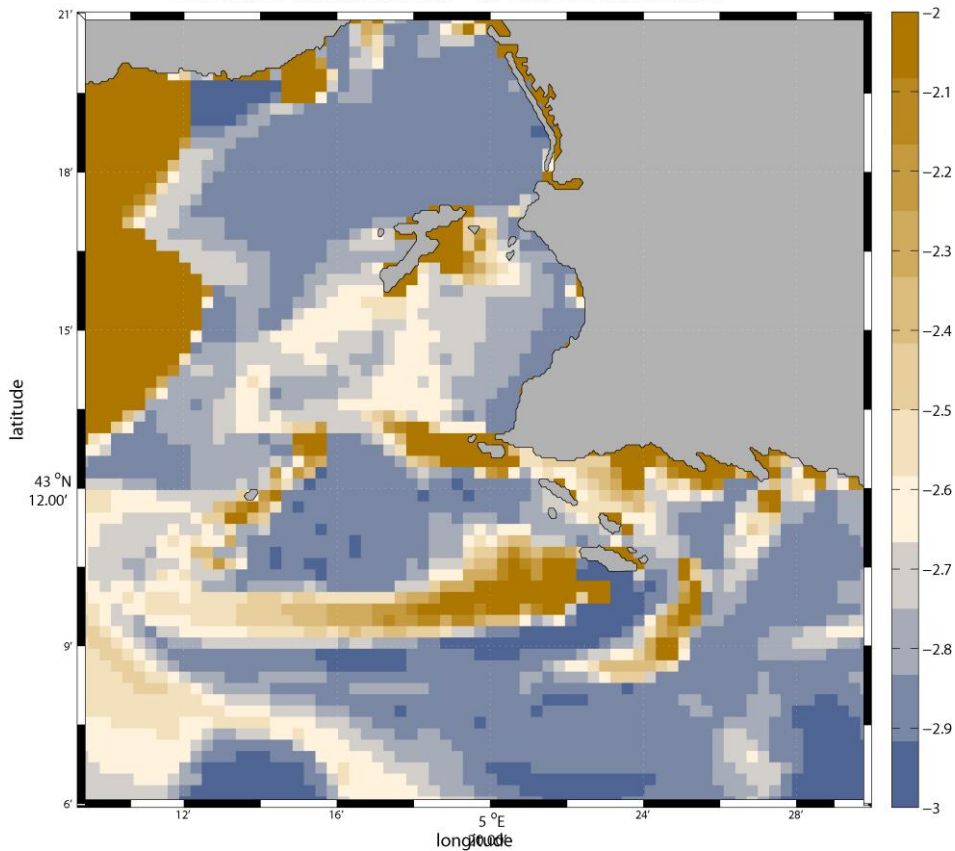
et Figure 69), au niveau de l'île Riou et de moindre importance au niveau du Planier (concentration maximale en surface supérieure à 10 mg/L et au fond supérieure à 100 mg/L).

Maximum de MES totales en surface - du 18 au 23 novembre 2007



**Figure 68 : Concentration maximale de MES totale en surface (g/L, échelle logarithmique: - 2 : 10mg/L, -3 : 1mg/L) entre le 18 et le 23 Novembre**

MES Totales maximales au fond – Du 18 au 23 Novembre 2007



**Figure 69 : Concentration maximale de MES totale au fond (g/L, échelle logarithmique: -2 : 10mg/L, -3 : 1mg/L) entre le 18 et le 23 Novembre : zoom sur la zone de Marseille**

Du fait des courants nord-ouest induits par le vent, les MES apportées par les tributaires ou remises en suspension sont principalement dirigées vers l'ouest et les rades Nord et Sud, protégées des vagues, où elles sédimentent. Les sédiments érodés au niveau de Cortiou se redéposent également partiellement plus bas sur la pente, où l'action des vagues est plus faible. Cependant cette zone reste globalement en érosion sur la période étudiée (Figure 70).

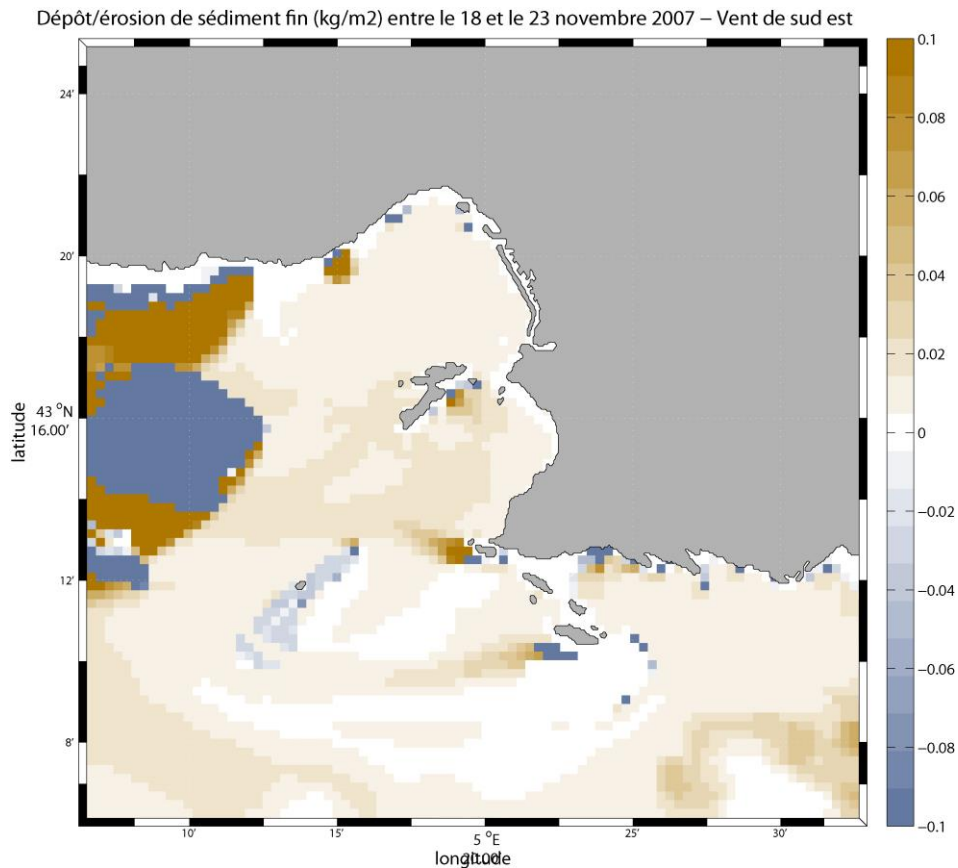


Figure 70 : Dépôt/érosion de sédiments fins entre le 18 et le 23 Novembre

### 5.2.1.5 Situation de la contamination en CB153

La situation de Vent de sud-est induit une circulation dans la rade de Marseille qui ramène les rejets vers les rades sud et nord (Figure 71 et Figure 72) notamment le rejet de Cortiou. Au fond, on observe de fortes concentrations autour du rejet de Cortiou (Figure 72), dues à des remises en suspension dans la zone autour du 20-21 novembre. Les érosions en rade sud et nord sont faibles et le matériel érodé se redépose dans les jours qui suivent dans les mêmes zones. L'évolution du stock de CB153 est surtout régie par les entrées/sorties aux limites (Figure 73) et reste faible. Une petite partie du CB153 arrivant de Cortiou se redépose, l'essentiel est exporté de la rade. On observe également des érosions dans la partie ouest de la rade qui s'exportent vers le large.

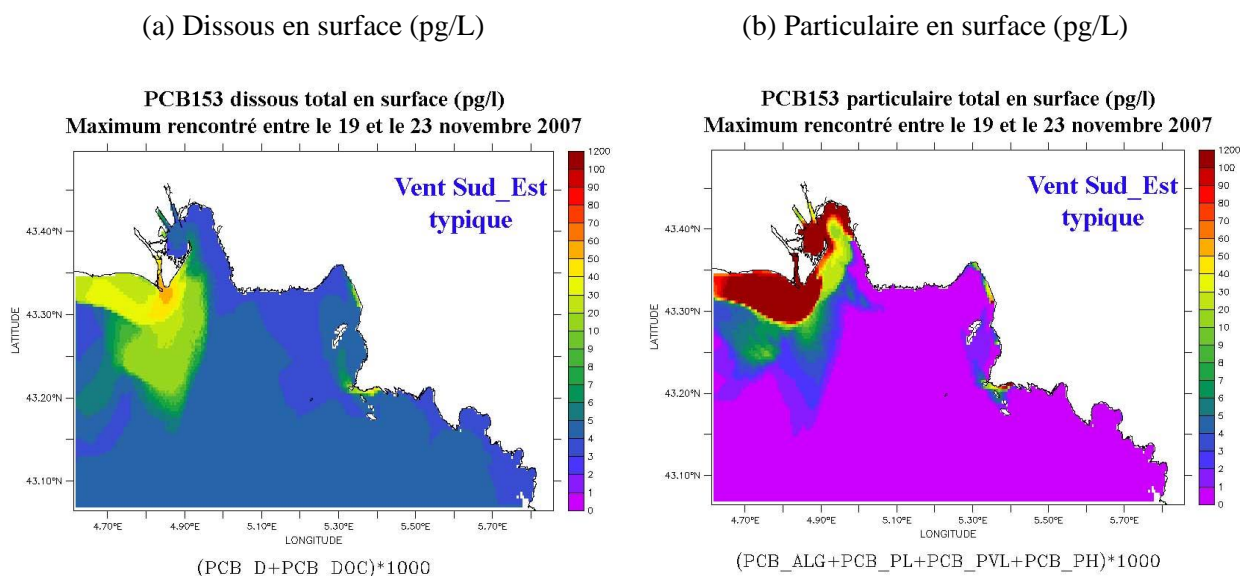


Figure 71 : Concentrations maximales rencontrées en surface (pg/L) entre le 19 et le 23 novembre 2007

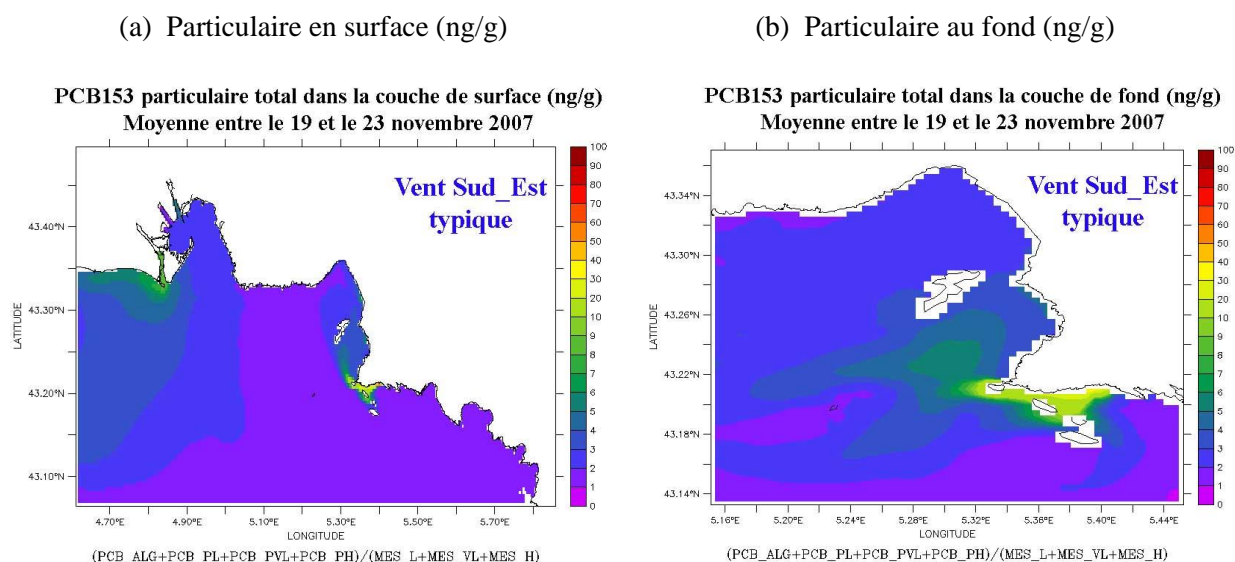
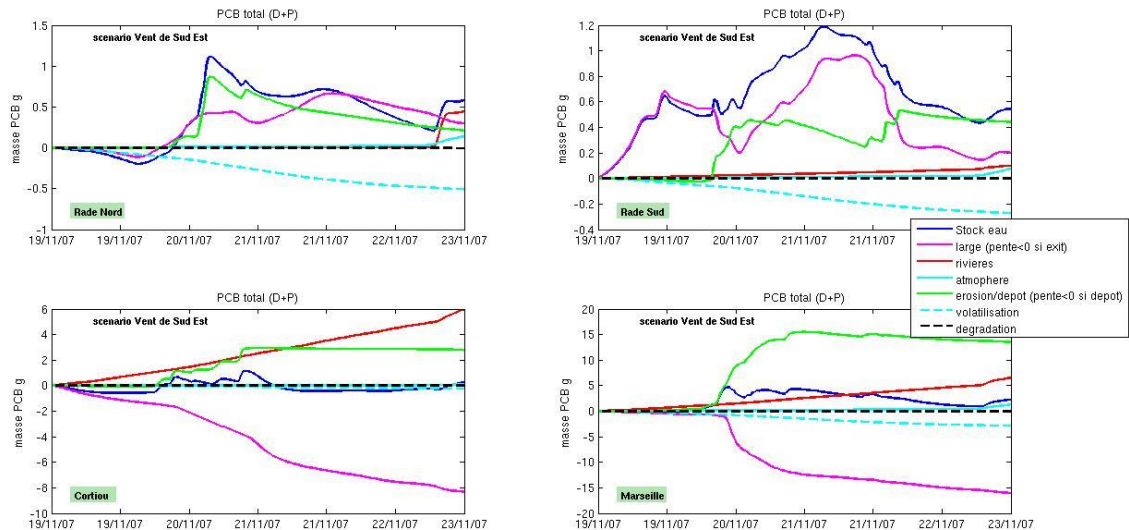


Figure 72 : Teneurs moyennes de CB153 particulaires (ng/g) rencontrées au fond et en surface entre le 19 et le 23 novembre 2007



**Figure 73 : Variation des stocks de CB153 total dans la colonne d'eau pendant la période et dans chaque zone (décrite sur la Figure 15), associée aux variations de concentrations dues à chaque processus « large » : entrée/sortie aux limites ; « rivières » : apports à la côte ; « atmosphère » : dépôts secs et pluie ; « érosion/dépôt » ; « volatilisation » et « dégradation ». (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de contaminant, inversement si pente <0 = perte de contaminant)**

## 5.2.2 Situation extrême tempête de vent de Sud-Est : Janvier 2008

Remarque : c'est cette situation extrême qui est choisie car le forçage MM5 représente très mal celle de décembre 2008 alors que le modèle WRF haute résolution arrive bien à la décrire.

### 5.2.2.1 Données Météo France, station de l'Hippodrome de Marseille

D'après les données Météo France, un coup d'Est a lieu du 2 au 5 janvier 2008, avec un maximum journalier atteint le 3 janvier 2008 avec 14.1 m/s en moyenne journalière. Depuis l'année 2001 incluse, le record pour le mois de janvier est de 14.1 m/s atteint en 2008 et le maximum pour le vent de sud-est tous mois confondus est également de 14.1 m/s atteint en janvier et en décembre 2008.

### 5.2.2.2 Simulation atmosphérique

On remarque la présence de deux perturbations, l'une sur la péninsule ibérique et la seconde dans le golfe de Gênes.

Sur la partie est de la région PACA, on remarque l'advection d'une masse d'air froid tandis que sur le golfe du Lion, de l'air chaud et humide remonte de méditerranée jusqu'au Bouches du Rhône (Figure 74).

La perturbation des Baléares progresse vers l'est en cours de journée du 3 janvier contribuant à augmenter le gradient de température en basse couche sur les Bouches du Rhône.

Il se développe alors sur la zone barocline un jet à 925hPa très fort atteignant 70nds (Figure 75).

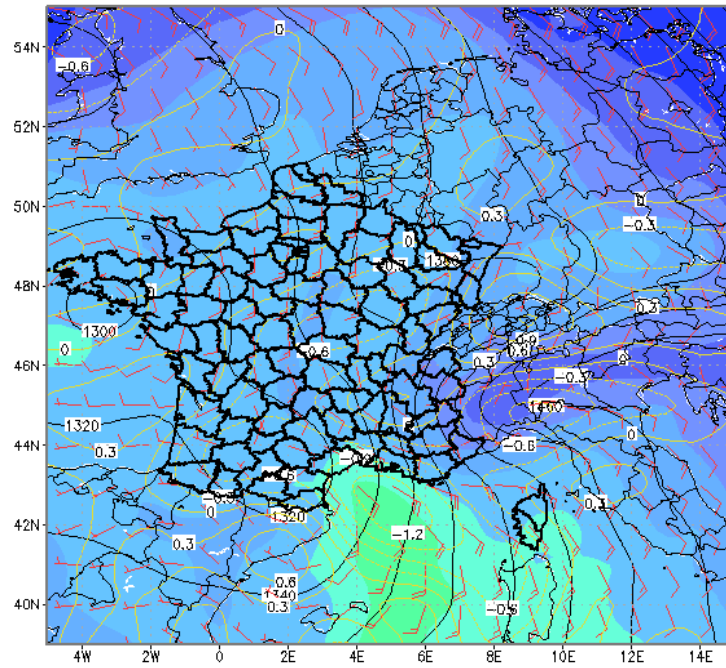


Figure 74 : Thetaw 850hPa (°C plage de couleur) Vent 900hPa (nds vecteurs rouges) Vitesse verticale 700hPa (Pa/s contours jaunes) HGT 850hPa (dam contours noirs) le 03 janvier 2008 12h.

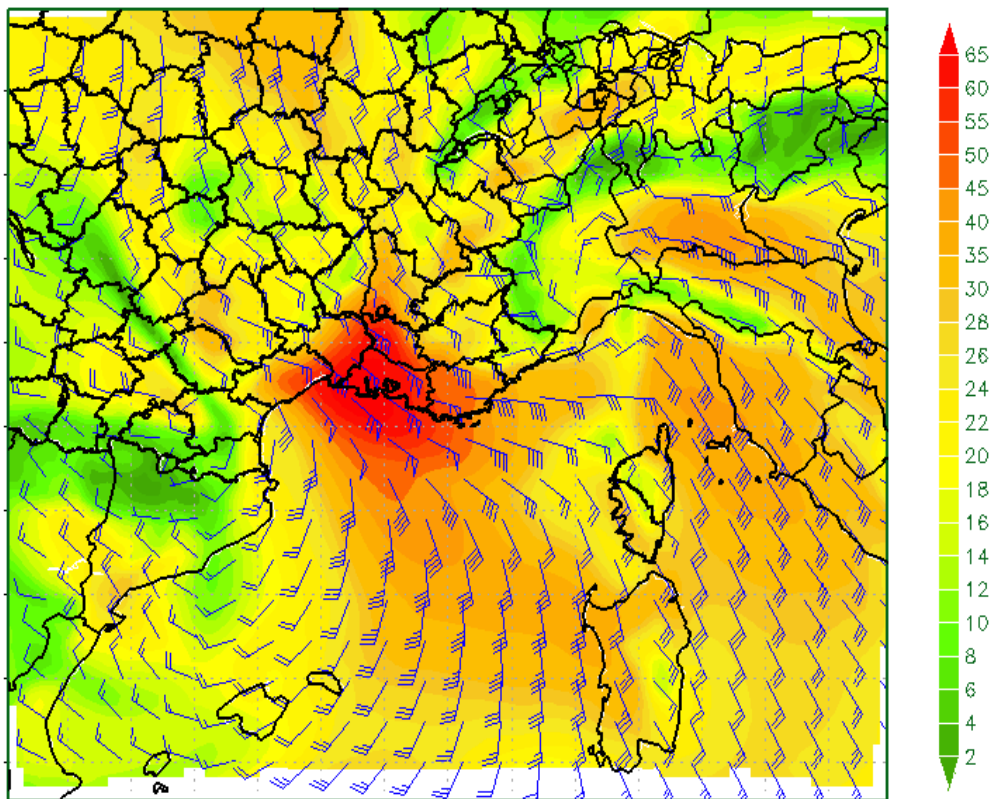


Figure 75 : Vent 925hPa (nds) le 04 janvier 2008 00h.

La zone de vent fort sur les Bouches du Rhône matérialise la confluence du vent et la convergence des masses d'air. Ainsi en surface le vent atteint 45nds (Figure 76).

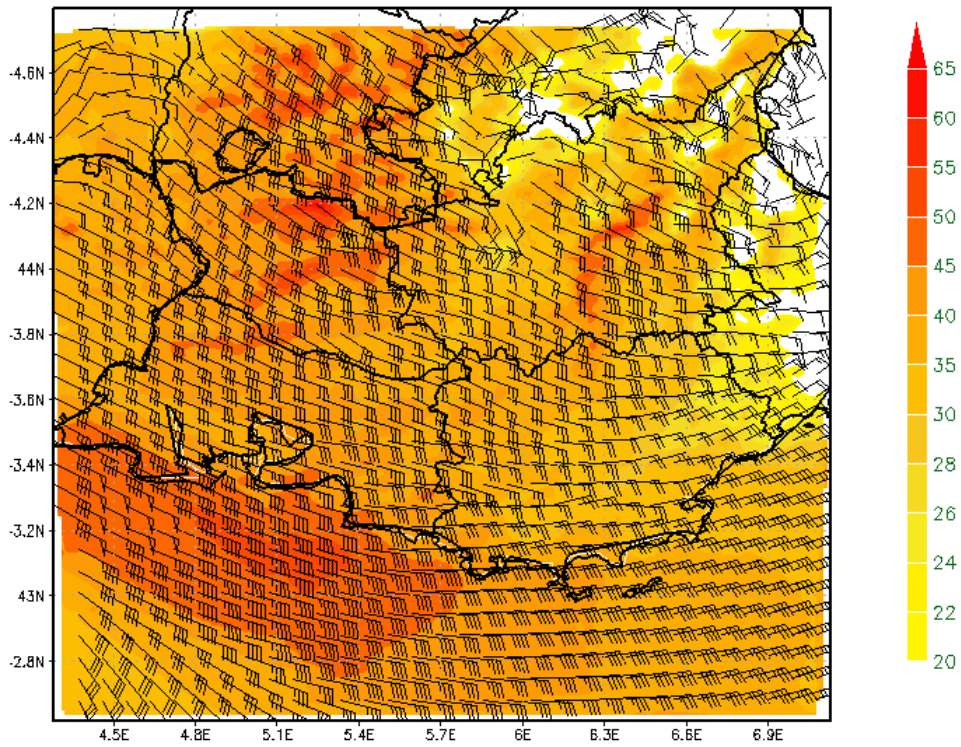
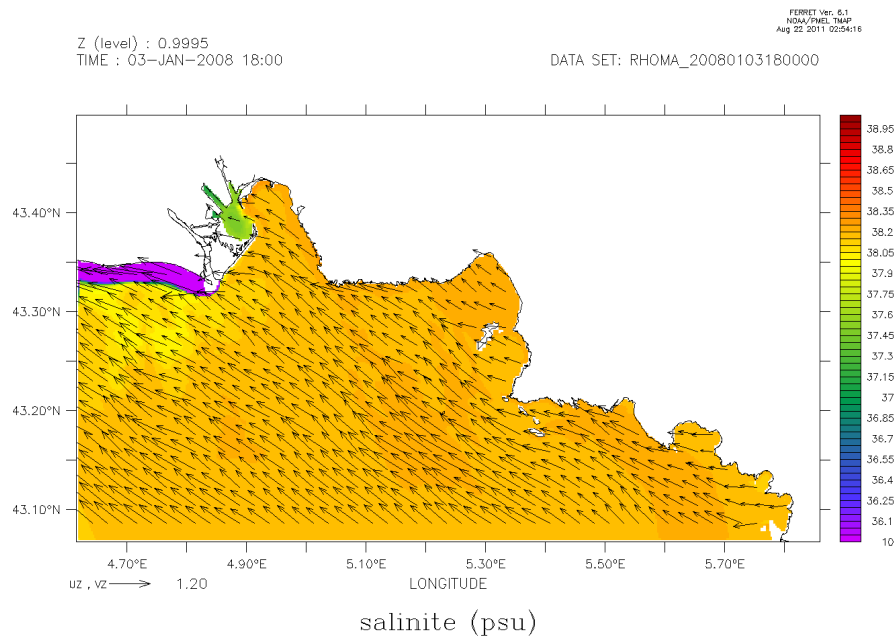


Figure 76 : vent 10 m et rafale 10 m (nds) le 04 janvier 2008

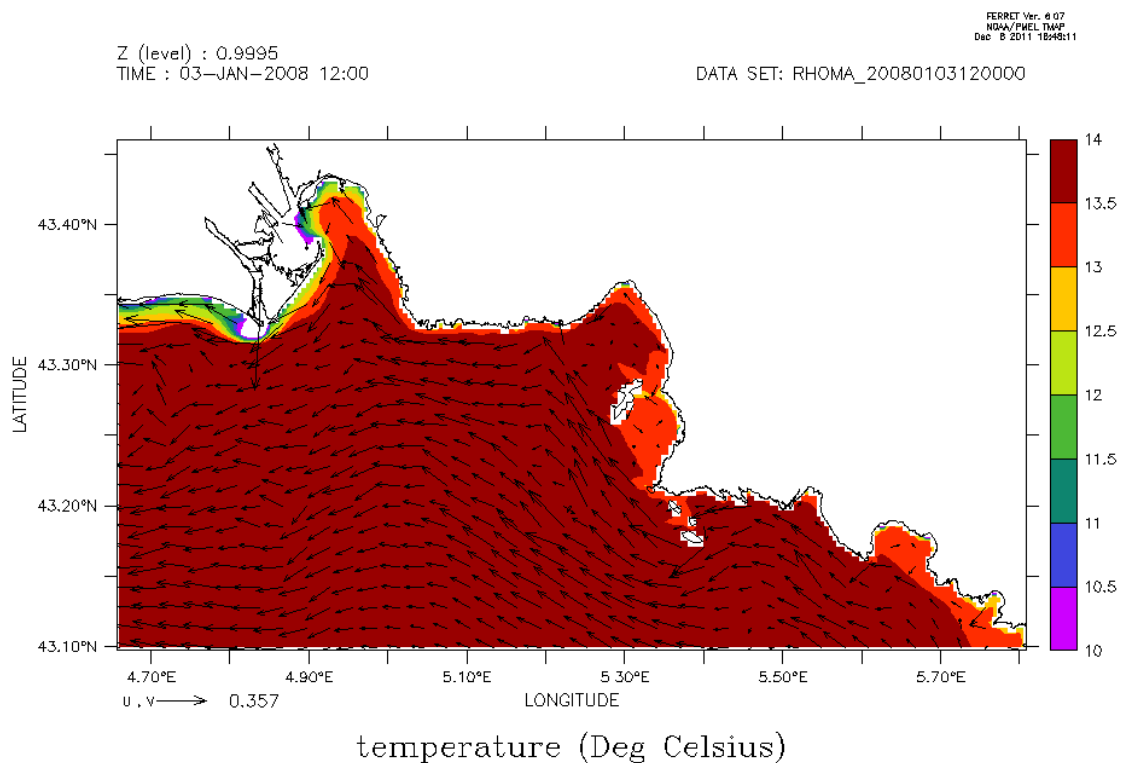


### 5.2.2.3 Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA)



**Figure 77 : Courants et salinité modélisés en surface le 3 janvier 2008 à 18h.**

Un vent de sud-est a soufflé les 5 premiers jours du mois de janvier en 2008, avec une intensité qui dépasse parfois les 30 m/s pour le vent modélisé par MM5 le 3 janvier. Les courants sont alors dirigés vers le nord-ouest en surface (Figure 77 et Figure 78) faisant rentrer de l'eau du large de la même température sur le plateau (Figure 78). Sous l'action du vent, le panache est repoussé vers le Nord-Ouest et plaqué à la côte (Figure 77).



**Figure 78 : Température et courants moyens modélisés le 3 janvier 2008 à 18h.**

#### 5.2.2.4 Situation biogéochimique (ECO3M-MASSILIA)

On remarque les mêmes tendances que dans la situation typique de vent de sud-est de novembre 2007, les eaux du large sont poussées vers la côte et induisent un downwelling. En fait, une situation typique de sud-est semble suffire pour que la zone côtière soit impactée sur toute la colonne d'eau (de 0 à 100 m) par les eaux du large dans la baie de Marseille. Il en est de même dans ce cas extrême. Le 2 janvier, la colonne d'eau est relativement homogène en température grâce au mélange hivernal avec une valeur d'environ 14.5 °C. Les eaux de surface du large ont une température de 13.5°C environ. Dès le 4 janvier 2008, on observe une colonne d'eau homogène qui possède les caractéristiques des eaux de surface du large en température et en nitrate (Figure 79).

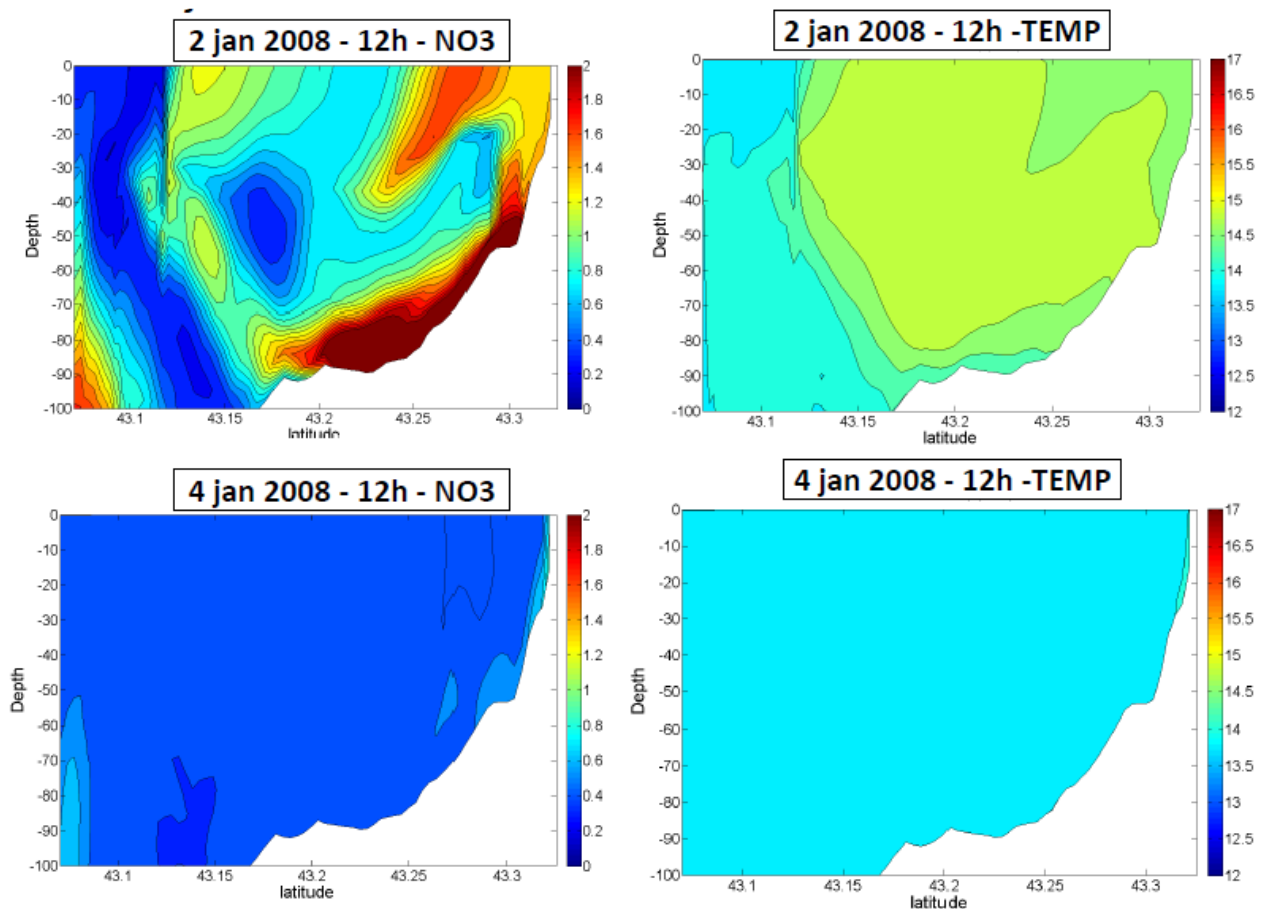
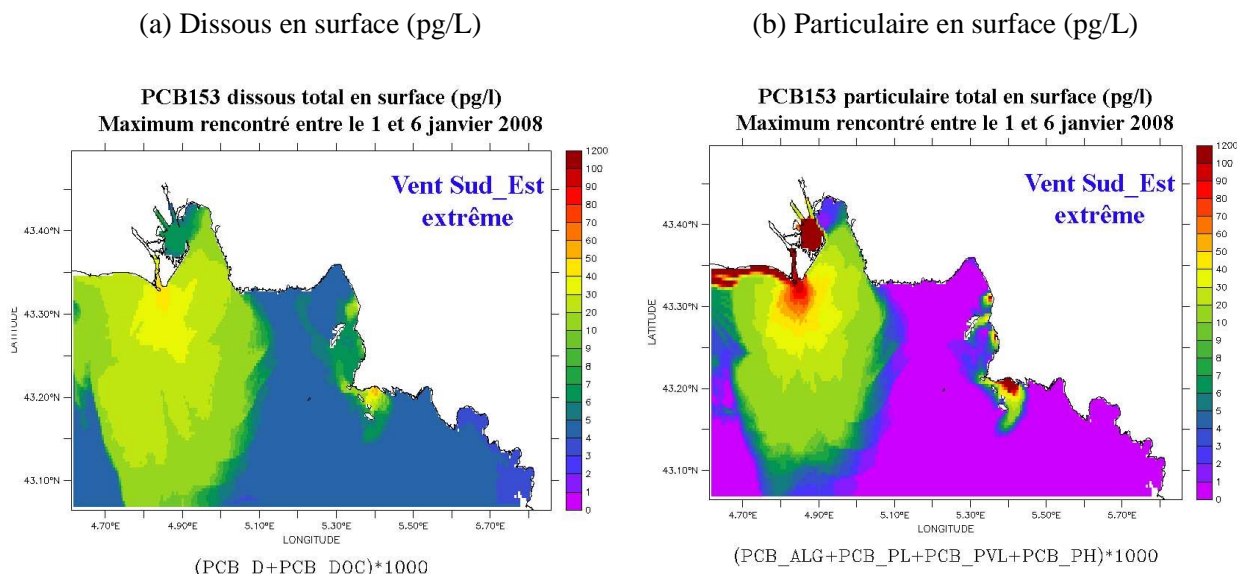


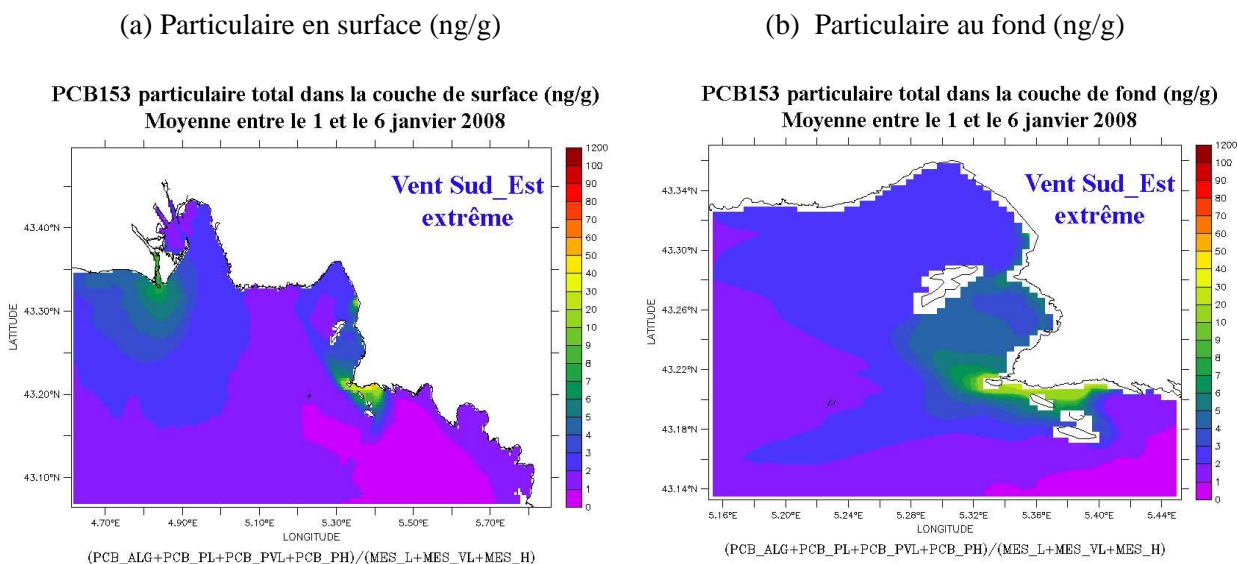
Figure 79 : Coupes de Nitrate (en  $\mu\text{mol/L}$ ) et de Température (en  $^{\circ}\text{C}$ ) du 2 et 4 janvier 2008 calculées par RHOMA 400m à la latitude de la côte bleue.

### 5.2.2.5 Situation de la contamination en CB153

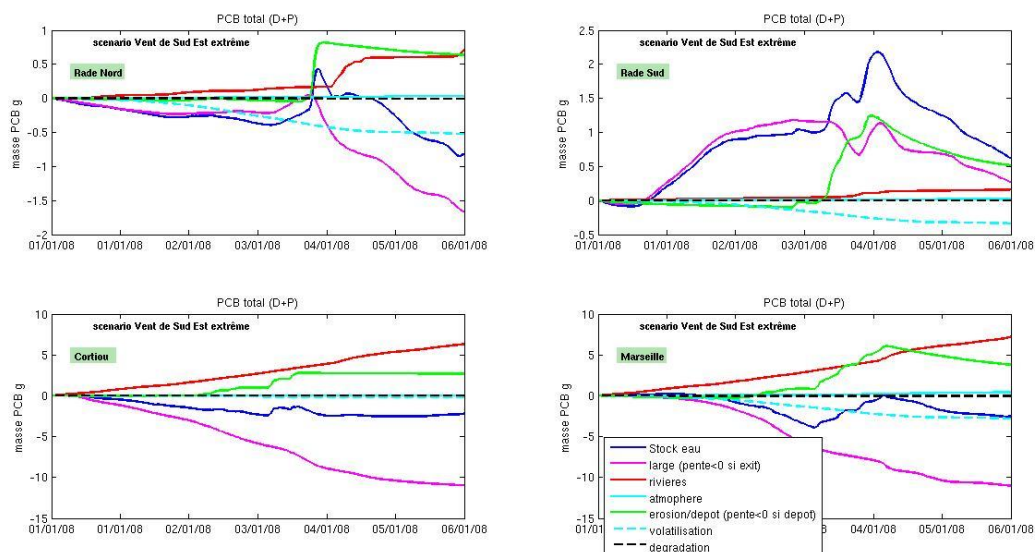
Cette situation de vent de sud-est en janvier 2008 est associée à des apports plus importants, notamment en rade nord. Les concentrations sont donc plus fortes globalement, d'autant plus qu'on observe également des remises en suspension plus significatives en rades nord et sud (Figure 80, Figure 81 et Figure 82). Cependant le même scénario se reproduit avec une circulation dans la rade de Marseille qui ramène le rejet de Cortiou vers les rades sud et nord. Au fond, on retrouve les plus fortes concentrations autour du rejet de Cortiou, sans dépôt dans cette zone. Le PCB remis en suspension en rades sud et nord se redépense en grande partie surtout dans la rade sud.



**Figure 80 : Concentrations maximales rencontrées en surface (pg/L) entre le 1 et le 6 janvier 2008**



**Figure 81 : Teneurs moyennes de CB153 particulaires (ng/g) rencontrées au fond et en surface entre le 1 et le 6 janvier 2008**



**Figure 82 : Variation des stocks de CB153 total dans la colonne d'eau pendant la période et dans chaque zone (décrite sur la Figure 15), associée aux variations de concentrations dues à chaque processus « large » : entrée/sortie aux limites ; « rivières » : apports à la côte ; « atmosphère » : dépôts secs et pluie ; « érosion/dépôt » ; « volatilisation » et « dégradation ». (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de contaminant, inversement si pente <0 = perte de contaminant)**

### 5.3 SITUATIONS DE VENT D'OUEST

Les situations d'ouest ont été repérées dans les données météo à partir des records d'intensité, mais sont trop mal représentées pour le moment par le forçage MM5. En effet, lorsque l'on sélectionne les événements de vent d'ouest à partir de l'intensité, les dates retenues correspondent en fait à des épisodes de Mistral où pendant une journée il y a eu un peu de vent d'ouest. Ce ne sont pas les événements que nous voulions étudier à l'origine, qui sont plutôt des périodes où le vent reste d'ouest pendant plusieurs jours. Il faudrait recommencer l'étude des données météo et sélectionner des épisodes de vent d'ouest qui ont duré dans le temps, ce qui n'a pas pu être effectué durant la période du programme MASSILIA.

## **PLUIE**

## 5.4 SITUATIONS DE PLUIE

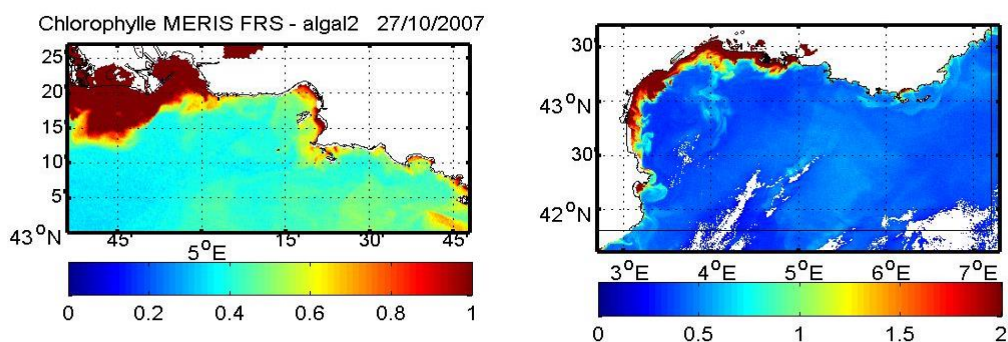
### 5.4.1 Situation typique d'orage de fin d'été : 25 Octobre 2007

#### 5.4.1.1 Données Météo France, station de l'Observatoire de Marseille

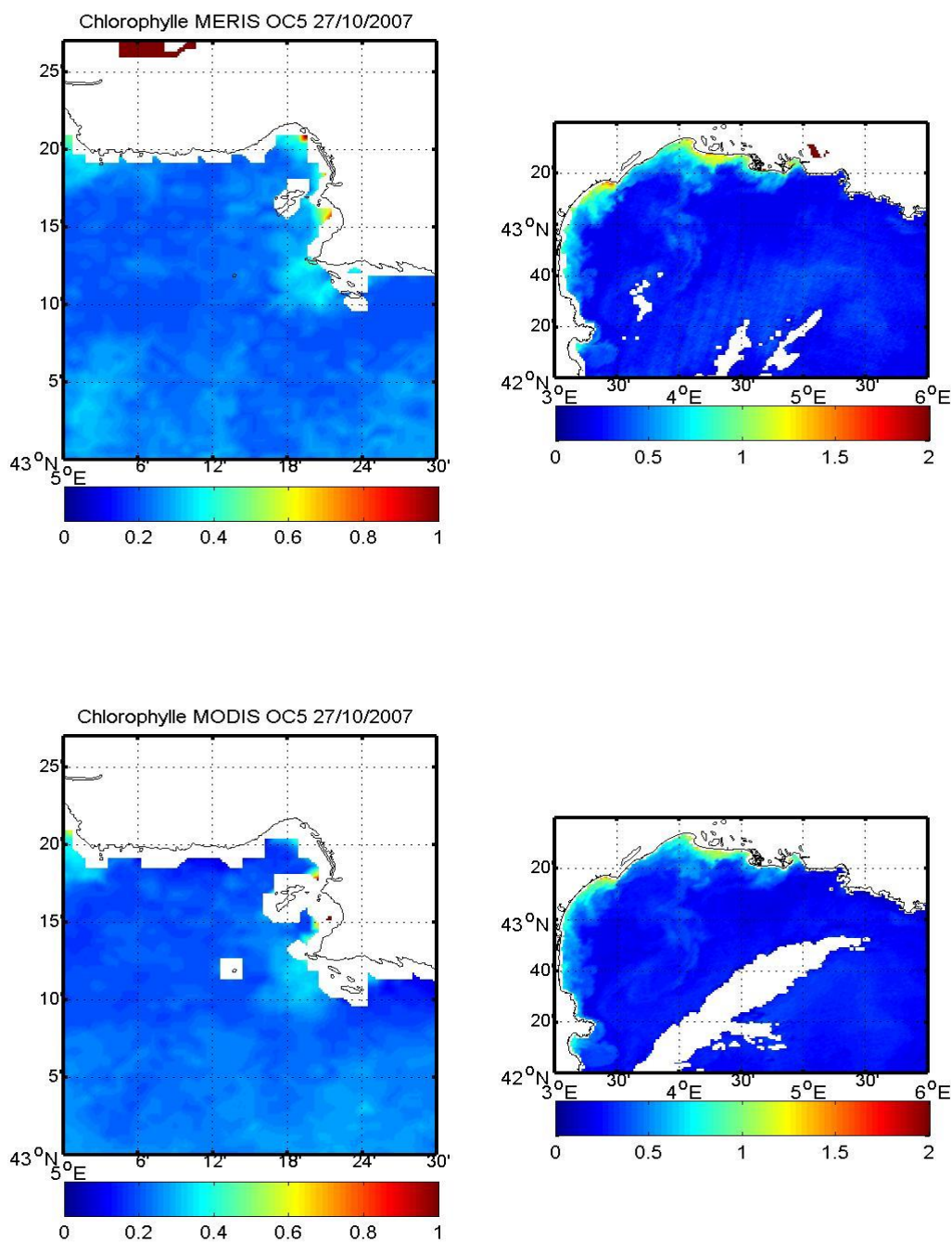
Il y a un orage le 20 août 2007. Puis, aucune pluie de plus de 5mm/jour jusqu'au 25 octobre 2007 où 53 mm sont enregistrés à la station Observatoire de Météo France. Nous avons noté une pluie forte toute la nuit du 25/10/2007. Malheureusement, comme c'est souvent le cas, il n'y a pas d'image satellite exploitable avant le 27/10/2007.

Sur l'image MERIS FRS pleine résolution à 300m, qui permet de voir même les zones proches de la côte, l'effet de la pluie dans la baie de Marseille et au niveau de Cortiou est bien visible (Figure 83). Cette image traitée avec l'algorithme algal2 a tendance à surestimer un peu la chlorophylle.

Sur les images MERIS et MODIS à 1 km (Figure 84) traitées par Francis Gohin (Ifremer, comm. pers.) avec l'algorithme OC5, il est possible de voir 2 jours après la pluie une augmentation de la couleur de l'eau dans les fonds de baies Nord et Sud sur les zooms de gauche, même s'il n'est pas possible de voir jusqu'à la côte.



**Figure 83 : Concentrations de Chlorophylle (en  $\mu\text{g/L}$ ) issues des images de couleur de l'eau MERIS Full Resolution à 300 m traitée avec algal2 pour le 27 octobre 2007**

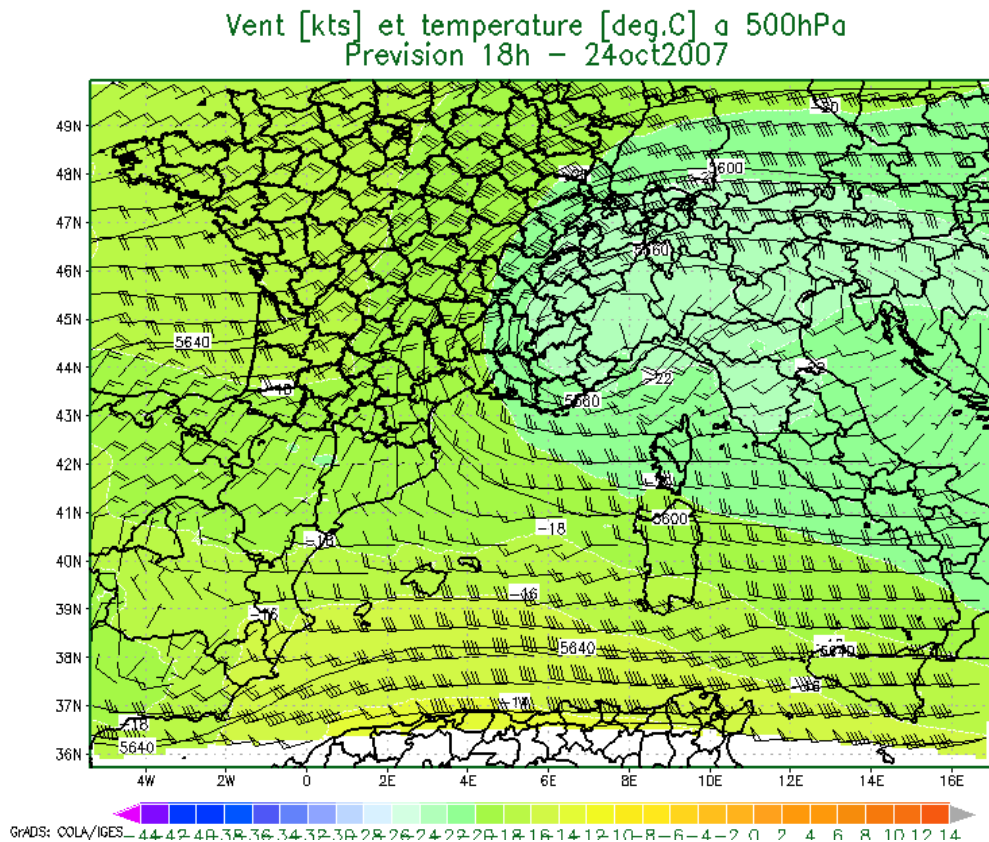


**Figure 84 : Concentrations de Chlorophylle (en  $\mu\text{g/L}$ ) issues des images de couleur de l'eau à 1 km MERIS (haut) et MODIS (bas) traitées par OC5 pour le 27 octobre 2007**

#### 5.4.1.2 Simulation atmosphérique

Une perturbation circule d'est en ouest à partir du 24 octobre sur le sud du pays. Elle traverse la région en cours de journée du 24 octobre et s'isole sur l'Espagne le 26. Cette perturbation est matérialisée par une anomalie froide vers 500hPa avec un noyau à  $-25/-27$  °C (Figure 85). On retrouve une ondulation dans le champ des isohypses le 24 octobre à 850hPa au niveau des îles Baléares. Le flux est alors

orienté est à nord-est le long des côtes provençales où se développe le jet de basse couche à proximité des côtes varoises, il atteint 50-55nds en fin de journée du 25 octobre (Figure 86).



**Figure 85 : Vents (nds) et température (deg.C plage de couleur) à 500hPa le 24 octobre 2007 à 18h**

Dans un premier temps, un temps humide s'installe sur le Var et les Bouches du Rhône et des averses se produisent dans la nuit du 24 au 25 octobre. Lors du creusement de la perturbation, la masse d'air se déstabilise en mer dans le front chaud de la perturbation (Tpw 12/14°C) (Figure 87)

L'activité orageuse sur ce secteur est renforcée par une humidification à 850hPa progressant vers les Bouches du Rhône et le Var. Les pluies ou averses sont plus nombreuses en journée du 25 octobre. Ce n'est que la nuit suivante, du 25 au 26 octobre, quand la perturbation méditerranéenne prend une direction nord en se rapprochant des côtes de la PACA que les pluies deviennent plus importantes (Figure 88). Les précipitations balayent le département des Bouches du Rhône d'est en ouest avec une activité plus marquée près du littoral. Elles commencent à se calmer à la mi-journée avant de quitter la région en fin d'après-midi du 26 octobre.



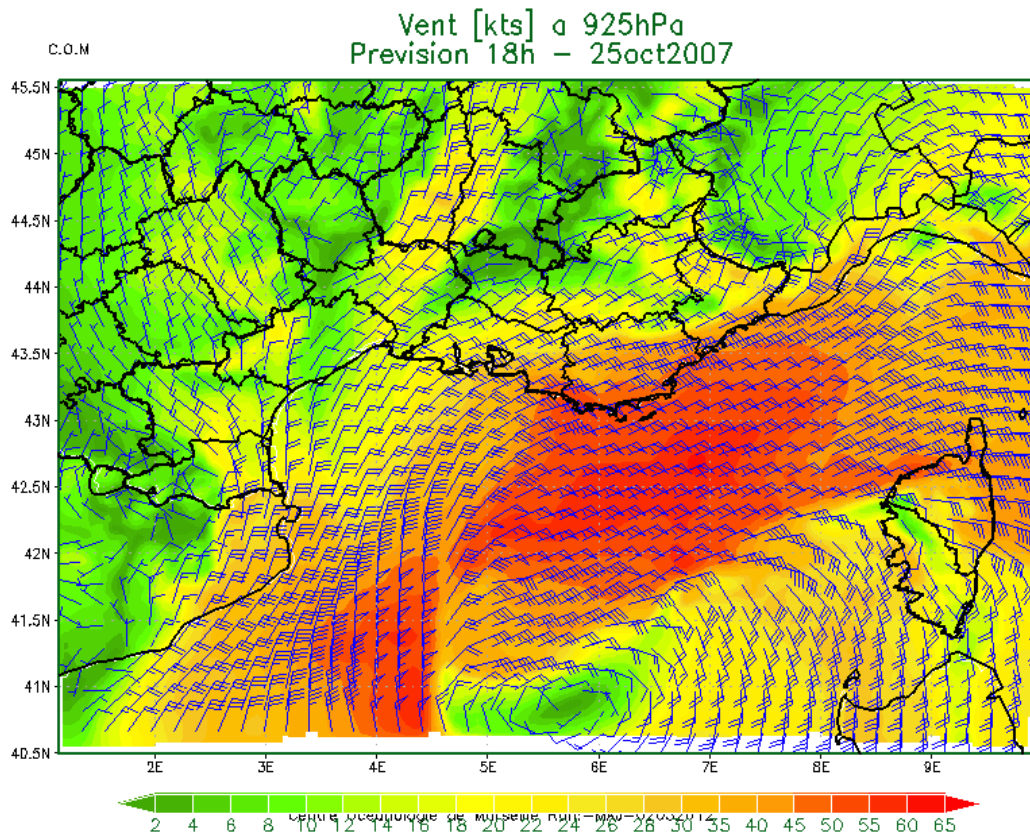
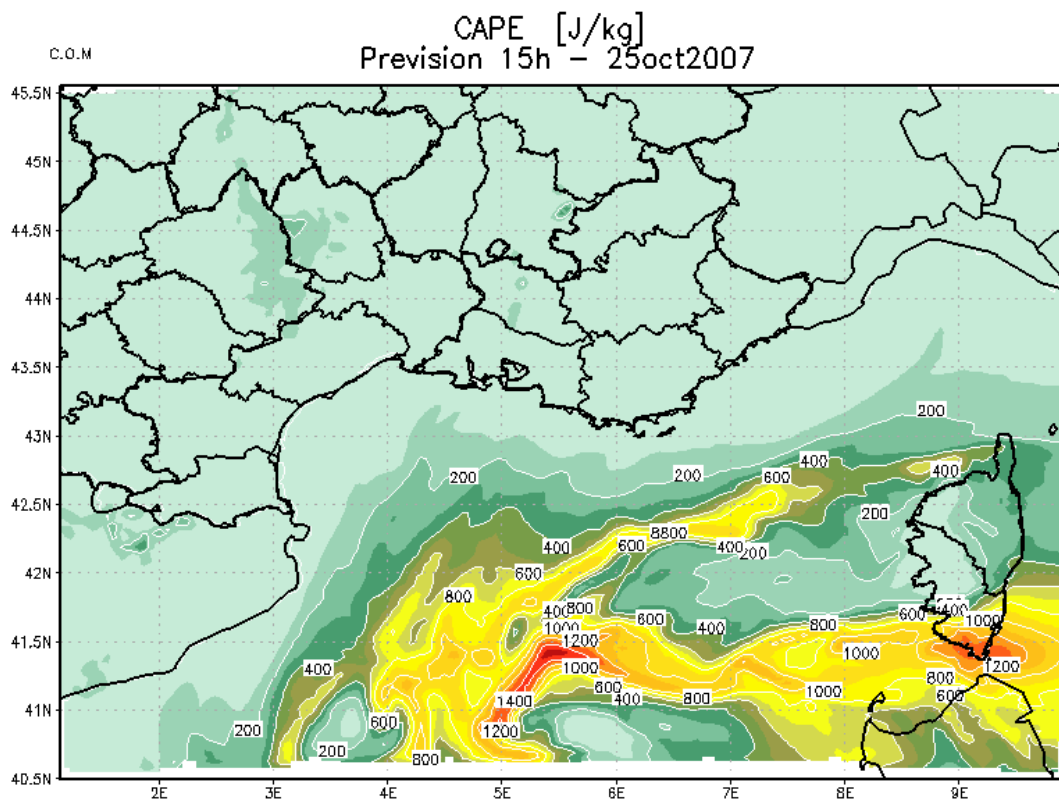
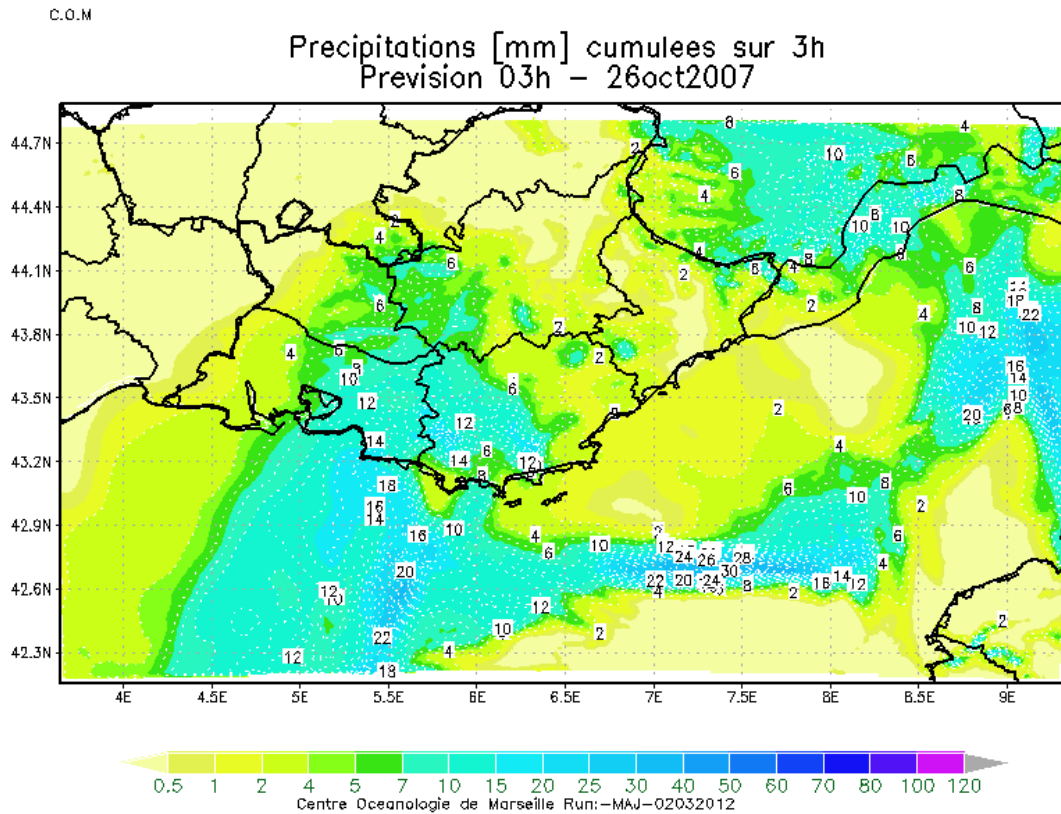


Figure 86 : Vents (nds) à 925hPa le 25 octobre 2007 à 18h



Centre Oceanologie de Marseille Run: -MAJ-02032012

Figure 87 : CAPE (énergie convective potentiellement disponible) (J/Kg) le 25 octobre 2007 à 15h



**Figure 88 : Précipitations cumulées sur 3h (mm) le 26 octobre 2007 à 03h**

#### 5.4.1.3 Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA) et biogéochimique (ECO3M-MASSILIA)

La pluie influençant la couche de surface a peu d'effet sur l'hydrodynamisme. En revanche, une forte augmentation des débits des rivières urbaines se produit lors de cet évènement (Figure 12). Les rejets en nitrates sont bien visibles (Figure 89). Les plus importants sont localisés près de Cortiou, et d'autres au niveau du Port Autonome (Aygaldes) et de certains déversoirs d'orage. Ceci correspond bien aux débits mesurés en différents points pendant l'évènement (Figure 12).

L'augmentation de chlorophylle (relativement faible) associée à ces apports de nitrate est en accord avec l'image MERIS 1 km OC5 du 27 octobre 2007 (Figure 90). Ce résultat suggère que dans le milieu le phytoplancton pourrait être limité par un autre élément que l'azote, peut être le phosphore ou certains contaminants. Il se peut également que la faible poussée en automne soit liée à la saison (manque de lumière) car des apports du même ordre de grandeur au printemps induisent des poussées phytoplanctoniques simulées beaucoup plus importantes.

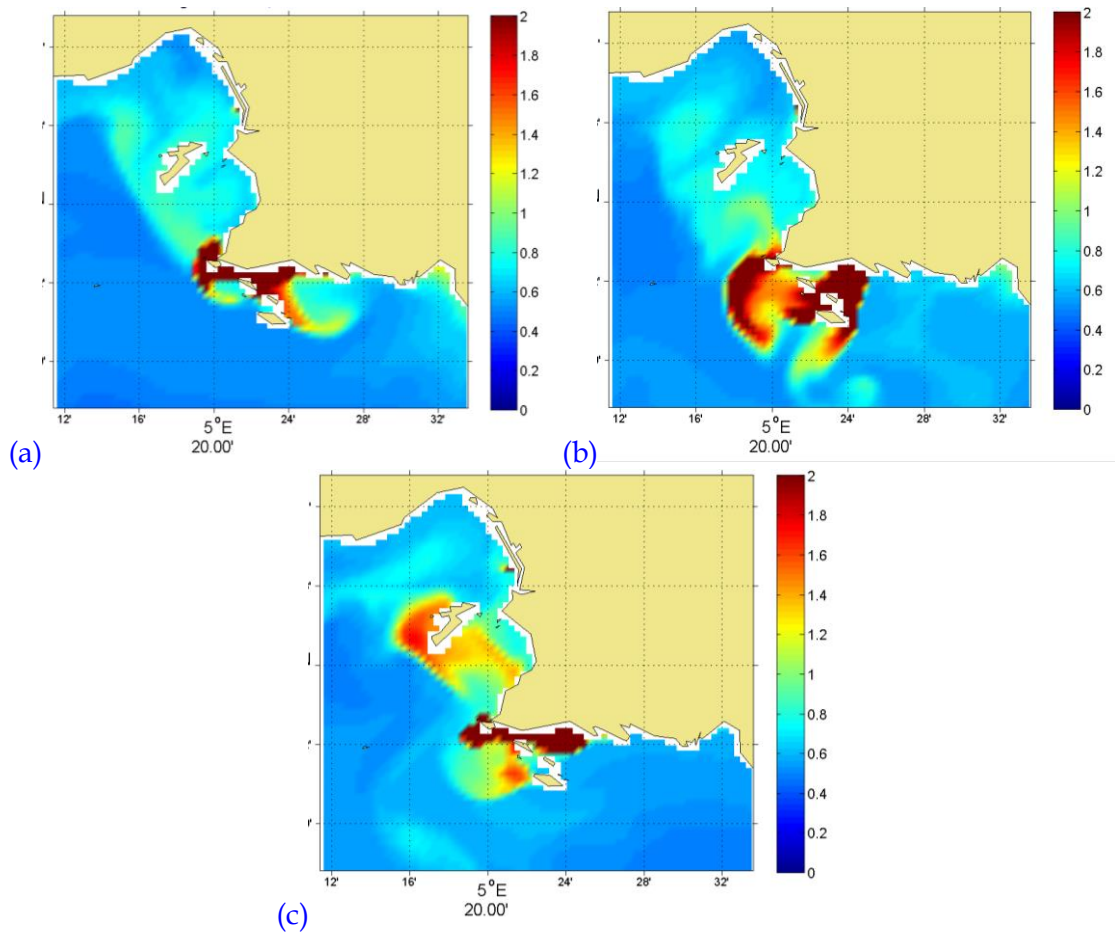


Figure 89 : Concentrations de nitrate ( $\mu\text{mol/L}$ ) de surface simulées les 25 (a), 26 (b) et 27(c) octobre 2007 après la pluie.

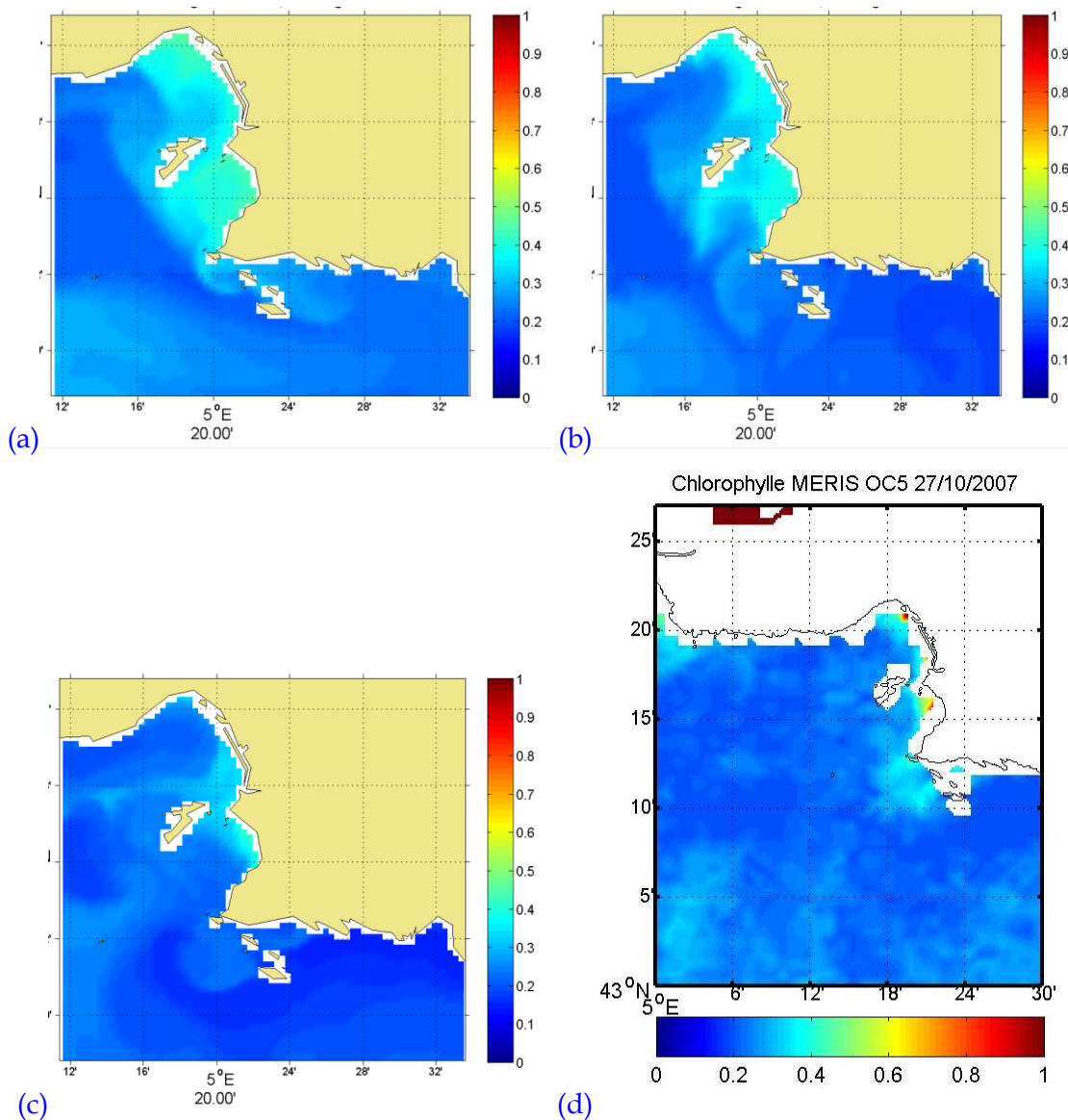


Figure 90 : Concentrations de chlorophylle ( $\mu\text{g/L}$ ) de surface simulées les 25 (a), 26 (b) et 27(c) octobre 2007 après la pluie, comparées aux concentrations de Chlorophylle (en  $\mu\text{g/L}$ ) issues de l'image MERIS OC5 du 27 octobre (d).

#### 5.4.1.4 Situation hydrosédimentaire

L'évènement de pluie du 25-26 octobre 2007 est concomitant avec l'arrivée d'un épisode de houle court dans la durée mais intense, avec une action forte au niveau de la zone de Cortiou, le 26 octobre le matin (Figure 91). Cet épisode induit une érosion très près des côtes, les MES érodées étant principalement redéposées plus bas sur la pente, dans la même zone. La fin de cet épisode impacte également la rade sud, mais plus tard dans la nuit du 26 au 27 octobre, et induit de même une érosion très près de la côte, et une sédimentation très rapide. L'épisode de pluie induit un panache bien visible en surface, avec au plus fort du rejet des concentrations à proximité du rejet supérieures à  $50 \text{ mg/L}$  (Figure 92 et Figure 93). Ce panache, orienté sud-ouest le 26 octobre à minuit, passe sud à midi, permettant un étalement du panache caractérisé par des concentrations en MES significatives ( $>20 \text{ mg/L}$ ) au-delà de l'Ile Riou. Ce panache se dilue rapidement, avec un transfert des MES vers l'ouest (Figure 94). Des concentrations fortes près de Cortiou et dans une moindre mesure en rade sud sont

observées, mais du fait de l'épisode de houle il est difficile de dissocier la part de sédiment remise en suspension et la part de MES apportées par l'épisode de pluie (Figure 94).

Vitesse Orbitale des vagues – Maximum – du 24 au 28 Octobre 2007

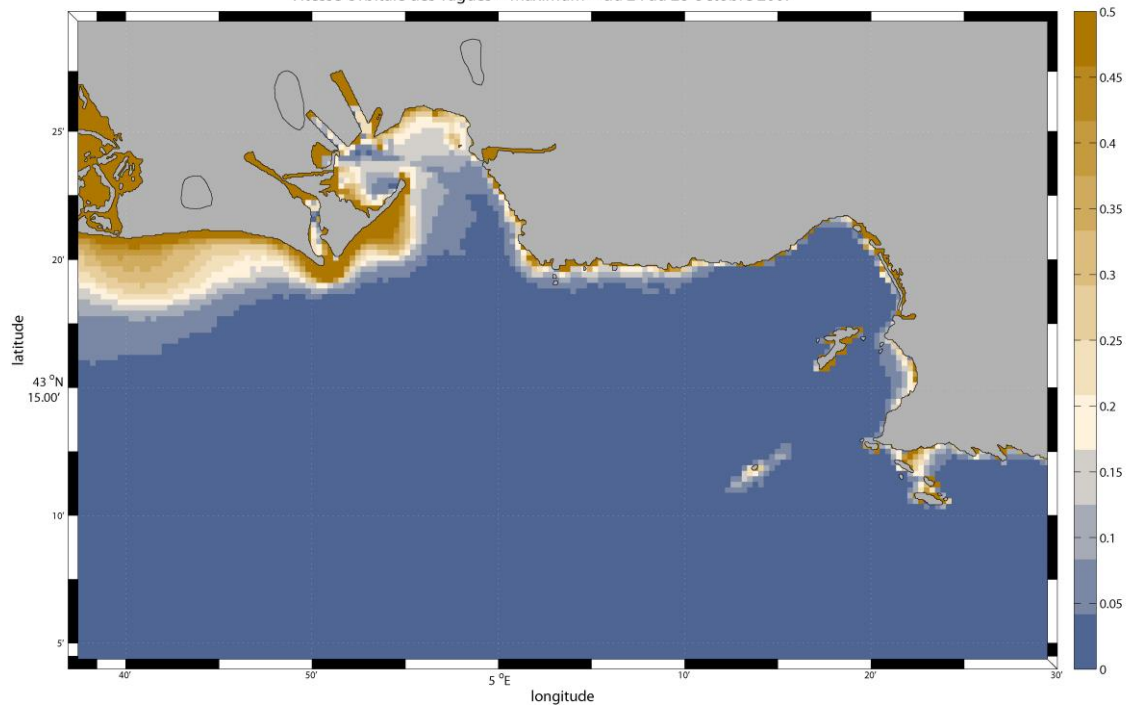


Figure 91 : Distribution spatiale de la vitesse orbitale (m/s) des vagues au fond, valeurs maximales entre le 24 et le 29 Octobre 2007

MES Totales maximales en surface

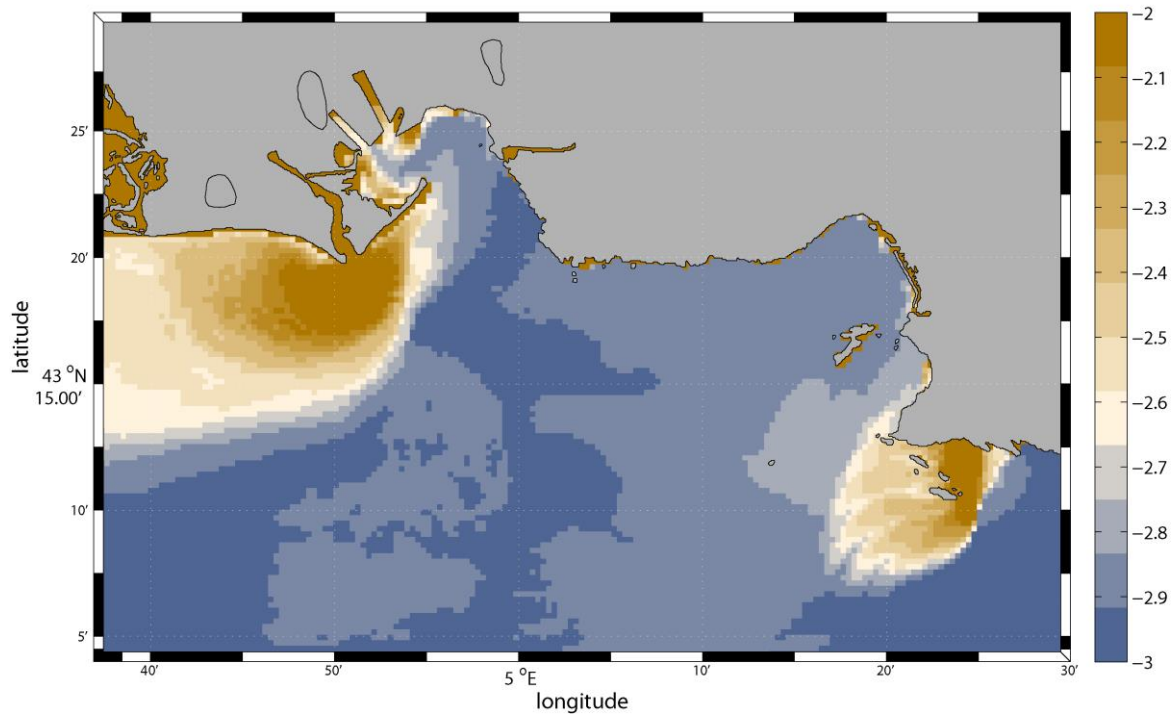


Figure 92 : Distribution spatiale de surface de la concentration maximale de sédiments fins entre le 24 et le 29 Octobre 2007(g/L, échelle logarithmique : -2 : 10 mg/L, -3 : 1 mg/L)

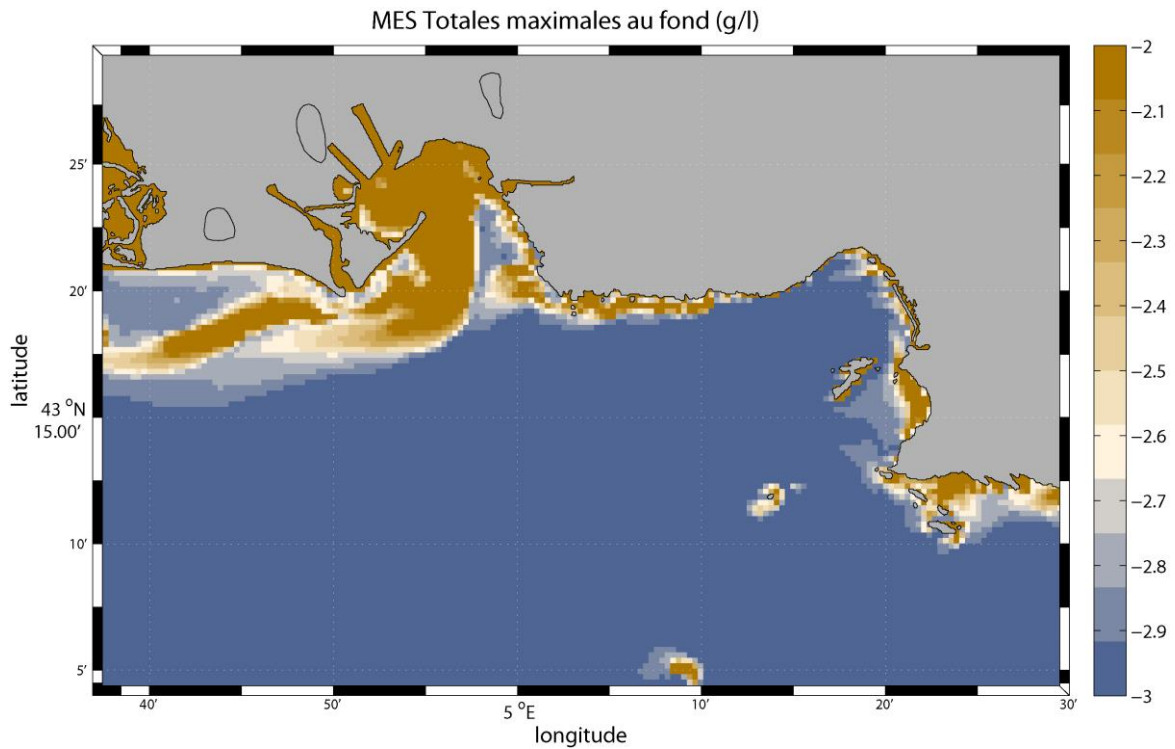


Figure 93 : Distribution spatiale de fond de la concentration maximale de sédiments fins entre le 24 et le 29 Octobre 2007(g/L, échelle logarithmique : -2 : 10 mg/L, -3 : 1 mg/L)

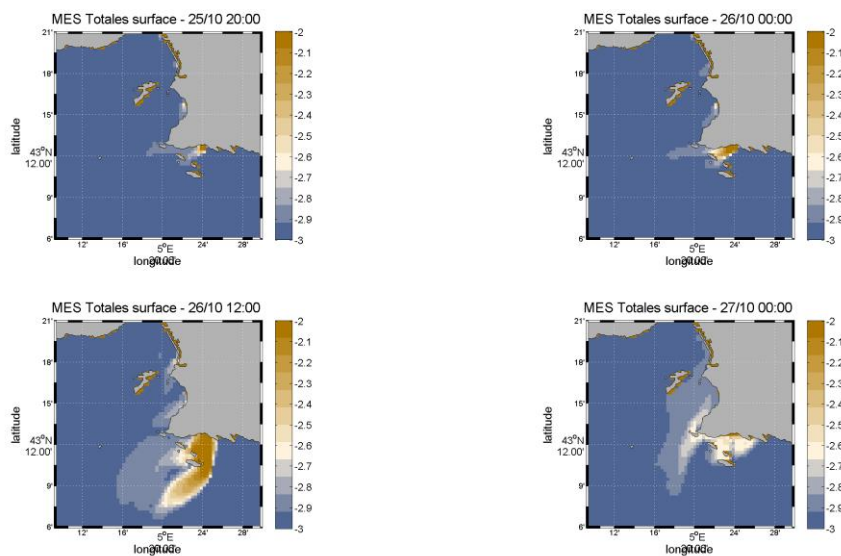


Figure 94 : Distribution spatiale de surface des concentrations en sédiment fin entre le 25 octobre et le 27 octobre 2007 (g/L, échelle logarithmique : -2 : 10 mg/L, -3 : 1 mg/L)

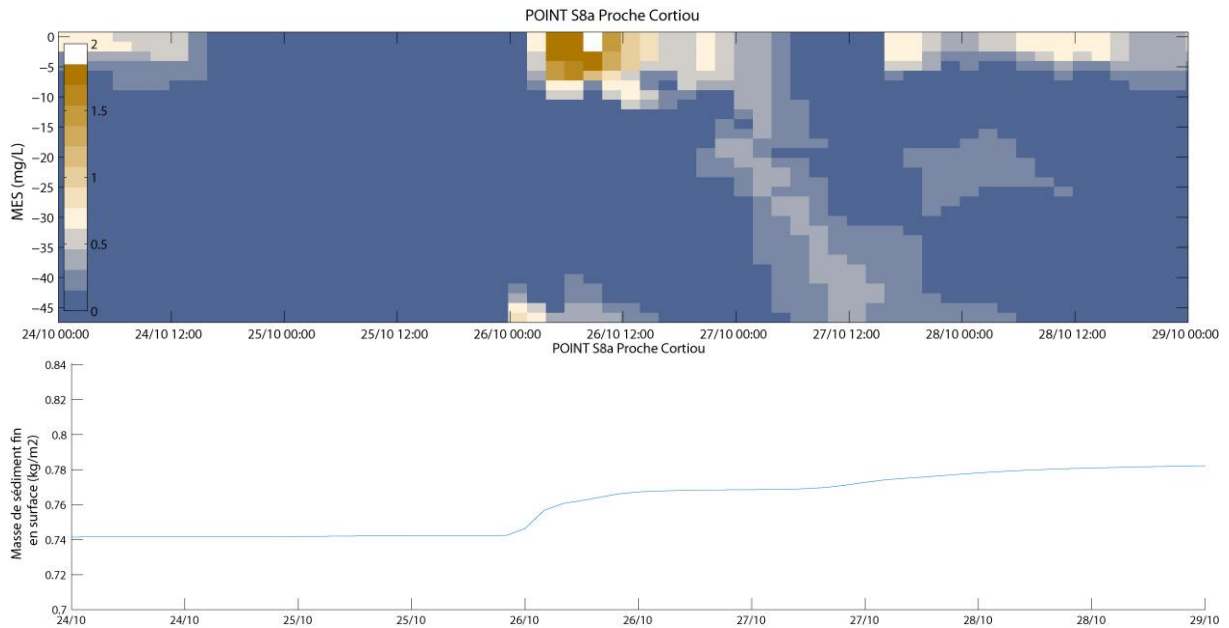


Figure 95 : Dynamique des MES dans la colonne d'eau (haut - (mg/L, échelle logarithmique : 1: 10 mg/L, 2 : 100 mg/L)) et dans le sédiment (bas) au point de référence S8a situé le plus proche de l'émissaire de Cortiou entre le 24 et le 29 Novembre 2007

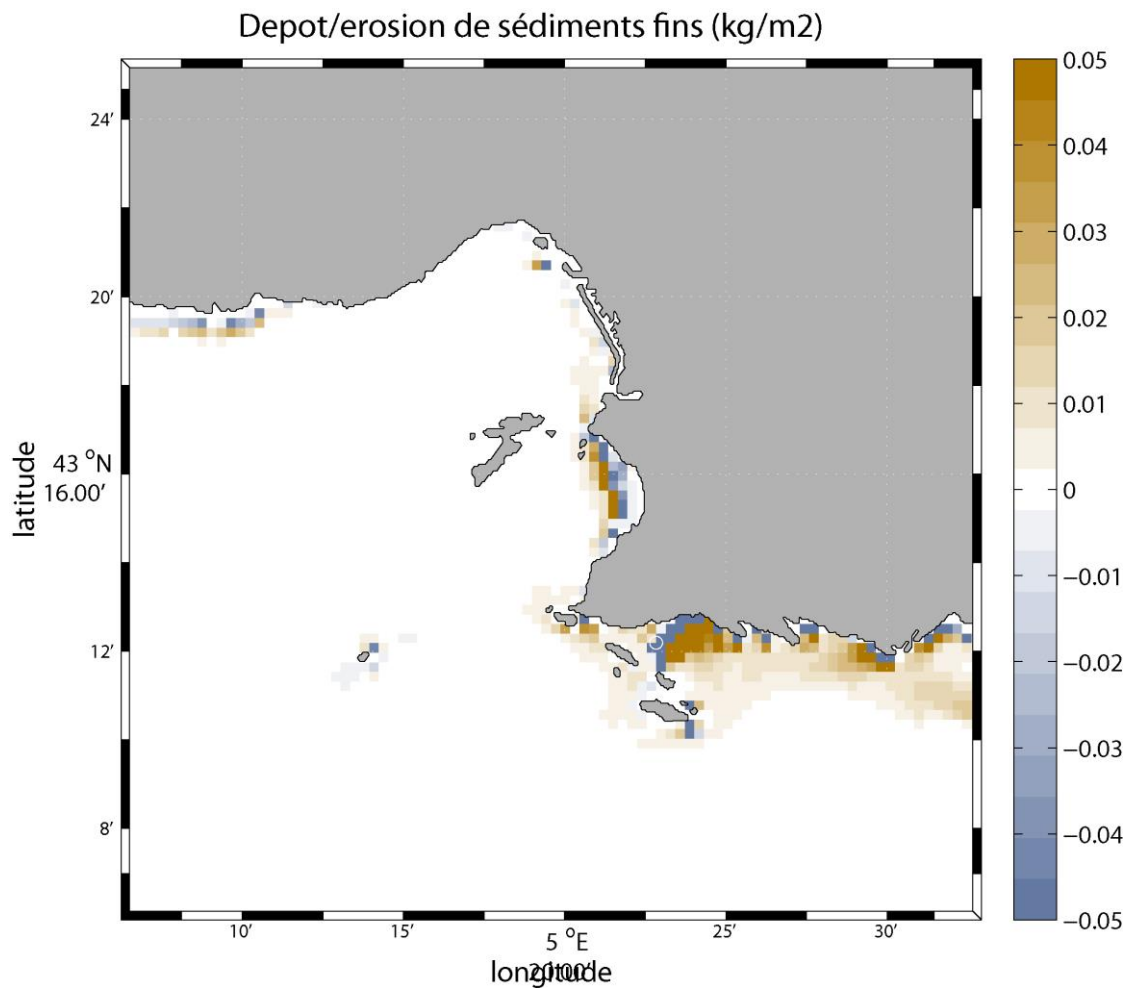
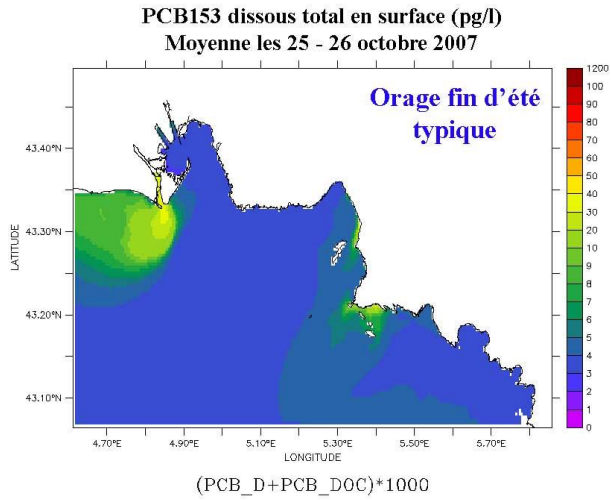


Figure 96 : Dépôt/érosion de sédiments fins entre le 24 et le 29 Novembre 2007 (kg/m²)





(a) Dissous en surface (pg/L)



(b) Particulaire en surface (pg/L)

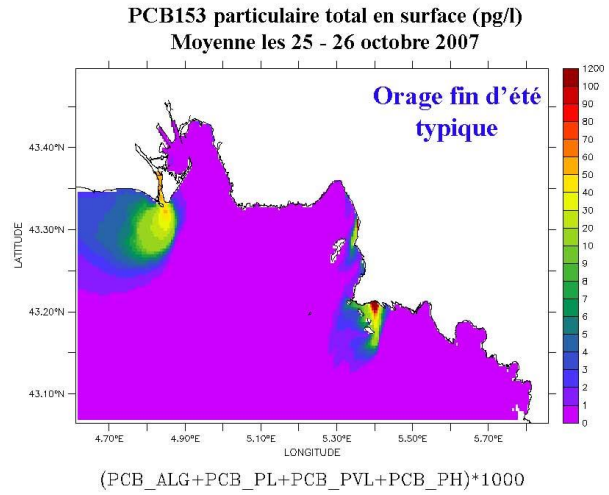
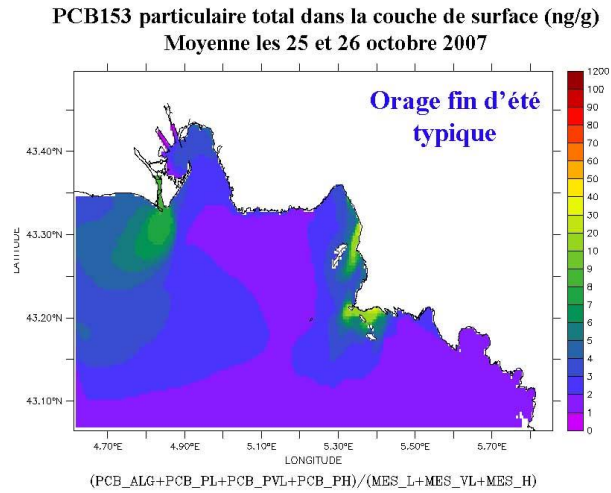


Figure 98 : Concentrations moyennes rencontrées en surface (pg/L) entre le 25 et 27 octobre 2007

Particulaire en surface (ng/g)



Particulaire au fond (ng/g)

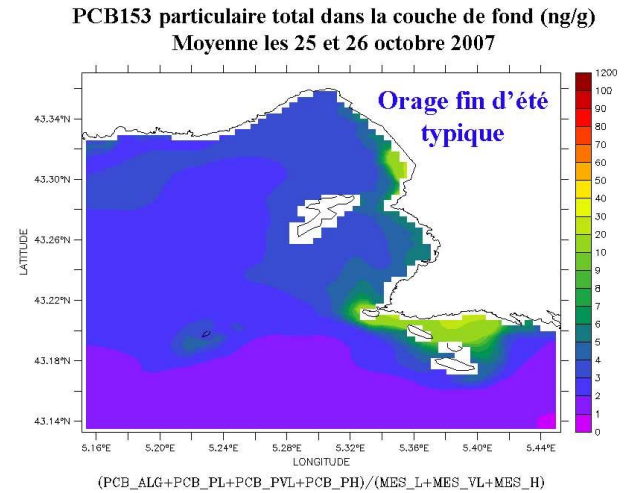


Figure 99 : Teneurs moyennes de CB153 particulières (ng/g) rencontrées au fond et en surface entre 25 et 27 octobre 2007

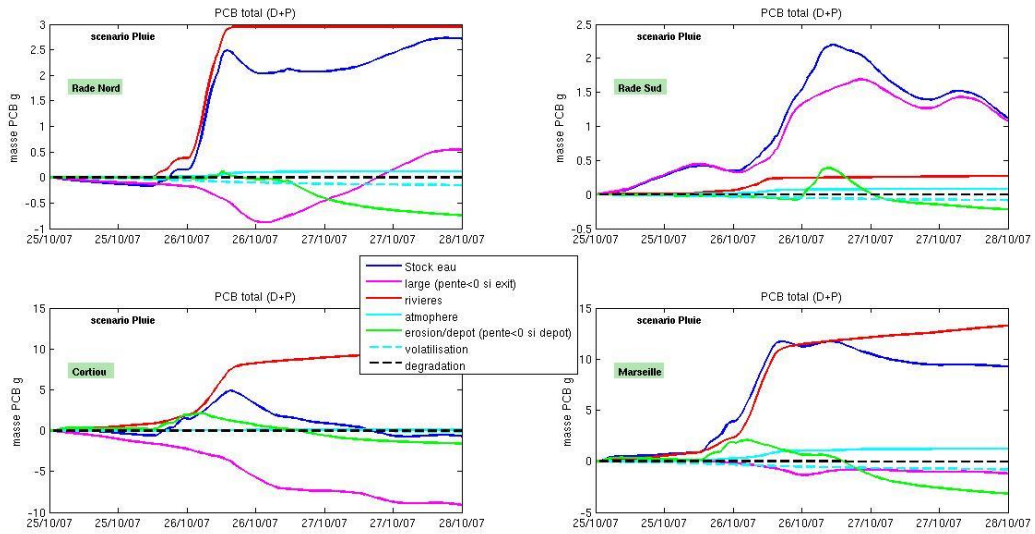


Figure 100 : Variation des stocks de CB153 total dans la colonne d'eau pendant la période et dans chaque zone (décrite sur la Figure 15), associée aux variations de concentrations dues à chaque processus « large » : entrée/sortie aux limites ; « rivières » : apports à la côte ; « atmosphère » : dépôts secs et pluie ; « érosion/dépôt » ; « volatilisation » et « dégradation ». (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de contaminant, inversement si pente <0 = perte de contaminant)

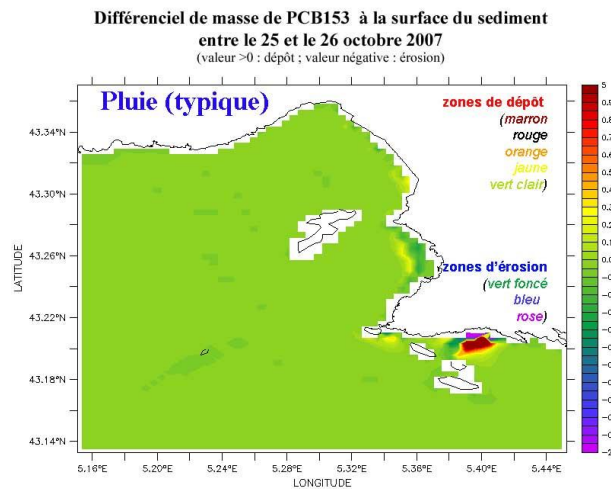


Figure 101 : Zones de dépôt et d'érosion après l'événement de pluie typique du 25 octobre 2007

## 5.4.2 Situation de pluie d'automne 2008

### 5.4.2.1 Données Météo France, station de l'Observatoire de Marseille

Depuis les nombreuses pluies du mois de juin 2008, plus une goutte d'eau n'est enregistrée jusqu'en septembre à l'Observatoire (notes personnelles : pluie le 19 et 20 juillet et de faibles pluies dans la nuit du 11 au 12 septembre <5mm). En septembre, les pluies restent toujours très faibles. Le premier orage de fin d'été arrive enfin les 7 et 8 octobre 2008, mais les apports ne sont que de l'ordre de 20 mm/j/m<sup>2</sup>. Des pluies supérieures à 30 mm/j/m<sup>2</sup> apparaissent ensuite fin octobre début novembre 2008. Ces pluies ne sont pas bien reproduites dans les modèles, par contre l'événement de mi-décembre peut être étudié.

Tableau 12

Date des pluies >5 mm et quantité de pluie mm par jour et par m<sup>2</sup>

Date	mm/m <sup>2</sup> /j
20080918	6
20080926	5
20081007	19,8
20081008	21
20081022	31,8
20081028	31,4
20081102	36,8
20081103	10
20081104	34
20081123	8
20081127	14,2
20081129	9,4
20081209	36,6
20081213	7,2
20081214	59
20081215	14,6

### 5.4.2.2 Simulation atmosphérique

Une perturbation circule sur l'Atlantique nord s'étendant de l'Islande jusqu'au sud des îles Britanniques en première partie de nuit de vendredi 12 décembre (Figure 102).

Celle-ci aborde le golfe de Gascogne et l'Espagne en fin de nuit de vendredi à samedi.

Lors de son parcours vers l'est, une perturbation secondaire se développe dans sa partie sud dans la nuit de samedi à dimanche 14 sur la péninsule ibérique.

A l'avant de celle-ci, le flux d'ouest faible ondule faiblement sur le bassin occidental méditerranéen puis progressivement s'oriente sud.

La perturbation espagnole va se creuser rapidement en deuxième partie de nuit sur ce secteur.

La cyclogenèse se trouve renforcée par un gradient de température important entre l'air postérieur et amont de la perturbation. De l'air encore à 10 °C circule en mer (Figure 103) tandis que la masse d'air est aux alentours de 4/6 °C sur le reste du pays.

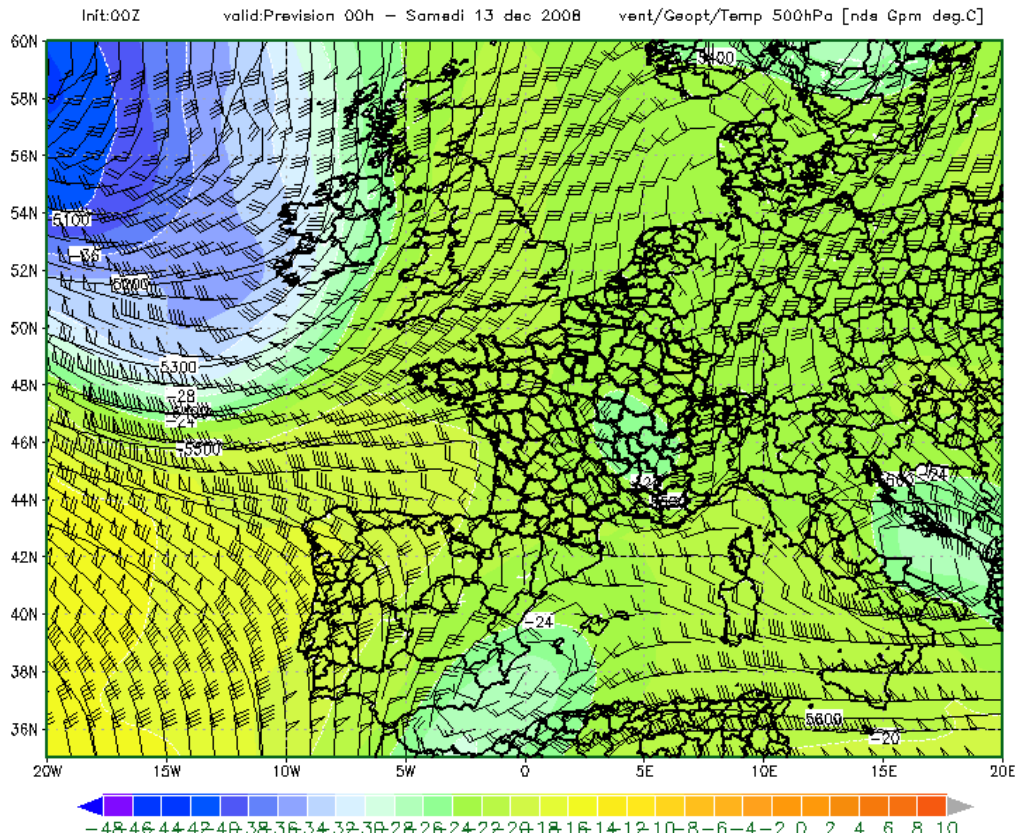


Figure 102: Vent (nds) Geopotiel (dam) et température (deg.C) 500hPa le 13 décembre 00h

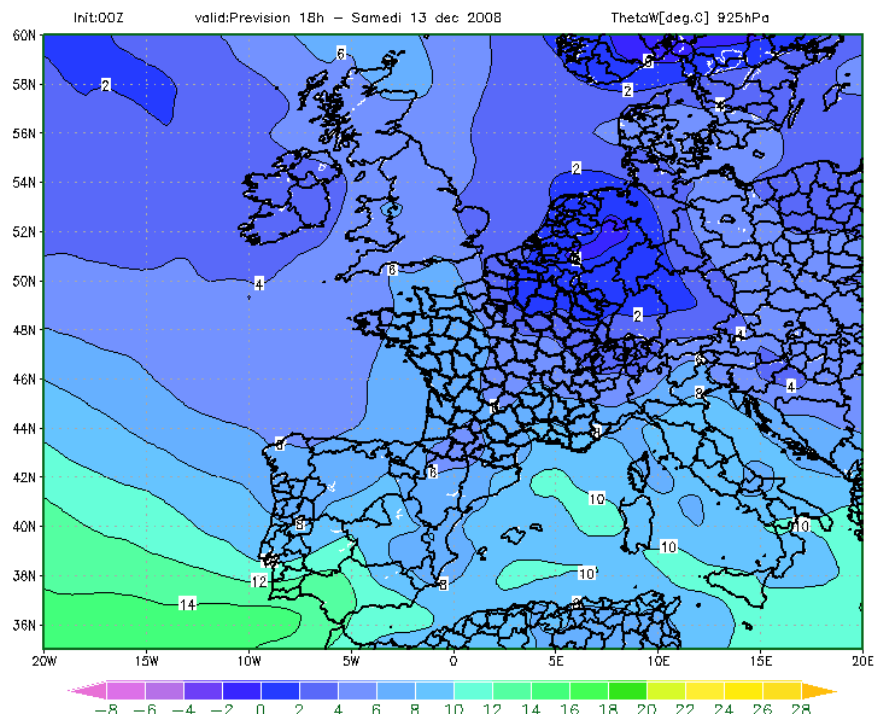
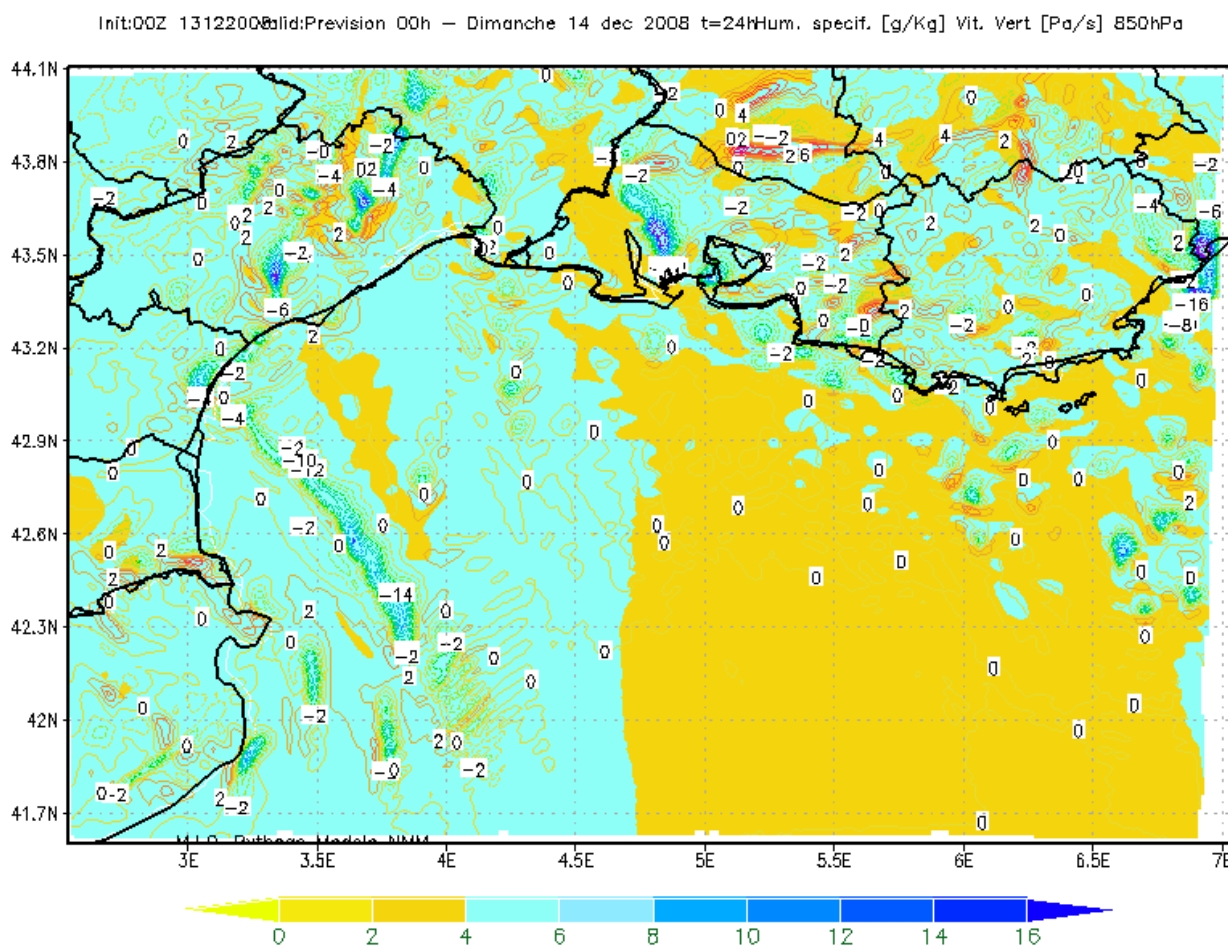


Figure 103: Température pseudo-adiabatique potentielle (°C) 925hPa le 13 décembre 2008 18h.

En début de journée de dimanche, l'axe de la perturbation se positionne dans le golfe du Lion provoquant un basculement du vent en basse couche au secteur sud contribuant à advecter sur les bouches du Rhône de l'air humide.

Sous l'axe du flux se développe des noyaux de vitesses verticales en mer et sur le département (Figure 104). Ces noyaux deviennent plus intenses sur les premiers reliefs provençaux.

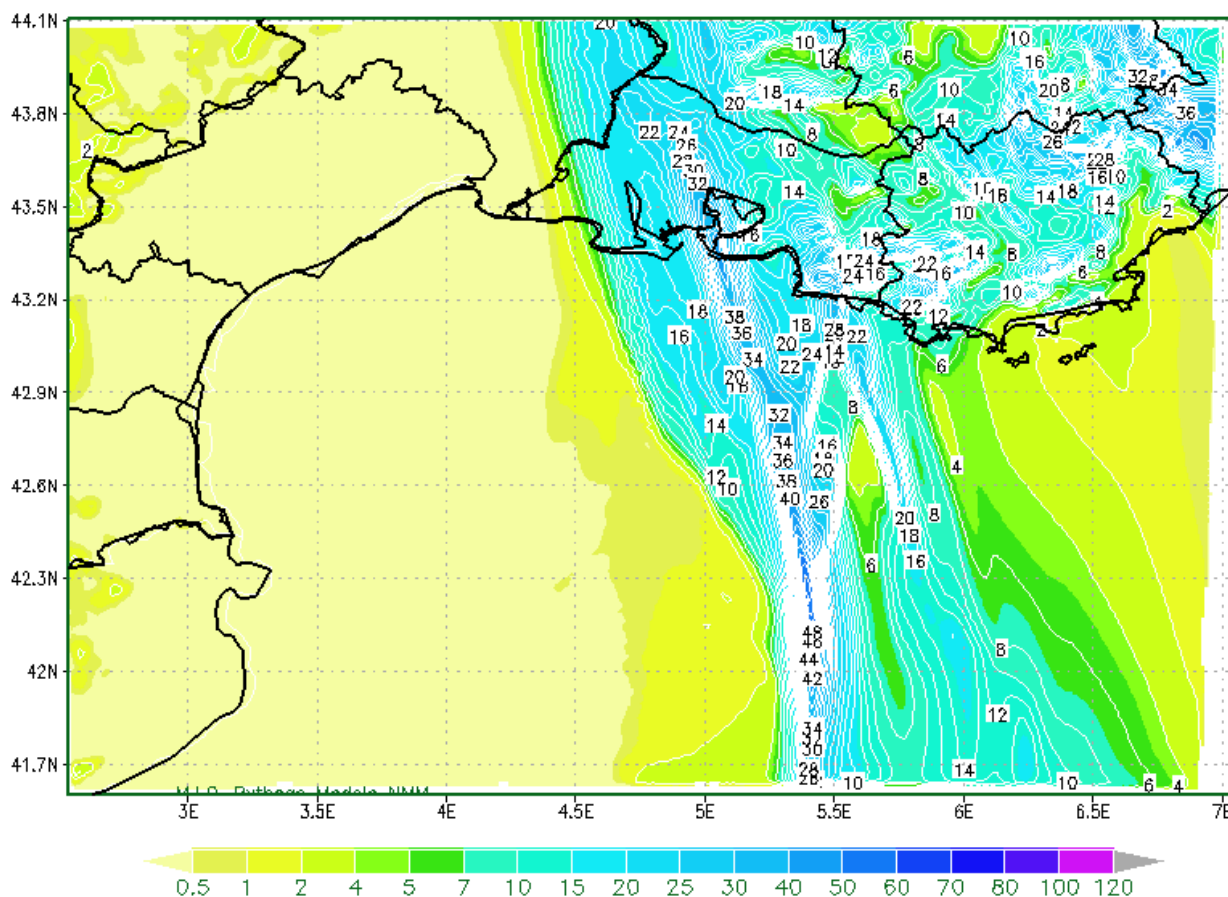


**Figure 104: Humidité spécifique (g/Kg) et vitesse verticale (Pa/s) 850hPa 14 décembre 2008 00h**

Dans l'axe du front au large des Bouches du Rhône, une instabilité de basse couche se développe en matinée du 14 décembre et déborde sur le littoral marseillais où se produisent alors des orages parfois forts (Figure 105).

Les cumuls les plus importants se produisent dans la zone barocline bien visible dans le champ de Thetaw 850hPa.

En certains points, les quantités d'eau dépassent les 40 mm sur 3h avec une zone plus active en mer dans la partie sud du front.



**Figure 105: Précipitations cumulées sur 3h (mm) 14 décembre 2008 12h.**

En cours de journée du 14 décembre, le front pluvieux se décale vers l'est concernant d'abord le Var puis les Alpes Maritimes.

Les précipitations sur Marseille se sont produites essentiellement entre 7 h et 16 h avec un maximum d'intensité vers 12 h (heure locale).

#### 5.4.2.3 Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA) et biogéochimique (ECO3M-MASSILIA)

Les pluies qui ont lieu entre le 9 et le 15 décembre 2008 induisent de forts débits des rivières urbaines. Le 15 décembre 2008, la signature en salinité de ces forts rejets d'eaux via les rivières urbaines est très visible dans la baie de Marseille sur la carte de surface de salinité (Figure 106). A la station SOLEMIO de Somlît ce jour-là, le modèle et les mesures *in situ* de salinité décrivent une dessalure (salinité d'environ 37.2) sur une couche de surface de 3m environ (Figure 107). Les rejets des rivières urbaines de la rade Sud (Huveaune et Bonneveine) semblent donc avoir un impact en salinité jusqu'à la station SOLEMIO. C'est aussi le cas en température, en effet, ces rejets par les rivières semblent être caractérisés par des températures assez faibles (Figure 108).

D'un point de vue biogéochimique, les rejets des rivières urbaines sont très riches en nutriment ( $\text{NO}_3$  et  $\text{PO}_4$ ), cependant ils interviennent à une période de l'année où les concentrations en nutriments sont déjà très élevées (Figure 109 et Figure 110). Le mélange hivernal ayant déjà eu lieu, les concentrations en nutriments dans la colonne d'eau de la baie de Marseille sont homogènes et élevées.

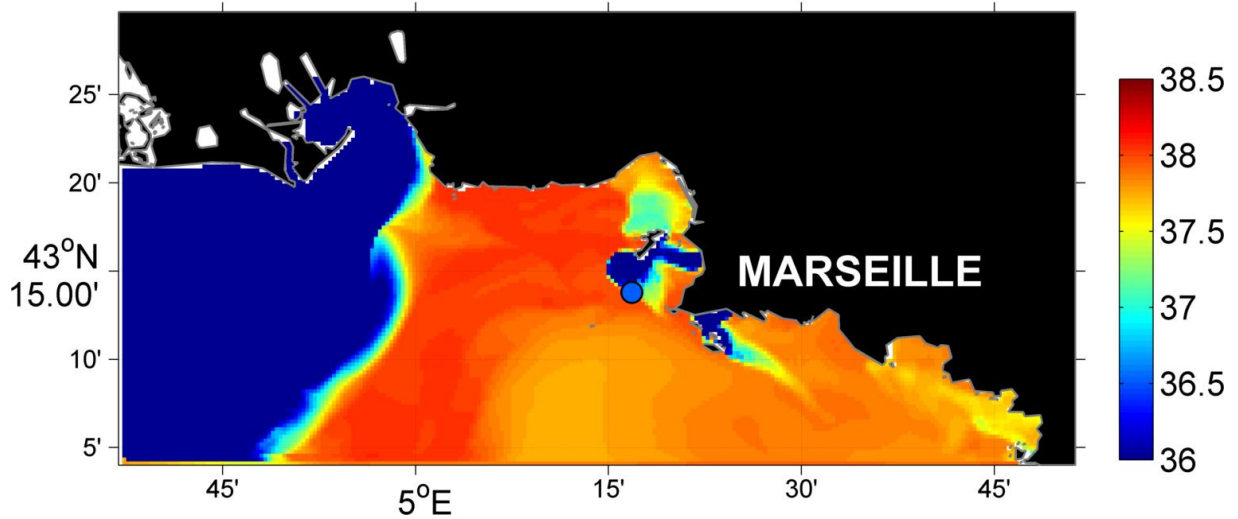


Figure 106 : Salinité modélisée en surface le 15 décembre 2008 à 12h et comparaison la station SOMLIT (le cercle représente la station SOMLIT et la couleur à l'intérieur du cercle représente la valeur de la salinité mesurée à cette station).

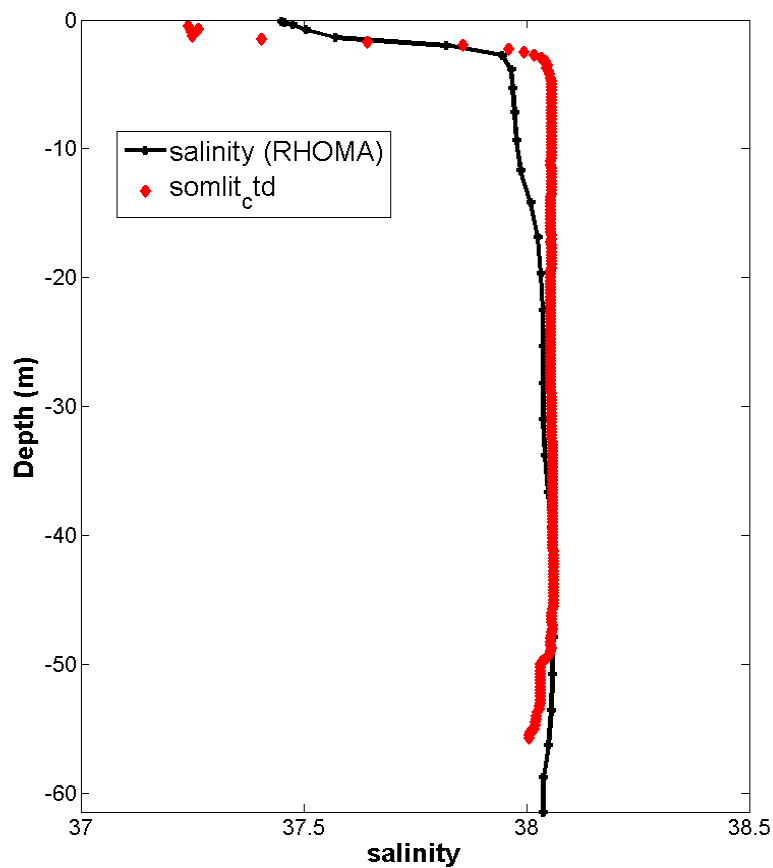


Figure 107: Profil vertical de salinité à la station SOLEMIO de Somlit le 15 décembre 2008, comparaison entre la salinité modélisée (en noir) et la salinité mesurée à l'aide d'une CTD (en rouge)

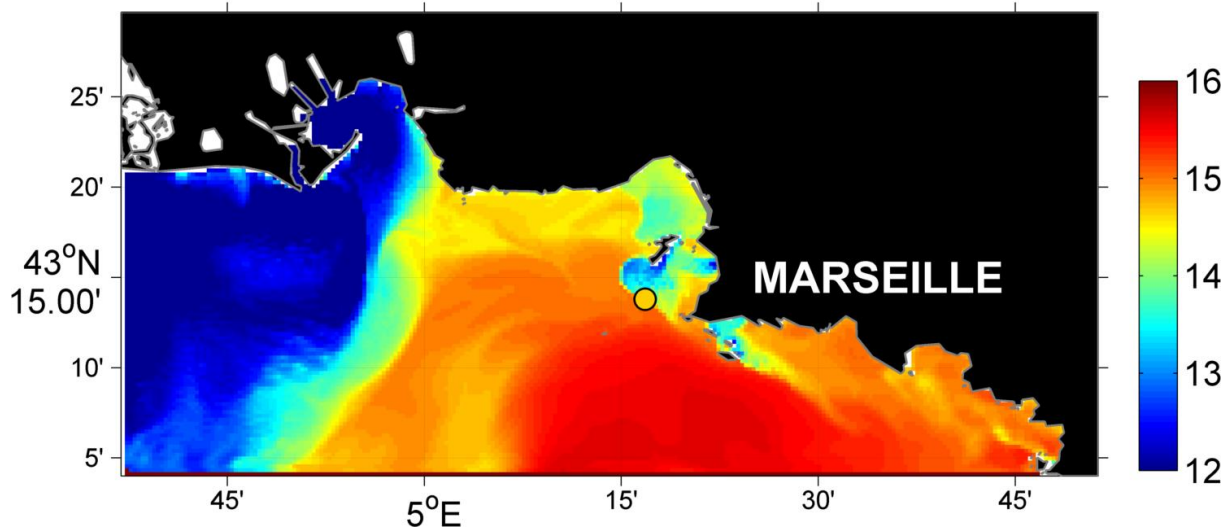


Figure 108: Température (en °C) modélisée en la surface le 15 décembre 2008 à 12h et comparaison la station SOMLIT (le cercle représente la station SOMLIT et la couleur à l'intérieur du cercle représente la valeur de la température mesurée à cette station).

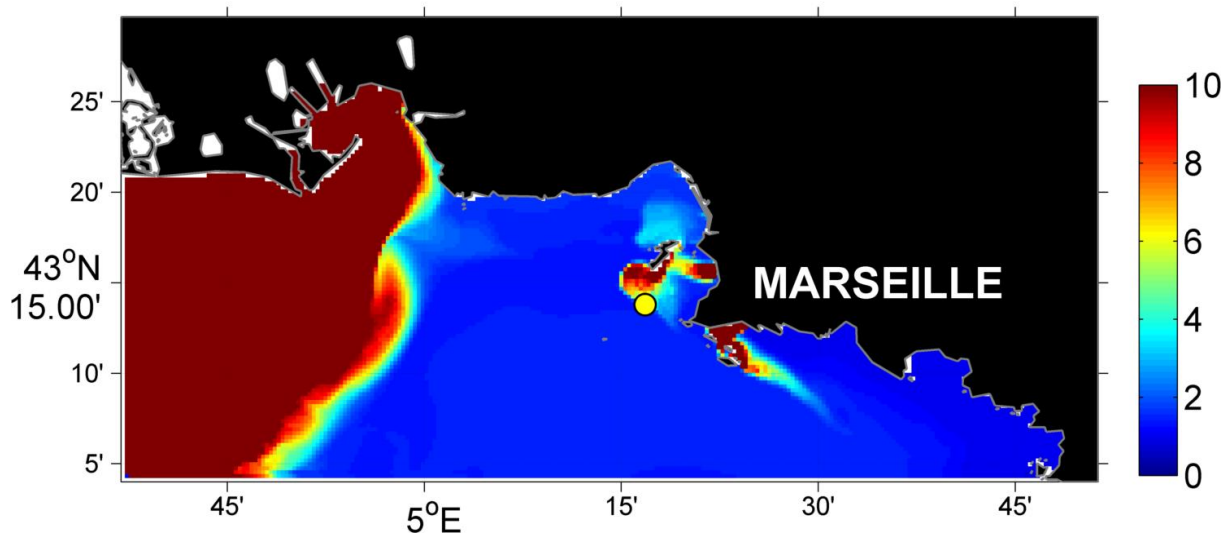


Figure 109: Concentrations en nitrate (en  $\mu\text{mol/L}$ ) modélisées en surface le 15 décembre 2008 à 12h et comparaison à la station SOMLIT (le cercle représente la station SOMLIT et la couleur à l'intérieur du cercle représente la valeur de la concentration mesurée à cette station).



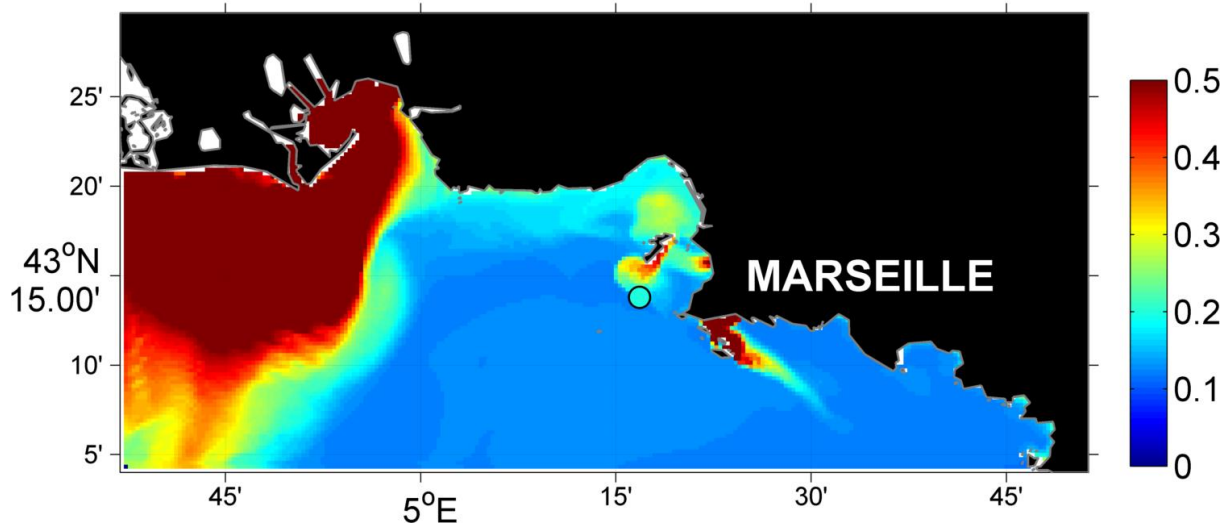


Figure 110: Concentrations en phosphate (en  $\mu\text{mol/L}$ ) modélisées en surface le 15 décembre 2008 à 12h et comparaison à la station SOMLIT (le cercle représente la station SOMLIT et la couleur à l'intérieur du cercle représente la valeur de la concentration mesurée à cette station).

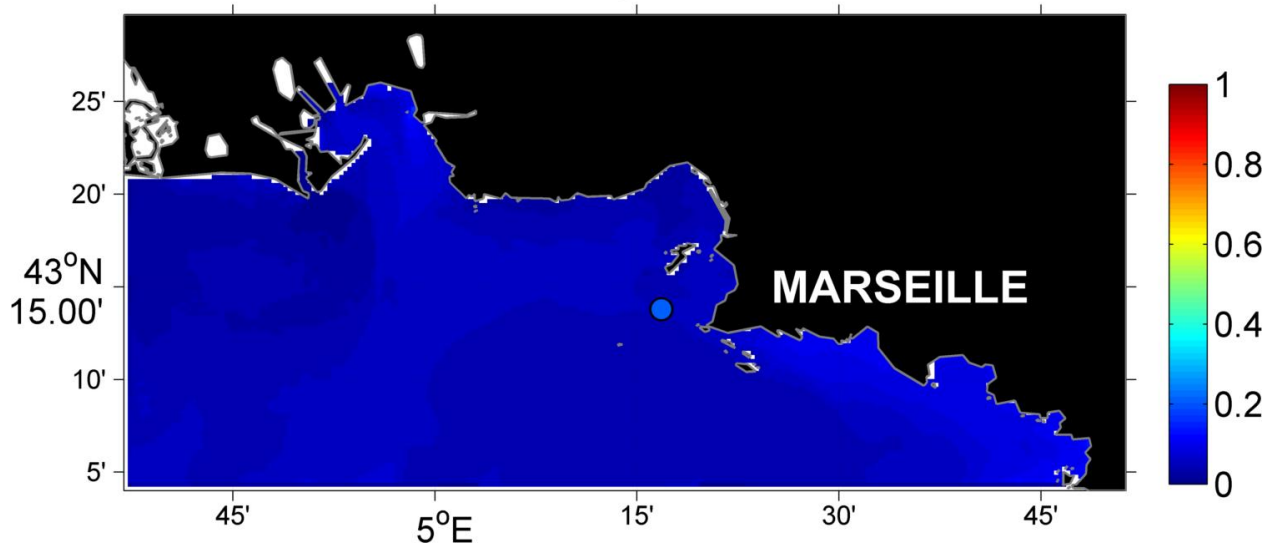


Figure 111: Concentrations en chlorophylle (en  $\mu\text{g/L}$ ) modélisées en surface le 15 décembre 2008 à 12h et comparaison à la station SOMLIT (le cercle représente la station SOMLIT et la couleur à l'intérieur du cercle représente la valeur de la concentration mesurée à cette station).

Le phytoplancton n'est donc pas limité par les nutriments mais en lumière à cette période hivernale, ce qui explique le fait qu'il n'y ait pas de production phytoplanctonique associée à ces rejets riches en nutriments (Figure 111). En revanche, on remarque de fortes concentrations en carbone organique particulaire (COP) à la station SOMLIT (Figure 112).

En conclusion, même si à cette période de l'année les forts apports des rivières urbaines lors des épisodes de pluies ont un impact faible sur le fonctionnement biogéochimique de la baie, des quantités importantes de matière organique particulaire sont rejetées dans la baie.

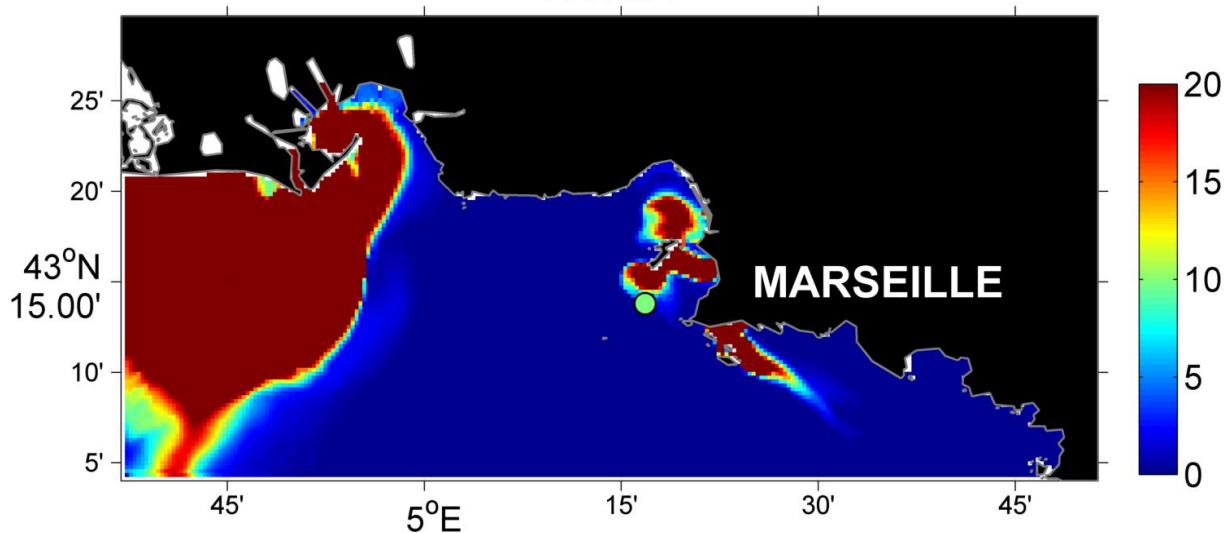


Figure 112: Concentrations en Carbone Organique Particulaire Détritique (en  $\mu\text{mol/L}$ ) modélisées en surface le 15 décembre 2008 à 12h et comparaison à la station SOMLIT (le cercle représente la station SOMLIT et la couleur à l'intérieur du cercle représente la valeur de la concentration mesurée à cette station).

#### 5.4.2.4 Situation hydrosédimentaire (MARS3D-RHOMA)

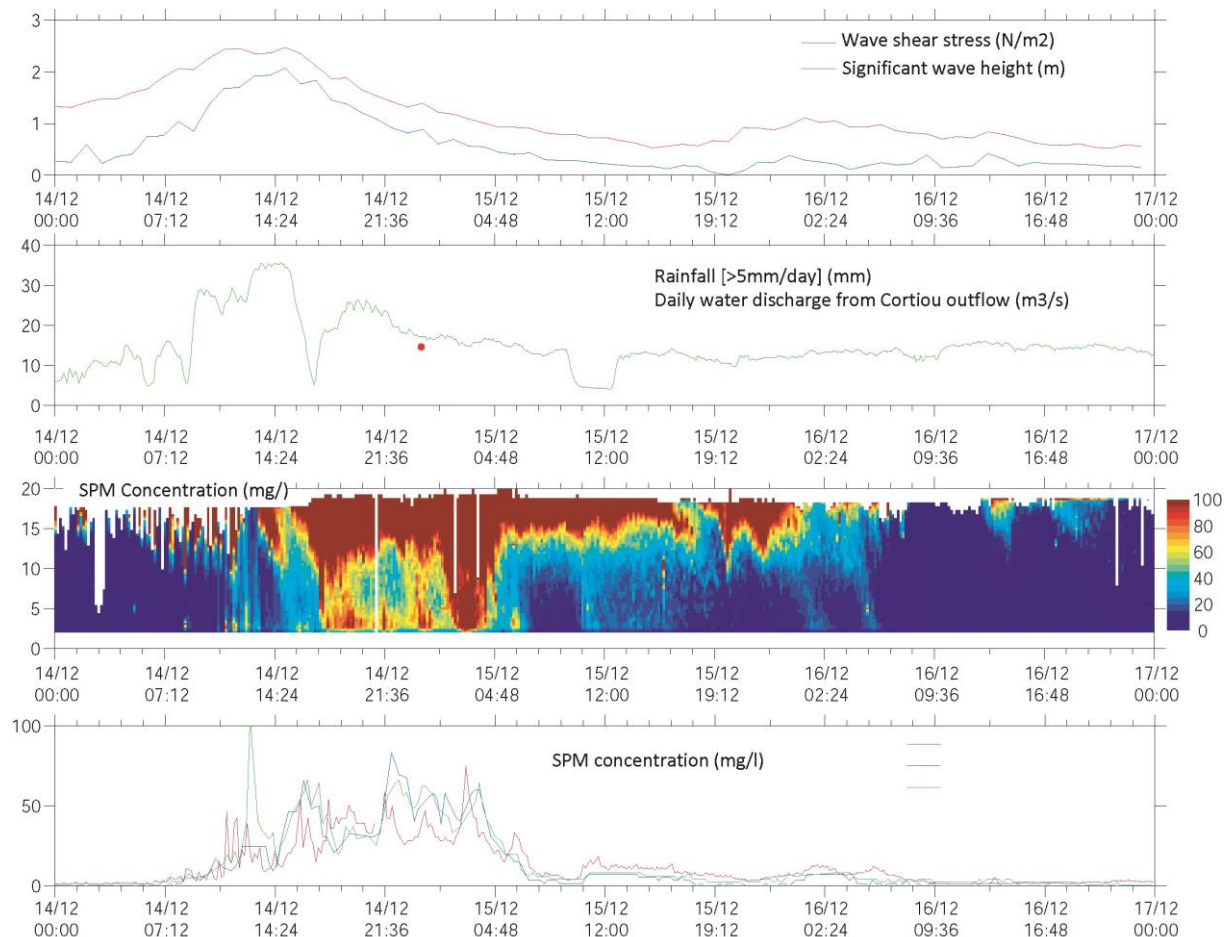
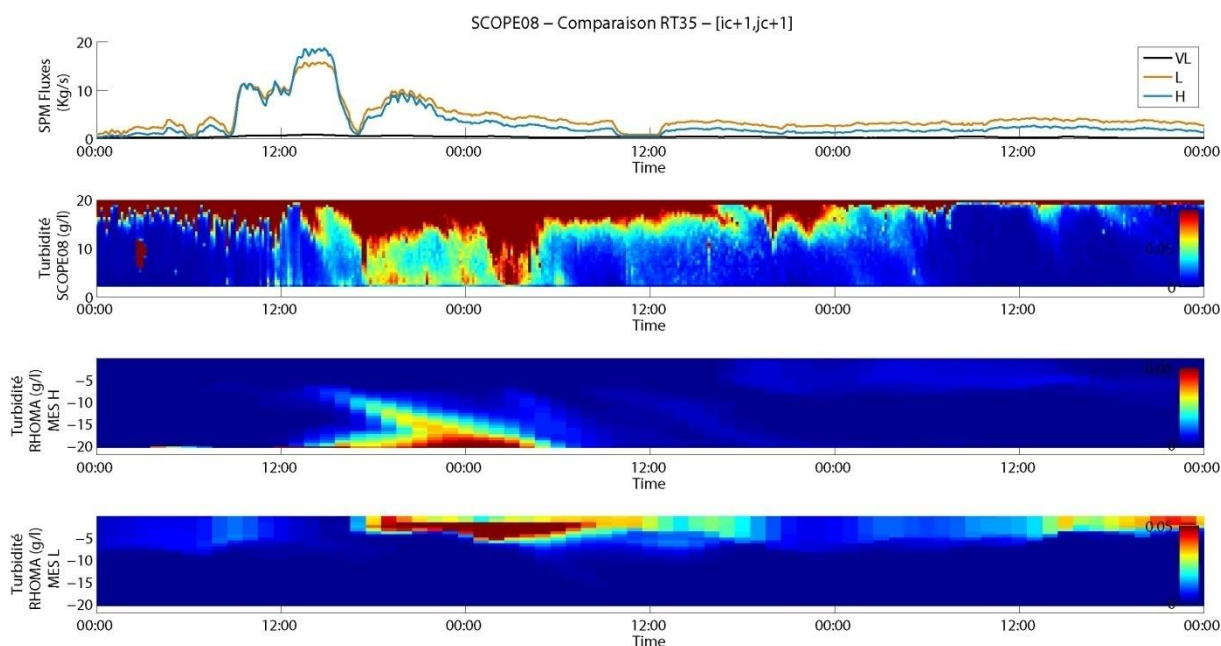


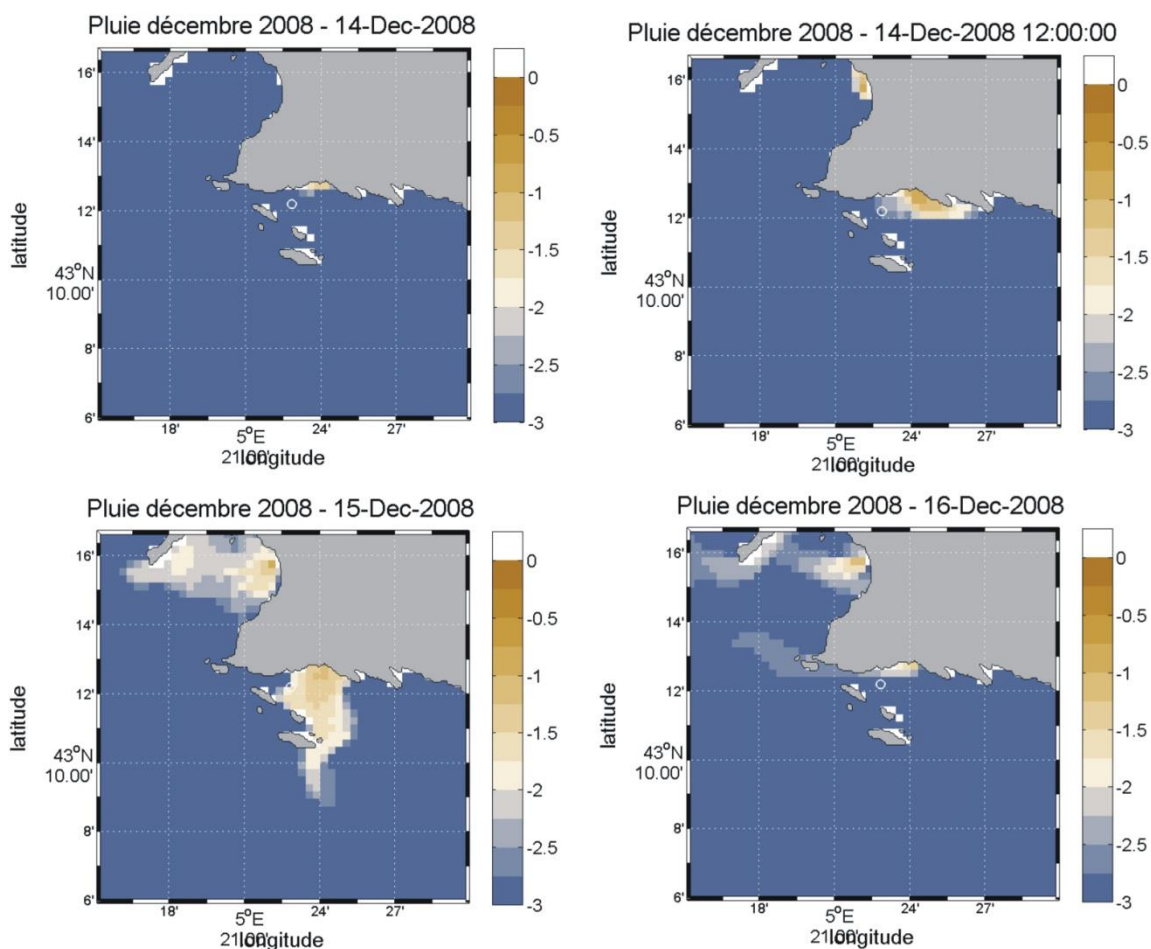
Figure 113: Mesures hydrosédimentaires acquises par la station FRAME lors de l'épisode de pluie de fin décembre 2008 : Vagues, apports liquide en provenance de Cortiou, matières en suspension estimée à partir de l'intensité acoustique rétrodiffusée, matière en suspension près du fond mesurée par les turbidimètres optiques.



**Figure 114: Comparaison modèle mesure à proximité de la station FRAME lors de l'épisode de pluie de décembre 2008 (Flux de matières en suspension, matières en suspensions mesurées, et simulées par le modèle (MES H et MESL), concentration en g/L).**

L'épisode de pluie de fin décembre 2008 a pu être particulièrement bien observé, la station de mesure autonome FRAME ayant été déployée sur le plateau des chèvres à l'ouest de l'émissaire de Cortiou pendant cette période. Les mesures ADCP et optiques montrent un apport rapide et significatif de matières en suspension sur quelques mètres d'épaisseurs, associé au panache d'eau turbide (>50 mg/L) et dessalée créée par l'apport soudain d'eau continentale turbide (Figure 113). Outre le panache, des matières en suspension plus lourdes chutent dans la colonne d'eau et sédimentent.

Le modèle reproduit correctement ces deux processus, avec un panache soutenu par les MESL, avec des ordres de grandeurs similaires en termes d'épaisseur du panache et de concentration en matières en suspension (>50 mg/L). Le transfert de MESH vers le fond est également simulé, avec toutefois des concentrations en MES potentiellement plus faibles (Figure 114). L'examen des concentrations en matières en suspension de surface montre une dynamique rapide du panache de surface, avec une extension loin vers le sud sous l'effet d'un fort mistral l'après-midi du 14 décembre, panache qui se rabat vers l'ouest/nord-ouest lorsque le vent passe de mistral à régime de sud-est (Figure 115). On peut également noter la forte turbidité en rade sud, induite par le by-pass des eaux en provenance du bassin versant dans l'ancien lit de l'Huveaune qui se déversent au milieu de la rade sud. Si une majorité des apports en MESL sortent rapidement de la zone de Marseille, une majorité de MESH en provenance de Cortiou se déposent i) au droit de l'émissaire mais également ii) à l'ouest des Iles et iii) de façon moins importante dans la partie ouest de la rade sud.



**Figure 115: Evolution de la concentration en matières en suspension de surface entre le 14 décembre minuit et le 16 décembre minuit. Concentration (g/l) en échelle logarithmique : -3 : 1 mg/L, -2 : 10 mg, -1 100 mg/L).**

#### 5.4.2.5 Situation de la contamination en CB153

L'intensité des pluies pendant cet événement de décembre 2008 provoque un accroissement des débits apportés dans la rade de Marseille qui est beaucoup plus important que pendant l'événement « typique » d'octobre 2007 (voir le tracé des débits pendant ces deux périodes sur la Figure 12). L'Huveaune et le Jarret ont repris le lit du cours d'eau vers les plages du Prado du fait des très forts débits pendant la période. Le débit du Rhône est également largement augmenté. Par conséquent les panaches sont plus intenses et plus étendus (Figure 116). Les concentrations sont fortes, même en valeur moyenne sur la période (Figure 117). Les teneurs sur les particules sont caractéristiques des apports (Figure 118: autour de 10-30 ng/g). Un épisode d'érosion vient s'ajouter aux apports le 14 décembre (Figure 119) à Cortiou et dans la rade sud surtout. Le modèle simule des dépôts de PCB en fin de période entre Cortiou et les îles ; en rade Sud à la limite large entre les îles du Frioul et les Goudes ; et en rade Nord (Figure 120). Comme dans la situation typique et du fait probablement de la saison, ces apports en éléments nutritifs et en matière organique détritique n'induisent pas une augmentation de la production primaire et n'ont donc pas de conséquence notable sur la spéciation du CB153 pendant cette période.

Dissous en surface (pg/L)

Particulaire en surface (pg/L)

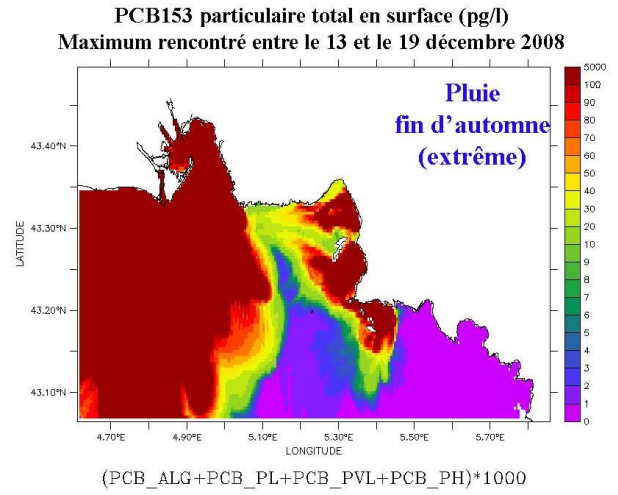
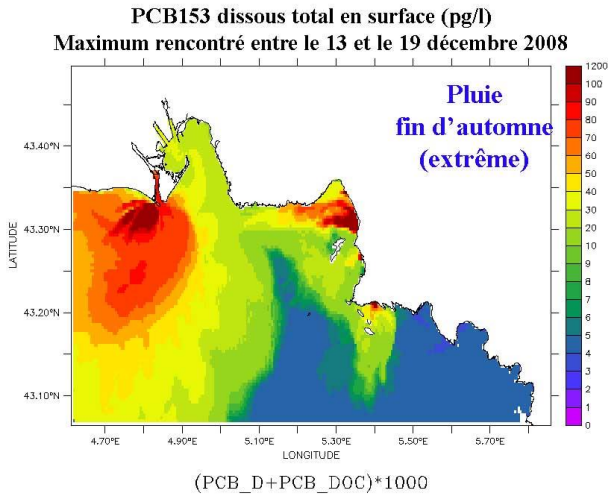


Figure 116 : Concentrations maximales rencontrées en surface (pg/L) entre le 13 et le 19 décembre 2008

Dissous en surface (pg/L)

Particulaire en surface (pg/L)

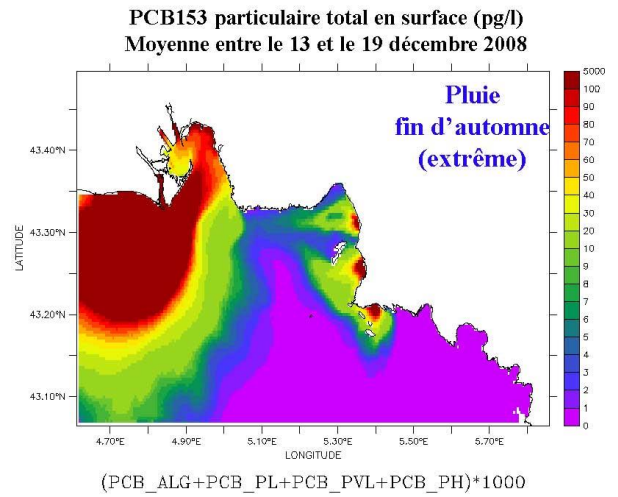
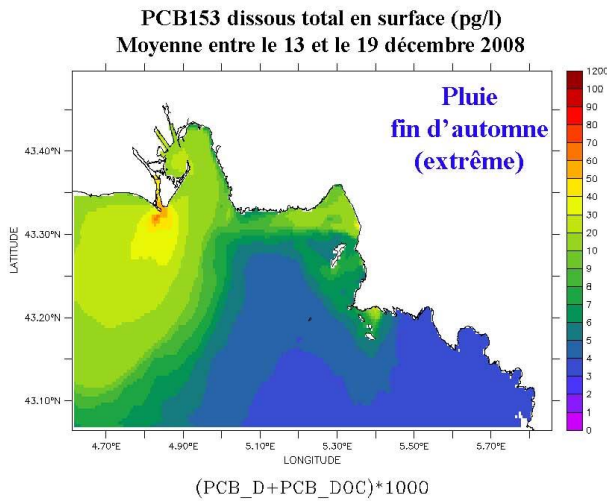


Figure 117 : Concentrations moyennes rencontrées en surface (pg/L) entre le 13 et le 19 décembre 2008

Particulaire en surface (ng/g)

Particulaire au fond (ng/g)

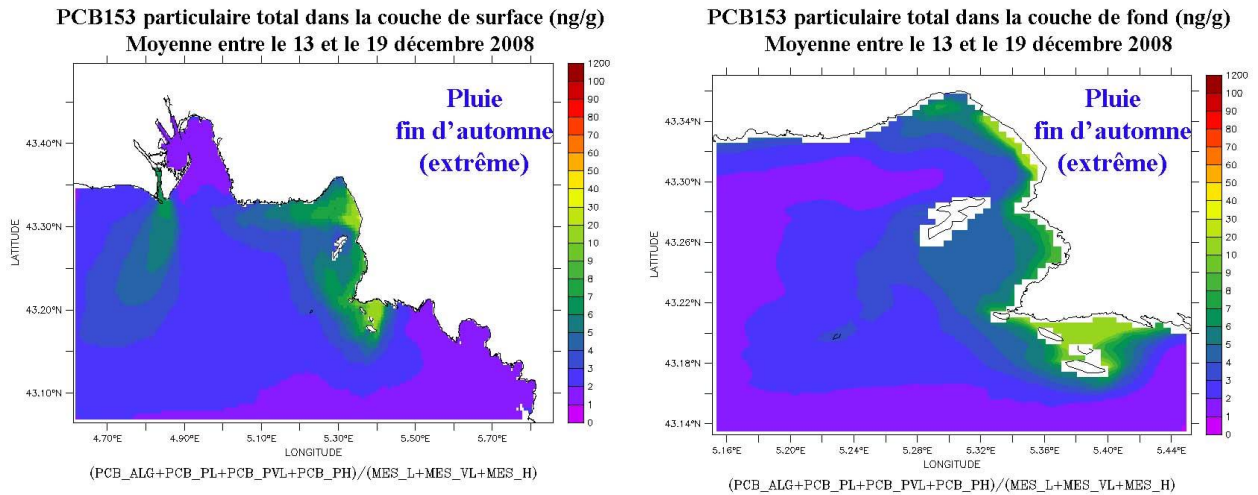


Figure 118 : Teneurs moyennes de CB153 particulaires (ng/g) rencontrées au fond et en surface entre 13 et 19 décembre 2008

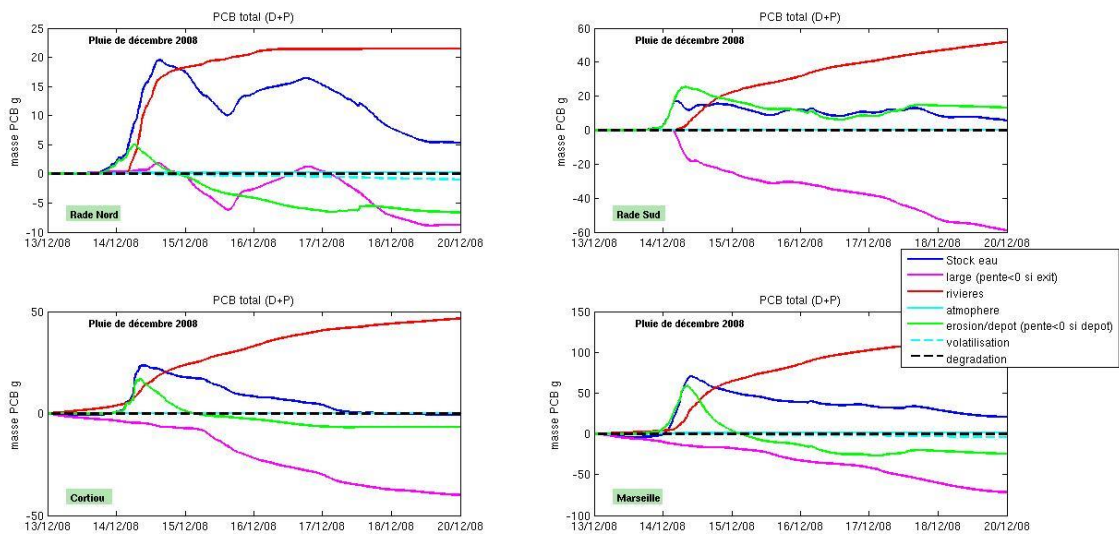
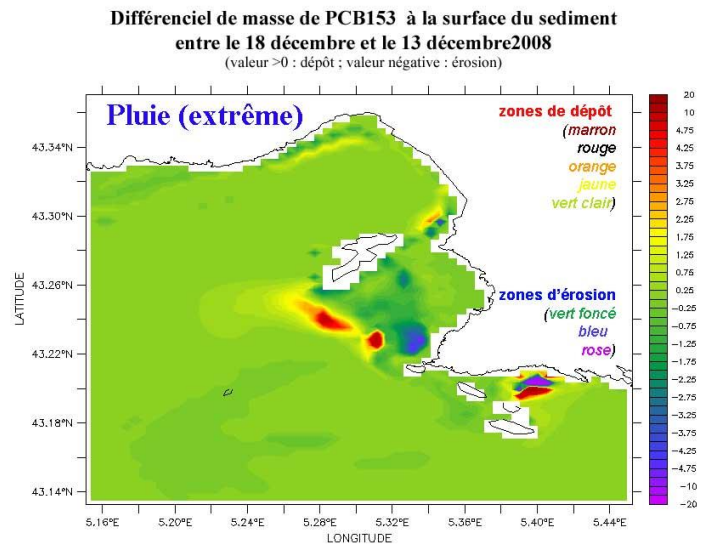


Figure 119 : Variation des stocks de CB153 total dans la colonne d'eau pendant la période et dans chaque zone (décrite sur la Figure 15), associée aux variations de concentrations dues à chaque processus « large »: entrée/sortie aux limites ; « rivières »: apports à la côte ; « atmosphère »: dépôts secs et pluie ; « érosion/dépôt » ; « volatilisation » et « dégradation ». (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de contaminant, inversement si pente <0 = perte de contaminant)



**Figure 120 : Zones de dépôt/érosion après la période de l'événement de Pluie extrême**

## **INTRUSION DU PANACHE DU RHONE**



## 5.5 SITUATIONS D'INTRUSION DU PANACHE DU RHONE

Alors que le panache d'eau dessalée provenant du Rhône est dévié la plupart du temps vers l'ouest par la force de Coriolis, poussé au large ou contre la côte par les vents de Mistral et de Sud-Est (respectivement), les eaux de surface de la baie de Marseille sont influencées de façon épisodique par l'extension vers l'Est du panache du Rhône (Para et al., 2010; Pairaud et al., 2011). Ces épisodes sont appelés intrusions du Rhône dans la baie de Marseille, en fait il s'agit plus précisément d'eaux diluées en provenance du Rhône. Fraysse et al. (2014) ont détaillé ce processus et en ont donné une définition précise. Une intrusion des eaux du Rhône dans la baie de Marseille se caractérise par le transport d'eau dessalée (salinité < 37.8) en provenance du Rhône à l'Est de la longitude 5°17.30'E (station SOMLIT SOLEMIO) dans la baie de Marseille (Figure 121).

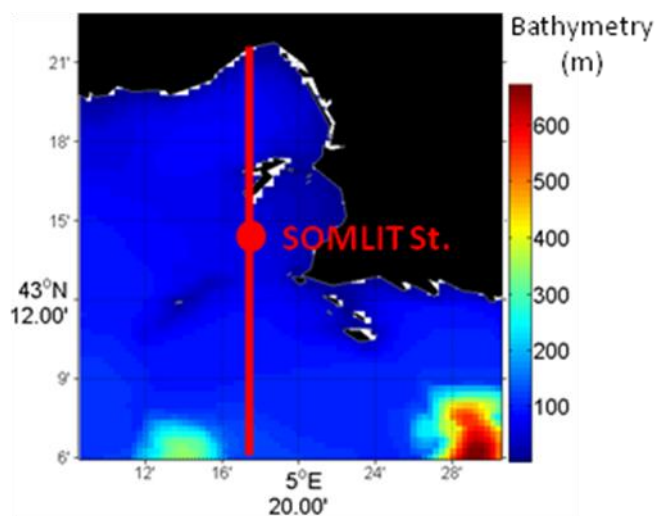


Figure 121 : Localisation de la longitude de la station Somlit SOLEMIO (en rouge) à partir de laquelle la définition d'Intrusion du Rhône a été posée par Fraysse et al. (2014).

### 5.5.1 Situation typique intrusion du panache vers l'Est : 1er Octobre 2007

#### 5.5.1.1 Situation hydrodynamique et biogéochimique

Une intrusion du panache du Rhône se produit le 1er octobre 2007 alors que le débit du Rhône est plutôt faible à cette période, inférieur au débit moyen de l'année 2007 (Figure 122).

Le 27 septembre le panache du Rhône s'allonge vers le sud et s'étend vers l'est sous l'effet d'un fort vent de mistral. Du 28 au 29 septembre, les vents sont de faible intensité, une circulation s'installe favorisant le décalage vers l'est des eaux en provenance du Rhône. Le 30 septembre et le 1<sup>er</sup> octobre, des forts vents de sud-est rabattent le panache à la côte, des eaux diluées du Rhône sont présentes en rade nord et un filament s'étend sur un axe nord-sud (Figure 123 et Figure 124).

On remarque une augmentation en chlorophylle le 1<sup>er</sup> octobre dans la zone du filament d'eaux diluées du Rhône, à la fois sur les images satellites et dans le modèle.

## Evolution temporelle du débit du Rhone pour l'année 2007

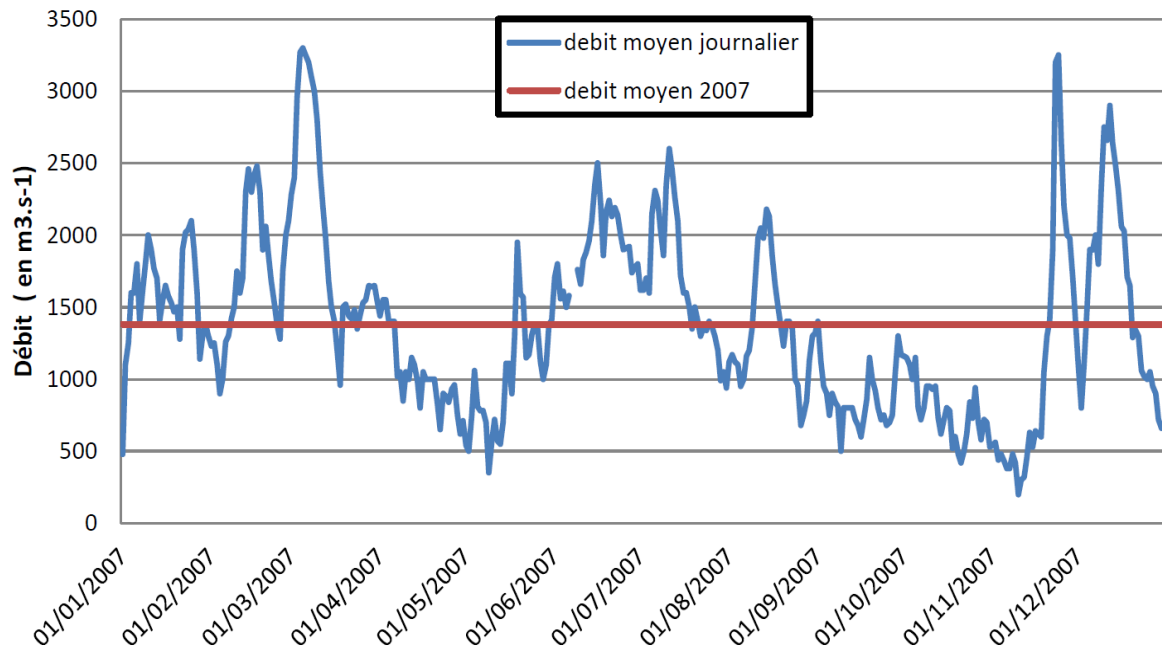
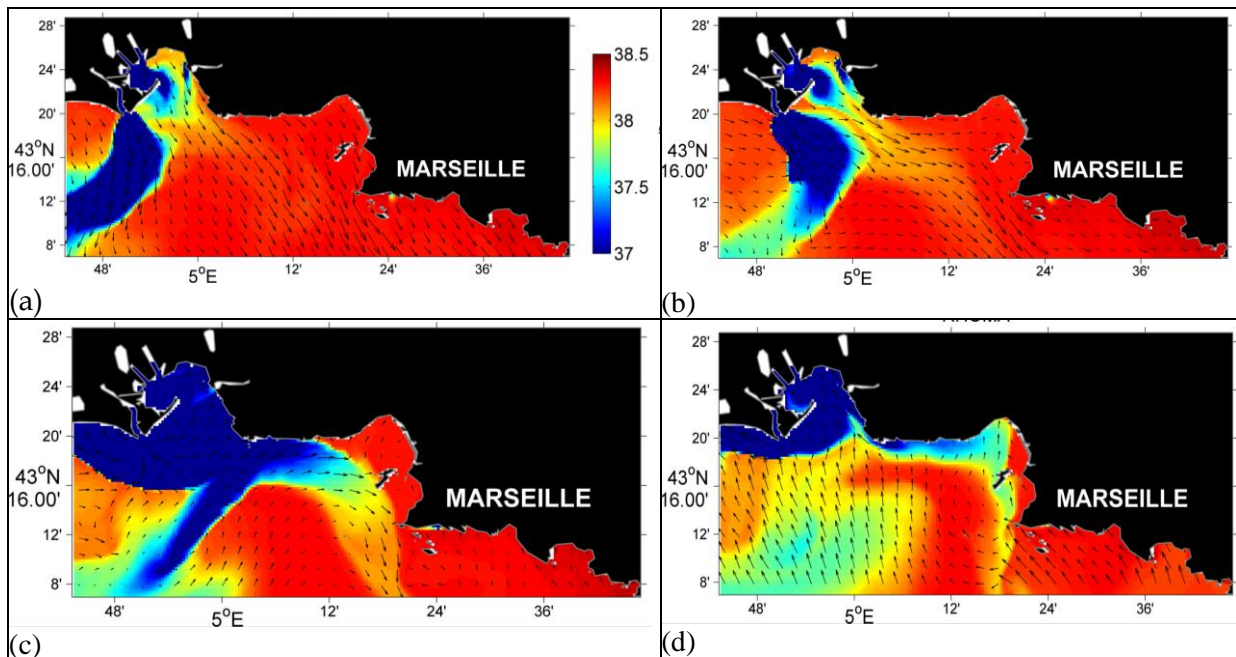


Figure 122 : Débits journaliers du Rhône pour l'année 2007 (en bleu) et débit moyen annuel (en rouge).



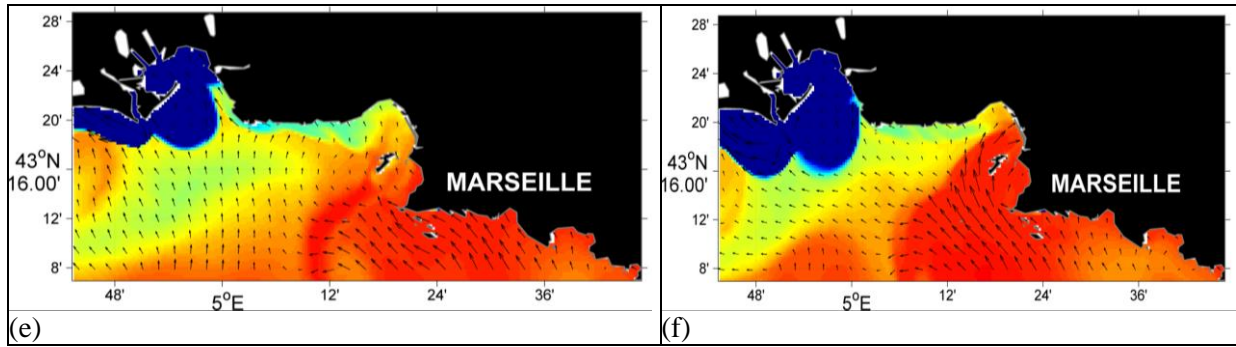
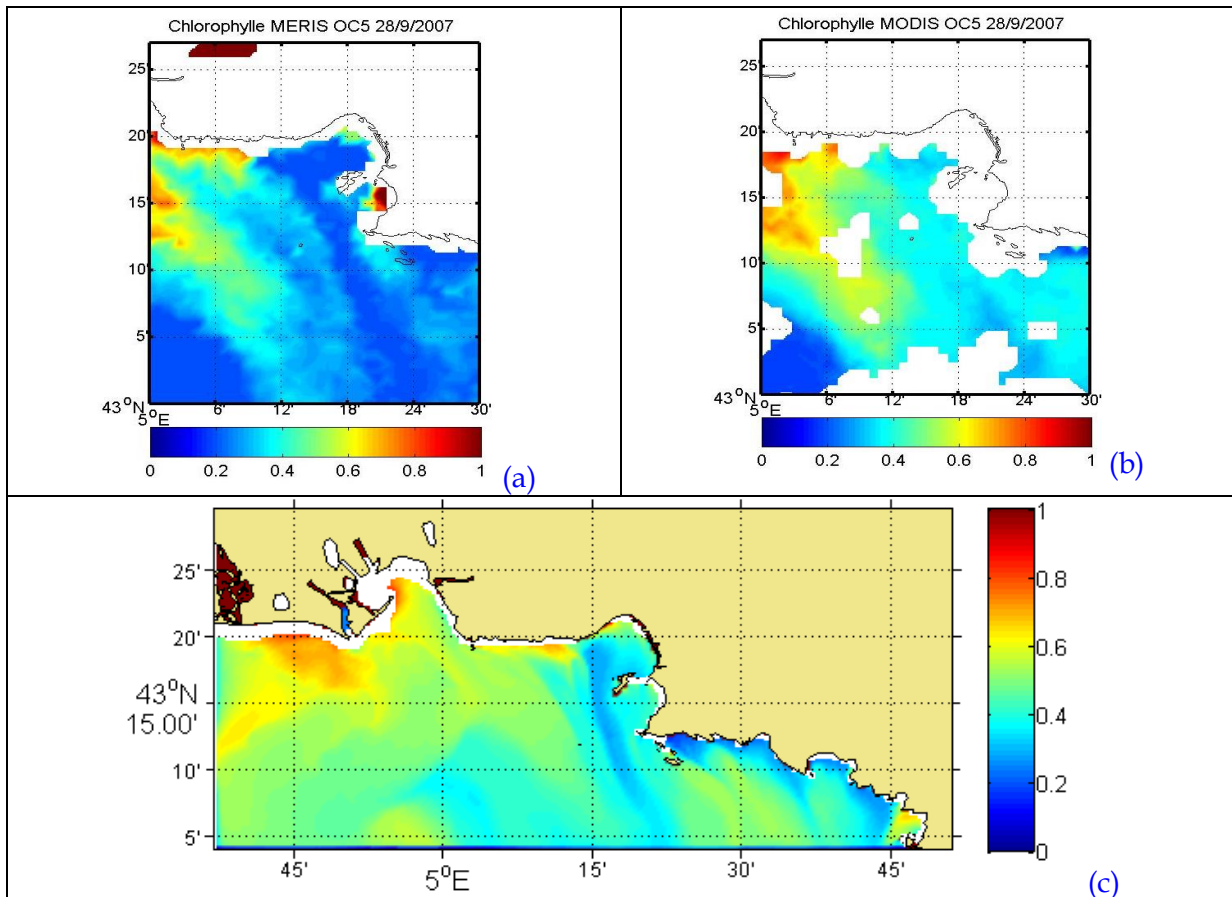


Figure 123 : Evolution de la salinité et des courants de surface le 27 septembre 2007(a), le 28 septembre 2007 (b), le 29 septembre 2007 (c), le 30 septembre 2007 (d) , le 1 octobre 2007 (e) et le 2 octobre 2007 (f).



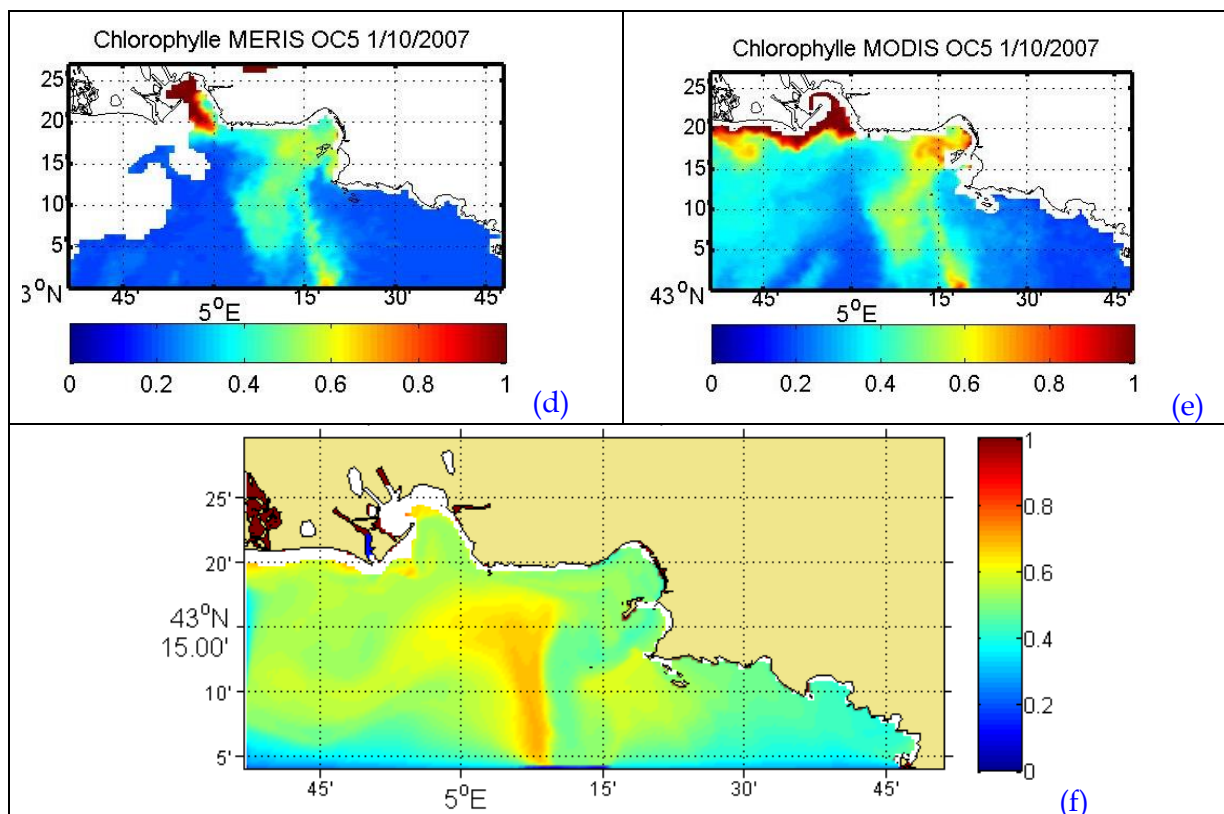


Figure 124 : Situation initiale le 28 septembre 2007 sur les images satellites MERIS (a) et MODIS (b) ainsi que la carte de surface de chlorophylle du modèle en  $\mu\text{g/L}$  (c). Situation pendant l'intrusion du Rhône du 1er octobre 2007 sur les images satellites MERIS (d) et MODIS (e) ainsi que la carte de surface de chlorophylle du modèle en  $\mu\text{g/L}$  (f).

### 5.5.1.2 Situation hydrosédimentaire

Une légère augmentation de la turbidité en rade nord est observée pour la période étudiée, qui semble correspondre à l'intrusion des eaux du Rhône sur les 30 premiers mètres sous la surface (Figure 125). Cette intrusion reste minimale, du fait du faible débit du Rhône à cette période, et ne se traduit pas par un dépôt très significatif (Figure 126).

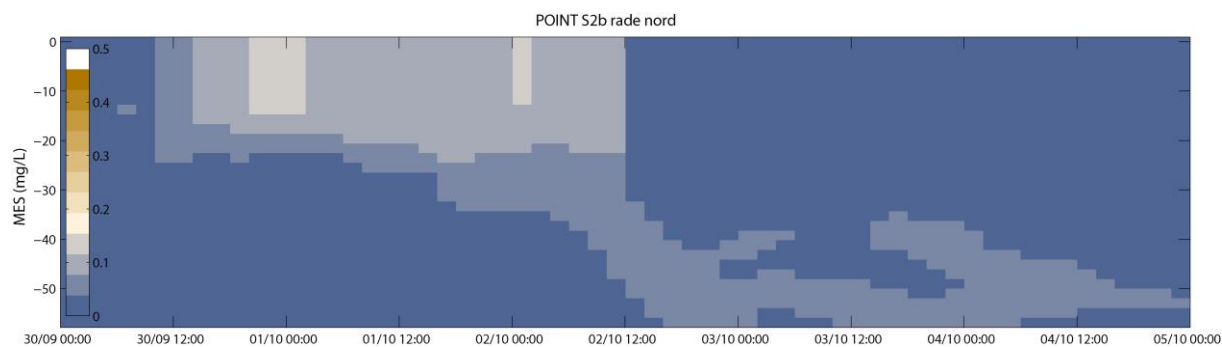
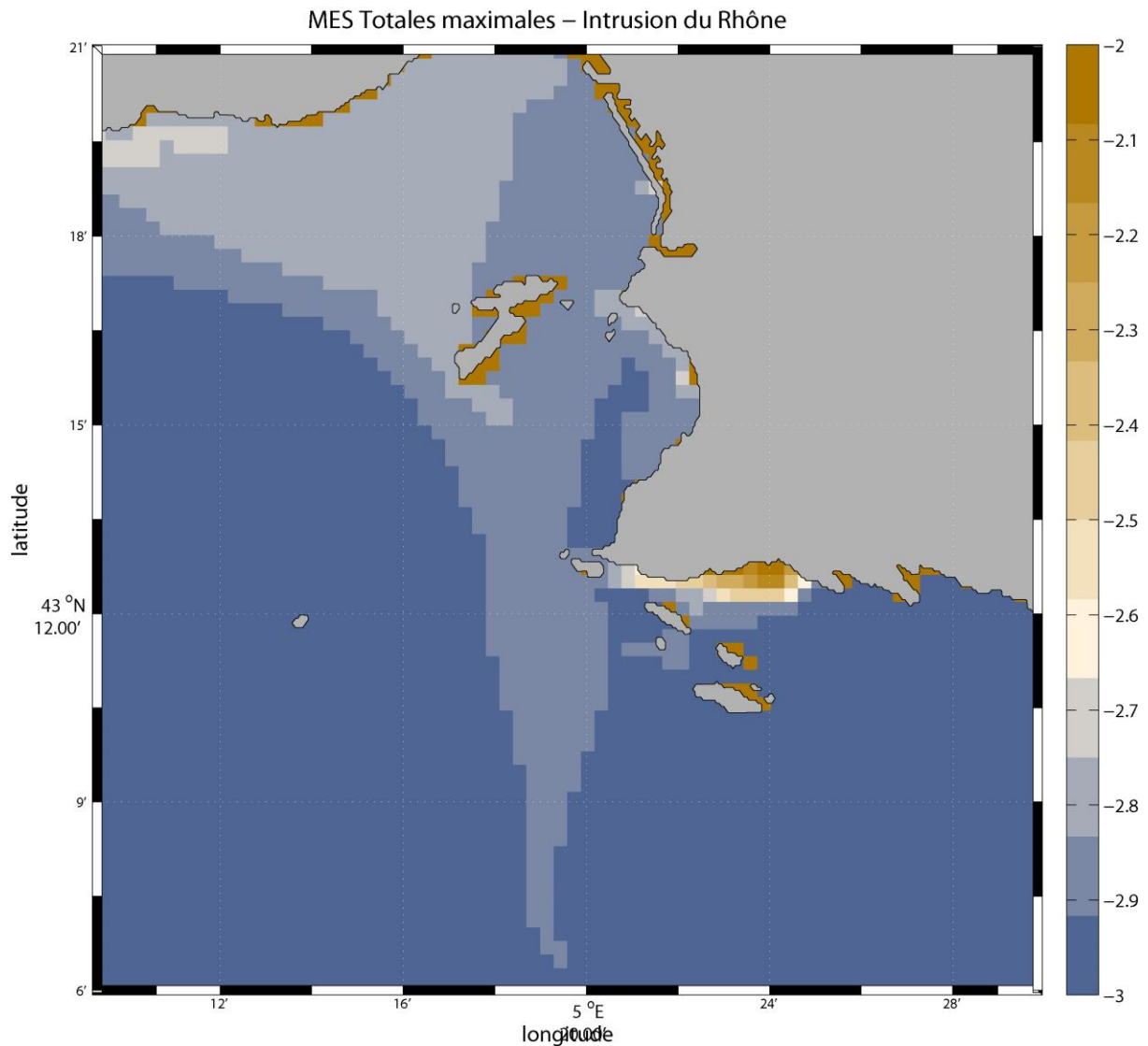


Figure 125 : Structure verticale de la colonne d'eau au point Rade Nord entre le 30 septembre et le 6 octobre (concentrations en  $\text{mg/L}$ , échelle logarithmique)



**Figure 126: Distribution spatiale des concentrations en MES maximales (concentration en g/L, échelle logarithmique)**

### 5.5.1.3 Situation de la contamination en CB153

Quel que soit son débit, le flux apporté par le Rhône est caractérisé dans le modèle par des teneurs constantes en PCB sur les particules. Le contaminant a tendance à se désorber au fur et à mesure que les particules se dispersent dans la masse d'eau. Pendant la période du 1<sup>er</sup> octobre 2007, l'intrusion du Rhône dans la rade de Marseille a lieu surtout dans la rade Nord et apporte des concentrations volumétriques relativement élevées qui ne sont pas accompagnées par de fortes teneurs dans les particules (Figure 127 et Figure 128). L'accroissement des teneurs en CB153 particulière à l'ouest et à l'Est du panache sont plutôt liées à des concentrations en COP détritique plus fortes. Les stocks de

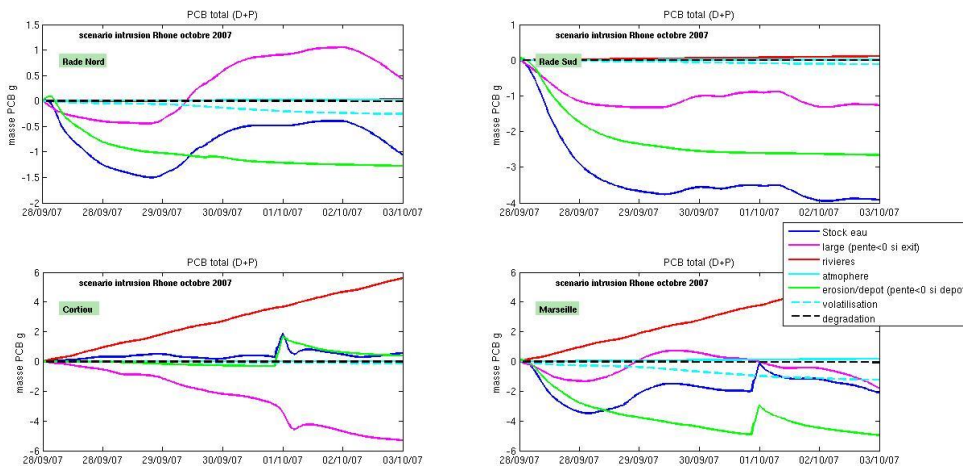


Figure 129) augmentent légèrement, sauf dans la zone de Cortiou (après une décroissance due à une période de Mistral fin septembre ; voir événement de Mistral typique : §5.1.1.6). Cette intrusion n'est pas accompagnée d'un dépôt dans la rade. Un épisode d'érosion a lieu de façon concomitante à Cortiou.

(a) : Dissous en surface (pg/L)

(b): Particulaire en surface (pg/L)

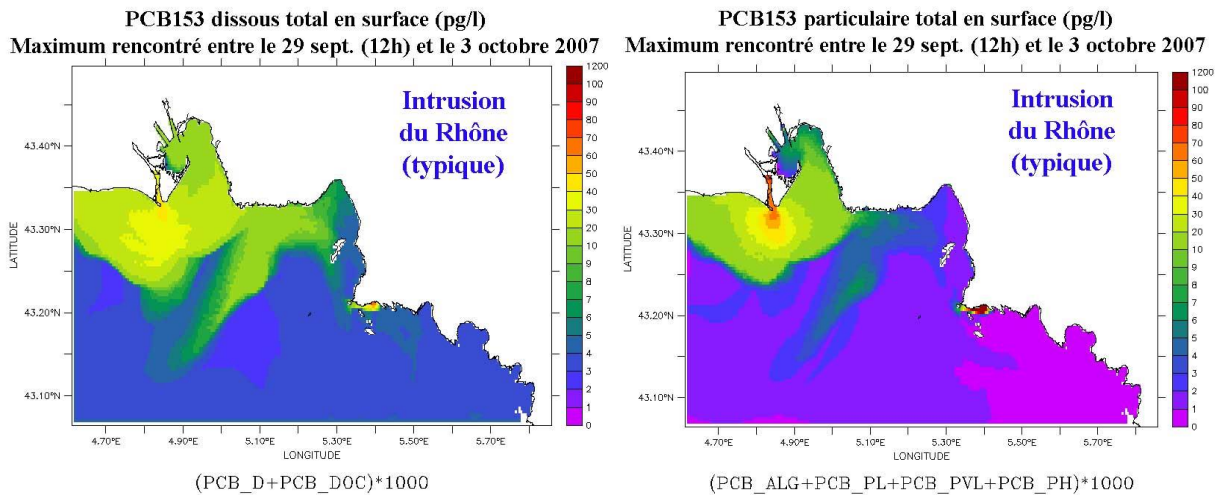


Figure 127 : Concentrations maximales rencontrées en surface (pg/L) entre le 29 septembre et le 3 octobre 2007

Particulaire en surface (ng/g)

Particulaire au fond (ng/g)

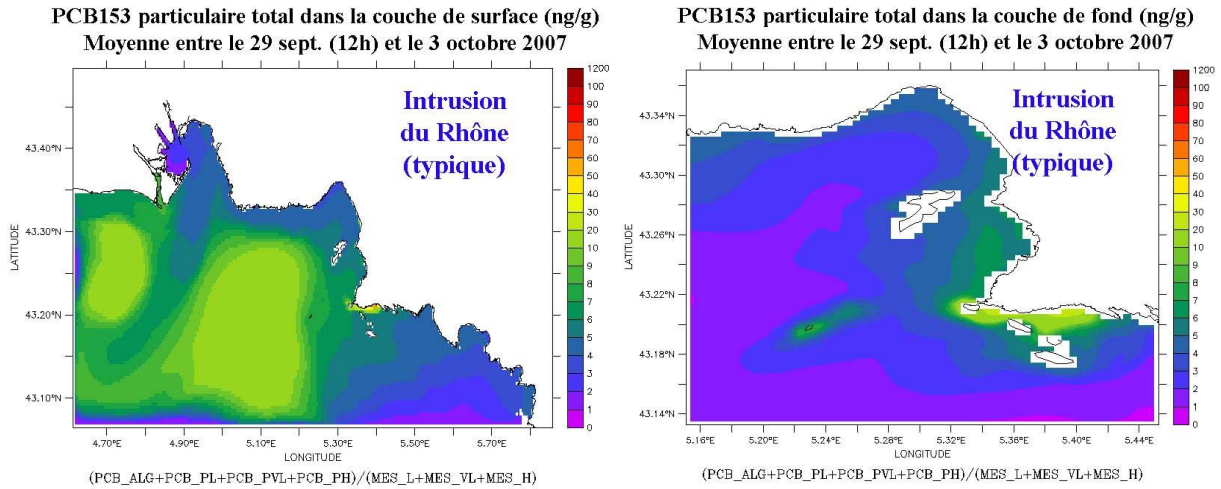


Figure 128 : Teneurs moyennes de CB153 particulaires (ng/g) rencontrées au fond et en surface entre le 29 septembre et le 3 octobre 2007

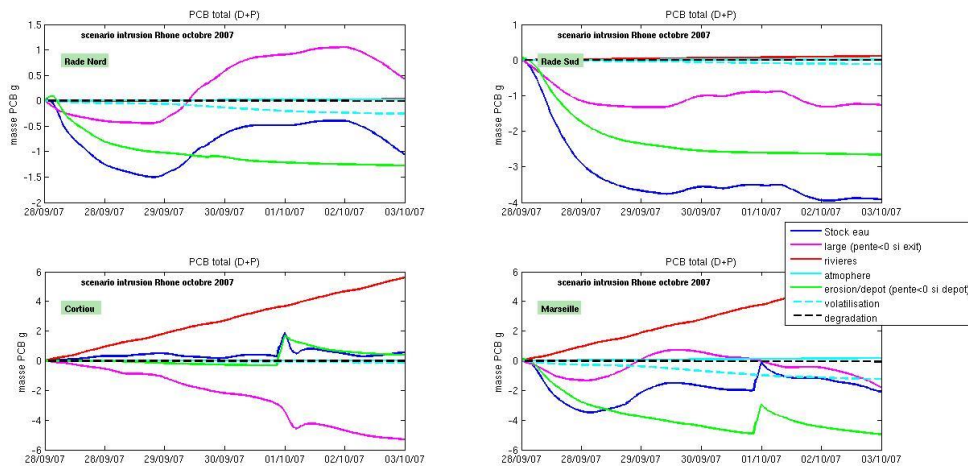
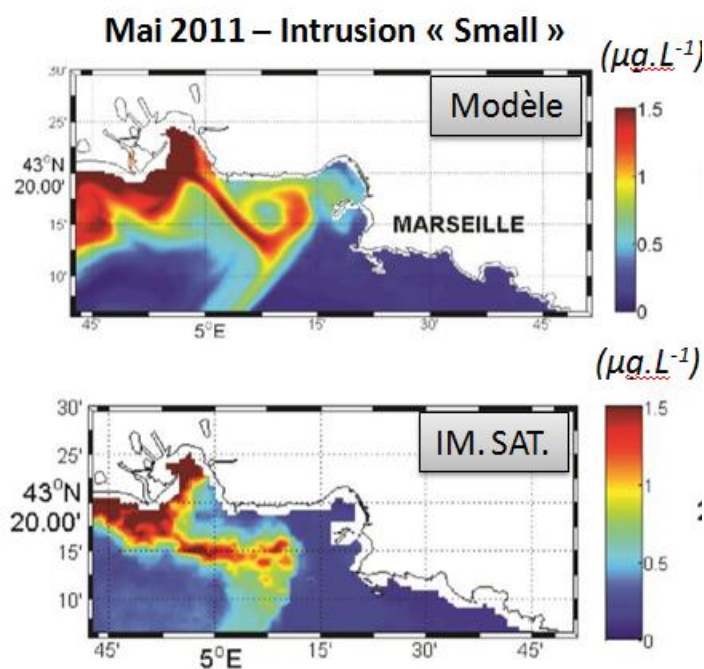


Figure 129 : Variation des stocks de CB153 total dans la colonne d'eau pendant la période et dans chaque zone (décrite sur la Figure 15), associée aux variations de concentrations dues à chaque processus « large » : entrée/sortie aux limites ; « rivières » : apports à la côte ; « atmosphère » : dépôts secs et pluie ; « érosion/dépôt » ; « volatilisation » et « dégradation ». (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de contaminant, inversement si pente <0 = perte de contaminant)

### 5.5.2 Situation typique intrusion du panache vers l'Est : 21 Mai 2011

Une autre situation typique a été étudiée par Fraysse et al. (2014) pour illustrer les événements typiques d'intrusion qu'ils ont caractérisés comme intrusion de type « small » (cf § 5.5.5).



**Figure 130 : Carte de concentrations de surface de Chlorophylle (en  $\mu\text{g/L}$ ) modélisée le 21 mai 2011 (a), carte de Chlorophylle (en  $\mu\text{g/L}$ ) MODIS du 21/05/2011 avec algorithme OC5 (b)**

Cette intrusion de type « small » se produit lorsque la colonne d'eau est stratifiée avec un débit en général assez faible (ici  $560 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) conduisant à une dessalure de 37.2 à SOLEMIO, un apport de nitrate faible de l'ordre de  $3 \mu\text{M}$  et une concentration en Chlorophylle de  $0.8 \mu\text{g/L}$  (Figure 130). Les apports de nitrate s'effectuent sous la forme d'une langue d'eau riche atteignant la Baie de Marseille correspondant à de l'eau provenant du panache du Rhône entraînée par les courants situés en bordure du tourbillon marseillais (Marseille Eddy) (Frayssé et al., 2014).

Il a été possible de distinguer les différents apports des forçages lors de cet épisode (Figure 131). En effectuant deux simulations jumelles, une avec les apports en concentration du Rhône et l'autre avec de l'eau douce pure, il est possible ensuite en faisant la soustraction des valeurs des deux simulations de suivre l'évolution du stock total ( $B^{\text{stock}}$ ) qui est dû uniquement aux variations par les frontières ( $B^{\text{OB}}$ ) et par la biologie ( $B^{\text{BIO}}$ ) car les apports atmosphériques et des rivières s'annulent étant égaux dans les deux simulations.

Lorsque l'on considère l'évolution temporelle au cours de l'intrusion de mai 2011, on peut voir qu'au début de l'événement du 19-21 mai, il y a augmentation du stock total de nitrates (Figure 132) qui est dû à l'apport par la frontière des eaux provenant du panache du Rhône (en bleu) immédiatement consommé par le phytoplancton (en vert), qui se stabilise après le 22 mai où tous les apports ont été consommés. Si l'on regarde l'évolution de la chlorophylle sur la même période (Figure 133), on peut voir que même si par la consommation des nitrates, une petite poussée de chlorophylle lieu (en vert), c'est essentiellement de la chlorophylle provenant de la zone frontale du panache du Rhône qui est transportée dans la baie (en bleu) qui explique l'augmentation du stock total de chlorophylle dans la baie. Après le 22 mai, cette chlorophylle diminue à nouveau, essentiellement par l'export en dehors de la zone de l'eau provenant du Rhône, mais aussi par la consommation du phytoplancton par les organismes zooplanctoniques (en vert).



## Bilans de matière dans la baie de Marseille

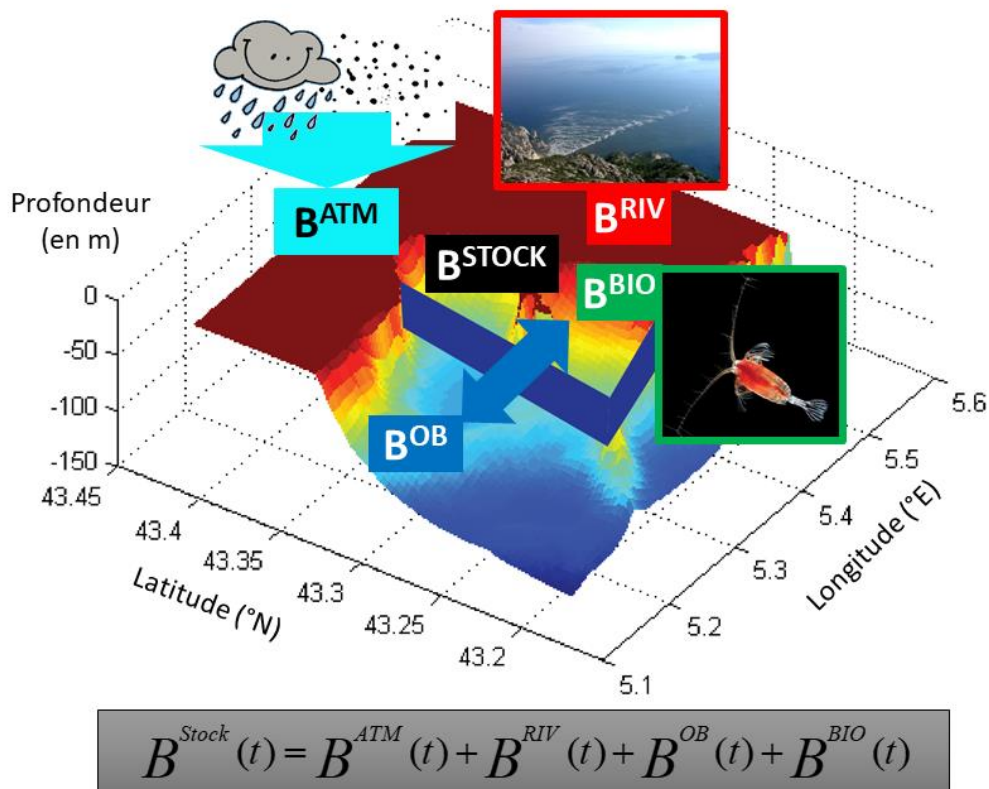


Figure 131 : Contribution des différents forçages (atmosphère, rivières, frontières ouvertes, biologie) dans l'évolution du stock total de la baie (délimitée par les parois verticales bleues).

### Mai 2011 – Intrusion « Small »

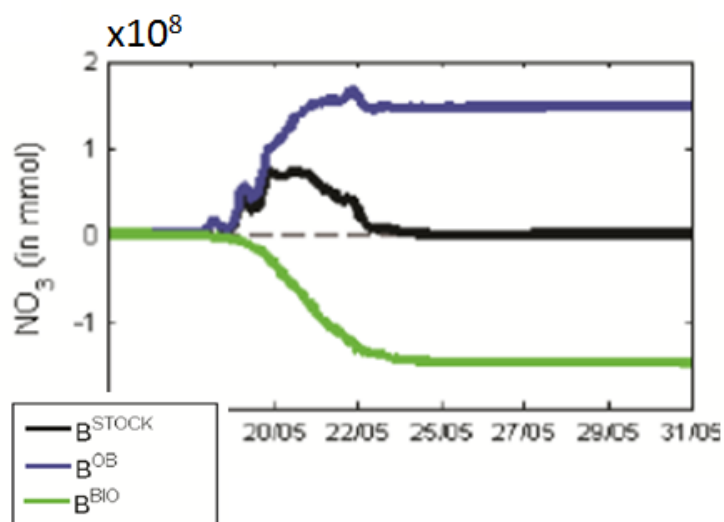


Figure 132 : Variation temporelle des stocks de nitrate total (noir) et contribution des différents forçages : frontières ouvertes (bleu), biologie (vert) dans l'évolution du stock total de la baie (délimitée par les parois verticales bleues Figure 131) (si pente  $>0$  = variation positive de la concentration = apport de nitrate, inversement si pente  $<0$  = perte de nitrate)

Mai 2011 – Intrusion « Small »

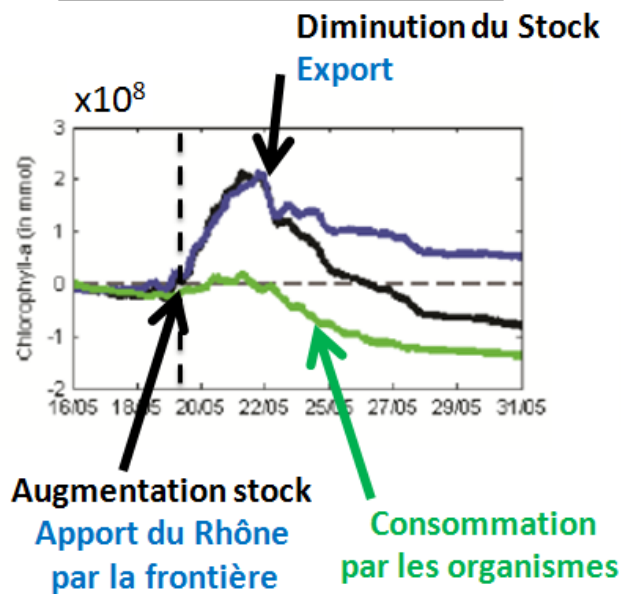


Figure 133 : Variation temporelle des stocks de la chlorophylle totale (noir) et contribution des différents forçages : frontières ouvertes (bleu), biologie (vert) dans l'évolution du stock total de la baie (délimitée par les parois verticales bleues Figure 131) (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de chl, inversement si pente <0 = perte de chl)

5.5.3 Situation typique intrusion du panache vers l'Est : 16 mars 2017

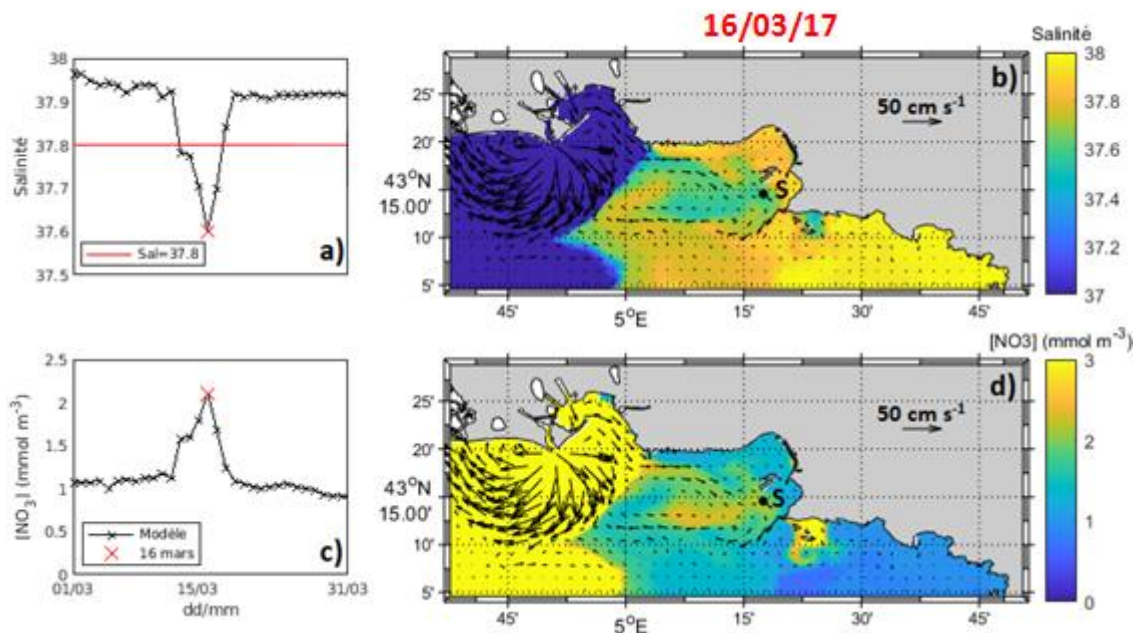


Figure 134 : Salinité (a) et concentration en  $\text{NO}_3$  (c) modélisées à SOLEMIO en surface et cartes de surface de salinité (b) et concentration en  $\text{NO}_3$  (d) modélisées le 16/03/17 (Barré, 2020)

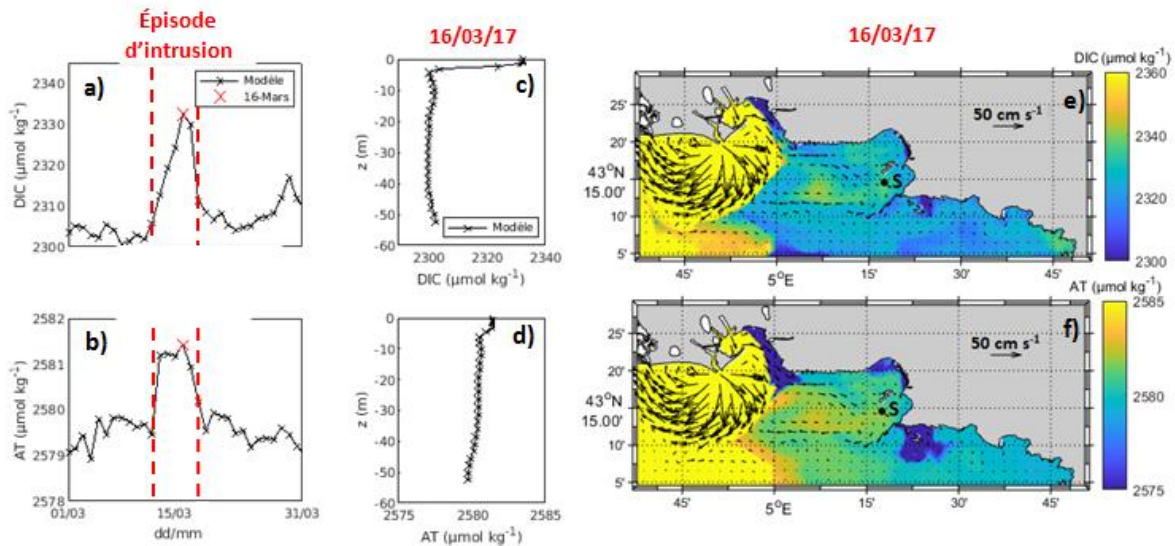


Figure 135 : DIC (a) et AT (b) modélisés à SOLEMIO, en surface. Profils verticaux de c) DIC et d) AT modélisés à SOLEMIO le 16/03/17. Cartes de surface de DIC (e) et AT (f) le 16/03/17 (Barré, 2020)

Une intrusion typique de type « small » ayant eu lieu en mars 2017, a également été étudiée avec le modèle MARS3D-RHOMA ECO3M-Carbox afin de voir l'impact de ces intrusions sur le système des carbonates. L'intrusion du Rhône a été détectée grâce à sa dessalure (Wimart-Rousseau et al., 2020) que reproduit bien le modèle et qui est accompagnée par une augmentation des concentrations en nitrates (Figure 134). Cette intrusion d'eau provenant du Rhône, riche en DIC et TA, induit une augmentation de ces variables mesurée à la Station Somlit SOLEMIO (Figure 135). Si l'on observe la variation temporelle pendant l'épisode de l'ensemble des variables biogéochimiques, il semble que l'eau provenant du Rhône conduise à une certaine hétérotrophie du milieu (Figure 136). Si l'on regarde l'évolution temporelle de la production communautaire nette (NCP) tout au long de l'année 2017, on voit qu'au printemps elle est plutôt positive dénotant un écosystème autotrophe. Lors de l'épisode d'intrusion des eaux du Rhône, la NCP passe d'une valeur positive à une valeur négative montrant que l'écosystème devient hétérotrophe, puis redevient autotrophe après l'épisode (en vert encart de droite Figure 137 et Tableau 13).

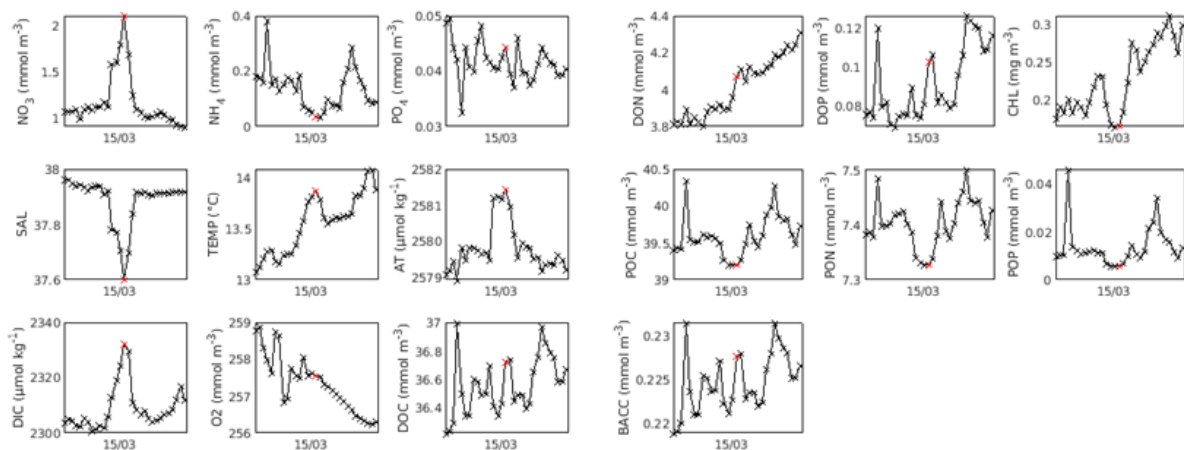
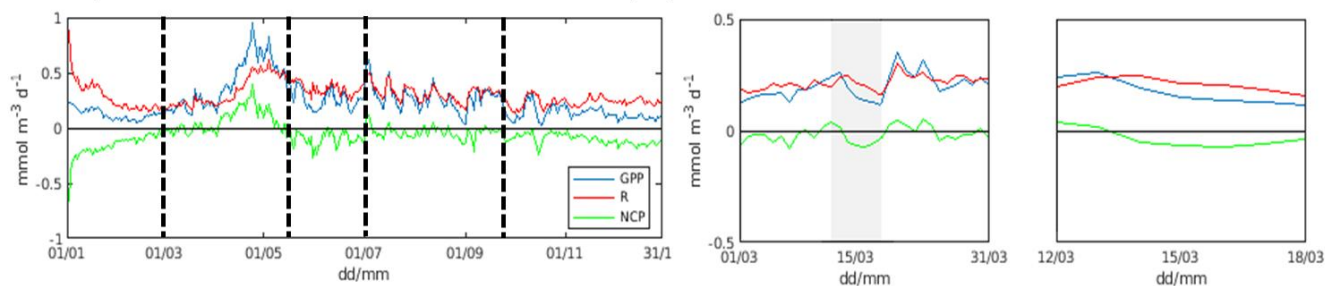


Figure 136 : Ensemble des variables modélisées à SOLEMIO en surface pendant l'intrusion du Rhône du 16/03/17 : NO<sub>3</sub>, NH<sub>4</sub>, PO<sub>4</sub>, SAL, TEMP, AT, DIC, O<sub>2</sub>, DOC DON, DOP, Chl, POC, PON, POP, BACC (Barré, 2020)



**Figure 137 : Evolution temporelle de la NCP (en vert), la GPP (en bleu) et la respiration totale R (en rouge) pour l'année 2017, mars 2017 et l'épisode d'intrusion ( $\text{mmol m}^{-3} \text{d}^{-1}$ ) (Barré, 2020)**

**Tableau 13**

**Valeurs de NCP, GPP et respirations (totale : R, autotrophe : RA, hétérotrophe RH) pour l'année 2017, mars 2017 et l'épisode d'intrusion ( $\text{mmol m}^{-3} \text{d}^{-1}$ )**

	NCP	GPP	R	RA	RH
Année 2017	-0,060	0,237	0,297	0,042	0,255
Mars 2017	-0,017	0,198	0,215	0,042	0,173
Épisode d'intrusion	-0,034	0,172	0,206	0,035	0,171

## 5.5.4 Situation extrême d'Intrusion du panache du Rhône vers l'Est : Juin 2008

### 5.5.4.1 Situation météorologique

Le 17 juin, une anomalie de tropopause est présente sur la péninsule ibérique. A l'avant de cette anomalie, on trouve un régime de sud-ouest à 5000 m sur la partie sud de la France et le bassin méditerranéen. En cours de matinée, le minimum de vorticité potentielle (PV) associé à l'anomalie se déplace vers l'est et pénètre sur le Languedoc-Roussillon et le golfe du Lion. Il traverse la région PACA en journée du 17 juin et s'évacue sur l'Italie dans la nuit du 17 au 18 juin. Le jet alors positionné dans la partie sud de l'anomalie est progressivement rejeté vers la Corse. Dans la partie ouest du noyau de vorticité potentielle, le vent s'oriente nord-ouest avec une advection d'air sec en moyenne altitude.

A 850hPa, à l'avant du minimum d'altitude, minimum relatif sur le Languedoc-Roussillon évoluant sur la PACA en journée du 17 juin. Le vent en surface est de composante sud-est faible sur les trois départements côtiers de la PACA puis s'oriente ouest en journée. Le vent d'ouest se maintient ensuite sur la période en restant faible.

A méso-échelle, le vent d'abord orienté sud-est sur les Bouches du Rhône devient ouest faible. Le mistral s'établit dans la nuit du 17 au 18 juin mais son extension spatiale reste limitée sur l'ouest du département débordant jusqu'à Ensues-La-Redonne. Il souffle jusqu'à 24/26nds en rafale. Il faiblit dans la matinée du 18 juin puis progressivement bascule au secteur sud-ouest sur Camargue devenant ouest de Port Saint Louis du Rhône à la Ciotat tout en restant faible 10/15nds. Dans la nuit du 18 au 19 juin, le vent d'ouest devient variable faible et on retrouve alors des brises de terre avec un écoulement du continent vers la mer.

En milieu de matinée, le vent synoptique vient se composer avec la brise marine orientant le vent au sud-ouest à l'ouest de l'Etang de Berre, ouest-sud-ouest ailleurs. On retrouve alors durant la période nocturne une bascule du vent au secteur nord-ouest sur le continent (régime de brise thermique).

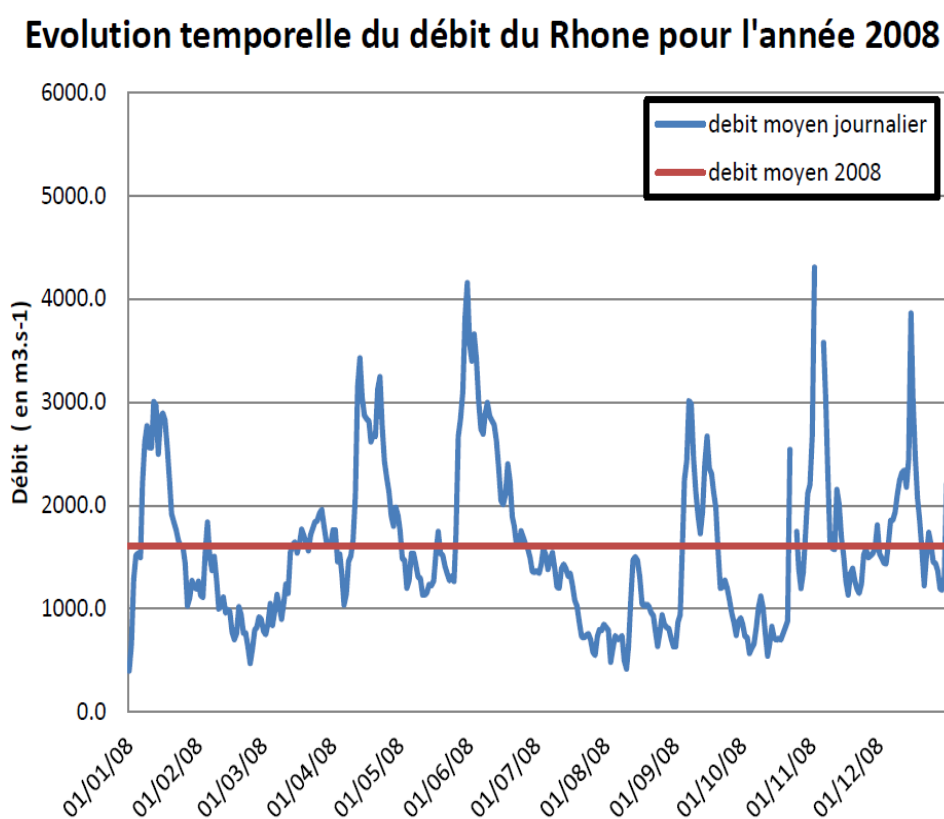
En journée, le vent s'oriente de nouveau au sud-ouest sur la côte ouest des Bouches du Rhône et ouest-sud-ouest sur la région Marseillaise.

Cette alternance dans la direction du vent est liée à la mise en place des régimes de brise. En journée, le vent synoptique vient se composer avec la brise de mer permettant d'avoir des directions plutôt dans les 240/260 degrés et en période nocturne les vents sont relativement faibles de composantes dominante nord-ouest près des côtes.

Cette situation perdure jusqu'au 23 juin.

#### 5.5.4.2 Situation hydrodynamique (MARS3D-RHOMA)

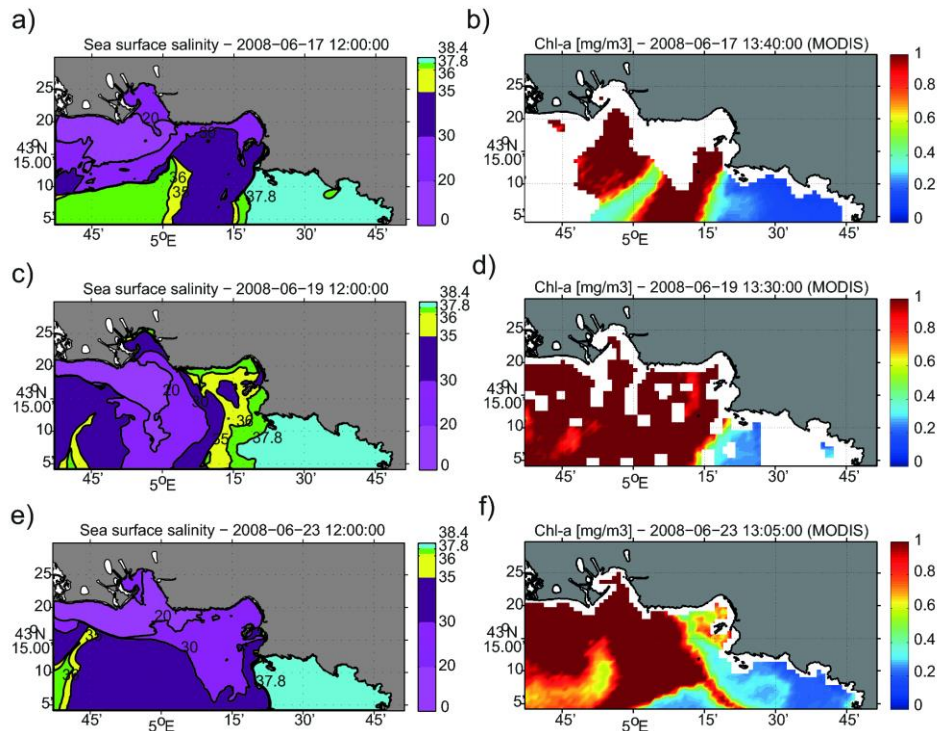
En juin 2008, le débit du Rhône atteint 4160 m<sup>3</sup>/s (Figure 138), le panache couvre alors une grande partie du domaine RHOMA et il est susceptible de gagner la baie de Marseille (Figure 139).



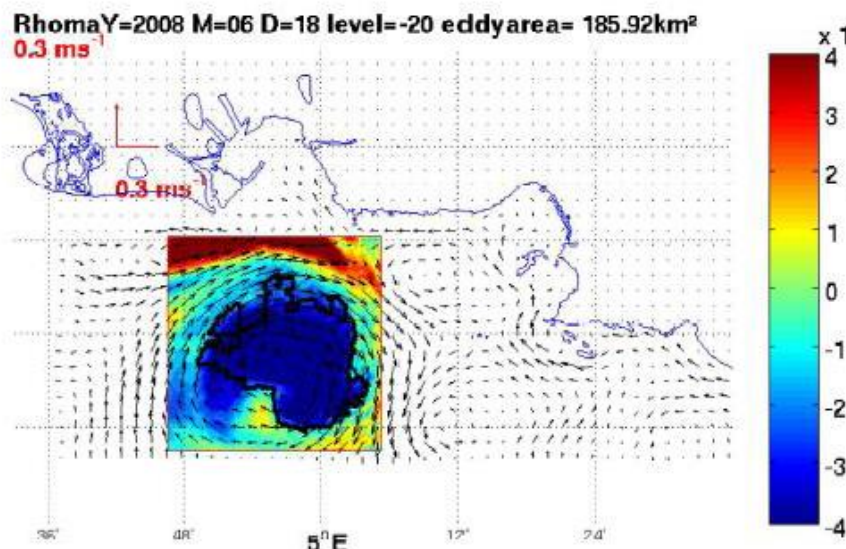
**Figure 138 : Débits journaliers du Rhône pour l'année 2008 (en bleu) et débit moyen annuel (en rouge).**

Le Rhône étant une source importante de nutriments, l'extension du panache est susceptible de correspondre à des zones d'importantes concentrations en Chlorophylle. La Figure 139 montre des comparaisons entre l'extension du panache modélisé, correspondant à des salinités inférieures à 36.5, et son extension observée estimée à l'aide de la chlorophylle issue d'images satellites Modis pour 3 dates : les 17, 19 et 23 juin 2008. L'extension du panache dans les sorties de modèle correspond à l'extension des maximums de chlorophylle satellite. Les eaux diluées du Rhône sont présentes plusieurs jours dans la baie de Marseille (Figure 139a, c et d), pour des conditions de vent différentes. Le 17, après deux jours de vent de sud qui poussent le panache vers la côte, les vents de nord-ouest dans la partie ouest tendent à le faire s'écouler vers le large, tandis que dans la partie est les vents d'ouest poussent les eaux diluées du Rhône vers l'est, ce qui aboutit à deux bourrelets d'eau dessalée (Figure 139 a et b). Le 18, sous l'action du vent d'ouest, l'eau douce accumulée sur le plateau est advectée vers l'est et des eaux dessalées gagnent la baie de Marseille. Le 19 juin (Figure 139 c et d),

les vents de sud-ouest poussent les eaux dessalées vers la baie, ce qui est renforcé par le coup de vent d'ouest du 20 juin. Le 23 juin (Figure 139e et f), après un jour de vent de sud-est, les eaux diluées en provenance du Rhône sont toujours présentes sur tout le domaine RHOMA.



**Figure 139 : Evolution du panache du Rhône vue à partir des salinités de surface modélisées (configuration RHOMA, à gauche) et des cartes de Chlorophylle (en  $\mu\text{g/L}$ ) MODIS (à droite) pour différentes dates: 17 juin 2008 (a), 19 juin 2008 (b) et 23 juin 2008 (d'après Pairaud et al., 2011).**



**Figure 140 : Tourbillon anticyclonique détecté dans les champs de courants du modèle hydrodynamique le 18 juin 2008 (d'après Boiron, 2011)**

La persistance de la présence des eaux du Rhône pourrait avoir un lien avec la présence d'un tourbillon anticyclonique déjà mesuré par radar HF par Schaeffer et al. (2011) et ici détecté dans les résultats du modèle hydrodynamique le 18 juin 2008 grâce à la méthode des ondelettes (Figure 140).

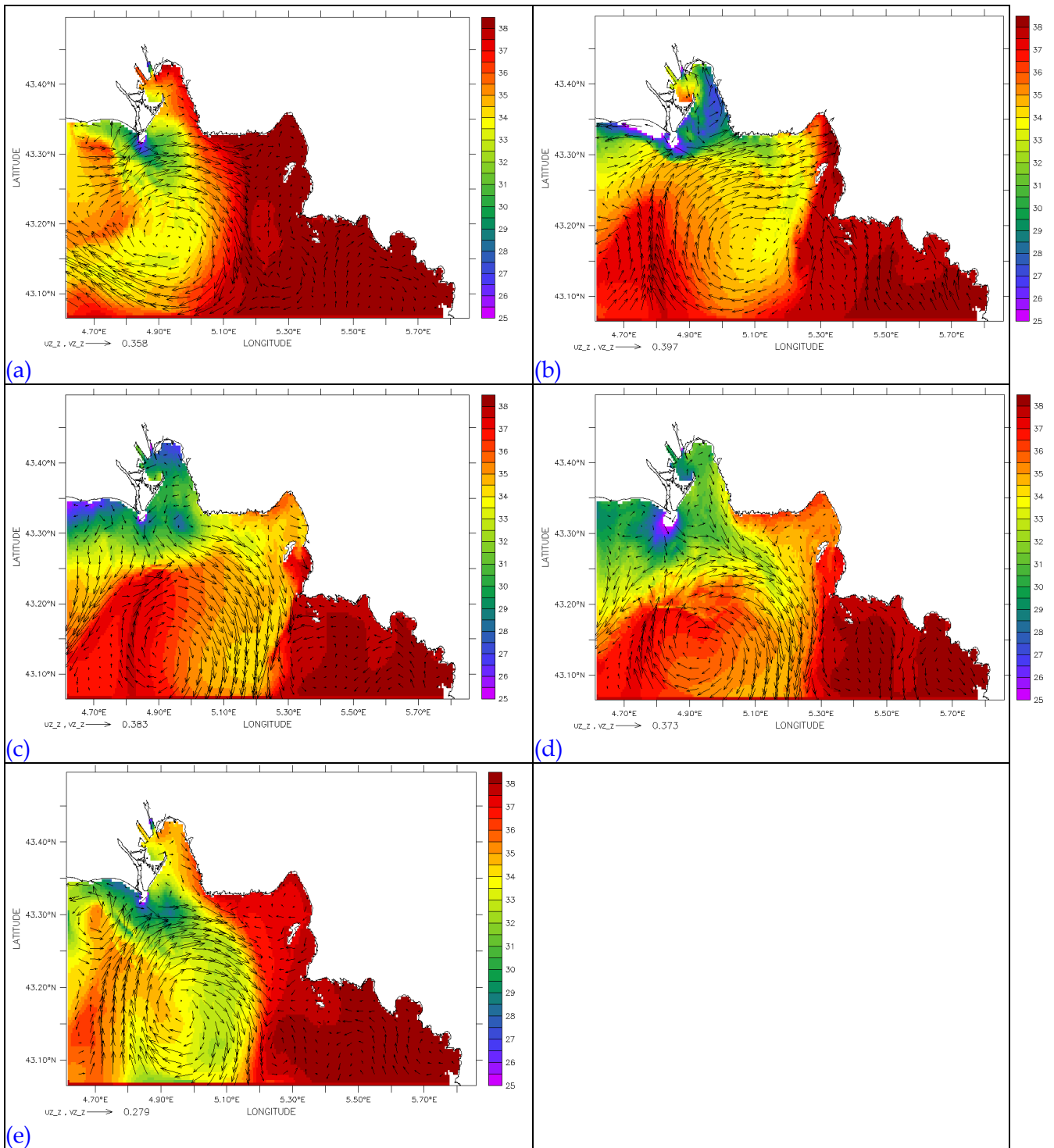


Figure 141: Cartes de salinité et de champs de courant à 2m le 15 juin 2008 à 6h (a), le 16 juin 2008 à 18h (b), le 17 juin 2008 à 6h (c), le 17 juin 2008 à 18h (d), le 20 juin 2008 à 6h (e).

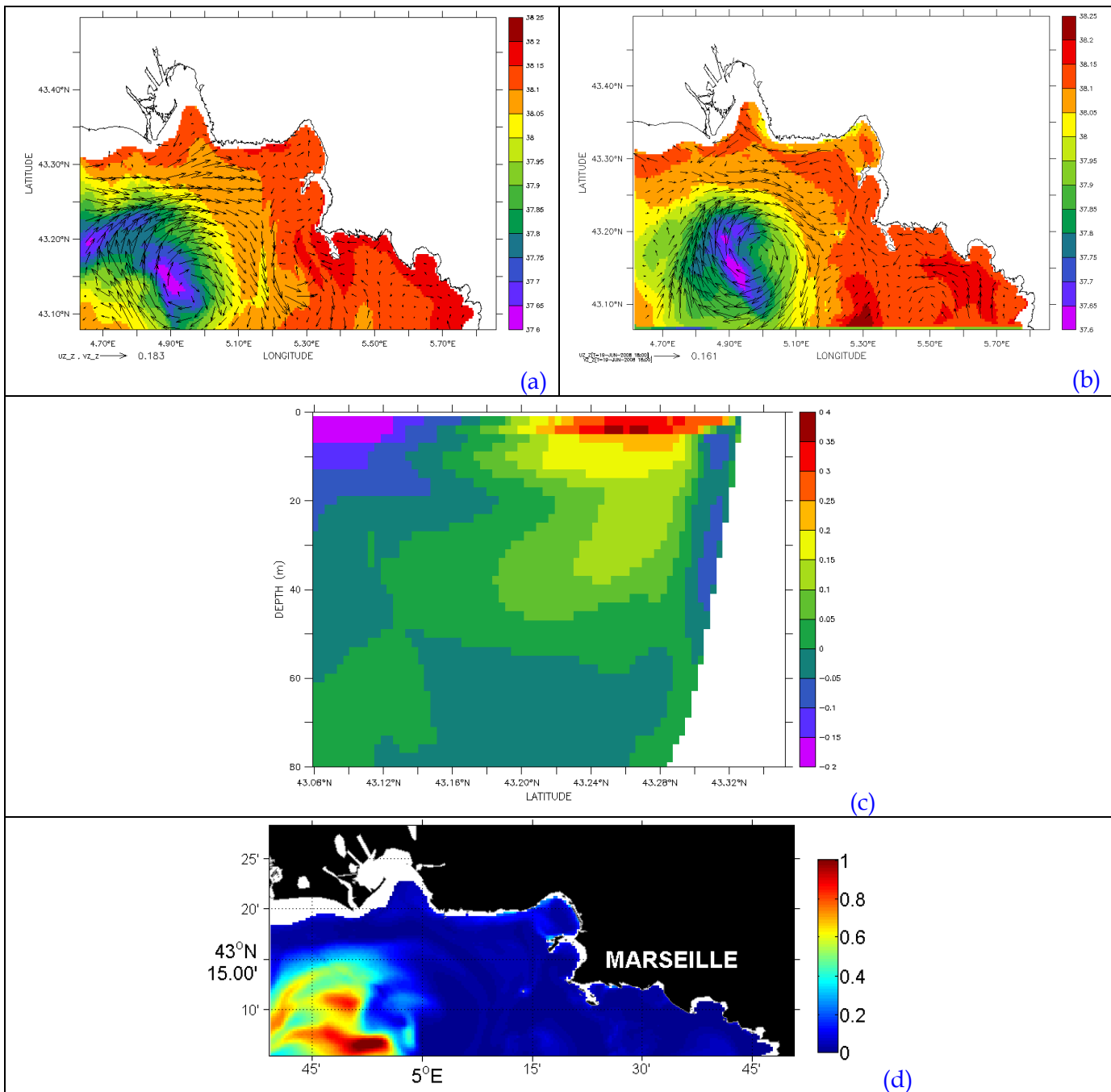


Figure 142: Carte de salinité et de champs de courant à 20 m le 15 juin à 18h (a), le 20 juin à 18h (b), Coupe selon la longitude 5.1°E de vitesse zonale (en m/s) le 16 juin 2008 à 18h (c), carte à 20 m le 20 juin à 18h de concentration en nitrates (en  $\mu\text{mol/L}$ ) (d).



Ce type de structure dynamique peut contribuer d'une façon significative au mélange horizontal et donc à la redistribution dans le domaine d'étude des eaux du panache du Rhône. Des tourbillons anticycloniques similaires avaient été aussi modélisés et observés par radar HF en juin 2005 et 2006 par Schaeffer et al. (2011). Ces derniers suggèrent deux mécanismes de formation. Un premier mécanisme est lié au forçage dû au vent de Mistral et à la topographie ; un deuxième est lié à un fort vent du sud et à un pulse de flottabilité créée par les eaux du Rhône. Dans le cas du tourbillon 2008, le vent n'étant pas particulièrement intense, il est difficile de trancher entre ces deux possibles mécanismes, qui semblent agir en même temps.

On remarque la présence de ce tourbillon pendant une longue période (Figure 141a à e). Les courants en bordure du tourbillon semblent diriger les eaux en direction de la baie de Marseille, ce qui conduit à une forte intrusion d'eaux en provenance du Rhône le 17 juin (Figure 141c). D'après la coupe longitudinale des vitesses zonales passant par le centre du tourbillon (Figure 142c), on remarque que le tourbillon est présent jusqu'à 20-30 mètres. Un downwelling au centre du tourbillon anticyclonique semble piéger et faire couler les eaux dessalées du Rhône. En effet, on remarque des eaux dessalées au cœur du tourbillon à 20m de profondeur (Figure 142a et b). Les eaux du Rhône étant riches en nutriments, on a également au centre du tourbillon un enrichissement en nitrate (Figure 142d) qui conduit à un développement de phytoplancton et donc à de fortes concentrations en chlorophylle.

Ce tourbillon semble donc interagir fortement avec les masses d'eaux en provenance du Rhône à la fois en les transportant en direction de la baie de Marseille, mais aussi en les piégeant et les exportant en profondeur.

### 5.5.4.3 Situation biogéochimique (ECO3M-MASSILIA)

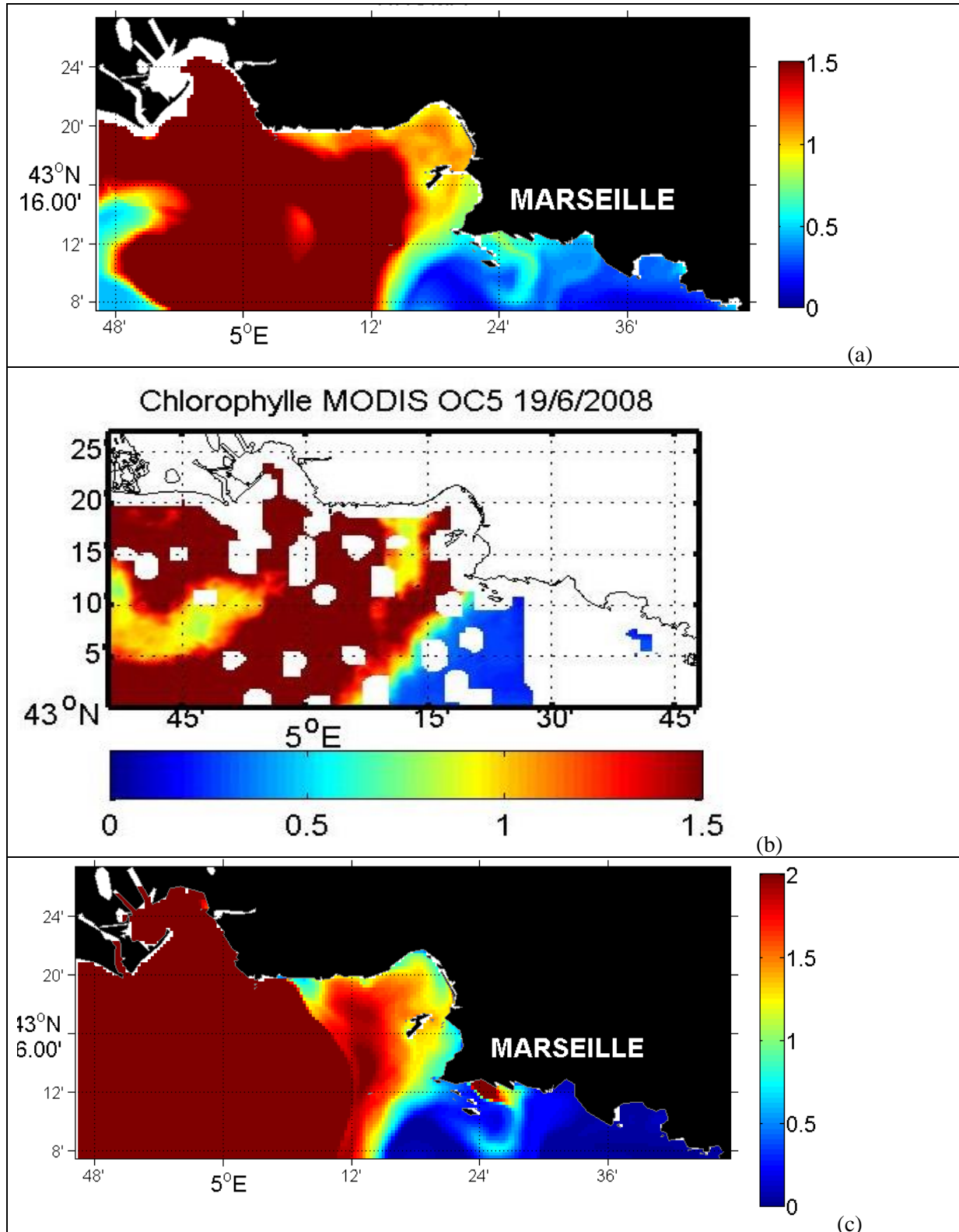
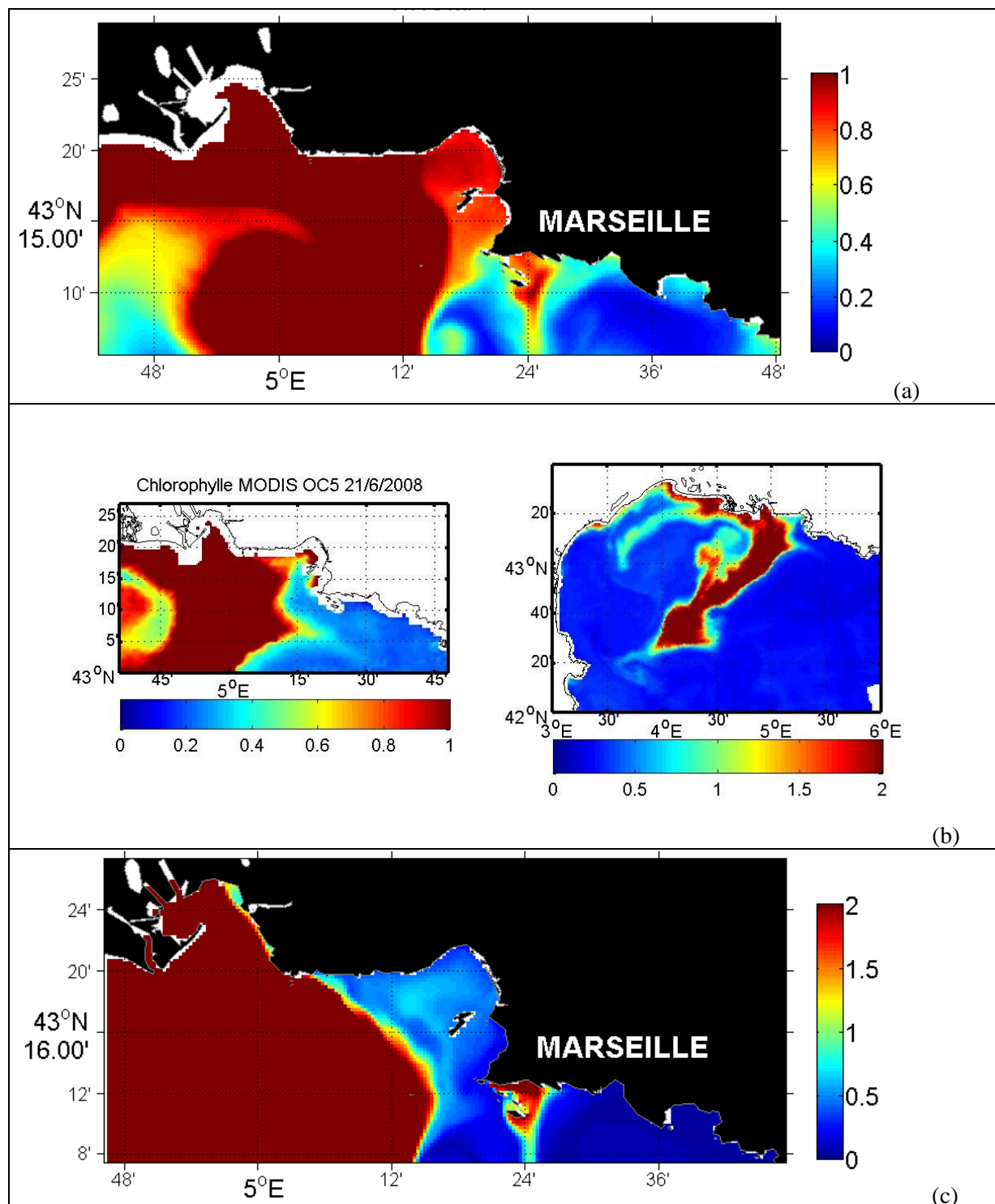


Figure 143: Carte de concentrations de surface de Chlorophylle (en  $\mu\text{g/L}$ ) modélisée le 19 juin 2008 (concentration intégrée sur 10 mètres) (a), cartes de Chlorophylle (en  $\mu\text{g/L}$ ) MODIS du 19/06/2008 (b), carte de concentration en nitrate modélisée le 19 juin 2008 (en  $\mu\text{mol/L}$ ) (c).

Le modèle biogéochimique couplé représente également correctement l'augmentation de chlorophylle de surface notamment observée sur les images satellites des 19 et 21 juin 2008 (Figure 143 et Figure 144). Cette augmentation en Chlorophylle est due aux fortes concentrations en sels nutritifs dans les eaux en provenance du Rhône. En effet, les concentrations en nitrates dans la baie de Marseille les 19 et 21 juin 2008 sont bien supérieures aux valeurs rencontrées habituellement.



**Figure 144:** Carte de concentrations de surface de Chlorophylle (en  $\mu\text{g/L}$ ) modélisée le 21 juin 2008 (concentration intégrée sur 10 mètres) (a) , cartes de Chlorophylle (en  $\mu\text{g/L}$ ) MODIS du 21/06/2008 à gauche pour la zone RHOMA et à droite pour le golfe du Lion (b), carte de concentration en nitrate modélisée le 21 juin 2008 (en  $\mu\text{mol/L}$ ) (c).

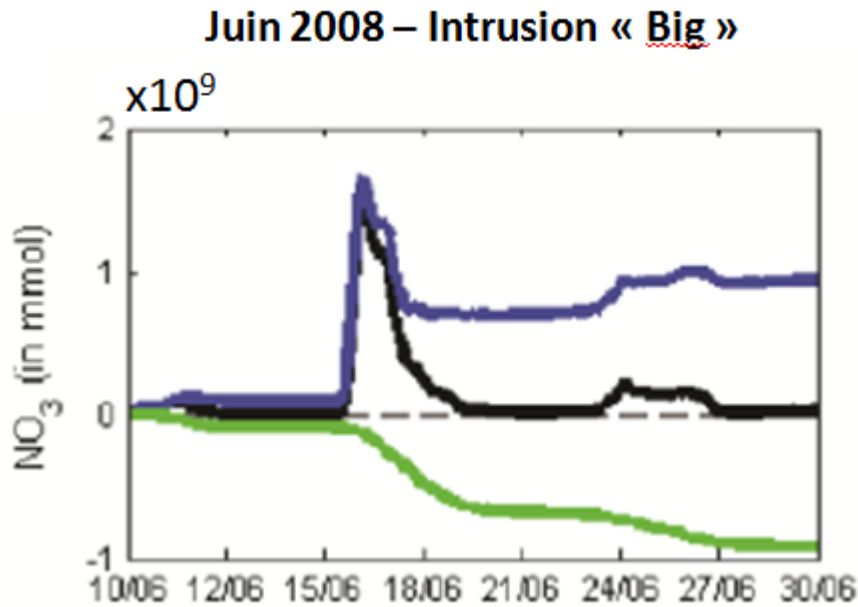


Figure 145 : Variation temporelle des stocks de nitrate total (noir) et contribution des différents forçages : frontières ouvertes (bleu), biologie (vert) dans l'évolution du stock total de la baie (délimitée par les parois verticales bleues Figure 131) (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de nitrate, inversement si pente <0 = perte de nitrate)

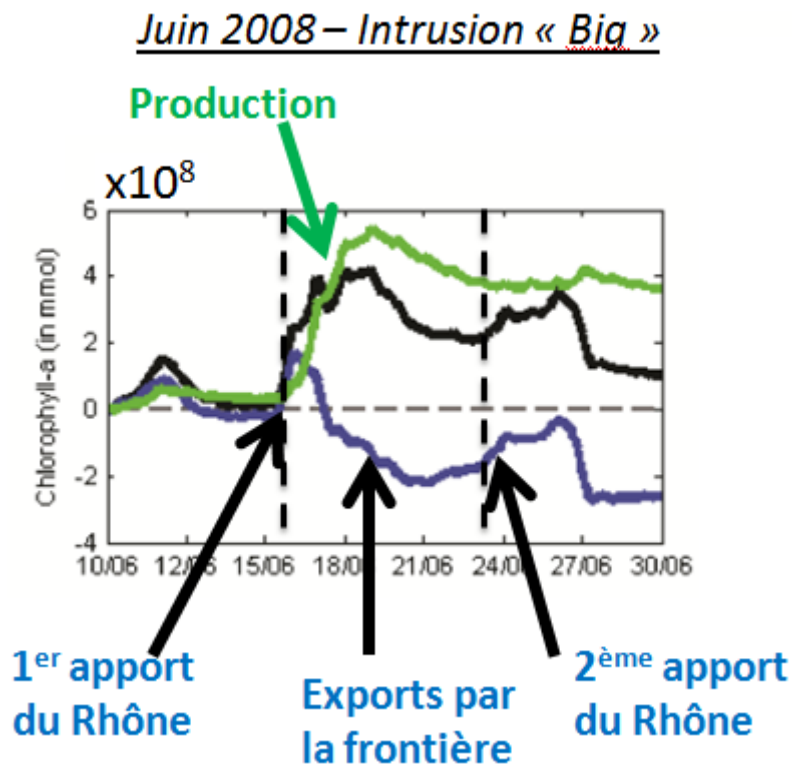


Figure 146 : Variation temporelle des stocks de la chlorophylle totale (noir) et contribution des différents forçages : frontières ouvertes (bleu), biologie (vert) dans l'évolution du stock total de la baie (délimitée par les parois verticales bleues Figure 131) (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de chl, inversement si pente <0 = perte de chl)

Lorsque l'on considère l'évolution temporelle au cours de l'intrusion de juin 2008, on peut voir qu'au début de l'événement du 16-17 juin, il y a augmentation du stock total de nitrates (Figure 145) qui est dû à l'apport par la frontière des eaux provenant du panache du Rhône, dont une partie est exportée à l'extérieur du domaine (en bleu) et l'autre immédiatement consommée par le phytoplancton (en vert), qui se stabilise après le 20 juin où tous les apports ont été consommés. Puis, après le 24 juin, une autre intrusion du Rhône peut être observée (en bleu). Si l'on regarde l'évolution de la chlorophylle sur la même période (Figure 146), on peut voir que la consommation des nitrates du 1<sup>er</sup> apport donne lieu 2 ou 3 jours après à une importante poussée de chlorophylle présente dans la zone (autochtone) (en vert), alors que pour le 2<sup>ème</sup> apport c'est essentiellement de la chlorophylle provenant de la zone frontale du panache du Rhône qui est transportée dans la baie (en bleu) qui explique l'augmentation du stock total de chlorophylle dans la baie. Cependant, 3 jours après (27 juin) il y a une petite poussée autochtone (en vert).

#### 5.5.4.4 Situation hydrosédimentaire

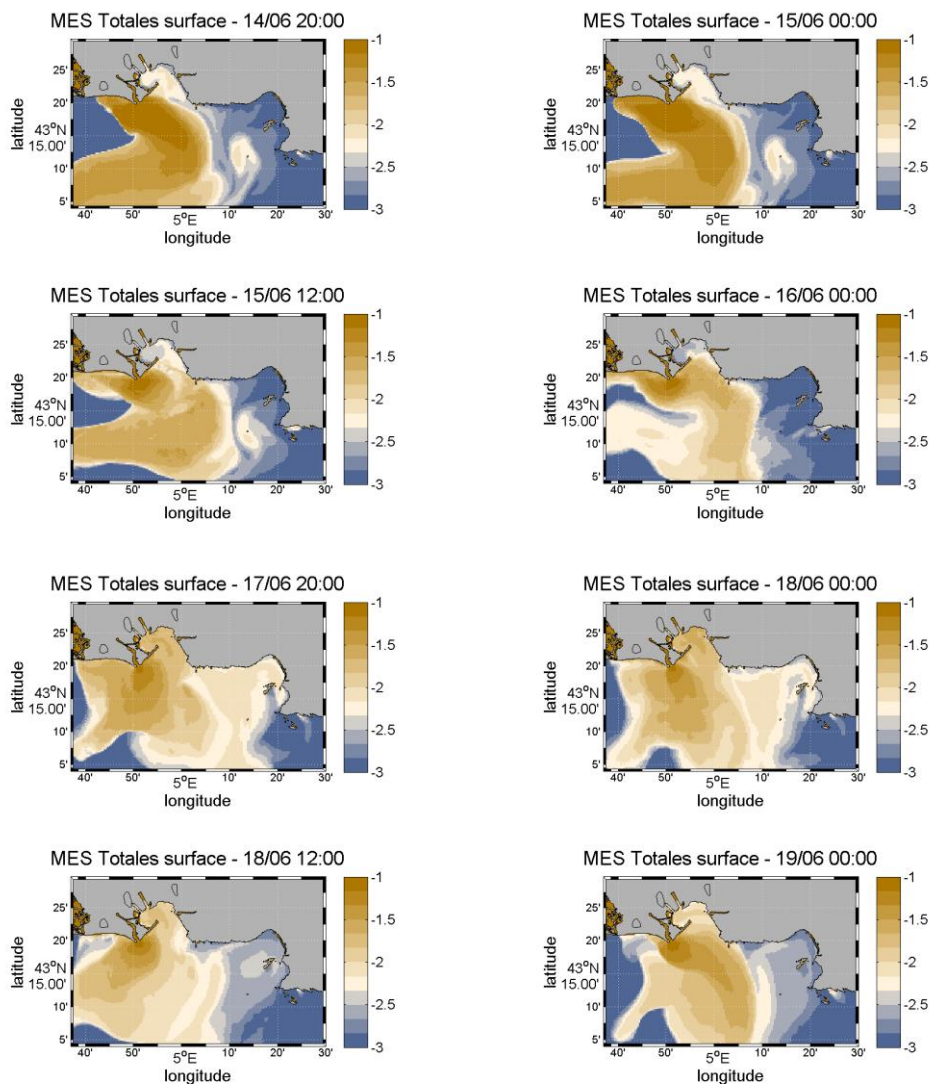
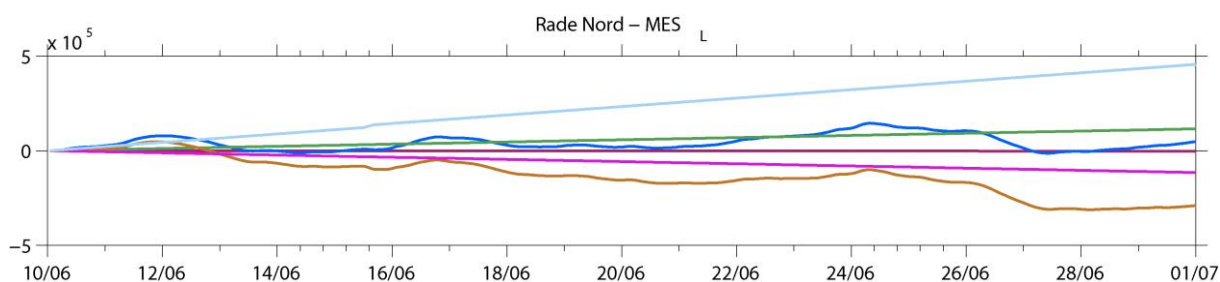


Figure 147 : Distribution spatiale des MES de surface (concentration en g/L, échelle logarithmique) entre le 14 et le 19 juin 2008

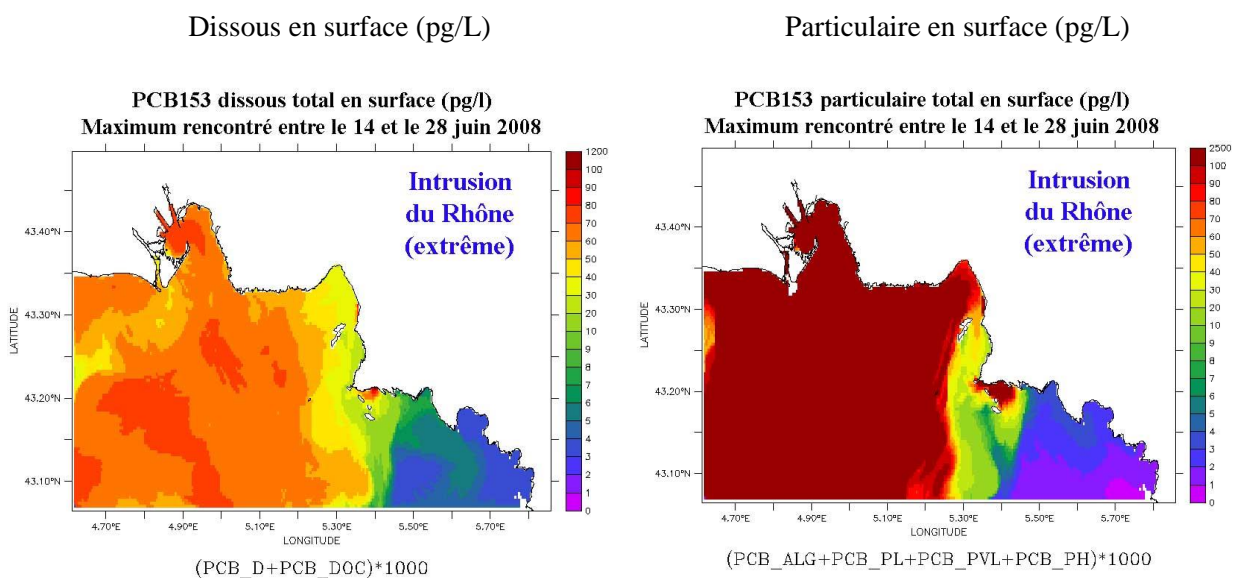


**Figure 148 : Bilan des MES légères (seules apportées par le Rhône) dans la Rade Nord (concentration en g/L, échelle logarithmique)**

Contrairement à l'intrusion typique observée en 2007, celle extrême de 2008 concorde avec un débit du Rhône important, donc un fort flux solide apporté par le fleuve. La Figure 147 montre la dynamique du panache de surface lors de l'intrusion des eaux du Rhône. La concentration en MES est forte dans le prodelta (supérieure à 100 mg/L) les 14 et 15 juin. Progressivement, le panache se décale vers l'Est, et atteint la rade Nord les 17 et 18 juin, avec des concentrations dans cette zone supérieure à 10mg/L. Cette intrusion se traduit par un dépôt dans la rade nord sur une longue période après le début de l'intrusion (Figure 148).

#### 5.5.4.5 Situation de la contamination en CB153

L'intrusion du Rhône pendant cette période provoque un accroissement très significatif des concentrations dans la rade de Marseille (Figure 149 à Figure 151). Mais le panache est surtout localisé en surface (sur les 10 premiers mètres) (Figure 151) et les concentrations moyennes dans la couche de fond restent du même ordre de grandeur que dans les autres situations examinées (Figure 150). L'évolution du stock de CB153 dans la rade nord suit exactement les entrées /sorties par les limites, tandis qu'on observe un léger dépôt dans la rade sud (Figure 152). La zone de Cortiou n'est à l'inverse pas impactée par cette intrusion du Rhône. Globalement à l'échelle de la rade de Marseille, l'intrusion du Rhône a un impact important mais bref, surtout dans la rade nord et dans la partie Ouest.

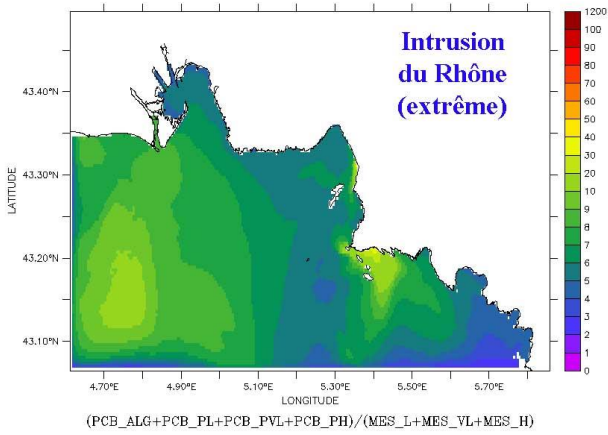


**Figure 149 : Concentrations maximales rencontrées en surface (pg/L) entre le 14 et le 28 juin 2008**

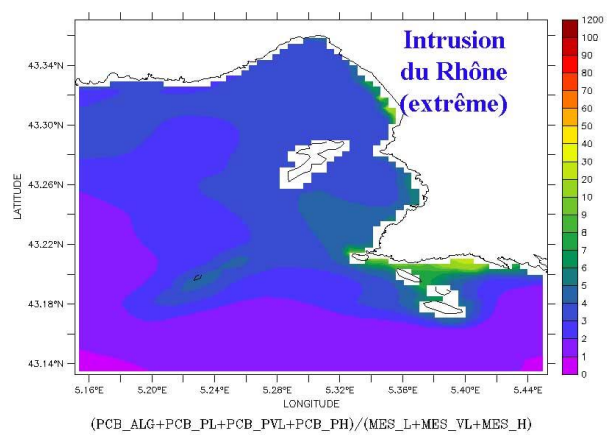
Particulaire en surface (ng/g)

Particulaire au fond (ng/g)

**PCB153 particulaire total dans la couche de surface (ng/g)**  
Moyenne entre le 14 et le 28 juin 2008



**PCB153 particulaire total dans la couche de fond (ng/g)**  
Moyenne entre le 14 et le 28 juin 2008

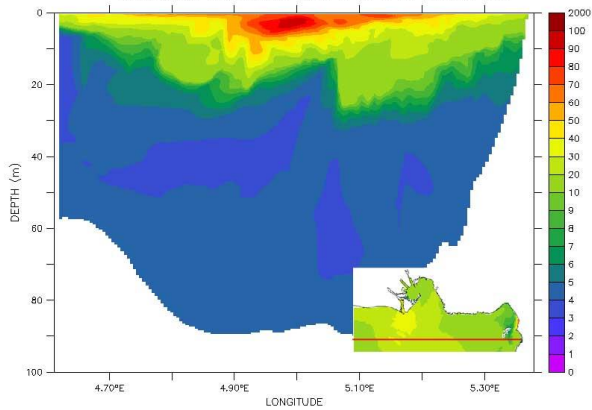


**Figure 150 : Teneurs moyennes de CB153 particulaires (ng/g) rencontrées au fond et en surface entre le 14 et le 28 juin 2008**

Dissous (pg/L)

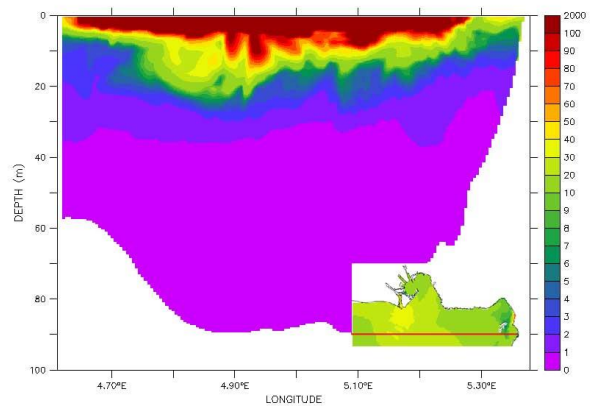
Particulaire (pg/L)

**PCB153 dissous total (pg/L) à la latitude de Bonneveine**  
maximums rencontrés entre le 14 et le 28 Juin 2008



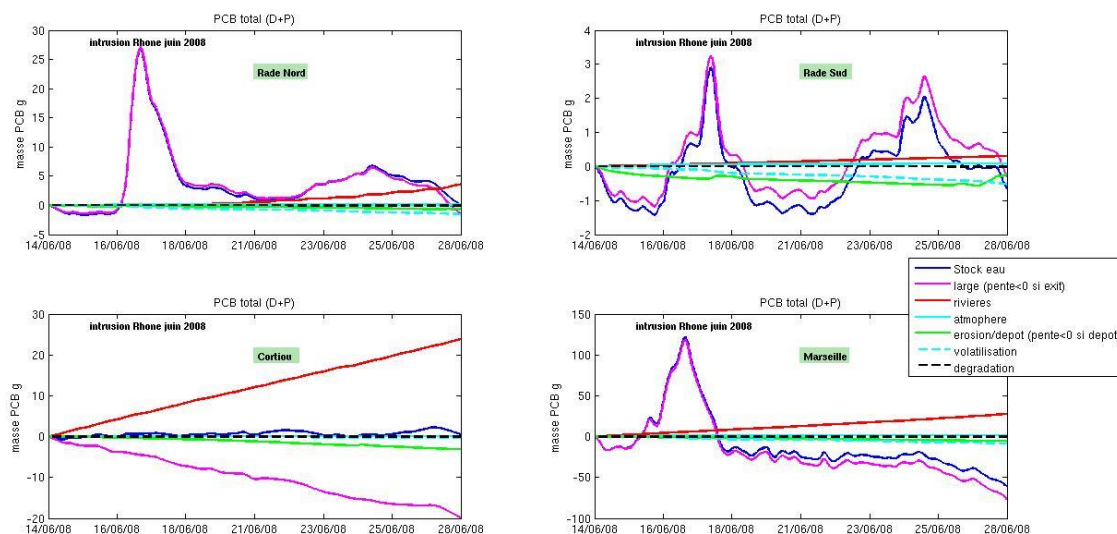
PCB dissous total max (pg/L)

**PCB153 particulaire total (pg/L) à la latitude de Bonneveine**  
maximums rencontrés entre le 14 et le 28 Juin 2008



PCB particulaire total max (pg/L)

**Figure 151 : Concentrations maximums rencontrées entre les 14 et 28 juin 2008 en coupes verticales à la latitude de Bonneveine**



**Figure 152 : Variation des stocks de CB153 total dans la colonne d'eau pendant la période et dans chaque zone (décrite sur la Figure 15), associée aux variations de concentrations dues à chaque processus « large » : entrée/sortie aux limites ; « rivières » : apports à la côte ; « atmosphère » : dépôts secs et pluie ; « érosion/dépôt » ; « volatilisation » et « dégradation ». (si pente >0 = variation positive de la concentration= apport de contaminant, inversement si pente <0 = perte de contaminant)**

### 5.5.5 Génération et caractérisation de ces Intrusions d'eau provenant du Rhône

Par la suite, Fraysse et al. (2014) ont étudié les fréquences et les processus d'apparition et de destruction des intrusions du Rhône dans la baie de Marseille. Tout d'abord, après l'étude de nombreuses intrusions du Rhône, ils ont mis en évidence les facteurs permettant l'extension du panache du Rhône en surface jusqu'en dans la baie de Marseille. Cette extension est permise par des débits significatifs du fleuve (débits du Rhône  $>1700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et/ou une stratification thermique de la colonne d'eau générée par une position de la thermocline  $< 40 \text{ m}$ . Cette extension est ensuite accompagnée par des facteurs permettant le transport des eaux du panache jusque dans la baie via les courants soit lors de la présence du tourbillon anticyclonique (ME), soit générés par les vents notamment en cas de renverse de vent (NO/SE) liée à un affaiblissement du vent.

Une analyse approfondie de ces événements et des facteurs de génération a montré que 50 % des intrusions ont lieu avec un débit du Rhône  $>1700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 79 % des intrusions présentent une stratification thermique avec une thermocline  $< 40 \text{ m}$ , 90 % des intrusions se font en présence du tourbillon (ME) et 95 % des intrusions en cas de renverse de vent (NO/SE). A partir de ces constats, Fraysse et al. (2014) ont proposé un schéma conceptuel de déterminer à partir des facteurs d'extension et de transport des eaux vers la baie de Marseille s'il y aura une intrusion des eaux du Rhône ou non, et si oui, le type de cette intrusion et sa fréquence d'apparition. En se basant sur leur couverture spatiale et leur durée, ils ont également divisé les événements d'intrusion en trois catégories différentes : « big », les intrusions qui ont une large couverture spatiale et une longue durée ; « short », qui ont une large couverture spatiale mais une courte durée de vie ; « small », qui ont une petite couverture spatiale et une courte durée (Figure 153).



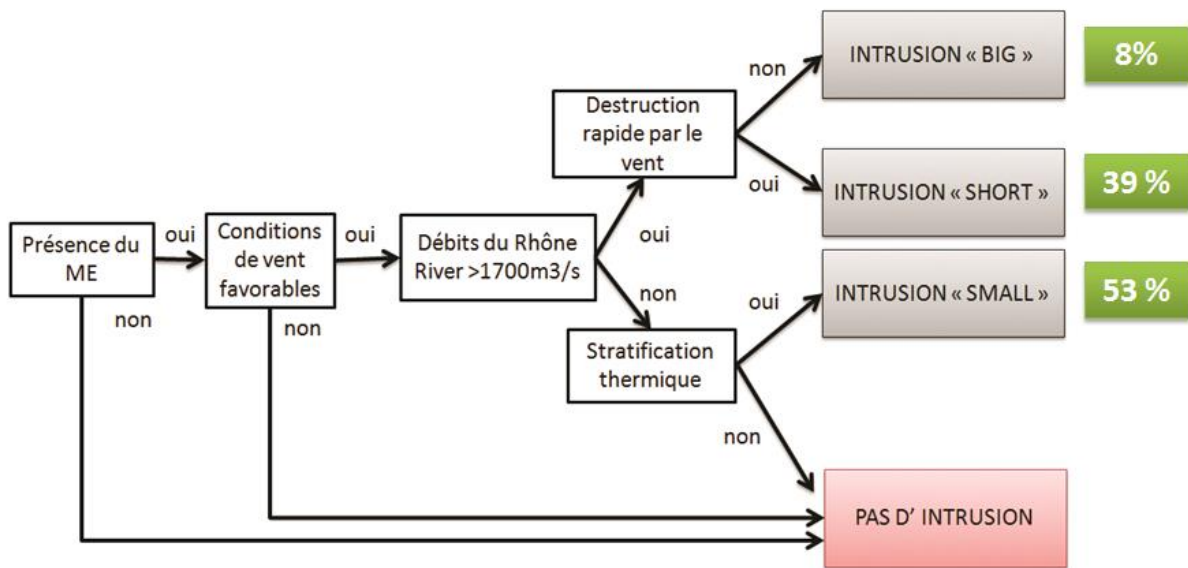


Figure 153 : Schéma conceptuel des facteurs de génération des intrusions du Rhône conduisant aux différents types d'intrusion avec la fréquence d'apparition

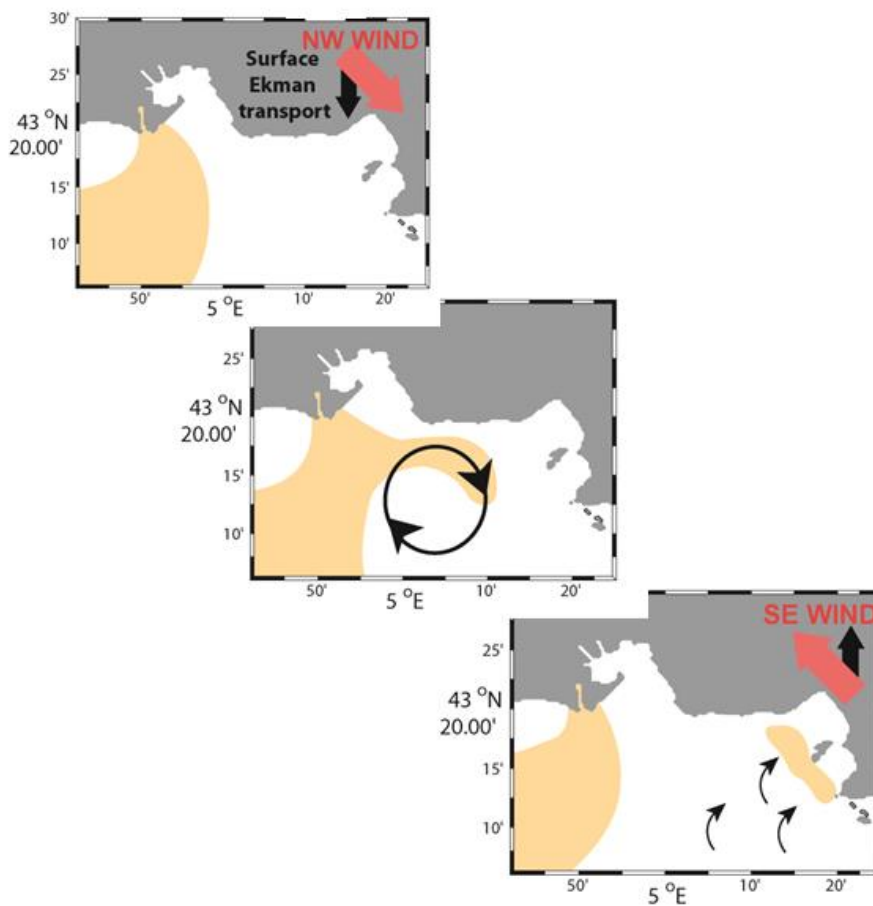
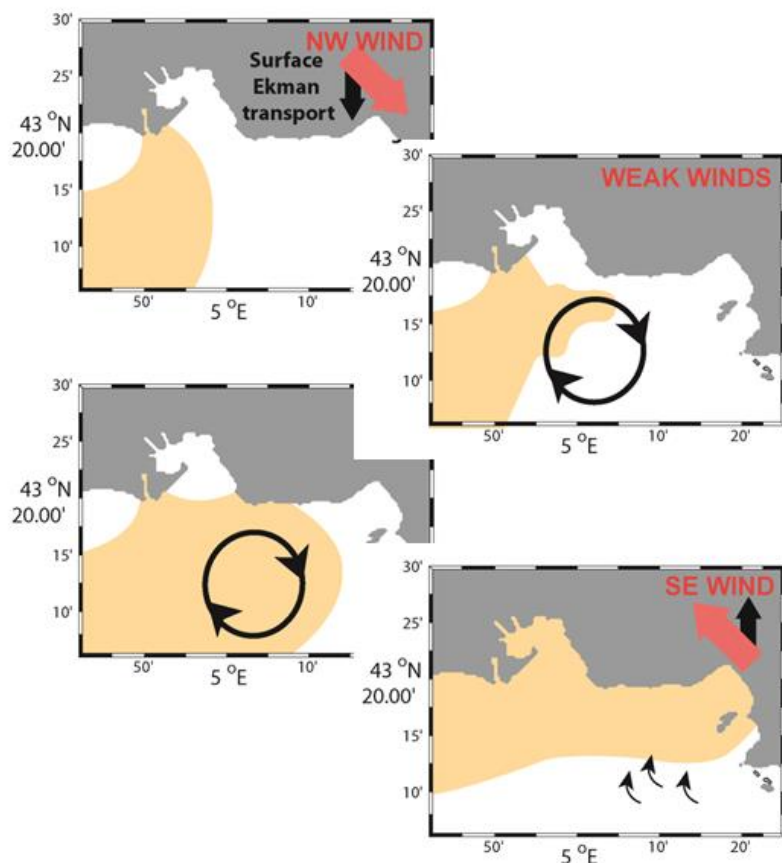


Figure 154 : Représentation graphique d'une situation typique avec le déplacement vers l'ouest du panache du Rhône et les différents mécanismes de génération d'une intrusion du Rhône de type « small »

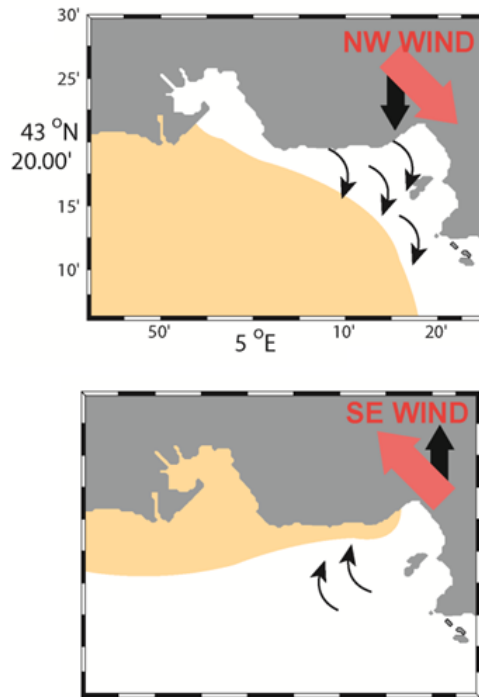
Les auteurs ont pu ainsi établir différents scénarios pouvant conduire à la génération d'un événement d'intrusion. Dans des conditions de vent de NO (Mistral), le panache du Rhône s'étend au large dans une direction SO présentant une forme type de virgule. Le volume d'eau du Rhône et la profondeur de la thermocline sont déterminants pour amener l'eau du Rhône en contact avec le bord nord du tourbillon anticyclonique ME qui pousse l'eau du panache vers l'est jusqu'à la baie de Marseille. Ce point de contact est réalisé soit par un volume d'eau suffisamment important (indépendamment de la stratification) ou, en cas de faible volume, la présence d'une thermocline marquée et peu profonde qui permet aux eaux diluées du Rhône de s'étaler en surface assez loin au sud afin d'entrer en contact avec le tourbillon.

Dans les situations où le débit du Rhône est faible, une thermocline peu profonde permet à l'eau du panache d'entrer en contact avec le ME qui advecte alors cette eau vers la baie de Marseille avec des vents de SE le poussant jusqu'à la côte. Ces vents de SE peuvent détacher du tourbillon cette petite langue d'eau provenant du panache. Étant donné que l'eau du panache n'entre en contact qu'avec la bordure nord du tourbillon, seules de faibles quantités d'eau du Rhône sont advectées vers la baie de Marseille, conduisant à un événement d'intrusion de type « small » (Figure 154).

Dans les situations où le volume d'eau du Rhône est élevé, l'étendue du panache est suffisamment grande et une partie de celui-ci est piégée dans le ME. Si cela se produit et que le vent passe du NO au SE, l'eau du panache emprisonnée est poussée dans la baie de Marseille, conduisant à un événement d'intrusion « big » ou « short » (selon la durée de vie qui est liée la persistance de conditions de vent favorables) (Figure 155). Lorsque les vents deviennent défavorables, l'intrusion est détruite soit par les vents du NO (Mistral) poussant les eaux du panache vers le large, soit par la persistance des vents de SE conduisant à un placage de l'eau de panache près de la côte (Figure 156).



**Figure 155 : Représentation graphique d'une situation typique avec le déplacement vers l'ouest du panache du Rhône et les différents mécanismes de génération d'une intrusion « big » ou « short »**



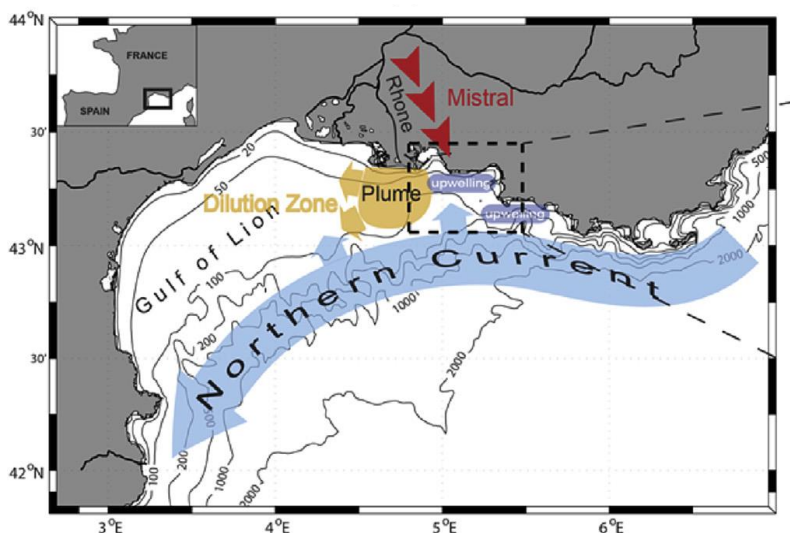
**Figure 156 : Représentation graphique de deux mécanismes de destruction différents selon le type de vent**

L'impact sur la baie de Marseille est identique pour les deux mécanismes de destruction : les eaux du Rhône ont été exportées en dehors de la Baie, conduisant à une importante exportation de substances biogéochimiques vers l'extérieur. Enfin, la principale différence entre les différents types d'intrusions est la quantité d'eau transportée dans la baie de Marseille. En raison de leurs différents mécanismes de génération, les intrusions « big » et « short » impactent jusqu'à 20 m de profondeur tandis que les "small" n'affectent que la surface.

## **INTRUSION DU COURANT NORD**

## 5.6 SITUATIONS D'INTRUSION DU COURANT NORD

La composante principale de la circulation générale en Méditerranée nord-occidentale est le Courant Nord (Figure 157), qui longe le talus continental au large du Golfe du Lion, où il délimite et contrôle la circulation cross-shore, séparant efficacement les eaux du plateau continental typiquement riches en nutriments (du fait de la présence du Rhône) de la Méditerranée ouverte plutôt oligotrophe. Le Courant Nord est originaire de la confluence des courants de Corse occidentale et orientale en mer Ligure et se dirige vers la mer des Baléares constituant la circulation cyclonique générale dans la Méditerranée nord-occidentale.



**Figure 157 : Circulation du Courant Nord (en bleu) en Méditerranée nord-occidentale et possibles intrusions dans la baie de Marseille (encadré noir pointillé) d'après Ross et al. (2016)**

Le Courant Nord présente un flux variable selon les saisons (maximal en hiver) entre 1 et 2 Sv qui est comparable aux flux à travers le Déroit de Gibraltar (Alberola et al., 1995). Le Courant Nord est plus large et moins profond en été (respectivement 50 km et 250 m) et s'écoule plus au large. En hiver, il se déplace vers la côte où il se rétrécit et s'approfondit (environ 30 km et 450 m) atteignant des vitesses maximales de plus de  $50 \text{ cm.s}^{-1}$  (André et al., 2009). Particulièrement en hiver, le Courant Nord devient barocline et instable, produisant d'importants méandres pouvant pénétrer sur le plateau du Golfe du Lion (Millot, 1999 ; Petrenko, 2003; Rubio et al., 2009). Ces intrusions du Courant Nord peuvent se produire à divers endroits le long du talus. Le plus souvent, ils ont tendance à se produire à l'entrée est du Golfe (Petrenko et al., 2005) et au centre du plateau (Estournel et al., 2003), avec des occurrences plus rares du côté Sud-Ouest (Petrenko et al., 2008). En utilisant les données de 12 campagnes côtières, Gatti et al. (comm. pers.) ont constaté que les intrusions peuvent se produire à n'importe quelle saison de l'année et que le flux d'intrusion peut s'élever à 0,37 Sv soit 30% du flux du Courant Nord lui-même. Ils ont également réalisé des simulations numériques réalistes qui suggèrent que les intrusions peuvent se produire trois à quatre fois par mois avec des durées de quelques jours à deux semaines. En combinant observations *in situ* et modélisation haute résolution, Barrier et al. (2016) ont observé un total de 12 événements d'intrusion pendant leur période d'étude de 12 mois, alors que les données d'observation ne sont pas suffisantes pour saisir toutes les intrusions et qu'ils

n'ont comptabilisé que les principales dans leur analyse. Trois types de vent participent à la génération des intrusions du Courant Nord : la relaxation des événements de Mistral fort (Millot et Wald, 1980), les épisodes de Mistral inhomogène, ou des périodes de vents d'est (Petrenko, 2003). Les intrusions du Courant Nord sur le talus sont également reliées à la stratification et la profondeur de la pycnocline avec le Courant Nord qui se divise en une branche principale et une branche nord, pouvant créer une intrusion si la stratification est forte et peu profonde (Echevin et al., 2003 ; Petrenko et al., 2005). Cependant, d'autres études ont montré que les intrusions à l'est à l'entrée du Golfe du Lion pourraient se produire indépendamment de la stratification (Petrenko, 2003). Ces résultats apparemment contradictoires suggèrent que les causes réelles des intrusions ne sont toujours pas claires (Petrenko et al., 2005) bien que le changement du régime local des vents puisse jouer un rôle crucial (Pairaud et al., 2011 ; Petrenko et al., 2008). Barrier et al. (2016) ont suggéré que les intrusions dans la partie Est du golfe sont principalement forcées par des événements de vent d'est ou de nord-ouest plus fréquents pendant les mois d'automne et d'hiver.

Les intrusions du Courant Nord sur le plateau continental dans le golfe du Lion ont été largement étudiées d'un point de vue hydrodynamique (Alberola et Millot, 2003 ; Petrenko, 2003), y compris les intrusions à l'Est du Golfe du Lion (Pairaud et al., 2011 ; Petrenko et al., 2008), mais assez peu du point de vue de leur impact sur la biogéochimie.

Ross et al. (2016) ont étudié l'impact des intrusions de ce courant oligotrophe sur le fonctionnement biogéochimique de la baie de Marseille, lors de l'intrusion d'octobre 2011. Juste avant le 13 octobre, il y a eu une semaine de Mistral générant un upwelling à la côte dont on voit encore les caractéristiques d'eau froide et riche en nutriments (et en chlorophylle dans une moindre mesure) les 12 et 13 octobre (Figure 158 et Figure 159). Puis le Mistral faiblit et laisse place à un vent d'Est Sud-Est à partir du 15 octobre. Le 13 octobre, le Courant Nord est présent à l'entrée de la baie de Marseille avec des vitesses importantes (supérieures à  $0.5 \text{ m.s}^{-1}$ ) et des températures plus chaudes. Ces eaux chaudes vont remplacer progressivement les eaux froides (avec une augmentation jusqu'à  $4^\circ\text{C}$ ) et riches de l'upwelling, ce qui est bien visible à partir du 16 octobre. Le tourbillon anticyclonique Marseille Eddy commence à se former. Sur les vitesses verticales, il est clair que ce courant concerne toute la colonne d'eau jusqu'à au moins 70 m de profondeur (Figure 158), ce qui confirme que c'est bien une intrusion du Courant Nord et pas seulement un courant de surface dû au vent de Sud-Est. Le 18 octobre, le plateau est couvert d'eau chaude d'environ  $20^\circ\text{C}$  et le Marseille Eddy est bien formé. L'impact biogéochimique de cette intrusion du Courant Nord qui a remplacé l'eau froide riche en nutriments et chlorophylle de l'upwelling (12 octobre) par de l'eau du large chaude et plutôt oligotrophe est très bien visible à partir du 15 octobre. De plus, l'arrivée de cette eau ayant des rapports N/P plus grands va induire un shift de limitation du phytoplancton qui va plutôt être limité par l'azote en période d'upwelling, puis par le phosphore durant l'intrusion du Courant Nord (Figure 159).

Du point de vue biogéochimique, il est possible de distinguer un fonctionnement différent pendant l'upwelling (avant le 12 octobre), pendant la période d'intrusion du Courant Nord (du 13 au 15 octobre) puis lorsque l'intrusion est à l'état stationnaire (à partir du 16 octobre). La poussée de chlorophylle associée à l'upwelling (en vert, apport depuis le fond de nutriments) est compensée par l'apport d'eau du Courant Nord contenant une concentration de chlorophylle plus faible (en bleu, Figure 160), puis progressivement se stabilise après le 16 octobre (pas d'évolution). De la même manière, les phosphates apportés par l'upwelling sont progressivement remplacés par de l'eau plus pauvre ayant une concentration inférieure à la concentration initiale (Figure 161).

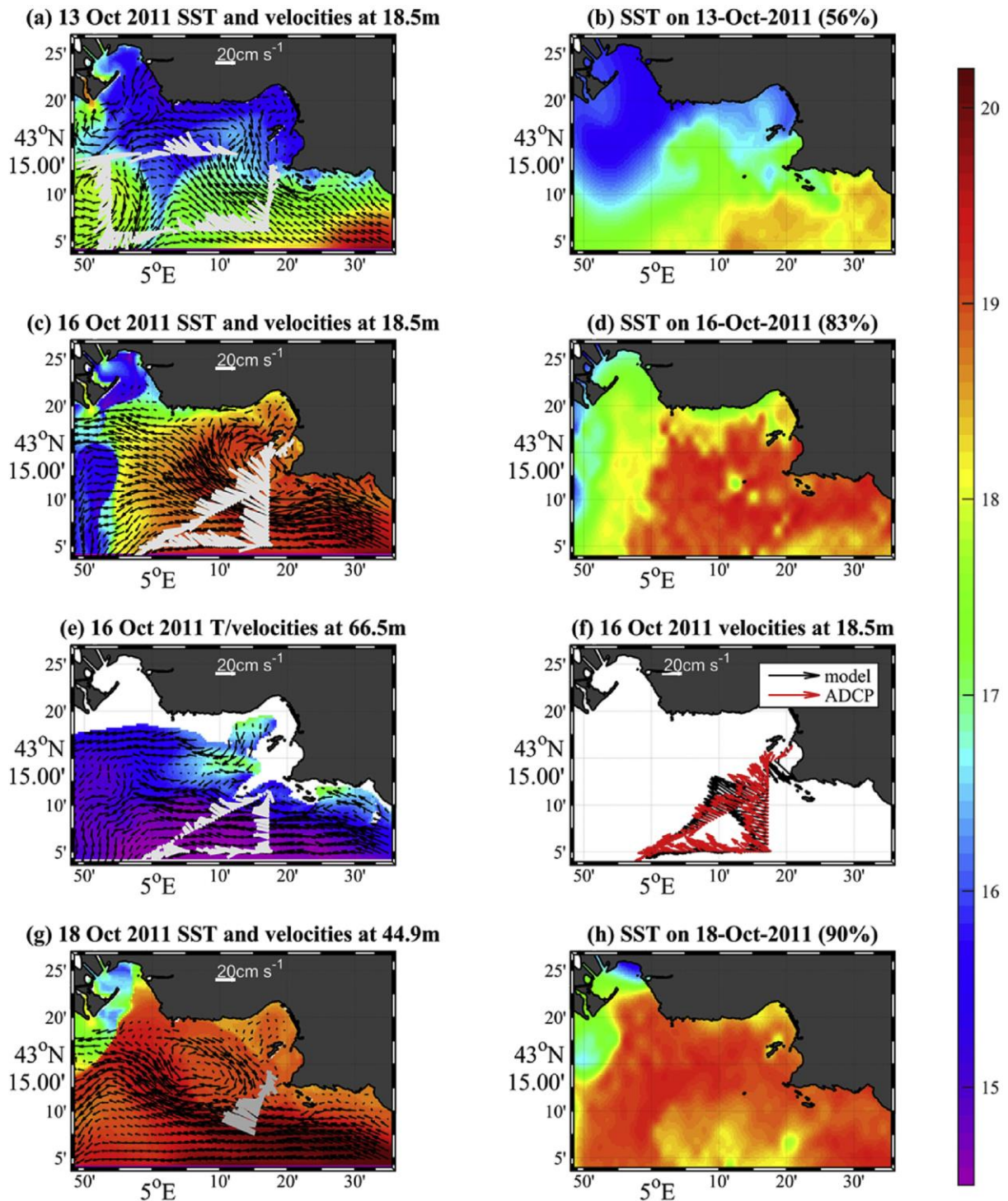


Figure 158 : (a) Vitesses modélisée (flèches noires) et vitesses mesurées par l'ADCP (barres gris clair) à une profondeur de 18,5 m le 13 octobre 2011 superposées à la SST modélisée. (b) SST satellite du 13 octobre 2011 (le pourcentage entre parenthèses donne la couverture satellite pour ce jour). Graphiques identiques pour les 16 oct 2011 (c, d) et 18 oct 2011 (g, h). (e) identique à (c) mais pour une profondeur de 66,5 m. (f) Comparaison des vitesses modélisées avec les vitesses mesurées le long de la trajectoire du navire à 18,5 m de profondeur d'après Ross et al. (2016)

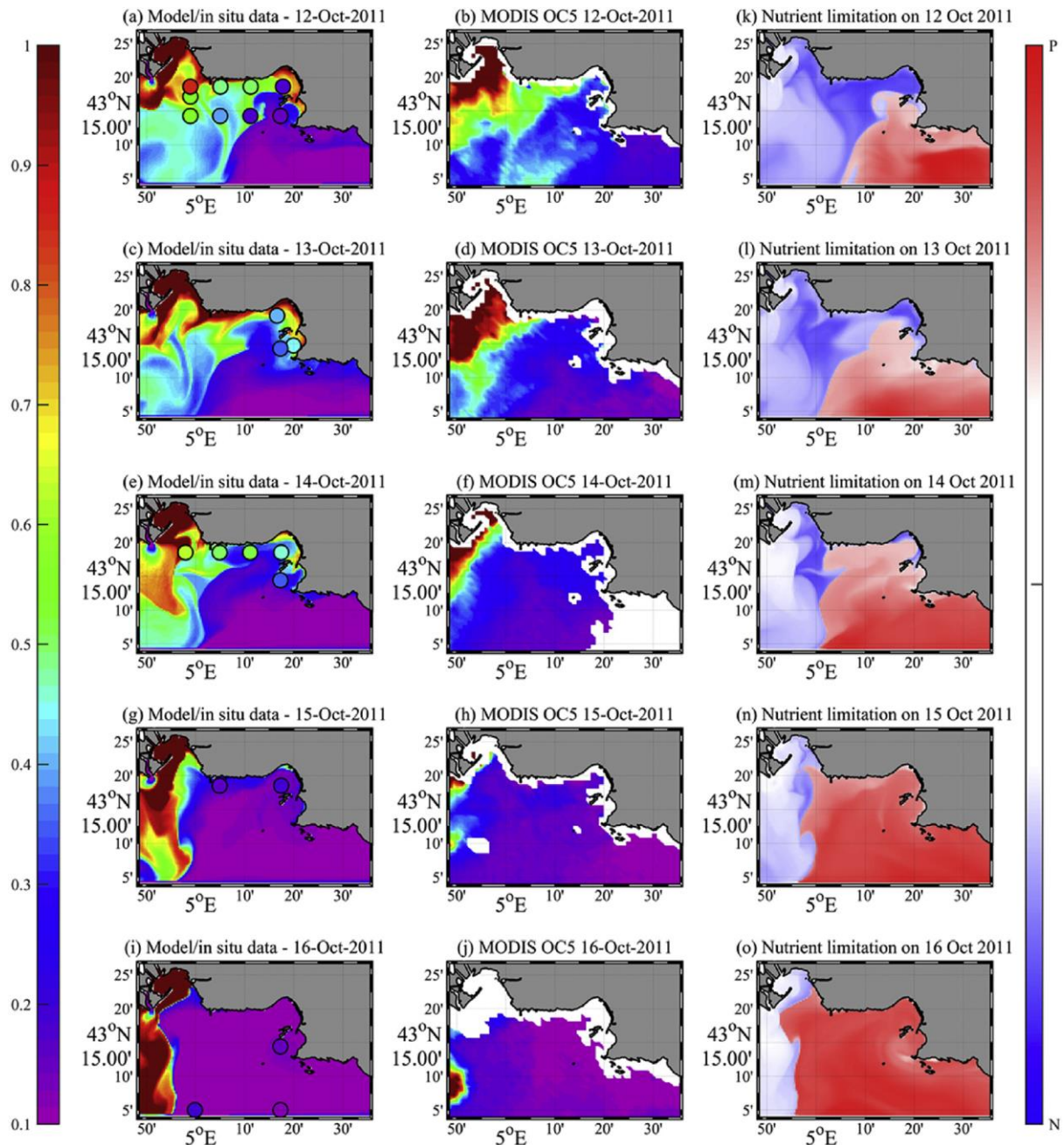


Figure 159 : (a) Mesures *in situ* de surface de Chl-a (cercles pleins, divers moments de la journée) superposées aux concentrations modélisées de Chl-a de surface (à 12h00) pour le 12 octobre 2011. (b) Image MODIS pour la même date. Images identiques pour les 13 oct. 2011 (c, d), 14 oct. 2011 (e, f), 15 oct. 2011 (g, h) et 16 oct. 2011 (i, j). L'échelle de couleurs à gauche est valable pour les panneaux (a) à (j) et est en  $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ . Les panneaux (k) à (o) ont leur propre échelle de couleurs sur la droite et montrent la limitation modélisée des éléments nutritifs dans la couche de surface pour les mêmes dates. Les couleurs rouges signifient que la photosynthèse est limitée par le phosphore, les couleurs bleues indiquent une limitation par l'azote et les couleurs blanches suggèrent peu ou pas de limitation, d'après Ross et al. (2016).



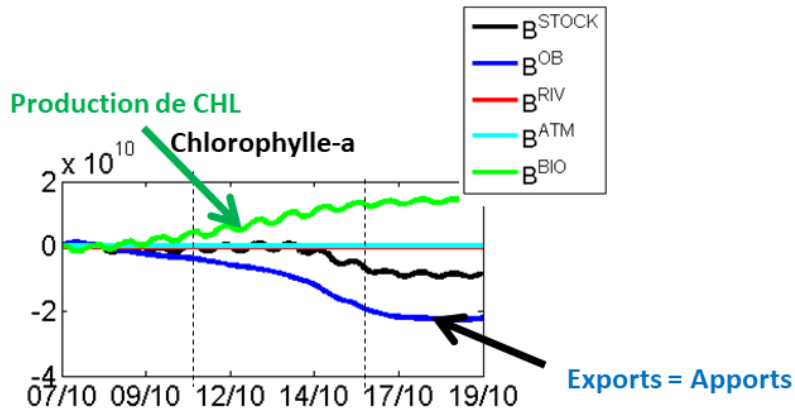


Figure 160 : Variation temporelle des stocks de la chlorophylle totale (noir) et contribution des différents forçages : frontières ouvertes (bleu), biologie (vert) dans l'évolution du stock total de la baie (délimitée par les parois verticales bleues Figure 131) (si pente  $>0$  = variation positive de la concentration = apport de chl, inversement si pente  $<0$  = perte de chl)

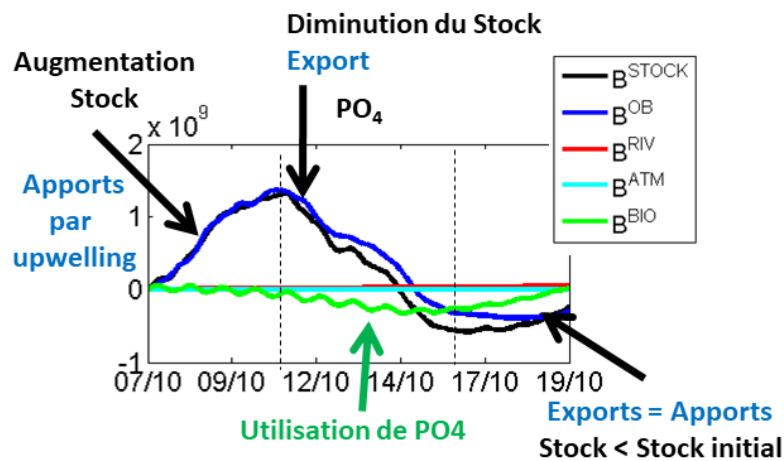
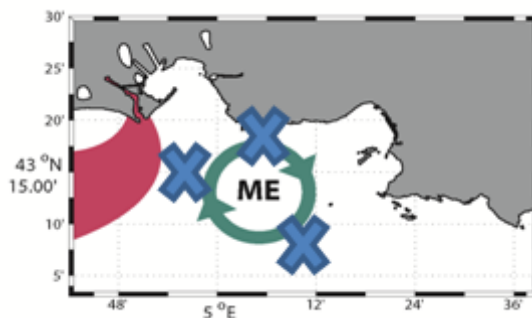


Figure 161 : Variation temporelle des stocks de phosphate total (noir) et contribution des différents forçages : frontières ouvertes (bleu), biologie (vert) dans l'évolution du stock total de la baie (délimitée par les parois verticales bleues Figure 131) (si pente  $>0$  = variation positive de la concentration = apport de  $PO_4$ , inversement si pente  $<0$  = perte de  $PO_4$ )

## **INTERACTIONS AVEC LE MARSEILLE EDDY**

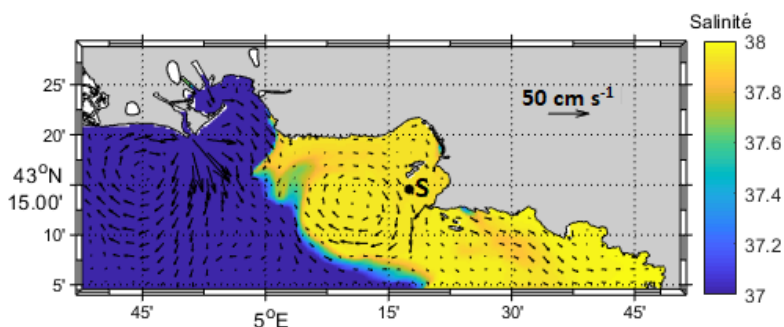
## 5.7 SITUATIONS D'INTERACTION AVEC LE MARSEILLE EDDY

Nous avons vu dans les chapitres dédiés aux upwellings induits par un vent de Mistral, aux intrusions du panache du Rhône et du Courant Nord, que le tourbillon anticyclonique Marseille Eddy (ME) interagit avec ces trois processus emportant en bordure de son gyre soit les eaux upwellées, soit les eaux du Rhône, soit celles du Courant Nord (points d'impact indiqués par les croix sur la Figure 162).



**Figure 162 : Représentation graphique de la position du tourbillon anticyclonique Marseille Eddy (ME) et du panache du Rhône (rose) et la localisation (croix) des interactions du tourbillon avec les upwellings (haut), le panache du Rhône (gauche) et le Courant Nord (bas)**

Cependant, l'intérieur du tourbillon va être séparé de l'environnement extérieur par le front dynamique se trouvant en bordure et l'eau à l'intérieur du tourbillon va avoir une évolution propre. Barré (2020) a justement étudié l'isolement de ces eaux et l'impact sur la biogéochimie, la production communautaire nette (NCP) et le système des carbonates au centre du ME lors de la présence du ME le 3 juin 2017.



**Figure 163 : Salinité modélisée en surface le 3/06/17, station SOLEMIO repérée par un point noir (S) (Barré, 2020)**

La présence du Marseille Eddy, tourbillon anticyclonique, est notée dans les simulations du 1<sup>er</sup> au 4 juin 2017. Il constitue une barrière physique aux eaux dessalées du Rhône qui restent positionnées à l'ouest du domaine, mais dont une faible partie est emportée en bordure du tourbillon anticyclonique jusqu'à la station SOLEMIO (Figure 163). Il détermine également une barrière physique enfermant à l'intérieur de l'eau qui va montrer une faible augmentation en chlorophylle due à la croissance du phytoplancton. Cette eau, concentrée à l'intérieur va provoquer une élévation du niveau de la mer en son centre qui peut être facilement détectable et qui permet avec le champ de courant de le positionner (cadre rouge, Figure 164). Cette convergence d'eau au centre va provoquer un downwelling.

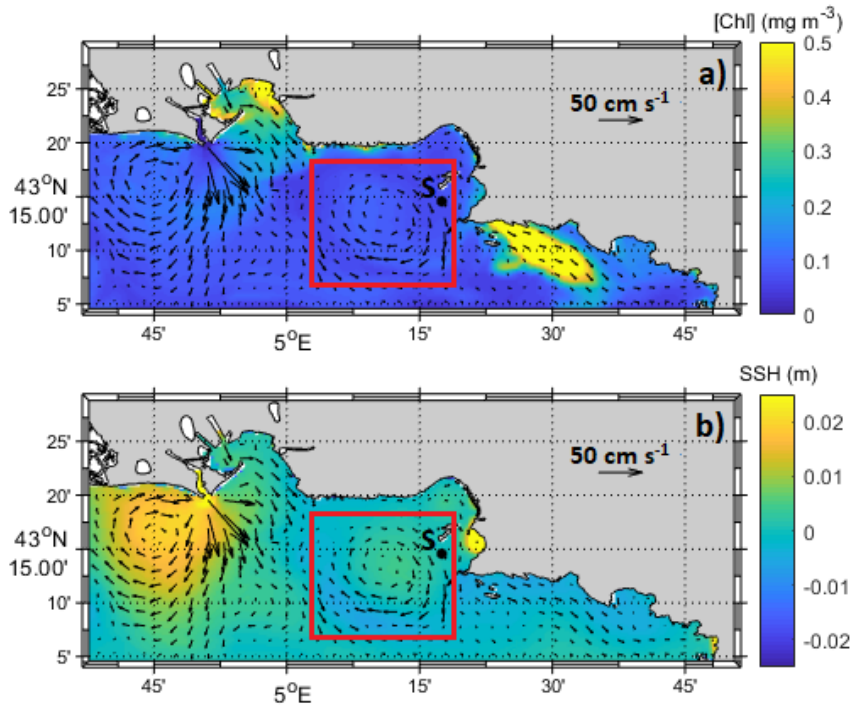


Figure 164 : Courants de surface et chlorophylle (a) et élévation du niveau de la mer (b) modélisées en surface le 3/06/17. Le Marseille Eddy est entouré d'un cadre rouge (Barré, 2020)

A la station SOLEMIO, située en bordure externe du tourbillon, une petite partie du panache du Rhône va être emportée et amener de l'eau plus chargée en DIC et AT provoquant une relative augmentation le 3 juin qui disparaît le 4 juin. Cette augmentation est faible comparée à celle produite par une véritable intrusion du Rhône qui a lieu le 15 juin 2017 (Figure 165).

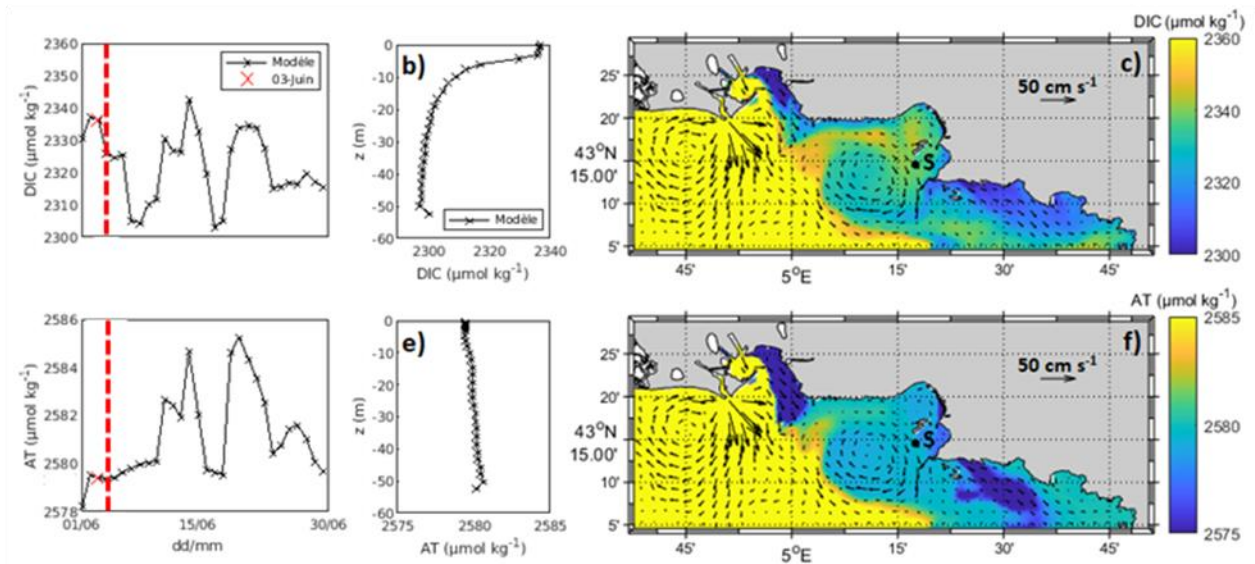
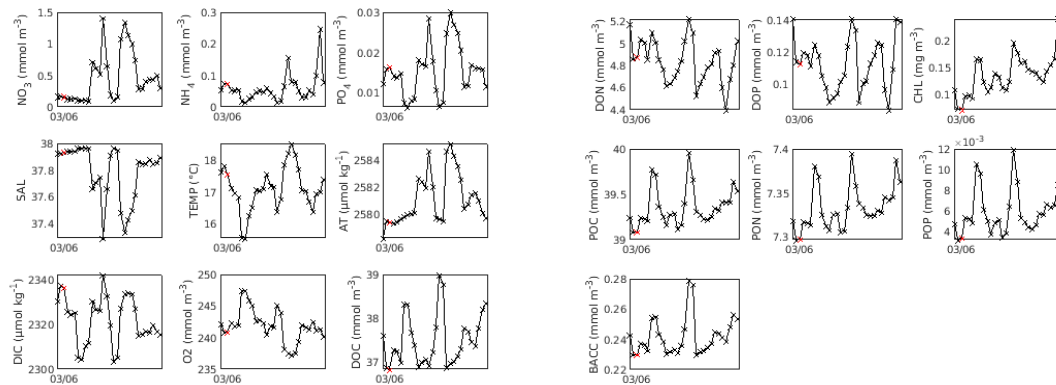
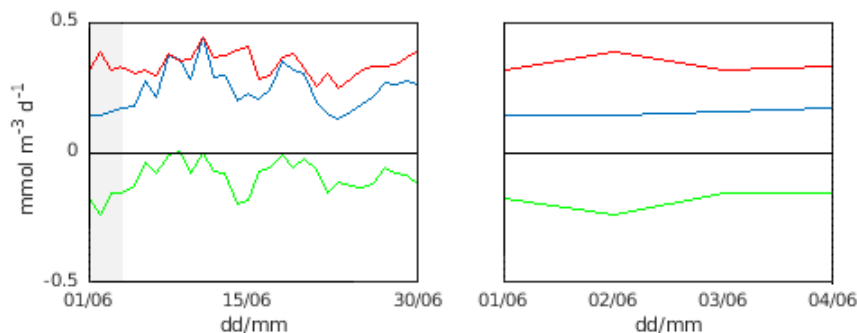


Figure 165 : DIC (a) et AT (b) modélisés à SOLEMIO, en surface en juin (3 juin noté par une croix, 4 juin par la ligne verticale tiretée rouge). Profils verticaux de c) DIC et d) AT modélisés à SOLEMIO (point noir S) le 03/06/17. Cartes de surface de DIC (e) et AT (f) le 3/06/17 (Barré, 2020)



**Figure 166 : Ensemble des variables modélisées à SOLEMIO en surface pendant la présence du Marseille Eddy le 03/06/17 : NO<sub>3</sub>, NH<sub>4</sub>, PO<sub>4</sub>, SAL, TEMP, AT, DIC, O<sub>2</sub>, DOC DON, DOP, Chl, POC, PON, POP, BACC (Barré, 2020)**

L'influence de ces eaux du Rhône amenées en faible quantité début juin par le tourbillon et en plus grande quantité mi-juin lors d'intrusions du Rhône est bien visible sur les variables biogéochimiques pour lesquelles on note une augmentation en nutriments et en matière organique, avec une diminution de l'oxygène propre aux processus hétérotrophes présents dans ces eaux d'origine fluviale surtout lors de l'intrusion de mi-juin (Figure 166). Ceci se traduit par une baisse de la production phytoplanctonique et une augmentation de la respiration hétérotrophe (Tableau 14) ce qui diminue encore plus la NCP qui est déjà négative à cette période (donc avec des processus plutôt hétérotrophes au mois de juin) (Figure 167).



**Figure 167 : Evolution temporelle de la NCP (en vert), la GPP (en bleu) et la respiration totale R (en rouge) (mmol m<sup>-3</sup> d<sup>-1</sup>) pour juin 2017 avec la période du 1<sup>er</sup> au 4 juin représentée en grisé (à gauche), zoom sur la période du tourbillon (à droite) (Barré, 2020)**

**Tableau 14**

**Valeurs de NCP, GPP et respirations (totale : R, autotrophe : RA, hétérotrophe RH) pour l'année 2017, mars 2017 et l'épisode d'intrusion (mmol m<sup>-3</sup> d<sup>-1</sup>)**

	<b>NCP</b>	<b>GPP</b>	<b>R</b>	<b>RA</b>	<b>RH</b>
<b>Juin 2017</b>	-0,096	0,240	0,336	0,035	0,301
<b>Marseille eddy</b>	-0,182	0,153	0,335	0,022	0,313

## 6 CONCLUSIONS et PERSPECTIVES

## 6.1 SYNTHÈSE PAR TYPE D'ÉVÉNEMENTS

### 6.1.1 Événements de Mistral

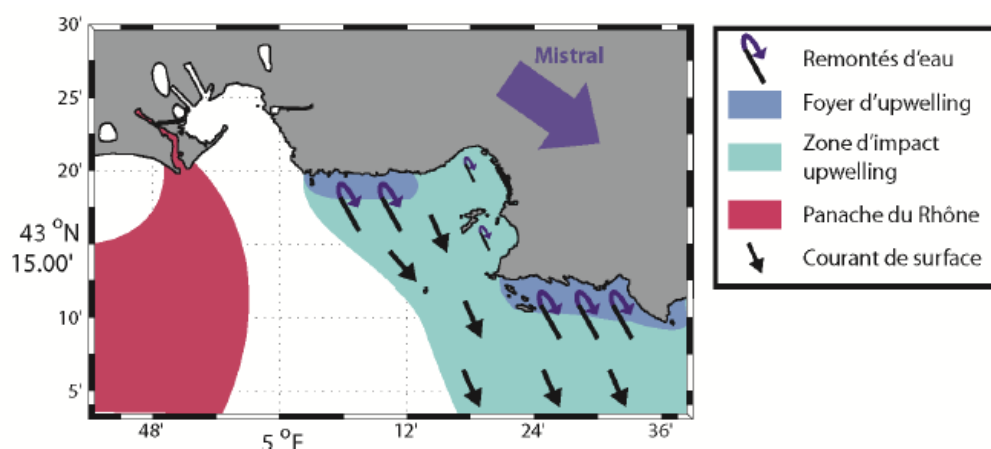


Figure 168 : Représentation graphique d'une situation typique d'upwelling lors d'un événement de Mistral d'après Fraysse (2014)

Le Mistral induit des processus d'upwelling qui font remonter de l'eau de fond froide et riche en sels nutritifs en surface, tandis que les eaux déjà présentes en surface sont exportées vers le large. Les eaux qui remontent au niveau de la côte bleue forment un front bien marqué avec les eaux de surface environnantes (Figure 168). On observe également un effet de remise en suspension des sédiments de la rade sud qui sont ensuite emmenés vers le large. Les différences entre les événements typique et extrême se situent essentiellement dans l'intensité et le temps de réponse du refroidissement des eaux de surface après le début du coup de vent, et la profondeur maximum d'origine des masses d'eau remontées en surface, ainsi que dans la distance de l'exportation au large et de l'intensité de la remise en suspension dans la rade sud. Potentiellement, ces événements peuvent induire des poussées phytoplanctoniques dans la zone frontale en bordure du panache d'eau upwellée et des remobilisations temporaires de CB153, mais avec une tendance à l'export de contaminants vers le large. Ils constituent des puits de CO<sub>2</sub> (Lajaunie-Salla et al., 2021 ; Barré et al., 2022a ; 2022b).

### 6.1.2 Événements de Sud-Est

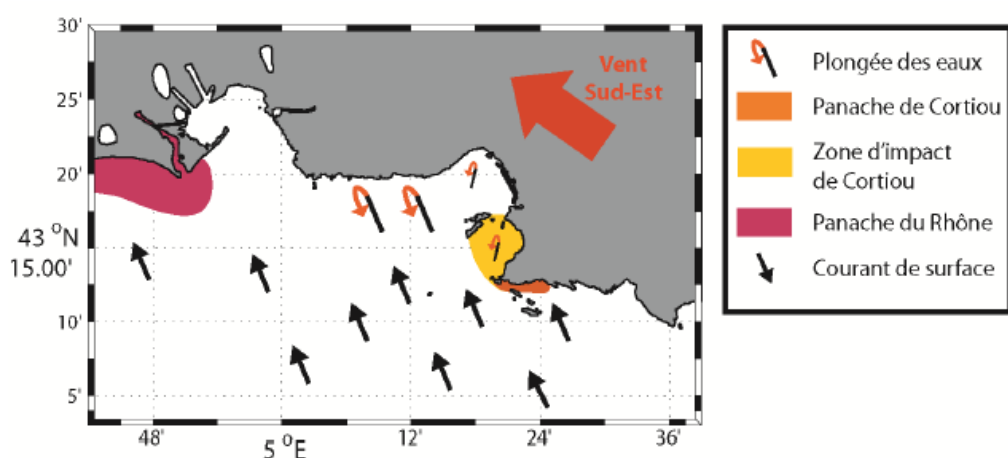


Figure 169 : Représentation graphique d'une situation typique de downwelling lors d'un événement de vent de sud-est d'après Fraysse (2014)

Les vents de sud-est provoquent un apport des eaux du large, en général plus chaudes et plus pauvres en sels nutritifs et en chlorophylle, puis des processus de downwelling à la côte qui font plonger ces eaux du large vers le fond (Figure 169). Du point de vue pélagique, ce processus de downwelling semble homogénéiser l'ensemble de la colonne d'eau (environ 0-100 m) de la baie de Marseille avec des eaux présentant les mêmes caractéristiques que celles du large.

Pendant ces événements, les rades sud et nord sont protégées de l'influence des vagues et les sédiments restent en général en place. Par contre on peut observer des épisodes d'érosion dans la zone des Calanques au voisinage de Cortiou qui sont susceptibles de mobiliser une certaine quantité de sédiments et de CB153. La différence entre les événements typique et extrême se situe essentiellement dans l'intensité de la remise en suspension. Potentiellement, ces événements peuvent donc induire des remobilisations temporaires de sédiments issus de zones chargées en contaminants comme celle de Cortiou; ces particules sont ensuite transportées au gré des courants pendant la période et se redéposent plus au large ou dans la rade sud.

### **6.1.3 Evénements de pluie de fin d'été**

Même si les pluies ne semblent pas avoir un effet important sur l'hydrodynamisme de la zone, elles apportent de l'eau douce chargée en sels nutritifs, matières en suspension et contaminants qui se rejette essentiellement au niveau de l'émissaire de Cortiou, mais aussi au niveau du Port Autonome et des déversoirs d'orages et ponctuellement au droit de l'Huveaune (Figure 106). Ces apports ne semblent pas avoir un impact significatif sur le phytoplancton en fin d'été contrairement aux pluies de printemps (Frayssé, 2014), ce qui suggère un effet de limitation de la croissance phytoplanctonique autre que par l'azote.

Par contre, les apports en matières en suspension (panache de concentration >10mg/L au large de l'exutoire) et en CB153 sont très significatifs pendant ces événements. Le devenir des matières en suspension apportées par les pluies est ensuite fortement contraint par la situation météorologique (régime de vent) concomitante. Mais ces événements sont souvent associés à des régimes de vent fort ou à des houles qui engendrent des érosions à la côte et donc une remobilisation des sédiments. D'autre part ces forts apports particuliers dus à la pluie sont constitués d'une plus grande proportion de particules « lourdes » qui vont se déposer localement, notamment au droit de l'émissaire de Cortiou. Les particules plus légères, qui constituent le panache de surface (d'une profondeur de 5 à 10m sous la surface) vont migrer au gré des courants de surface. Ces événements sont ceux qui engendrent le plus de variabilité des concentrations dans la colonne d'eau et le plus de dépôt, donc de rétention et d'accumulation de contaminant dans la zone.

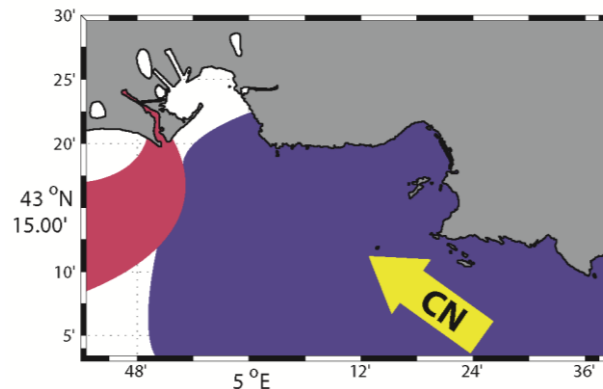
### **6.1.4 Evénements d'intrusions des eaux du Rhône**

Les intrusions du Rhône induisent en surface une diminution de la salinité, et une augmentation des sels nutritifs, des matières en suspension et de CB153. Ces événements ont un impact important sur le fonctionnement de l'écosystème de la baie de Marseille. Ils ne semblent pas forcément directement reliés au débit du Rhône. Cependant, les régimes de vent particuliers peuvent induire une intrusion et la maintenir dans la durée (Figure 154 et Figure 155). Les intrusions peuvent être associées à la présence d'un tourbillon détecté dans la zone, comme en juin 2008, dont il existe deux mécanismes de formation (Schaeffer et al., 2011): un premier mécanisme est lié au forçage du vent de Mistral et à la topographie; un second est lié à un fort vent du sud et à un pulse de flottabilité crée par les eaux du Rhône.



C'est un processus important à prendre en compte, surtout si son occurrence est significative au cours de l'année. Du point de vue de la contamination, les intrusions du Rhône peuvent provoquer de fortes fluctuations des concentrations dans la rade (surtout en rade nord), mais l'impact est transitoire et n'induit pas d'accumulation significative localement ; le panache est surtout cantonné en surface. Elles sont source de carbone inorganique dissous (DIC) et d'alcalinité totale (AT) (Barré, 2020).

### 6.1.5 Événements d'intrusions du Courant Nord



**Figure 170 : Représentation graphique d'une situation typique d'Intrusion du Courant Nord dans la baie de Marseille**

L'intrusion du Courant Nord dans la baie de Marseille va amener sur toute la profondeur de la baie des eaux caractéristiques de ce courant : chaudes, pauvres en sels nutritifs et en chlorophylle et vont changer complètement les caractéristiques biogéochimique (Ross et al., 2016). Cette intrusion peut activer le Marseille Eddy (tourbillon de Marseille) au moins dans la première moitié de la colonne d'eau vers la surface (Figure 158).

### 6.1.6 Événements en présence du tourbillon Marseille Eddy

Nous avons vu que le tourbillon anticyclonique Marseille Eddy (ME) interagit avec plusieurs processus (upwellings induits par un vent de Mistral, intrusions du panache du Rhône et du Courant Nord) emportant en bordure de son gyre soit les eaux upwellées, soit les eaux du Rhône, soit celles du Courant Nord (points d'impact indiqués par les croix sur la Figure 162). Les eaux situées à l'extérieur en bordure du tourbillon vont donc présenter les mêmes caractéristiques que les eaux emportées : eaux provenant du fond pour les upwellings, du panache pour les intrusions du Rhône et du courant oligotrophe pour les intrusions du Courant Nord. Cependant, à l'intérieur du tourbillon anticyclonique les eaux vont s'individualiser et être emportées vers le fond.

## 6.2 LES REPONSES AUX QUESTIONS POSEES

En introduction de ces études, un certain nombre de questions ont été posées. Il s'agit ici d'essayer d'y apporter une réponse. Les modèles, outils diagnostiques d'exploration, ont permis à partir des simulations de scénarios réalistes de comprendre et de hiérarchiser le rôle des forçages dans le fonctionnement de l'écosystème (Tableau 15).

**Tableau 15**  
**Hiérarchisation des processus étudiés dans la baie de Marseille et de leurs impacts sur l'écosystème (d'après Fraysse, 2014)**

	Intrusions Rhône	Pluies	Vents mistral	Vents SE	Intrusions CN	
<b>Apports Nutriments</b>	+++ (NO <sub>3</sub> ) + (NH <sub>4</sub> )	+ (NO <sub>3</sub> ) +++ (NH <sub>4</sub> )	Apport du fond par upwelling +	+ si apport Cortiou -- si pas d'apport Cortiou		Quantités décroissantes
<b>Apports allochtones de chlorophylle-a</b>	+	0	Variable (MPC)	---		Diminution Chl-a dans la baie
<b>Production autochtone de chlorophylle-a</b>	+++		+	-		Production décroissante
<b>Période de l'année avec impact max observé</b>	Période stratifiée	Printemps > automne	Période stratifiée	Période stratifiée (mais non étudié au printemps)		Impact max en période stratifiée
<b>Impact vertical</b>	Couche de surface		Colonne d'eau			
<b>Export des eaux</b>				Export+++		Diminution de l'impact des apports

En prenant l'exemple de l'écosystème marin soumis à l'influence de la métropole marseillaise, nous avons tenté de répondre aux questions suivantes plus générales :

**- Quels sont les rôles respectifs des forçages physiques (vent : mélange, stratification, upwelling, tourbillons) et biogéochimiques (apports en sels nutritifs, MOP, MOD) dans des processus qui pourraient conduire à une éventuelle dégradation ou relative restauration d'écosystèmes côtiers soumis à de forts apports anthropiques ?**

A partir des événements que nous avons étudiés, nous avons voulu décrire les processus qui peuvent conduire potentiellement à une relative augmentation des concentrations en nutriments, en phytoplancton, en MES ou encore en contaminants. Nous savions dès le début que la baie de Marseille constituait un milieu très particulier, puisqu'il présente un niveau de base correspondant à un milieu plutôt oligotrophe où l'on mesure régulièrement des valeurs de chlorophylle < 0.2 µg/L (mesures à SOLEMIO, réseau SOMLIT), mais qui peut être l'objet ponctuellement de fortes concentrations de

chlorophylle  $>1 \mu\text{g/L}$ . La réponse de l'écosystème (production primaire) à un même processus physique (upwelling, downwelling, etc..) est très variable en fonction de la saison. En effet, un apport en nutriments ou en matière organique ne conduit pas toujours à une poussée phytoplanctonique, d'autres limitations peuvent intervenir comme la lumière ou la température.

Les eaux provenant du panache du Rhône constituent dans la baie de Marseille un très fort apport en nutriments ( $\text{NO}_3 > 1 \mu\text{mol/L}$ ), en matières en suspension ( $>1 - 15 \text{ mg/L}$ ) et en contaminants (CB153 dissous total :  $5-20 \text{ pg/L}$ , CB153 total particulaire:  $2 - 50 \text{ pg/L}$ ; [ $4 - 5 \text{ ng/g}$ ]), en carbone inorganique dissous (DIC) et alcalinité totale (AT). L'intrusion de ces eaux dans la baie de Marseille a également un impact sur le phytoplancton, surtout si ce processus est associé à une stratification et /ou à un tourbillon anticyclonique.

Le tourbillon anticyclonique ME (Schaeffer et al., 2011) semble avoir un rôle dans le maintien des eaux provenant du panache du Rhône dans la baie de Marseille. Il emporte des eaux extérieures à sa bordure et isole en son centre des eaux localement.

La stratification haline observée lors de l'intrusion du Rhône extrême de juin 2008, avec une salinité  $< 35$  en baie de Marseille, a permis d'atteindre une concentration de chlorophylle  $> 1 \mu\text{g/L}$  ce qui est important pour cette zone. En effet, la concentration en chlorophylle en baie de Marseille est généralement inférieure à  $0.2 \mu\text{g/L}$  en dehors du bloom printanier ou d'apports terrigènes.

Les eaux provenant des pluies constituent également de forts apports en nutriments dans la baie de Marseille ( $\text{NO}_3: > 2 - 5 \mu\text{mol/L}$ ;  $\text{PO}_4 > 0.1 \mu\text{mol/L}$ ), en matières en suspension ( $> 10 \text{ mg/L} - 100 \text{ mg/L}$  devant le rejet) et en contaminants (CB153 max dissous total:  $> 20 \text{ pg/L} - 100 \text{ pg/L}$  devant le rejet, CB153 max total particulaire:  $>50 \text{ pg/L} - 100 \text{ pg/L}$  [ $> 10 \text{ ng/g}$ ] devant le rejet). Ces apports concernent la baie de Marseille dans les zones près des rejets des fleuves côtiers urbains, mais aussi la zone de Cortiou. Les événements de pluie que nous avons étudiés (mais aussi de manière plus générale) sont associés à des vents de sud-est qui génèrent des houles permettant la remise en suspension du sédiment (qui peut être contaminé par des PCB, des bactéries coliformes ou d'autres contaminants). Une fois dans la colonne d'eau, les courants induits par le vent de sud-est sont susceptibles de transporter ces sédiments dans la rade sud de Marseille.

Les processus d'upwelling induits par le Mistral remontent en surface des eaux froides (les variations moyennes de température en été sont de l'ordre de  $-2$  à  $-3 \text{ }^\circ\text{C}$  à la Côte Bleue et d'environ  $-4 \text{ }^\circ\text{C}$  aux Calanques) et riches en nutriments ( $\text{NO}_3: 1 - 2 \mu\text{mol/L}$  à la Côte Bleue et  $2 - 3 \mu\text{mol/L}$  aux Calanques). Cet apport de nutriments peut avoir un impact sur le phytoplancton avec une augmentation de la chlorophylle là où la diminution de température et le mélange ne sont pas trop limitants, permettant au phytoplancton d'utiliser cette source de nutriments.

A partir des événements étudiés, nous avons voulu considérer les processus qui peuvent conduire à une diminution du temps de résidence des eaux par un renouvellement de ces eaux, grâce à des processus advectifs et de mélange.

Le vent de sud-est qui est généralement associé à une intrusion des eaux du large (Courant Nord), conduit à une homogénéisation de toute la colonne d'eau ( $0-100\text{m}$ ) de la baie de Marseille, ce qui constitue un renouvellement quasi-total des eaux locales par des eaux arrivant de l'extérieur de la baie.

Le Mistral induit les processus d'upwelling qui font remonter les eaux du fond en surface puis le vent les advecte au large, ce qui induit le remplacement des eaux de surface et conduit à une certaine homogénéisation.

Ces processus advectifs ont un impact majeur sur le renouvellement rapide des eaux de la baie de Marseille beaucoup plus important que l'impact du mélange turbulent induit par le vent en surface.

**- Quel est le rôle des événements physiques extrêmes dont la fréquence augmente avec le changement climatique (tempêtes, crues, orages, vagues de chaleur) dans les modifications majeures des écosystèmes marins ?**

Sur la base des résultats des modèles hydrodynamique, biogéochimique et sédimentaire, nous avons uniquement pu étudier les tempêtes, les crues et les orages de fin d'été.

Les tempêtes de Mistral et de sud-est ont montré en général pour les événements extrêmes étudiés, une intensification des processus typiques. Les upwellings sont plus intenses, amenant en surface des eaux plus froides provenant d'une profondeur plus importante. Les événements de remise en suspension peuvent être plus importants (plutôt dans les rades sud et nord par Mistral, et plutôt à Cortiou par vent de sud-est) mais les différences entre les événements typiques et extrêmes étudiés ne se sont pas avérées significatives.

Les orages de fin d'été n'ont pas d'impact notable sur la biomasse phytoplanctonique en octobre et en décembre du fait de la saison, par contre les quantités de nutriments, matières en suspension, et contaminants apportées en baie de Marseille près de la côte et à Cortiou, sont importantes. Pour les MES et les contaminants, c'est pendant ces périodes que les variations de concentration dans le milieu sont les plus importantes, les apports constituant le forçage prépondérant. La pluie de décembre 2008 correspond à un apport extrême à peu près du double de celui d'octobre 2007. Les concentrations en nutriments près des exutoires varient 5 fois plus lors de l'événement extrême de 2008 ( $\text{NO}_3 > 10 \mu\text{mol/L}$ ). Les concentrations en MES et en contaminant atteignent des valeurs fortes près des exutoires (MES  $> 100 \text{ mg/L}$ , CB153 dissous  $> 100 \text{ pg/L}$ , CB153 part  $> 1000 \text{ pg/L}$ ). La concentration moyenne sur toute la colonne d'eau en CB153 total (dissous+particulaire) varie 5 à 10 fois plus pendant l'événement extrême que pendant l'événement typique dans chaque zone. Les panaches résultants sont très visibles à côté du panache du Rhône, mais, contrairement à ce dernier, ils ne sont présents que pendant la durée des pluies et jouent assez peu dans les flux globaux annuels. La variation des concentrations est rapide mais peut être forte et contribuer à un transfert vers la chaîne trophique si ces apports importants sont concomitants avec un développement de phytoplancton dans la zone proche. A ces événements de pluie sont associés des vents de sud-est qui peuvent transporter une petite partie de ces forts apports dans la rade sud de Marseille.

Le Rhône peut conduire à des intrusions d'eau provenant de son panache à l'est jusque dans la baie de Marseille. Ces eaux restent parfois longtemps dans la rade, comme en juin 2008. En plus de la quantité des apports qui est considérable, la durée dans le temps induit un impact sur la biomasse phytoplanctonique qui atteint des valeurs de chlorophylle  $> 1 \mu\text{g/L}$  pendant le temps de l'intrusion (plusieurs jours, voire exceptionnellement plusieurs semaines comme en mars 2001). Dans le cas d'un développement de phytoplancton, les PCB peuvent s'adsorber sur la biomasse phytoplanctonique et être transférés vers la chaîne trophique via le broyage du zooplancton sur les particules détritiques et vivantes ainsi contaminées.

**- Le milieu côtier méditerranéen, à l'échelle d'une baie comme celle de Marseille, constitue-t-il une zone de transit ou de stockage des contaminants hydrophobes ? Quel est le rôle de la spéciation d'un PCB dans son cycle biogéochimique à l'échelle de la baie de Marseille ?**

L'application du modèle au CB153 dans la rade de Marseille permet, malgré les nombreuses incertitudes sur les paramètres et les forçages, d'obtenir et de préciser un certain nombre d'informations sur sa dispersion et son transfert vers le large.

Comme beaucoup de contaminants, il est présent dans le milieu sous plusieurs espèces : certaines dissoutes, d'autres particulaires. Le CB153 étant un composé hydrophobe et persistant, il arrive en mer essentiellement sous forme particulaire et a une affinité forte pour les particules organiques.

A l'échelle de la baie de Marseille, il ne se dégrade pas et se volatilise très peu ; les échanges atmosphériques sont relativement faibles. La variation des concentrations dans la baie résulte essentiellement des épisodes de pluie qui augmentent l'apport des rejets côtiers (ruisseaux, déversoirs d'orage), mais elle résulte également des intrusions du Rhône qui entraînent les eaux contaminées du fleuve notamment dans la rade nord.

La très forte dilution des rejets côtiers en mer contribue à la dispersion rapide des particules dans la colonne d'eau, les plus lourdes chutant dans la zone proche des rejets. En l'absence d'eaux turbides, le PCB particulaire tend alors à se désorber pour passer en phase dissoute, où il sera associé en partie à la matière organique dissoute. Si un développement phytoplanctonique est présent aux abords des rejets, le PCB va s'adsorber sur ces cellules vivantes et être transféré dans la chaîne trophique.

Du fait du déplacement des petits panaches côtiers au gré des courants et des forts gradients locaux, l'observation de la variation des concentrations en un point de la zone (par exemple à SOMLIT) ne renseigne pas de façon évidente sur l'impact des différents événements. La réponse moyenne dans chaque zone a donc été analysée dans cette étude selon les événements et selon les processus (apports, érosion, dépôt, sortie vers le large).

Sous sa forme dissoute, le contaminant transite dans la baie en quelques heures ou jours selon la circulation des masses d'eau. Sous sa forme particulaire, il est soit dispersé de la même manière que la phase dissoute lorsqu'il est associé à des particules fines et légères, soit déposé sur le fond lorsqu'il est associé à des particules lourdes (sablo-vaseuses). Une grande incertitude demeure sur l'affinité respective du CB153 pour les particules légères ou lourdes et sur la caractérisation des apports. Néanmoins par temps sec, la plupart des particules rejetées sont fines et très légères ; elles se dispersent vers le large et leurs concentrations sont rapidement atténuées. Il n'y a que par temps de pluie que les apports importants induisent de fortes augmentations de concentration dans la zone, avec une proportion non négligeable associée aux particules lourdes qui vont sédimenter localement.

L'accumulation du contaminant dans les sédiments est surtout significative dans les zones proches du rejet, dans la zone de Cortiou ou dans les rades sud et nord. Les épisodes de remise en suspension peuvent provoquer des accroissements significatifs des concentrations près du fond. Selon la situation, le contaminant est alors exporté vers le large où il se redépose assez rapidement (en quelques heures ou quelques jours en fonction de la circulation) dans des zones proches et notamment en rade sud.

L'adsorption sur les particules plus ou moins riches en matière organique introduit une variabilité dans les concentrations en CB153 particulaire, mais étant données les faibles concentrations, le PCB, même s'il est très hydrophobe, se retrouve en plus grande quantité sous forme dissoute. La faible fraction qui s'adsorbe sur les particules organiques détritiques ou vivantes résultant des cycles biogéochimiques (production primaire, lyse ...) ne suit pas une dynamique locale spécifique qui serait liée aux apports de la baie de Marseille.

La baie de Marseille semble être, selon cette étude, une zone de transit plutôt qu'une zone de stockage même s'il existe des dépôts non négligeables dans les rades nord et surtout sud et au droit de l'émissaire de Cortiou. Ces dépôts représentent seulement quelques % de la totalité des apports qui arrivent par la côte. Cette valeur ne peut malheureusement pas être précisée puisqu'elle dépend des hypothèses et des paramètres choisis qui sont très mal connus.

### 6.3 CONCLUSION GENERALE

En conclusion de ce travail, les résultats obtenus indiquent une bonne reproduction de l'hydrologie de la zone par le modèle hydrodynamique. Les processus principaux d'upwelling, d'intrusion d'eaux dessalées dans la baie en provenance du Rhône et d'intrusion du Courant Nord et des eaux du large depuis le sud, de tourbillon, qui ont une incidence sur l'advection et le mélange des masses d'eau, sont correctement reproduits. Dans le cadre de ces études, des expériences académiques numériques d'étude de la dispersion d'un rejet ont montré l'apport de la haute résolution du modèle.

Concernant la modélisation biogéochimique couplée, les résultats sont très intéressants pour les simulations des années 2007-2008. Une validation rigoureuse a été ensuite effectuée en utilisant des simulations pluriannuelles sur les années postérieures 2009 à 2011 (Fraysse et al., 2013). Ce modèle a ensuite été utilisé dans plusieurs études (Ross et al., 2016 ; Millet et al., 2018 ; Schmidt et al., 2019) puis développé pour adjoindre le système des carbonates (Lajaunie-Salla et al., 2021 ; Barré et al., 2022a et b).

Le projet a permis l'acquisition et l'analyse d'un jeu de données hydrosédimentaires cohérent (érodabilité, érosion/remise en suspension/dépôt/transport) permettant de comprendre les processus mis en jeu et leur modélisation. Dans le cadre de MASSILIA, le modèle hydrosédimentaire a été amélioré avec la mise en place d'un sédiment mixte sable/vase dégradé (Vousdoukas et al., 2011).

La phase de mise en place des modèles avec les premières simulations réalistes a été réalisée. Les simulations réalistes effectuées ont permis une première comparaison des modèles aux données historiques et complémentaires. Un effort particulier a été consacré au rassemblement des données nécessaires au forçage des modèles comme les apports par le Rhône, par l'atmosphère (en collaboration avec le Service d'Observation du M.I.O.) et les apports par les petits fleuves côtiers et la STEP (en collaboration avec la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole et la SERAMM). Des situations typiques, puis des événements extrêmes ont été simulés. L'exploitation de ces simulations a été effectuée avec de nombreux stages de formation d'étudiants, de thèses, postdoctorats et valorisations des résultats sous formes de présentations à des congrès internationaux. Les travaux ont ensuite été publiés par discipline ou par étude de processus dans des revues à comité de lecture. Ce cours permet de consigner toutes les informations issues de ces études dans un seul recueil. Les simulations ont été exploitées afin de déterminer les rôles respectifs des forçages physiques (vent : mélange, stratification, upwelling, tourbillons) et biogéochimiques (apports en sels nutritifs, MOP, MOD) dans la modulation des forts apports anthropiques auxquels sont soumis les écosystèmes côtiers; d'étudier le rôle des événements physiques extrêmes dont la fréquence augmente avec le changement climatique (principalement les crues, tempêtes, orages); de savoir si le milieu côtier méditerranéen, à l'échelle d'une baie comme celle de Marseille, constitue une zone de transit ou de stockage des contaminants.

## 6.4 PERSPECTIVES

Lors de ces études, nous avons privilégié une approche événementielle pour tenter de comprendre les processus mis en jeu dans cet écosystème et leurs imbrications. Par la suite, une approche de modélisation pluriannuelle mettant en œuvre les modèles mis en place permettrait de pouvoir replacer ces événements dans la variabilité interannuelle observée dans cette zone depuis 2007 jusqu'à nos jours. Du point de vue résolution spatiale, étant donné que les zones d'intérêt semblent situées près de la côte à de faibles profondeurs, il serait sans doute pertinent de développer des zooms de plus grande précision (50 m) pour les zones de Cortiou, la rade sud, la rade nord avec la côte bleue. De plus, les événements étudiés dans le projet MASSILIA datent d'avant la mise en service de l'étage biologique de Géolide dans la STEP. Dans le cadre du projet Perseus, les données de la STEP ont été obtenues jusqu'en 2014. La convention avec la Seramm a été interrompue à cette date et est envisagée d'être renouvelée seulement récemment. Il serait donc intéressant d'étudier de nouveaux événements de pluie avec les nouveaux systèmes de traitement de l'usine après 2008.

Etant donné que le renouvellement des eaux de la zone semble avoir un impact majeur sur la qualité de cet écosystème, il serait intéressant de compléter l'étude de Jany et al. (2012b) par de nouveaux calculs de temps de résidence des eaux. Une telle étude pourrait être complétée par des lâchés *in situ* de flotteurs lagrangiens dans la zone qui pourraient être comparés à des trajectoires numériques dans le modèle. Cette thématique serait également très utile aux halieutes qui étudient la distribution des larves dans cette zone, ou pour étudier la dispersion des déchets plastiques.

Il a été montré dans cette étude que la zone de Marseille est plutôt une zone de transit pour des contaminants comme les PCB. Pourtant, une petite partie de ces contaminants restent dans la zone d'étude et à l'avenir il serait intéressant de développer des études à plus petite échelle ciblées sur les zones de stockage des polluants pour étudier l'évolution de leur contamination. De plus, d'autres contaminations impactant les êtres vivants pourraient être étudiées comme les HAP, les phtalates ou les suies des feux de forêt.

Pour compléter cette étude, nous pourrions envisager par la suite d'intégrer, en plus du compartiment sédimentaire inorganique, un couplage benthopélagique biogéochimique, mais également la prise en compte d'organismes benthiques tels que le microphytobenthos ou les Posidonies.

Les outils de modélisation développés lors de cette étude, et dans les projets METROC et GIRAC, ont été utilisés dans d'autres projets tels que EC2CO-Massilia, Mermex C3A, Mermex River, FP7 Perseus, l'étude de la connectivité des larves des récifs artificiels du Prado, de la dispersion des eaux de la STEP de Cortiou, de l'acidification de la baie de Marseille (projets OT-Med AMC et AERMC IAMM).

## 7 REFERENCES

- Alberola, C., and C. Millot. 2003. Circulation in the French mediterranean coastal zone near Marseilles: the influence of wind and the Northern Current. *Continental Shelf Research* 23 (6):587-610.
- Alberola, C., Millot, C., Font, J., 1995. On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the Primo-O experiment in the Western Mediterranean-sea. *Oceanol. Acta* 18 (2), 163e192.
- Andral B. & Pairaud I., 2010. Metroc : les apports par les grandes métropoles. Evaluation des apports et modélisation hydrosédimentaire de la Baie de Marseille. RST.DOPLER/PAC/10-13, AERM&C/Ifremer n° 2007 1745, 83p.
- Andre, G., Garreau, P., Fraunie, P., 2009. Mesoscale slope current variability in the Gulf of Lions. Interpretation of in-situ measurements using a three-dimensional model. *Cont. Shelf Res.* 29 (2), 407e423.
- Arfi R., A. A., Bellan-Santini D., Bellan G., Laubier L., Pergent-Martini C., Bourcier M., Dukan S., Durbec J-P., Marinopoulos J., Millot C., Moutin T., Patriiti G., Petrenko A. 2000. Impact du grand emissaire de Marseille et de l'Huveaune détournée sur l'environnement marin de Cortiou - Etude bibliographique raisonnée 1960-2000. Rapport de la ville de Marseille:137 pp.
- Barré L., 2020. Dynamique du système des carbonates et production communautaire nette en baie de Marseille. Approche par modélisation couplée 3D physique biogéochimie. Rapport de stage Master 2 Recherche d'Océanographie, Aix-Marseille Université, Marseille: 1-25.
- Barrier, N., Petrenko, A.A., Ourmières, Y., 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. Dyn.*, 66 (3) : 313-327.
- Boiron A., 2011. Comparaison de l'activité mésoéchelle entre différents modèles numériques 3D de circulation. Rapport de stage, Ecole normale supérieure de Lyon, [http://www.com.univ-mrs.fr/~doglioli/report\\_master1\\_Antoine\\_Boyron.pdf](http://www.com.univ-mrs.fr/~doglioli/report_master1_Antoine_Boyron.pdf).
- Conan P., 1996. Variabilité et bilan de la production primaire en zone côtière (Méditerranée Nord occidentale, entrée du golfe du Lion) en relation avec les systèmes biologique, chimique et hydrodynamique (Courant Nord Méditerranéen). Thèse, Université de la Méditerranée, (T. I 185 p. et T. II 102 p.).
- Dencausse G. J., M. Arhan, and S. Speich, 2010. Routes of agulhas rings in the south eastern cape basin, *Deep-Sea Res. I*, 57, 1406–1421, doi:10.1016/j.dsr.2010.07.008.
- Doglioli A. M., Blanke B., Speich S., and Lapeyre G., 2007. Tracking coherent structures in a regional ocean model with wavelet analysis: Application to Cape Basin eddies. *J. Geophys. Res.*, 112, C05043, doi:10.1029/2006JC003952.
- Dufois F., P. Garreau, P. Le Hir, Ph. Forget, 2008. Wave- and current-induced bottom shear stress distribution in the Gulf of Lions. *Continental Shelf Research*, 28 (15) : 1920-1934.
- Echevin, V., Crepon, M., Mortier, L., 2003. Interaction of a coastal current with a gulf: application to the shelf circulation of the Gulf of Lions in the Mediterranean Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 33 (1), 188e206.
- Estournel, C., de Madron, X.D., 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). *J. Geophys Res-Oceans* 108 (C3).
- Fraysse M., 2010. Modélisation couplée physique-biogéochimie de la baie de Marseille, Rapport de stage Master 2 Recherche d'Océanographie, Université de la méditerranée, Marseille: 1-45.
- Fraysse M., 2014. Rôle du forçage physique sur l'écosystème à l'est du Golfe du Lion : modulation de l'impact des apports anthropiques en sels nutritifs et matière organique étudiée par modélisation 3D couplée physique et biogéochimie. Thèse de doctorat d'Aix-Marseille Université, 1-350.
- Fraysse M., C. Pinazo, V. Faure, R. Fuchs, P. Lazzari, P. Raimbault, I. Pairaud, 2013. 3D coupled physical-biogeochemical model development around Marseille's coastal area (NW



- Mediterranean Sea): What complexity is required in coastal zone? PLoS One, 8(12), 1–18, doi:10.1371/journal.pone.0080012.
- Fraysse M., Pairaud I., Ross O. N., Faure V. and Pinazo C., 2014. Intrusion of Rhone River diluted water into the Bay of Marseille: Generation processes and impacts on ecosystem functioning, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 119(10), 6535–6556, doi:10.1002/2014JC010022.
- Faure, V., C. Pinazo, J.-P. Torrèton, and P. Douillet. 2010b. Modelling the spatial and temporal variability of the SW lagoon of New Caledonia II: Realistic 3D simulations compared with in situ data. *Marine Pollution Bulletin* 61 (7-12):480-502.
- Faure, V., C. Pinazo, J.-P. Torrèton, and S. Jacquet. 2010a. Modelling the spatial and temporal variability of the SW lagoon of New Caledonia I: A new biogeochemical model based on microbial loop recycling. *Marine Pollution Bulletin* 61 (7-12):465-479.
- Gatti, J., A. Petrenko, J.-L. Devenon, Y. Leredde, and C. Ulses. 2006. The Rhone river dilution zone present in the northeastern shelf of the Gulf of Lion in December 2003. *Continental Shelf Research* 26 (15):1794-1805.
- Harmelin-Vivien M., Bodiguel X., Charmasson S., Loizeau V., Mellon-Duval C., Tronczynski J., Cossa D., 2012. Differential biomagnification of PCB, PBDE, Hg and Radiocesium in the food web of the European hake from the NW Mediterranean. *Marine Pollution Bulletin* 64. pp974-983
- Jany C., Zebracki M., Sauzade Didier, Cossa Daniel, Thouvenin Benedicte, Pairaud Ivane, Djellali Z., Mounier Stephane, Garnier C., Andral Bruno 2012a. METROC : Evaluation des apports de contaminants chimiques de la métropole marseillaise au milieu marin. Rapport Ifremer DOP/LER-PAC/12-02 Convention AERM&C / Ifremer n° 2009-0351. 140pp
- Jany C., Pairaud I., Thouvenin B., Verney R., 2012b. METROC : modélisation idéalisée de substances dissoutes et particulaires rejetées en rade de Marseille. RST.ODE/LER/PAC/12-21. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00090/20088/>
- Jany, C., & Thouvenin, B., 2012. Récapitulatif des hypothèses utilisées pour les rejets de MES dans les simulations pour METROC. Rapport Ifremer, RST.ODE/LER/PAC/12-19: 33pp.
- Lajaunie-Salla, K., Diaz, F., Wimart-Rousseau, C., Wagener, T., Lefevre, D., Yohia, C., Xueref-Remy, I., Nathan, B., Armengaud, A., and Pinazo, C., 2021. Implementation and assessment of a carbonate system model (Eco3m-CarbOx v1.1) in a highly dynamic Mediterranean coastal site (Bay of Marseille, France), *Geoscience Model Development*, 14, 295–321, <https://doi.org/10.5194/gmd-14-295-2021>
- Le Hir P., Bassoullet P. and H. Jestin, 2001. Application of the continuous modelling concept to simulate high-concentration suspended sediment in a macrotidal estuary. In *Proceedings in Marine Science Vol.3*, Elsevier, 229-247.
- Le Masson J. 1995 . Mesures de pollution par temps de pluie à Marseille. Rapport SERAM. 20pp.
- Le Masson J. 1997. Mesures de pollution par temps de pluie à Marseille entre 1992 et 1996 -- Synthèse -- Rapport SERAM. 34pp
- Le Masson J. 1998. Mesures de pollution par temps de pluie à Marseille. Rapport SERAM. 17pp
- Millet B., C. Pinazo, D. Banaru, R. Pagès, P. Guiart, I. Pairaud, 2018. Unexpected spatial impact of treatment plant discharges induced by episodic hydrodynamic events: modelling Lagrangian transport of fine particles by Northern Current intrusions in the bays of Marseille (France). *Plos ONE* 13(4): e0195257. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0195257>.
- Millot, C., 1990. The gulf of Lions hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.* 10 (9e11), 885e894.
- Millot, C., 1999. Circulation in the western mediterranean sea. *J. Mar. Syst.* 20 (1e4), 423e442.
- Millot, C., Wald, L., 1980. The effect of mistral wind on the ligurian current near Provence. *Oceanol. Acta* 3 (4), 399e402.
- Pairaud, I.L., J. Gatti, N. Bensoussan, R. Verney and P. Garreau, 2011. Hydrology and circulation in a coastal area off Marseille: Validation of a nested 3D model with observations, *Journal of Marine Systems*, 88, 20-33.
- Para J., P. G. Coble, B. Charrière, M. Tedetti, C. Fontana, and R. Sempéré, 2010. Fluorescence and absorption properties of chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in coastal surface waters of the northwestern Mediterranean Sea, influence of the Rhône River. *Biogeosciences*, 7, 4083-4103

- Petrenko, A., 2003. Variability of circulation features in the gulf of lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanol. Acta* 26 (4), 323e338.
- Petrenko, A., Y. Leredde, and 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.
- Petrenko, A., Dufau, C., Estournel, C., 2008. Barotropic eastward currents in the western Gulf of Lion, north-western Mediterranean Sea, during stratified conditions. *J. Mar. Syst.* 74 (1e2), 406e428.
- Pont D., Bombléd B., Coste B., Moutin T., Raimbault P., Thomas A.J., Huang W.W., Noel H., Tronczynski J., Chiffolleau J.F., Cossa D., Auger D., Chartier E., Sanjuan S., Moizan T., Sicre M.A., Ferandes M.B., Cauwet G., 1996. Evaluation des charges polluantes du Rhône à la Méditerranée. Rapport pour le compte de l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse et l'Agence Régionale pour l'Environnement Provence-Alpes-Côtes d'Azur.
- Ross O.N., M. Fraysse, C. Pinazo, I. Pairaud, 2016. Impact of an intrusion by the Northern Current on the biogeochemistry in the eastern Gulf of Lion, NW Mediterranean. *Estuarine and Continental Shelf Research*, 170 :1-9. doi: 10.1016/j.ecss.2015.12.022
- Rubio A., Blanke B., Speich S., Grima N. and Roy, C., 2009. Mesoscale eddy activity in the southern Benguela upwelling system from satellite altimetry and model data, *Prog. Oceanogr.*, 83, 288–295.
- Sauzade D., Andral B., Gonzalez J.L., Galgani F., Grenz C., Budzinski H., Togola A., Lardy S. (2007). Synthèse de l'état de la contamination chimique du golfe de Marseille. Rapport Ifremer DOP/LER-PAC/07-05 – Agence de l'eau RM&C- Vol 1 : 118p. Vol 2, 86p.
- Schaeffer A. Molcard A., Forget P., Fraunie P. and P. Garreau, 2011. Generation mechanisms of mesoscale eddy in the Gulf of Lions: radar observations and modelling. *Ocean Dynamics*, 61 (10) 1587-1609.
- Souza J.M. A. C., C. de BoyerMontégut, and P. Y. Le Traon, 2011. Comparison between three implementations of automatic identification algorithms for the quantification and characterization of mesoscale eddies in the South Atlantic Ocean, *Ocean Sc.*, 7, 317–334, doi:10.5194/os-7-317-2011.
- Tett P., 1990. A three-layer vertical and microbiological processes model for shelf seas, Report No. 14. Proudman Oceanographic Laboratory, Birkenhead, UK, 85 pp., 1990. <http://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/3877/>
- Tronczynski J., Tixier C., Cadiou J.F., Belly N., Heas-Moisan K., Castelle S., Migon C., Dufour A., Merieau R., 2012. Apports rhodaniens et suivi atmosphérique des contaminants organiques persistants (PCB, PBDE, HAP, PCDD/F) dans le Golfe du Lion (2009 – 2010). ARC-MED. Rapport Ifremer RST-RBE/BE/LBCO/2012-04 pour l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée-Corse. 68pp
- Tronczynski J., Munschy C., Héas-Moisan K., Guiot N., Truquet I., 2005a. Analyse de contaminants organiques (herbicides, PCB, OCP, HAP) dans les eaux estuariennes et marines côtières. Ed. Ifremer, méthodes d'analyse en milieu marin, 52p
- Tronczynski J., Munschy C., Héas-Moisan K., Guiot N., Truquet I., 2005b. Analyse de contaminants organiques (PCB, OCP, HAP) dans les sédiments marins. Ed. Ifremer, méthodes d'analyse en milieu marin, 44p
- Vousdoukas M.I., , R. Verney, F. Dufois, C. Pinazo, S. Meulé, D. Sauzade, Ph. Cann, T. Plomaritis, 2011. Sediment dynamics in the Bay of Marseille: hydrodynamic forcing versus bed erodibility. *Journal of Coastal Research*, doi: 10.2112/JCOASTRES-D-10-00122.1, 27 (5): 942-958.
- Waeles B., Le Hir P., Lesueur P., Delsinne N, 2007. Modelling sand/mud transport and morphodynamics in the Seine river mouth (France): an attempt using a process-based approach. *Hydrobiologia*, 588(1), 69-82.
- Waeles B., Le Hir P., Lesueur P., 2008. A 3D morphodynamic process-based modelling of a mixed sand/mud coastal environment: the Seine estuary, France. *Sediment and Ecohydraulics: INTERCOH 2005*, T. Kusuda, H. Yamanishi, J. Spearman and J.Z. Gailani (Eds), *Proceedings in Marine Science* 9, Elsevier, 477-498.

- Wimart-Rousseau, C., Lajaunie-Salla, K., Marrec, P., Wagener, T., Raimbault, P., Lagadec, V., Lafont, M., Garcia, N., Diaz, F., Pinazo, C., Yohia, C., Garcia, F., Xueref-Remy, I., Blanc, P. E., Armengaud, A., and Lefèvre, D., 2020. Temporal variability of the carbonate system and air–sea CO<sub>2</sub> exchanges in a Mediterranean human-impacted coastal site, *Estuar. Coast. Shelf S.*, 236, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106641>.
- Yohia, C., 2017. Genèse du mistral par interaction barocline et advection du tourbillon potentiel, *Climatologie*, 13, 24–37 [online] <https://doi.org/10.4267/climatologie>.
- Zebracki M, 2011. Evaluation des flux bruts de contaminants chimiques par la métropole marseillaise à la mer. Rapport final. Contrat n°10/3211467