

N° d'ordre : 4441

**Thèse**  
présentée par  
**François Batifoulier**  
et soutenue le  
**19 décembre 2011**

en vue de l'obtention du  
**DOCTORAT DE L'UNIVERSITE BORDEAUX 1**  
**École doctorale sciences et environnements**

# **Hydrodynamique du plateau continental Aquitain et influence sur les épisodes à *Dinophysis* dans le Bassin d'Arcachon**

UMR EPOC, CNRS/Université de Bordeaux  
& IFREMER Brest

Directeur de thèse : Philippe Bonneton, Directeur de recherche CNRS, UMR EPOC, Talence  
Co-directeur de thèse : Patrick Gentien, Chercheur, IFREMER Brest  
Tuteur : Pascal Lazure, Chercheur, IFREMER Brest

Membres du jury :

Benoit Sautour	Professeur, Univ. Bordeaux 1	Président du jury
Gilles Reverdin	Directeur de recherche CNRS, LOCEAN Paris	Rapporteur
Ramiro Neves	Professeur, IST Lisbonne	Rapporteur
Julien Mader	Chargé de recherche, AZTI	Examineur
Danièle Maurer	Chargé de recherche, IFEMER Arcachon	Examineur
Philippe Bonneton	Directeur de recherche CNRS, Univ. Bordeaux 1	Directeur de thèse
Pascal Lazure	Chargé de recherche, IFREMER Brest	Responsable scientifique

# Table des matières

<b>I</b>	<b>Contexte de l'étude</b>	<b>7</b>
I.1	Zone d'Etude . . . . .	8
I.2	Contexte biologique . . . . .	9
I.2.1	Qu'est-ce que <i>Dinophysis</i> ? . . . . .	9
I.2.2	<i>Dinophysis</i> dans le monde . . . . .	10
I.2.3	<i>Dinophysis</i> sur les côtes françaises . . . . .	11
I.2.4	<i>Dinophysis</i> dans le Bassin d'Arcachon . . . . .	11
I.2.5	Algues toxiques et transport . . . . .	13
I.3	Contexte hydrodynamique . . . . .	13
I.3.1	Forçages . . . . .	13
I.3.2	Circulation sur le plateau Aquitain . . . . .	15
I.3.3	Circulation saisonnière . . . . .	20
I.3.4	Stratification saisonnière . . . . .	24
I.4	Description du projet de recherche et de la méthodologie suivie . . . . .	26
<b>II</b>	<b>Campagnes ARCADINO</b>	<b>27</b>
II.1	Données biologiques . . . . .	27
II.2	Données hydrodynamiques . . . . .	30
<b>III</b>	<b>"Distribution of <i>Dinophysis</i> species in the Bay of Biscay and possible transport pathways to Arcachon Bay"</b>	<b>31</b>
	Abstract . . . . .	32
1	Introduction . . . . .	32
2	Materials and methods . . . . .	33
2.1	The study area . . . . .	33
2.2	<i>Dinophysis</i> sampling and analysis . . . . .	34
2.3	Meteorological and oceanographic observations . . . . .	37
2.4	Wavelet analysis . . . . .	38
3	Results and Discussion . . . . .	38
3.1	<i>Dinophysis</i> observations . . . . .	38
3.2	Hydrodynamics . . . . .	41
3.3	Possible advection of <i>Dinophysis</i> populations from the south . . . . .	47

4 Summary and Conclusions . . . . .	49
Acknowledgements . . . . .	49
References . . . . .	50
III.1 Compléments . . . . .	53
<b>IV Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain</b>	<b>56</b>
IV.1 Données brutes et analyse spectrale . . . . .	56
IV.1.1 Analyse des courants . . . . .	56
IV.1.2 Analyse de l'élévation de la surface (SSH) . . . . .	59
IV.2 Circulation haute fréquence : marée barotrope, marée interne et oscillations d'inertie . . . . .	60
IV.2.1 Marée barotrope et marée interne . . . . .	60
IV.2.2 Courants et oscillations d'inertie . . . . .	68
IV.3 Circulation induite par le vent . . . . .	76
IV.3.1 "Poleward coastal jets induced by cross-shore winds in the Bay of Biscay" . . . . .	76
Abstract . . . . .	77
1 Introduction . . . . .	77
2 Observations . . . . .	80
2.1 Field data . . . . .	80
2.2 The August 2008 event . . . . .	81
2.3 The July 2009 event . . . . .	84
2.4 Summary of observations preliminary interpretations and simulation strategy . . . . .	86
3 Modelling simulations . . . . .	87
3.1 Model set-up . . . . .	87
3.2 Basic Case experiment . . . . .	89
3.3 Longshore evolution of poleward currents . . . . .	94
3.4 Evolution of bottom temperature . . . . .	96
3.5 Assessment of the main forcing mechanisms along the French coast . . . . .	97
3.6 Effect on transport . . . . .	99
3.7 Dynamical interpretation . . . . .	100
3.8 Sensitivity analysis . . . . .	102
Summary . . . . .	109
Acknowledgements . . . . .	110
References . . . . .	110
IV.3.2 Données complémentaires . . . . .	114
<b>V Synthèse et conclusion générale de la thèse</b>	<b>125</b>

**Bibliographie**

**129**



# Remerciements

Les remerciements, enfin j'y suis ! Pour être honnête la route a été longue et dure pour en arriver là et j'avoue ne pas y avoir cru tous les jours. Cette thèse représente quatre ans de travail, de vie, avec au cours de ce parcours, des moments de joie et d'autres plus difficiles.

Si j'en suis ici, c'est en tout premier lieu grâce à Pascal Lazure à qui je voudrais dire ici un immense merci. Merci de m'avoir fait confiance, merci pour ton encadrement, tes conseils et également ton soutien dans les moments difficiles. J'ai énormément appris à tes côtés !

Patrick Gentien n'est malheureusement plus là pour lire ces lignes. Un immense merci à toi aussi qui a toujours su me redonner de la motivation et m'a beaucoup appris sur la biologie de *Dinophysis*.

Philippe Bonneton, merci également à toi. Même si cette thèse était loin de tes sujets de recherche merci de m'avoir encadré.

Mes remerciements vont ensuite aux rapporteurs, Gilles Reverdin et Ramiro Neves pour leurs commentaires constructifs, et pour les données de bouées qui m'ont été très utiles. Merci également aux examinateurs, Julien Mader, merci également pour les échanges avec l'AZTI. Je voudrais ensuite remercier Danièle Maurer. Même si tu ne faisais pas partie de mes encadrants officiels, nous avons beaucoup travaillé ensemble et tu m'as beaucoup aidé et appris sur la biologie et *Dinophysis* en particulier ! Et enfin merci à Benoit Sautour pour avoir accepté d'être président du jury et également porteur du projet grâce auquel cette thèse a vu le jour.

Je dois également dire un immense merci à toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin aux campagnes ARCADINO sans quoi rien n'aurait été possible. Merci à Béatrice Bec qui a initié les campagnes. Merci à Gaëlle Pauliac pour la préparation des campagnes, la participation aux campagnes et au post-traitement des prélèvements. Pour les comptages phytoplanctoniques, un grand merci également à Alina Tunin-Ley, Pauline Defenouillère, Claire Barbier, Gladys King Wan.

Merci également à Natalie Bonneton pour la préparation des campagnes côté mesures physiques ainsi qu'à Patrice Bretel et Guillaume Detandt. Le côté très océanique des installations était je crois nouveau pour le labo, ça a été très intéressant de mettre tout ça en place et je vous remercie pour votre investissement.

Merci également à Martin Plus, Stéphane Bujan, Georges Oggian, Isabelle Auby, Isabelle Billy, Michel Leconte, Youen Kervella, Pascal Lebleu, Pascal Marraco, Aimé Roger Nzigou, Michel Parra, Christian Portier, Henri Bouillard, Jean-Marie Froidefond, Virginie Galindo, Magali Duval, Flora Salvo, Caroline Jose pour la préparation, l'organisation, l'assistance technique et la participation aux campagnes. J'en oublie sûrement et je m'en excuse !

Enfin pour finir avec les campagnes ARCADINO, un grand merci aux équipages du Côtes de la Manche et du feu Côte d'Aquitaine pour leur aide, la bonne humeur pendant les campagnes, j'en garde de très bons souvenirs !

Je voudrais ensuite remercier Nadine Neaud et Myriam Rumèbe-Perrière, responsables du REPHY ainsi que Florence D'Amico et plus généralement tous les membres de la station Ifremer d'Arcachon qui participent aux mesures REPHY par beau temps comme par mauvais temps ! Je voudrais également remercier Jean-Paul Dreno, et Roger Kantin qui lui a succédé, les deux responsables de la station IFREMER d'Arcachon, qui m'ont soutenu pendant ma thèse.

Pour les données PELGAS qui m'ont beaucoup aidé dans mon raisonnement je voudrais remercier Christine Dupuy, Elise Marquis et Françoise Mornet.

Un immense merci à Jean-François Le Roux pour son assistance technique, il m'a sauvé un bon paquet de fois. Merci à Vincent Marrieu et à Guillaume Charria pour leur assistance MATLAB et autre ! Merci également à Marina Chifflet pour son aide sous Ferret. Merci à Marc Sourisseau pour son aide en Fortran et sur Dinophysis. Un énorme merci à Lourdes Velo-Suarez qui à pris le relais de Patrick et m'a beaucoup aidé pour finir mon article sur Dinophysis.

Un grand merci à toute l'équipe d'EPOC qui m'a accueilli pendant un an. Un gros big up pour tous les anciens thésards et autres d'EPOC : Julien, Caroline, Elodie, Aurélie, Aurélie, Marion, Benjamin, Emmanuelle, Florian, Emilie, Aymeric, Rafael, Jonathan, Vincent, l'autre Vincent, Florent et le dernier futur ancien thésard et pas le moindre avec qui j'ai partagé mon bureau : Loïc!! J'ai partagé des moments géniaux avec vous tous, j'ai plein de très bons souvenirs avec vous à base de pic-nics, de blar-

ney, de vodka tagada, de surf, de ski nautique, de tapis ball, d'humour, d'humour gras, d'humour très gras voire très très gras (Julien, je préfère ne pas te citer directement)!! Merci pour tous ces bons moments qui étaient de véritables bouffées d'oxygène!

Pendant le reste de ma thèse j'étais dans le laboratoire DYNECO PHYSED d'IFREMER Brest et je voudrais remercier tous les membres pour la bonne humeur de ce labo, les pauses cafés, pauses gâteaux, chasses au trésor : David Le Berre, Philippe Bassoullet, Philippe Cann, Bénédicte Touvenin, Fabrice Arduin, Fabrice Lecornu, Lucia Pineau, Frédérique Vandermeirsch, Pierre Garreau, Sébastien Theetten, Pascale Thomin, Pierre le Hir, Franck Dumas, Romaric Verney, Florence Cayocca, Valérie Garnier, Guillaume Charria, Yann Hervé de Roeck et Hervé Jestin.

Un merci spécial pour les posts-doc, thésards et stagiaires que j'ai pu rencontrer dans ce labo et dans d'autres autour, beaucoup sont aujourd'hui des amis : Arnaud, Emmanuel, Sébastien, Gaël, Sylvain, Marina, François, Matthieu, Abel, Anne-Claire, Angéla, Clément, Julie, Christelle, Pierre, Julie, Xiao Ming, Iman, Delphine, Mickael, Fabien, Mathias, Florian, Thomas, Amandine, Catherine et Pascal, Magali, Youen, Héloïse, Elodie et Vincent. Une mention spéciale pour les 9 derniers avec qui j'ai passé et je passe de supers moments! Youen a le plus de chapeau : colloc, collègue de bureau, de poker, et trouveur de travail! Héluchemuche inventrice de la soupière, tu vas me manquer, partager ton bureau a été une vraie poilade! Une plante a ta mémoire porte ton nom dans notre nouveau bureau avec Youen. Merci à mes derniers collègues de bureau pour les batailles décompressantes de boules de papier en fin de ligne droite!

Je m'excuse auprès de mes vieux potes de les avoir délaissé pendant cette longue période, je promets de me rattraper!

Je voudrais maintenant remercier ma famille grâce à qui j'en suis là aujourd'hui. Merci à eux de m'avoir soutenu malgré la distance!

Merci à mes ex-collocs de Bordeaux : Damien, Max, Eloïse. Malgré Marie la chiante on s'est quand même bien marré tous ensemble! Les vautres a vélo, les aléas des panneaux de signalisation... Je crois que j'ai un peu fait ma crise d'ado avec vous! Enfin, pour finir, cette colloc aura été l'occasion de rencontrer Lise. Je voudrais lui dire un immense merci, elle qui ma suivi jusqu'au bout du monde (pour reprendre une expression dont l'auteur se reconnaîtra), qui a supporté les soirées et les week-end à bosser.

Maintenant vive la liberté!

# Chapitre I

## Contexte de l'étude

Dans le Bassin d'Arcachon, la présence de phytoplancton toxique du genre *Dinophysis* affecte périodiquement l'exploitation et la commercialisation des moules depuis plus d'une dizaine d'années, mais également celles des huîtres depuis 2002. En effet, cette algue sécrète une toxine qui concentrée dans les coquillages les rend impropre à la consommation. Elle provoque donc une interdiction des ventes et a donc un fort impact économique. Le réseau de surveillance des espèces phytoplanctoniques REPHY (Réseau de surveillance du PHYtoplancton et des phytotoxines) dans le Bassin d'Arcachon montre que *Dinophysis* ne se développe pas localement dans le Bassin d'Arcachon mais qu'il y est transporté depuis l'océan.

L'objectif de ce travail de recherche est d'étudier les liens entre l'hydrodynamique du plateau continental du Golfe de Gascogne et la présence d'espèces phytoplanctoniques toxiques devant le Bassin d'Arcachon. Plus spécifiquement, la présence de *Dinophysis* au large d'Arcachon est-elle due à une croissance locale à l'extérieur du Bassin d'Arcachon (favorisée par la présence d'éventuelles structures de rétention) ou à une croissance dans des secteurs où *Dinophysis* a déjà été identifié (Pays Basque ou estuaire de la Gironde) puis à un transport par les courants devant le Bassin ?

Une étude approfondie de l'origine des algues toxiques et de leur pénétration dans le Bassin d'Arcachon n'avait jamais été menée au niveau local. Dans ce contexte, il est essentiel d'acquérir des connaissances concernant la répartition spatio-temporelle des algues toxiques sur le proche plateau continental et leur origine (locale ou éloignée) et les modalités de leur entrée dans le Bassin d'Arcachon.

La difficulté de cette étude est que *Dinophysis* est une espèce rare, peu connue, sur laquelle on a relativement peu d'observations et que l'on ne sait cultiver que depuis 2006. La dynamique du plateau continental Aquitain est également mal connue notamment au niveau de la courantologie car très peu de mesures ont été faites.

Deux axes de recherches ont donc été développés :

- L'étude de la répartition spatio-temporelle du phytoplancton toxique du type

*Dinophysis*, des structures hydrologiques en température et salinité du plateau continental Aquitain et de sa dynamique à travers les campagnes de mesure in situ ARCADINO.

- la modélisation de l'hydrodynamique du plateau continental Aquitain pour déterminer les principaux processus physiques et les échelles de temps associées.

### I.1 Zone d'Etude

Le Golfe de Gascogne est situé entre la côte Nord de l'Espagne et la côte Ouest de la France (cf Figure I.1). Les côtes du Sud-Est du Golfe forment un angle droit avec la côte Aquitaine (France) orientée Nord-Sud et le Pays Basque (Espagne) orienté Est-Ouest. Le plateau continental côté français est très étroit au Sud (50km au niveau des côtes Landaises) et s'élargit jusqu'à 170km au Nord au niveau de l'estuaire de la Gironde. Sa largeur reste ensuite constante jusqu'en Bretagne. La profondeur au bord du plateau est d'environ 160m et descend rapidement jusqu'à la plaine abyssale (environ 4000m).

Au niveau des côtes Landaises, entre le plateau continental et la plaine abyssale, le Plateau des Landes s'étend sur 150km avec des profondeurs entre 1000 et 2000m. Entre le Plateau des Landes et le plateau continental espagnol s'étend le canyon de Capbreton dont la tête atteint la côte des Landes. Le Bassin d'Arcachon (44°40'N, 1°10'W) est situé à mi chemin entre l'Adour et la Gironde, les deux fleuves principaux de la côte Aquitaine. Le plateau continental côté espagnol est plus étroit, sa largeur varie peu et mesure environ 30km.

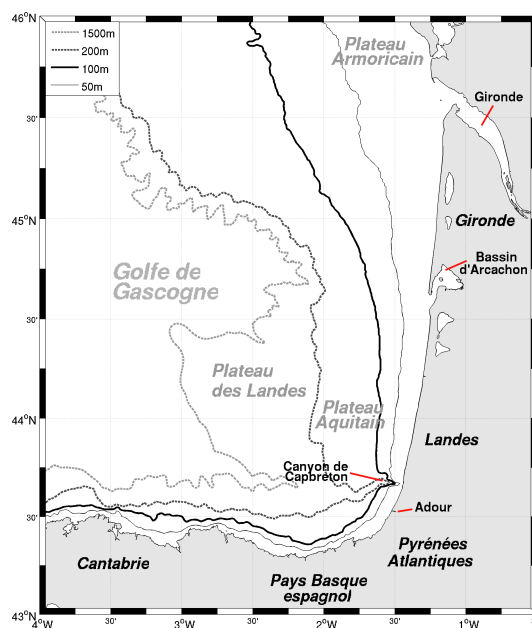


FIG. I.1 – Bathymétrie de la partie Sud-Est du Golfe de Gascogne

## I.2 Contexte biologique

### I.2.1 Qu'est-ce que *Dinophysis* ?

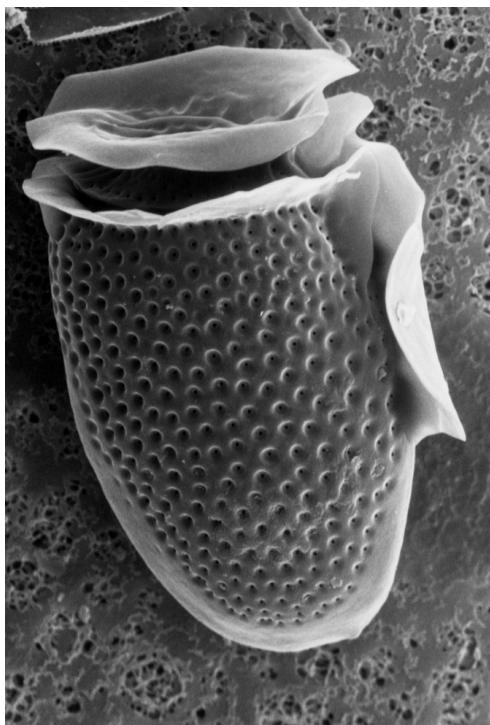


FIG. I.2 – Cellule de *Dinophysis acuminata*, photo de Michele Bardouil et Alain Barreau (IFREMER Nantes)

*Dinophysis* est un genre de phytoplancton toxique qui appartient à la classe des dinophycées (ou dinoflagellés). Il comprend de nombreuses espèces dont la plupart sont toxiques. Les cellules de *Dinophysis* sont de taille petite ou moyenne, entre 30 et 100  $\mu\text{m}$ . Une photo d'une cellule de *Dinophysis acuminata* est présentée Figure I.2.

*Dinophysis* a un faible taux de développement (Stolte and Garcés, 2006 ; Velo-Suárez et al., 2009), en effet les concentrations maximales de *Dinophysis* sont généralement comprises entre 1000 et 10 000  $\text{cellules.L}^{-1}$  et très rarement supérieures à 100 000. Cependant, les coquillages peuvent devenir toxiques pour l'être humain même si *Dinophysis* est présent en très faible quantité dans l'eau. Il n'est en revanche pas dangereux pour eux.

Les espèces toxiques de *Dinophysis* libèrent dans l'eau des toxines diarrhéiques d'acide okadaïque (AO). Des occurrences chroniques de *Dinophysis* producteurs de toxines causent l'accumulation de toxines dans les coquillages qui filtrent l'eau en permanence. Elles peuvent provoquer chez le consommateur de coquillages contaminés, une intoxication de type DSP (Diarrhetic shellfish poisoning) dont les effets apparaissent dans un délai de deux à douze heures après ingestion. L'intoxication diarrhéique par phycotoxines (toxine produite par des algues) se manifeste en général beaucoup plus rapidement qu'une

intoxication d'origine bactérienne, virale ou parasitaire. Les principaux symptômes sont des diarrhées, des douleurs abdominales, parfois des nausées et des vomissements. Les toxines DSP étant stables à la chaleur, la cuisson des coquillages ne diminue pas leur toxicité.

La relation entre le niveau de toxicité DSP dans les coquillages et la concentration dans l'eau de *Dinophysis* varie de manière importante selon les zones géographiques et les saisons. Des concentrations faibles de l'ordre d'une centaine de cellules par litre peuvent conduire à des toxicités fortes dans certains sites, alors qu'ailleurs il faudra des concentrations de plusieurs milliers de cellules par litre pour atteindre la même toxicité. De plus, la toxicité varie selon les espèces de coquillages, certains sont contaminés plus rapidement que d'autres, c'est également vrai pour la décontamination.

Malgré de nombreuses études ces vingt dernières années, l'écophysiologie et le mécanisme des blooms de *Dinophysis* ne sont pas encore bien compris. Depuis la première mise en culture en laboratoire de *Dinophysis acuminata* (Park et al., 2006), les connaissances sur sa biologie et son écologie ont progressé. Cependant, bien que les expériences en laboratoire constituent le premier pas dans la caractérisation de l'écologie de *Dinophysis*, des études sur le terrain sont encore nécessaires pour comprendre les couplages complexes entre processus biologiques et physiques dans un environnement naturel.

*Dinophysis* est polyvalent nutritionnellement. Il peut être autotrophe, c'est à dire qu'il est capable de synthétiser de la matière organique à partir de matière minérale, mais aussi hétérotrophe (opposé d'autotrophe) et mixotrophe (autotrophe et hétérotrophe). (Hansen 1991 ; Jacobson and Anderson, 1994 ; Kim et al., 2008).

*Dinophysis* est le plus souvent observé dans des milieux stratifiés en température et/ou de salinité (Maestrini 1998). L'hypothèse selon laquelle *Dinophysis* pourrait se développer dans les couches de fond proche du sédiment a également été formulée (Reguera et al, 2011). Les blooms peuvent également former de fines couches d'espèces spécifiques au niveau de la pycnocline (Moita et al., 2006) et en surface (Velo-Suárez et al., 2008). Les répartitions de *Dinophysis* sur la verticale sont donc très variables.

### I.2.2 *Dinophysis* dans le monde

Reguera et al. (2011) ont présenté récemment un bilan des observations de *Dinophysis*. Les espèces de *Dinophysis* sont présentes aussi bien dans des zones tropicales que tempérées et boréales. Certaines espèces comme *D. miles* et *D. norvegica* ont respectivement été détectées seulement dans des eaux tropicales et boréales. D'autres espèces comme *D. caudata* et *D. tripos* sont responsables de blooms dans des régions tropicales, subtropicales et même dans des régions boréales comme la Norvège. *D. acuta* est présent au Nord-Ouest et au Sud-Ouest de la péninsule ibérique, au Sud-Ouest de l'Irlande, en Suède, en Norvège, en Nouvelle-Zélande et au Chili. Il est probable qu'il existe différentes souches dans la même espèce qui se sont adaptées à ces conditions environnementales très variées. Les trois espèces les plus rencontrées dans le monde sont *D. acuminata*, *D.*

*sacculus* et *D. ovum*. Ces espèces se développent dans les eaux côtières sous des conditions environnementales très variées.

### I.2.3 *Dinophysis* sur les côtes françaises

La responsabilité de *Dinophysis* dans certaines intoxications diarrhéiques sur le littoral atlantique a été mise en évidence en 1983. C'est à la suite de cet épisode que le réseau de surveillance du REPHY a été mis en place. Il est cependant très probable que *Dinophysis* soit présent depuis longtemps dans certaines zones côtières françaises. *Dinophysis* est fréquemment observé sur le littoral français, en particulier en Bretagne sud, mais aussi en Normandie, en Aquitaine, dans l'ouest Méditerranée et en Corse. Les blooms ont généralement lieu au printemps et en été même s'ils peuvent apparaître tout au long de l'année. Cette espèce cause une moyenne de 1200 jours de fermeture de vente des coquillages sur les différents bassins de production français (Gailhard et al., 2003). Sur la façade Atlantique, Lunven et al. (2005) ont décrit des concentrations en *D. acuminata* dans des eaux côtières devant la Loire (profondeur d'environ 30m) dans des couches fines jusqu'à 1300 *cellules.L<sup>-1</sup>*. Xie et al. (2007) ont relié la présence de *D. acuminata* en Baie de Vilaine à des tourbillons dans lesquels les cellules se développeraient. Delmas et al. (1992) ont étudié la répartition de *Dinophysis* au niveau de La Rochelle le long d'une radiale de 7 stations allant de la côte jusqu'à 50m de profondeur pendant l'été 1990. Leurs résultats montrent que *Dinophysis* était présent sur les stations les plus au large avec des concentrations jusqu'à 15000 *cellules.L<sup>-1</sup>* et qu'il est transporté vers la côte jusqu'aux installations conchylicoles par les courants de marée.

### I.2.4 *Dinophysis* dans le Bassin d'Arcachon

Dans le Bassin d'Arcachon, des proliférations de cellules de type *Dinophysis* affectent depuis 10 ans la vente d'huîtres et de moules. Les connaissances sur *Dinophysis* dans le Bassin d'Arcachon proviennent du travail de Maurer et al. (2010) qui ont étudié les données du réseau de surveillance REPHY dans le Bassin d'Arcachon sur *Dinophysis*. Ce réseau analyse des échantillons d'eau en quatre points du Bassin d'Arcachon toutes les deux semaines en automne et en hiver et toutes les semaines pendant la période à risque (printemps et été). Les stations échantillonnées sont Bouée 7, Teychan, Comprian et Jacquets (listées de la station la plus externe à la plus interne, cf Figure I.3).

Depuis 1987, début de la surveillance dans le chenal de Teychan, *Dinophysis* est observé régulièrement et tout au long de l'année avec des concentrations d'environ 10 *cellules.L<sup>-1</sup>*. Une figure montrant l'évolution des concentrations à Teychan et à Bouée7 pour quelques années sera présentée au chapitre 3 (Figure 2 p32 du papier "Distribution of *Dinophysis* species in the Bay of Biscay and possible transport pathways to Arcachon Bay"). Les abondances les plus fortes (au dessus de 100 *cellules.L<sup>-1</sup>*) surviennent pour la plupart au printemps (particulièrement en 1995 et 2005) et en été (1989, 1990, 1995,



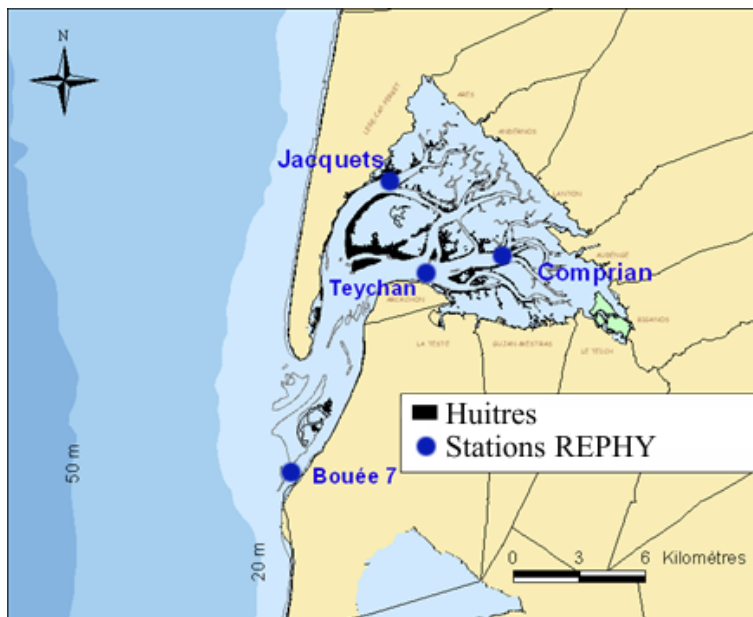


FIG. I.3 – Réseau du REPHY

1996, 1997) et plus rarement en automne (1992 and 2002). Les concentrations de *Dinophysis* sont généralement plus fortes à Bouée 7 qu'à Teychan et les maxima à Bouée 7 ont lieu dans la majorité des cas quelques jours avant les maxima à Teychan. Les concentrations à Comprjan et à Jacquets, dans la partie interne du Bassin, sont très faibles tout au long de l'année. De ces résultats, l'hypothèse est faite que *Dinophysis* provient de l'extérieur du Bassin d'Arcachon et qu'il est transporté par les courants dans le bassin. Certaines années, *Dinophysis* n'est pas très abondant, en particulier en 1991, 1993, 1998, 1999, 2000, 2006, 2007 et 2009. Les espèces *Dinophysis acuta*, *D. acuminata*, *D. caudata*, *D. fortii*, *D. rotundata* (= *Phalacrocoma rotundatum*), *D. sacculus* and *D. tripos* ont été identifiées dans le Bassin d'Arcachon. Les espèces les plus fréquentes et les plus abondantes sont *D. acuminata* et *D. caudata*. *D. acuminata* est dominant au printemps et *D. caudata* en été et en automne. *D. acuminata* est suspecté d'être le responsable des fortes concentrations d'acide okadaïque présentes dans les huitres et les moules pendant les événements typiques de printemps, cependant d'autres espèces de *Dinophysis* pourraient également avoir contribué à ces événements.

Maurer et al. (2010) ont défini 7 événements forts à *Dinophysis* ou à acide okadaïque de 1987 à 2009. La caractérisation de ces événements est basée sur plusieurs types de données : les résultats des tests souris, les analyses chimiques et les abondances de *Dinophysis* en 1995, 2002 et 2003 alors que les analyses chimiques n'étaient pas encore mises en place. A part l'événement de 2002 qui a eu lieu à la fin de l'automne, ils ont tous lieu au printemps.

### I.2.5 Algues toxiques et transport

Diverses études sur la dynamique des blooms d'algues toxiques ont montré que la circulation des masses d'eau était un vecteur de transport de populations de phytoplancton toxique (Anderson 1997; Sellner et al., 2003; Trainer et al. 2002; Pitcher et al., 2010). Dans le cas de *Dinophysis*, la majorité des événements résultent d'un transport de cellules vers des baies utilisées pour la conchyliculture (Reguera et al., 2011). Ce mécanisme a déjà été décrit sur les côtes françaises dans les pertuis charentais (Delmas et al., 1992), au sud de l'Irlande (Raine et al., 2010a, b), au nord de l'Espagne (Escalera et al., 2010; Reguera et al., 1995; Sordo et al., 2001) et c'est aussi le cas aux États-Unis le long des côtes du Texas (Campbell et al. 2010).

Les distances parcourues peuvent être importantes, Escalera et al. (2010) suggèrent un transport de cellules de *D. acuta* originaires des côtes Portugaises le long de la côte ouest espagnole jusqu'aux rias en Galice, dans un courant étroit poleward (vers le pôle en suivant la côte) sur au moins 170 km. Des intrusions vers la côte à cause de downwelling ont ensuite poussé les booms dans les rias.

Ces études montrent qu'une contamination des coquillages peut provenir d'un transport d'un bloom et que les interactions entre population de phytoplancton toxiques et les facteurs hydrodynamiques peuvent jouer un rôle clé dans l'explication de l'initiation et du développement des blooms.

## I.3 Contexte hydrodynamique

La bathymétrie irrégulière et en pente du Golfe de Gascogne, combinée à la marée et à des forçages météo-océaniques très variables génère une circulation côtière complexe. Les observations sur le plateau continental Aquitain sur de longues durées sont rares et les connaissances de la zone sont donc limitées (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996).

### I.3.1 Forçages

Les forçages principaux sont de deux types : un forçage déterministe, la marée et des forçages stochastiques, les apports des fleuves, le vent et les échanges de chaleur entre l'océan et l'atmosphère.

#### Apports fluviaux

Les salinités sur le plateau Aquitain sont influencées par deux fleuves principaux, la Gironde au Nord (située à 100 km au Nord Bassin d'Arcachon) et l'Adour au Sud (situé à 120 km au Sud du Bassin d'Arcachon); les débits moyens mensuels de l'Adour et de la Gironde sont présentés sur la Figure I.4. Les débits montrent un fort cycle saisonnier,

## I - Contexte de l'étude

ils sont importants en hiver et au printemps et faibles en été et au début de l'automne. Les débits annuels (calculés de 1995 à 2006) sont respectivement de  $828 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et de  $272 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . La dynamique des panaches de ces rivières est très influencée par les régimes de vent et par la géostrophie qui a tendance à dévier les panaches fluviaux vers le Nord en longeant la côte. Leur dynamique montre une importante variabilité saisonnière (Puillat et al., 2004; Ferrer et al. 2009; Petus et al., 2010).

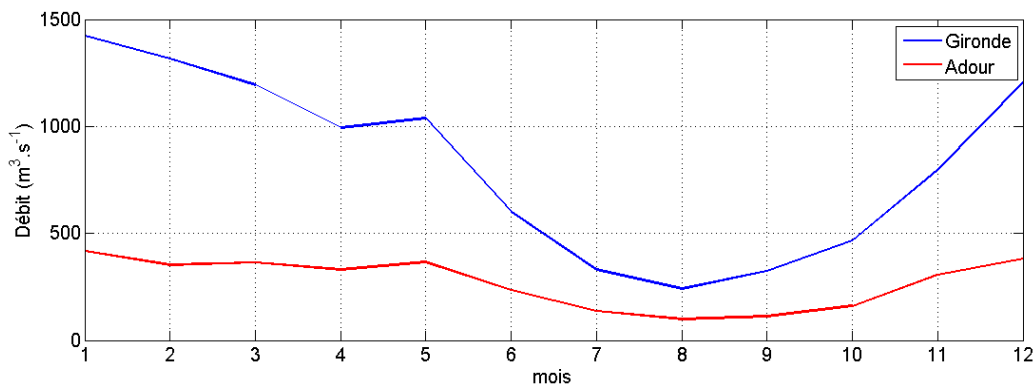


FIG. I.4 – Débits mensuels moyens de la Gironde et de l'Adour - données de 1995 à 2006

### Vents dominants

Le Golfe de Gascogne est situé à des latitudes moyennes, les vents sont donc variables tout au long de l'année mais montrent des régimes saisonniers marqués (cf Figure I.5).

- au printemps : les vents sont d'Ouest-Nord-Ouest sur les façades françaises et espagnoles du Golfe de Gascogne alors qu'ils sont du Nord le long des côtes Portugaises.
- en été : les vents sont d'Ouest sur la Bretagne et tournent jusqu'au Nord-Ouest sur la côte Aquitaine. Le long des côtes espagnoles, le vent est Nord-Ouest au niveau du Pays Basque et tourne au Nord-Est en Galice puis il passe au Nord le long des côtes Portugaises.
- en automne : les vents sont globalement du Sud-Ouest dans tout le Golfe de Gascogne.
- en hiver : les vents sont du Sud-Ouest à l'entrée et au Nord du Golfe de Gascogne. Ils sont d'Ouest dans le coin Sud-Est.

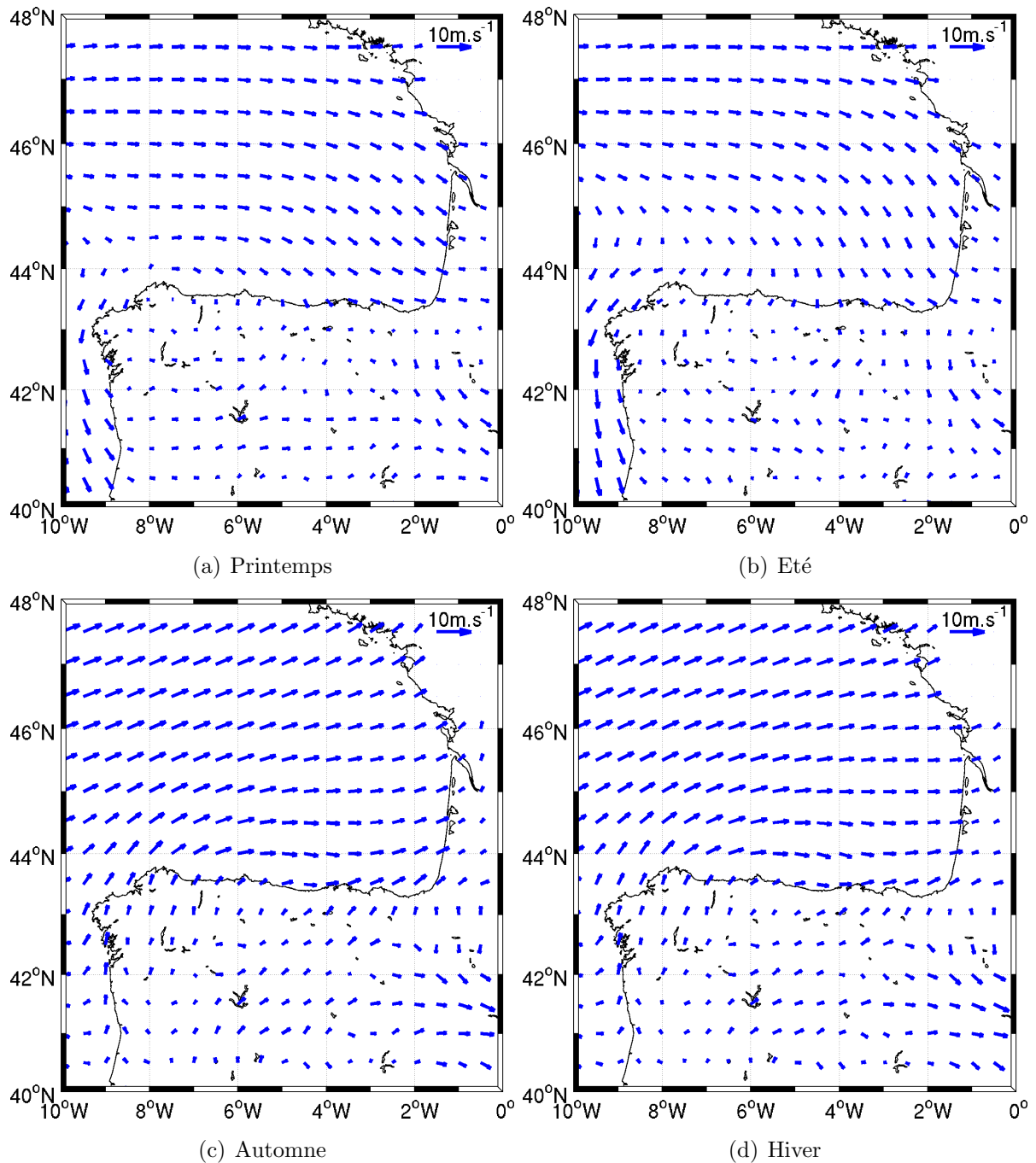


FIG. I.5 – Vents saisonniers moyens calculés sur la période 1995-2009 à partir des données du modèle ARPEGE de Météo France

### I.3.2 Circulation sur le plateau Aquitain

Koustikopoulos et Le Cann, 1996 ont résumé les principaux processus caractérisant la circulation dans le Golfe de Gascogne (cf Figure I.6). Ils ont identifié :

- la circulation générale
- les tourbillons
- les courants de pente
- la circulation résiduelle sur le plateau

## I - Contexte de l'étude

- les courants de marée
- les courants induis par le vent
- les courants de densité associés à la décharge des fleuves

Ces différents processus sont présentés ci-après. Les courants de pente et la circulation générale sur le plateau présentent une grande variabilité saisonnière et seront traités dans la partie I.3.3. sur la circulation saisonnière. Le processus d'upwelling et les oscillations d'inerties sont également présentés.

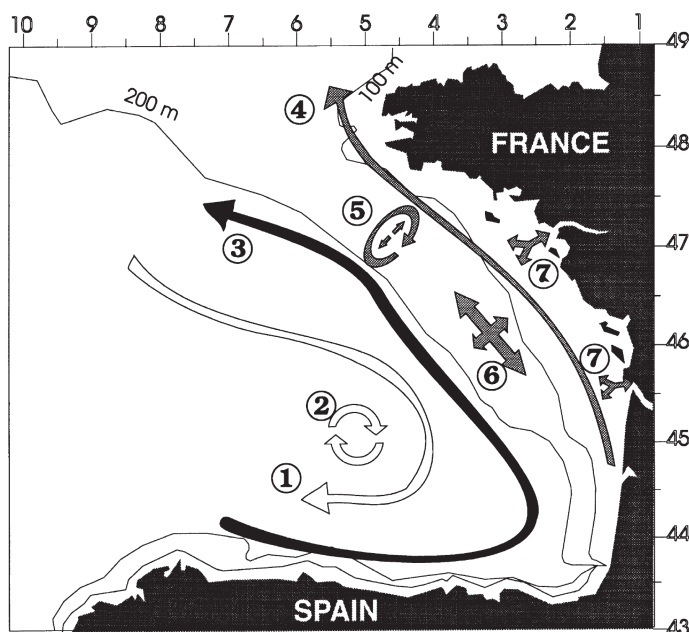


FIG. I.6 – (issue de Koustikopoulos et Le Cann, 1996) : schéma récapitulatif de la dynamique du Golfe de Gascogne : 1 : circulation générale, 2 : tourbillons, 3 : courants de pente, 4 : circulation résiduelle sur le plateau, 5 : courants de marée, 6 : courants induis par le vent, 7 : courants de densité associés à la décharge des fleuves.

### I.3.2.a Circulation générale

Dans la partie centrale du Golfe de Gascogne s'étend la plaine abyssale avec des profondeurs entre 4000 et 5500m. Elle est le siège d'une circulation anticyclonique qui représente la branche Est du courant Nord Atlantique (Pollard and Pu, 1985; Bower et al., 2002). La circulation moyenne dans la plaine abyssale reste faible ( $1-2 \text{ cm.s}^{-1}$ ) mais les tourbillons cycloniques et anticycloniques générés dans la zone (Paillet, 1999) produisent des vitesses locales plus fortes.

### I.3.2.b Tourbillons

Pingree and Le Cann (1992b) ont étudié les instabilités de ce courant de pente au niveau du talus. Celles ci produisent des tourbillons anticycloniques appelés SWODDIES

(Slope Water Oceanic eDDIES) par Pingree and Le Cann (1992b). Ces tourbillons se propagent lentement vers l'Ouest ( $2 \text{ cm.s}^{-1}$ ) avec des vitesses tangentielles jusqu'à  $30 \text{ cm.s}^{-1}$ . La durée de vie de ces tourbillons est d'environ un an (Pingree and Le Cann, 1992b) et le diamètre typique est de l'ordre de 50km (Serpette et al., 2006).

### I.3.2.c Courants de marée

La circulation le long des côtes françaises sur les plateaux Aquitain et Armoricaïn est dominée par la marée semi-diurne (e.g. Pingree et al., 1982 ; Serpette and Mazé, 1989 ; Le Cann, 1990). La majorité des ellipses de marée sont orientées perpendiculairement à la côte sur le plateau (cf Figure I.7). Sur le plateau continental Aquitain les courants de marée sont plus faibles (inférieur à  $15 \text{ cm.s}^{-1}$  sauf localement à la côte) que sur le plateau Armoricaïn. Par exemple dans la mer d'Iroise, à proximité des îles et des caps, les courants de marée peuvent atteindre  $4 \text{ m.s}^{-1}$  (Muller et al., 2010).

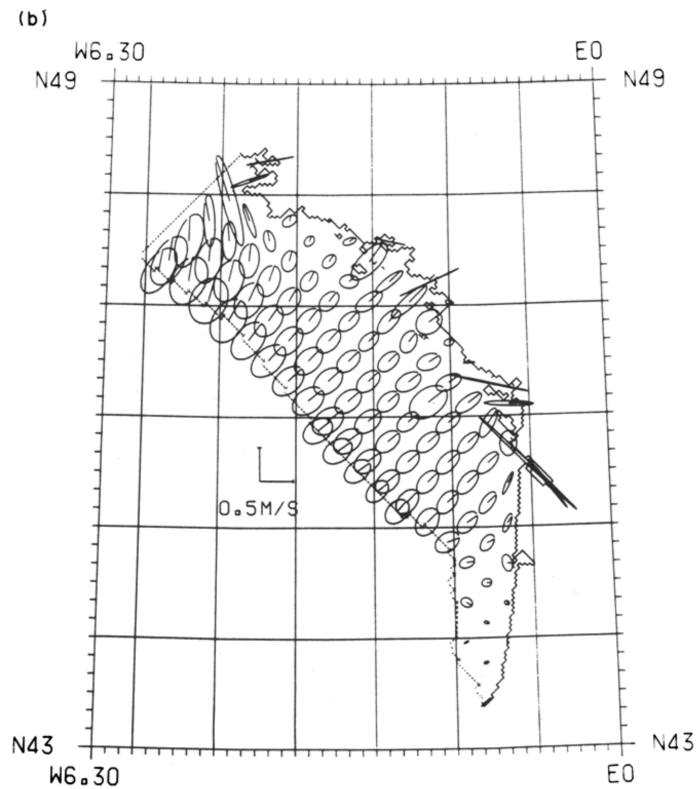


FIG. I.7 – (issue de Le Cann, 1990) : Ellipses de marée M2

Des ondes internes sont produites au niveau du talus par l'interaction de la marée barotrope et du talus dans un milieu stratifié. Ces ondes génératrices de mélange représentent la partie barocline de la marée. Elles sont favorisées par trois facteurs : un fort forçage barotrope de marée, des bathymétries avec des fortes pentes et de fortes stratifications. Le talus du plateau Armoricaïn est connu pour être une zone privilégiée de génération de marée interne en raison d'une pente forte et de courants de marée forts orientés perpen-

diculairement au talus. Les flux d'énergies dus à la marée interne y sont parmi les plus forts au monde (Baines, 1982). De ce fait, la zone de génération de la marée comprise entre 47°N et 48°N, à proximité du banc de la Chapelle a été abondamment étudiée depuis plusieurs décennies. Par contre au sud de 45°N, il n'y a pas eu d'étude spécifique sur la marée interne sur le plateau et la pente, les courants associés ne sont donc pas connus. A cause de la pente moins forte du talus en raison de la présence du plateau des Landes et des courants de marée barotropes plus faibles, la marée interne devrait être plus faible.

### I.3.2.d Courants induits par le vent

Sur le plateau Aquitain la dynamique liée aux vents induit une circulation qui comporte une forte variabilité saisonnière. Les simulations numériques barotropes de Pingree and Le Cann (1989) montrent que les courants générés par le vent sont typiquement de l'ordre de  $5 \text{ cm.s}^{-1}$  et localement jusqu'à  $20 \text{ cm.s}^{-1}$ . Les vents de Nord-ouest (Figure I.8a) induisent une circulation sur le plateau Aquitain vers le Sud alors que les vents de Sud-Ouest (Figure I.8c) et de Sud (Figure I.8d) renversent la circulation vers le Nord-Ouest. La circulation induite par les vents d'Ouest (Figure I.8b) est plus complexe, elle est poleward sur le talus et equatorward (vers l'équateur en suivant la côte) sur le plateau. Une caractéristique importante de la circulation est sa réponse relativement rapide à un changement dans la tension du vent (moins de quatre jours).

### I.3.2.e Courants de densité associés à la décharge des fleuves

A proximité des estuaires de l'Adour et de la Gironde, les apports fluviaux d'eaux douces légères génèrent d'importants gradients de densité. Ces derniers induisent une circulation poleward (d'environ  $10 \text{ cm.s}^{-1}$ ) modulée par les forçages de vent (Lazure and Jegou, 1998; Lazure et al., 2006). En effet, sous des conditions de vent de Nord-Ouest à Nord, les panaches peuvent se propager vers le Sud-Ouest. Reverdin et al. (2011) montrent qu'en juin 2009 des eaux dessalées du plateau se propagent vers l'Ouest au-dessus de la plaine abyssale à partir de la fin du printemps et que les panaches fluviaux des fleuves français qui sont présents sur le plateau de l'hiver au printemps peuvent atteindre les côtes espagnoles et basques en été et début d'automne.

### I.3.2.f Upwellings

De l'été à l'automne, des vents dominants de Nord déclenchent des upwellings le long des côtes Landaises. Les remontées d'eaux froides induites à la côte sont visibles sur les images satellites de SST (Sea Surface Temperature) (Froidefond et al., 1996). Ces mouvements verticaux de masses d'eau ont été suggérés par Castaing and Lagardère (1983) et Pingree (1984), ils ont été confirmés par Jegou and Lazure (1995) à partir de

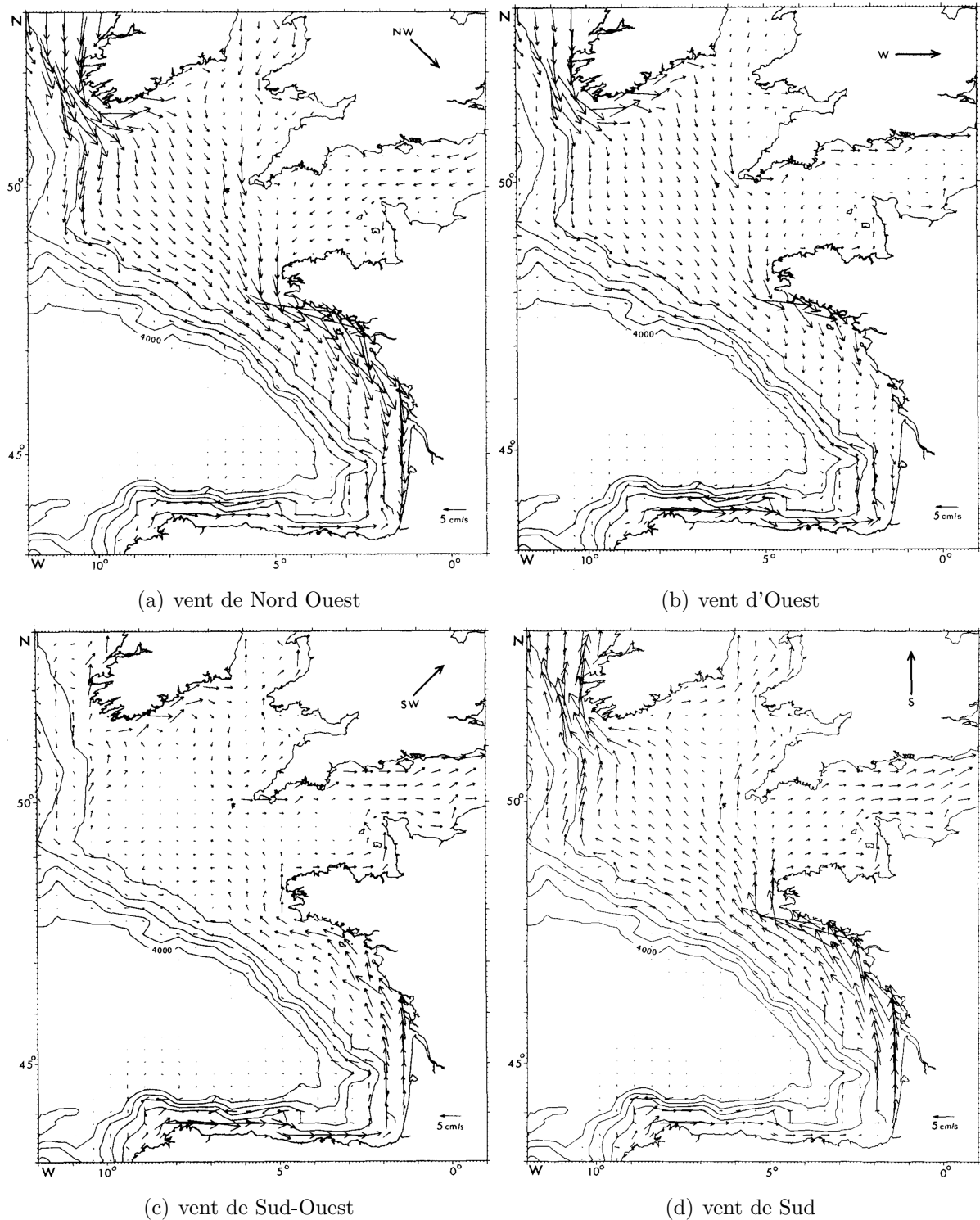


FIG. I.8 – (issue de Pingree and Le Cann, 1989) : courants de plateau barotropes simulés après 4 jours de vent constant de  $9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  pour différentes orientations



résultats de modélisation. Cependant les courants générés par ces upwellings n'ont pas été mesurés. Sur la côte cantabrique des processus d'upwelling sont observés par Botas et al. (1990) pendant la période de stratification thermique. Sur les côtes du Pays Basque il n'y a pas à notre connaissance d'observations d'upwellings.

### I.3.2.g Oscillations d'inertie

Les oscillations d'inertie sont principalement créées par la variabilité spatio-temporelle du vent. Rubio et al. (2011) ont étudié les oscillations d'inertie dans le SE du Golfe de Gascogne. Ils montrent que l'énergie dans la bande fréquentielle des oscillations d'inertie est plus forte en été qu'en hiver. En effet, en hiver les vents persistants sont moins favorables au développement des oscillations, de plus la couche homogène de surface plus profonde pourrait induire des amplitudes plus faibles. Les mesures par radar ont permis d'étudier les oscillations de surface de manière synoptique sur le SE du Golfe de Gascogne. L'énergie inertielle de surface présente de forts gradients horizontaux et une forte variabilité saisonnière qui reste encore inexpliqués.

## I.3.3 Circulation saisonnière

### I.3.3.a Circulation résiduelle

Sur le plateau Armoricaire le courant résiduel est faible ( $3 \text{ cm.s}^{-1}$ ) orienté vers le Nord-Ouest (Pingree and Le Cann, 1989). Sur le plateau Aquitain les courants résiduels ont un caractère saisonnier qui dépend principalement des vents dominants variables selon les saisons. En hiver le courant est orienté vers le Nord-Ouest et le reste de l'année vers le Sud-Est avec une situation complexe en automne (Le Cann, 1982).

Le long de la côte espagnole, Ruiz-Villarreal et al. (2006) montrent que la circulation est caractérisée par deux saisons principales (similaire à l'effet SOMA : Septembre Octobre - Mars Avril, Pingree et al., 1999) présentées Figure I.9 :

- automne-hiver : les vents dominants de SW engendrent des downwellings et donc une circulation poleward
- printemps-été : les vents dominants de NE engendrent des upwellings et donc une circulation equatorward

La circulation sur la côte Basque espagnole est mal connue (Fontan et al., 2009). Les seules études sur le plateau continental Basque sont celles de Ibanez (1979), Gonzalez et al. (2004) et Fontan et al. (2006) et portent sur les courants de surface. Ces auteurs concluent que les courants de surface côtiers de cette zone sont principalement gouvernés par le forçage des vents, les courants de marée étant très faibles. En automne et en hiver, les vents soufflent principalement du Sud-Ouest. Ces vents génèrent des courants vers l'Est et le Nord. En été, les vents de Nord-Ouest génèrent des courants vers le Sud sur le

plateau français et vers l'Ouest-Sud-Ouest sur le plateau Basque. La situation en été est similaire à celle du printemps, cependant les vents moins forts et plus variables rendent la circulation plus complexe (Gonzalez et al.,2004).

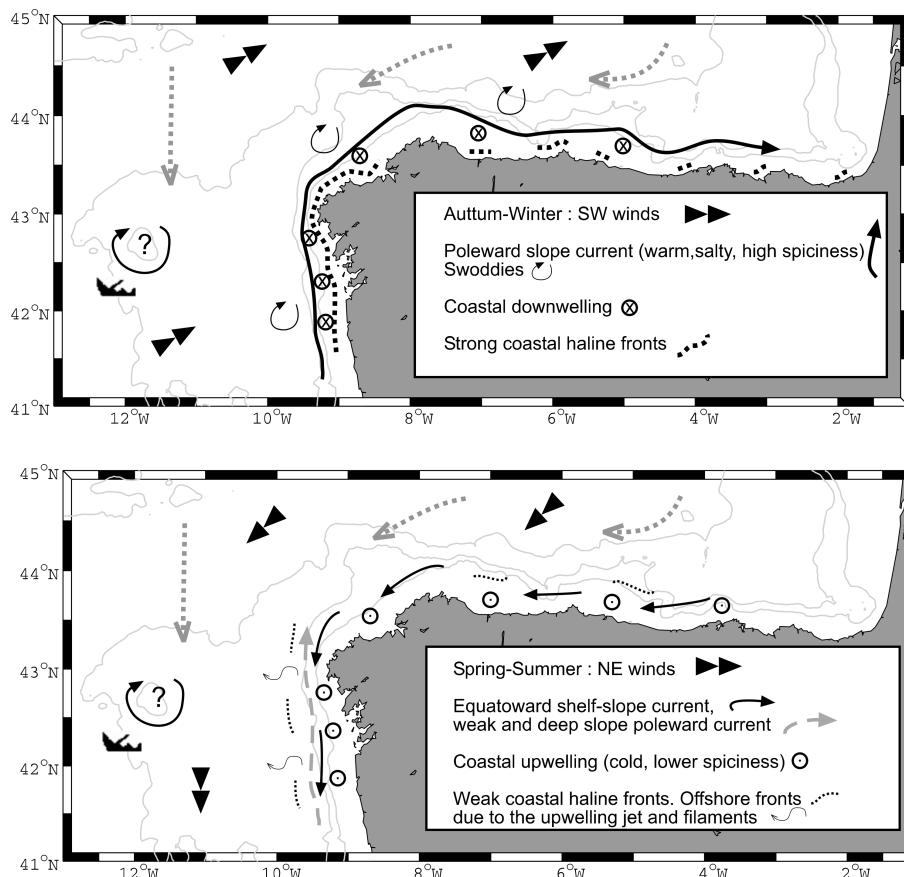


FIG. I.9 – (issue de Ruiz-Villarreal et al., 2006) : Circulation schématique dans la zone pendant des épisodes typiques d'upwelling (printemps-été) et de downwelling (automne-hiver). Ces épisodes saisonniers typiques sont une simplification du système qui ne prennent pas en compte la variabilité inter-saisonnière.

Charria et al. (2011) ont fait récemment une synthèse des données de trajectoires de bouées dérivantes (droguées pour la grande majorité à 15m) de 1992 à 2009 et proposent des cartes saisonnières des courants résiduels dans le Golfe de Gascogne (Fig. I.10). Les courants résiduels à 15m sur le plateau continental Aquitain sont dirigés vers le Nord (poleward) tout au long de l'année sauf en été où ils sont vers le sud (equatorward). L'intensité de ces courants saisonniers est faible, entre 2 et 5  $cm.s^{-1}$  en automne et entre 1 et 3  $cm.s^{-1}$  le reste de l'année (Charria et al., 2011). Le long de la côte espagnole les courants sont poleward en automne et en hiver et equatorward au printemps et en été. Ces caractéristiques sont en accord avec les circulations schématiques décrites par Ruiz-Villarreal et al. (2006) présentées Fig. I.9 bien qu'elles aient été déduites d'un jeu de données différent.

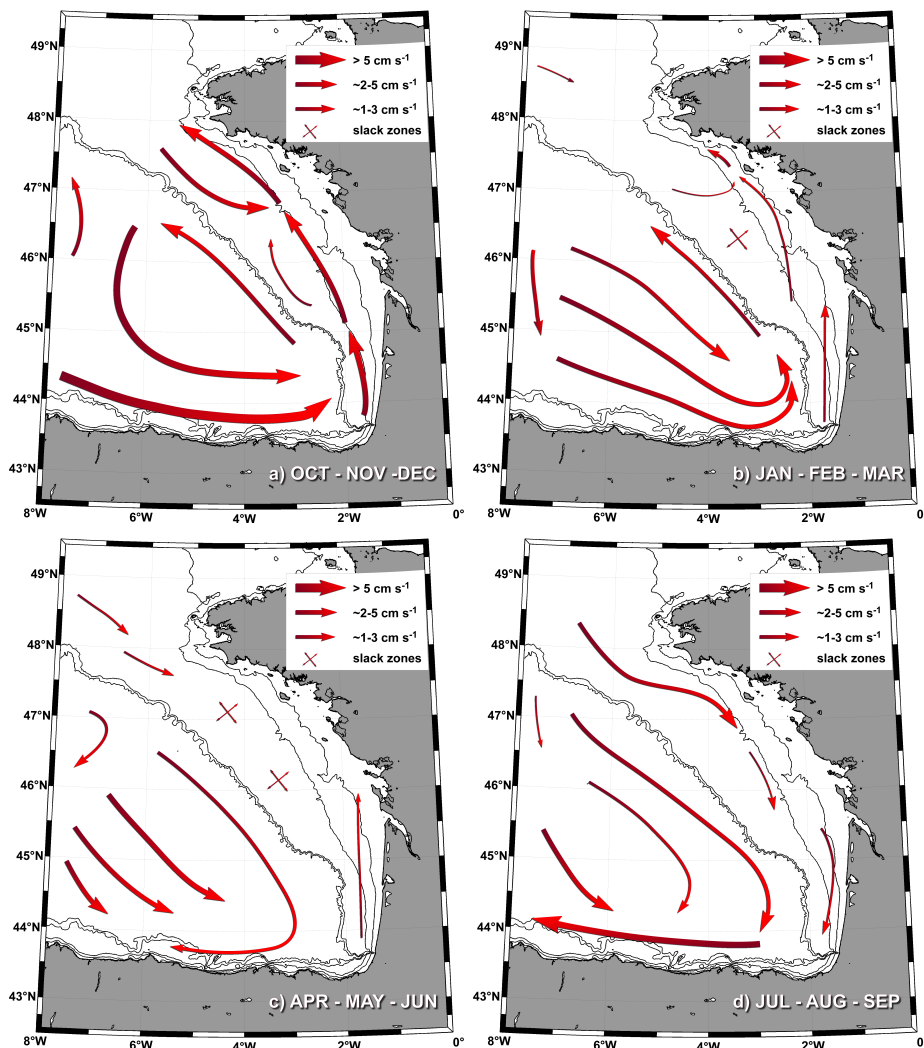


FIG. I.10 – (issue de Charria et al., 2011 : Courants saisonniers à 15m. La largeur des flèches est proportionnelle à l'intensité des courants. Les croix représentent les zones où le courant est très faible

### I.3.3.b Poleward jets

Le long de la pente du talus la circulation est cyclonique (Pingree, 1993 ; Koutsikopoulos and Le Cann, 1996). Le courant de pente a été décrit par Pingree and Le Cann (1990) comme un courant poleward généralement faible (entre 5 et 10  $cm.s^{-1}$ ) avec des variations spatiales et saisonnières. Sur la côte Ouest et la côte Nord de l'Espagne, le courant de pente atteint son maximum en automne et en hiver quand le courant poleward ibérique (Iberian Poleward Current) se propage dans le Golfe de Gascogne. Ce courant transporte des eaux salées et chaudes depuis les côtes du Portugal le long de la pente jusqu'à la mer Cantabrique (Frouin et al., 1990 ; Pingree and Le Cann, 1990, Relvas et al., 2007). Ce courant est appelé "Navidad" par Pingree and Le Cann (1992a) car les premières observations ont eu lieu durant la période de Noël. Grâce à sa signature thermique il est visible sur les images de SST, un exemple en décembre 1989 est présenté

Figure I.11. Le Cann and Serpette (2009) ont observé ce courant pendant l'automne et l'hiver 2006/2007, ils ont trouvé des anomalies de température de surface de plus de  $1^{\circ}\text{C}$  (anomalie mensuelle calculée sur la période 1994-2006). L'anomalie maximale de salinité était localisée entre 100 et 200m avec des valeurs au-dessus de 35.9 psu. Les courants les plus forts atteignent  $1.3\text{ m.s}^{-1}$  en surface.

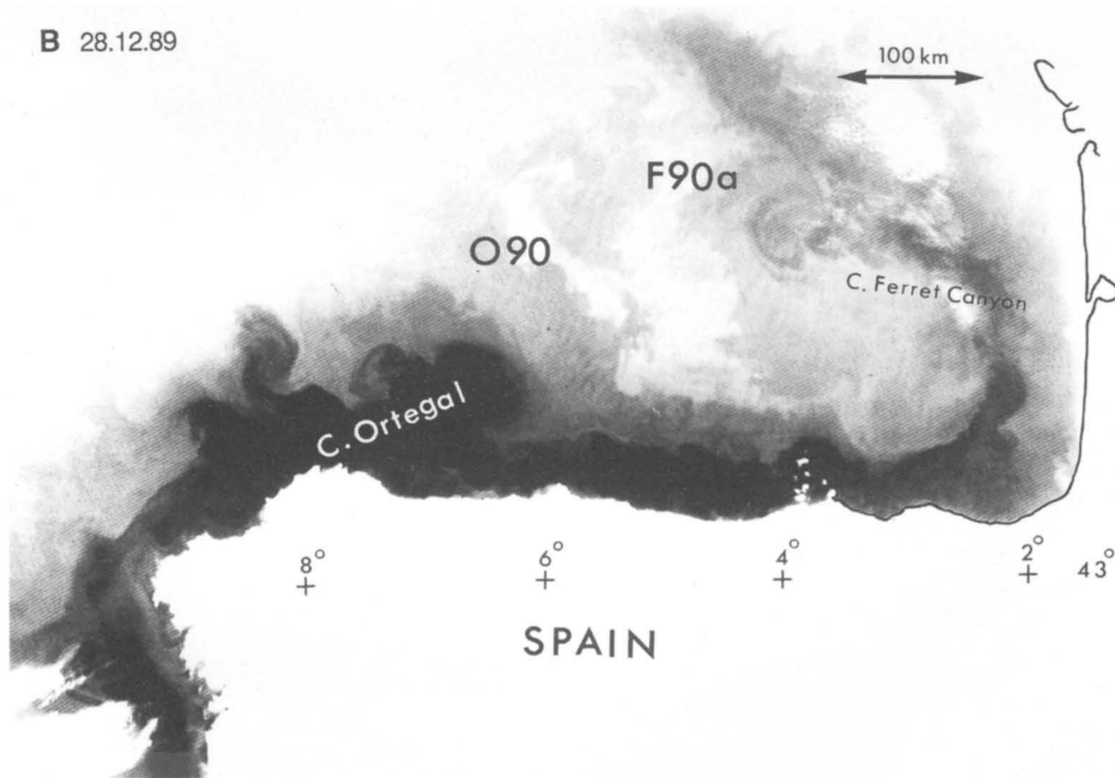


FIG. I.11 – (issue de Pingree and Le Cann, 1992a) : Image satellite infra rouge montrant des eaux chaudes se propageant le long du talus portugais et dans le Golfe de Gascogne le long du talus Nord espagnol, image du 28 décembre 1989 NOAA 10. Deux tourbillons O90 et F90a sont également visibles

Lazure et al. (2008) ont décrit en automne un courant poleward au Nord de la Gironde sur le plateau Armoricaïn (au Nord du plateau Aquitain) avec des vitesses moyenne de  $10\text{ cm.s}^{-1}$  et des pics à  $20\text{ cm.s}^{-1}$ . Ce jet identifié sur l'isobathe 100m se déclenche fin septembre et dure jusqu'en décembre. Le mécanisme n'a pas été clairement identifié mais ce courant semble associé aux fronts profonds. Son extension vers la côte à des profondeurs inférieures à 100m n'a pas été décrite mais des observations plus anciennes de Castaing (1984) ont montré qu'en septembre, il pouvait exister un courant intense autour de l'isobathe 50m transportant les eaux entre les estuaires de la Gironde et de la Loire à une vitesse moyenne de  $20\text{ cm.s}^{-1}$ .

### I.3.4 Stratification saisonnière

#### I.3.4.a Effet du mélange induit par la marée

Les courants de marée faibles sur le plateau Aquitain sont un des facteurs qui permettent une forte stratification verticale dans la zone. A partir de résultats du modèle MARS3D, Lazure et al. (2008) ont calculé sur le plateau français le critère de Simpson and Hunter (1974). Ce dernier s'exprime en  $\log \frac{h}{Cd.u^3}$  où  $h$  représente la hauteur d'eau,  $u$  est la vitesse du courant et  $Cd$  un coefficient de frottement. Il représente le rapport entre la profondeur et la puissance dissipée par le frottement du courant de marée sur le fond et illustre la capacité d'une zone à être stratifiée (Figure I.12). Une valeur au-dessus de 1.5 signifie qu'une stratification est possible sur la zone. La valeur sur le plateau Aquitain est entre 3 et 10 cependant sur d'autres zones au Nord et notamment en zone Bretagne, la valeur du critère de stratification est inférieure à 2. En effet, les forts courants de marée qui y sont présents empêchent la stratification de s'établir et mélangent les eaux sur la colonne d'eau. A l'inverse sur le plateau Aquitain, les courants plus faibles engendrent moins de mélange vertical et permettent à la stratification saisonnière de s'établir.

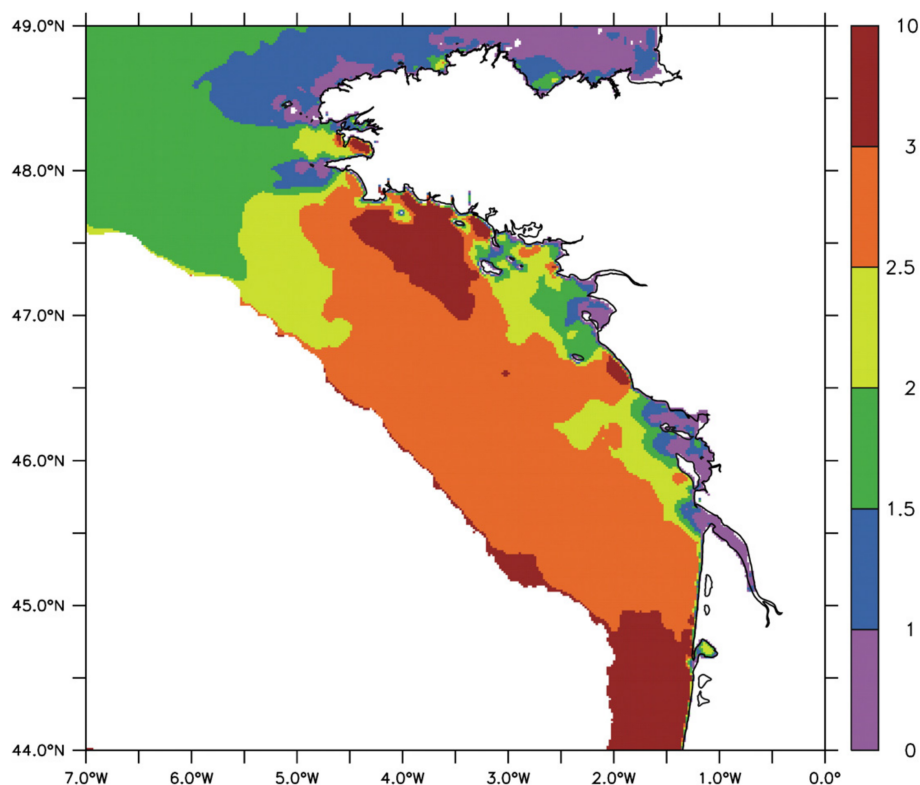


FIG. I.12 – (issue de Lazure et al., 2008) : Critère de Simpson and Hunter (1974) ( $h.Cdu^{-3}$ ) exprimé en échelle logarithmique

## I.3.4.b Profils verticaux saisonniers de température et de salinité

Les profils saisonniers moyens de T et de S ont été calculés sur le plateau Aquitain (de 43.5°N à 45.5°N et de 2°W à 1°W) à partir de la climatologie Bobyclim (<http://www.ifremer.fr/climatologie-gascogne>) (cf Fig. I.13).

En hiver la température sur l'ensemble de la colonne d'eau est d'environ 12°C (Fig. I.13a). Une faible inversion des températures est à noter en surface due à des eaux plus légères car dessalées (34.8 psu).

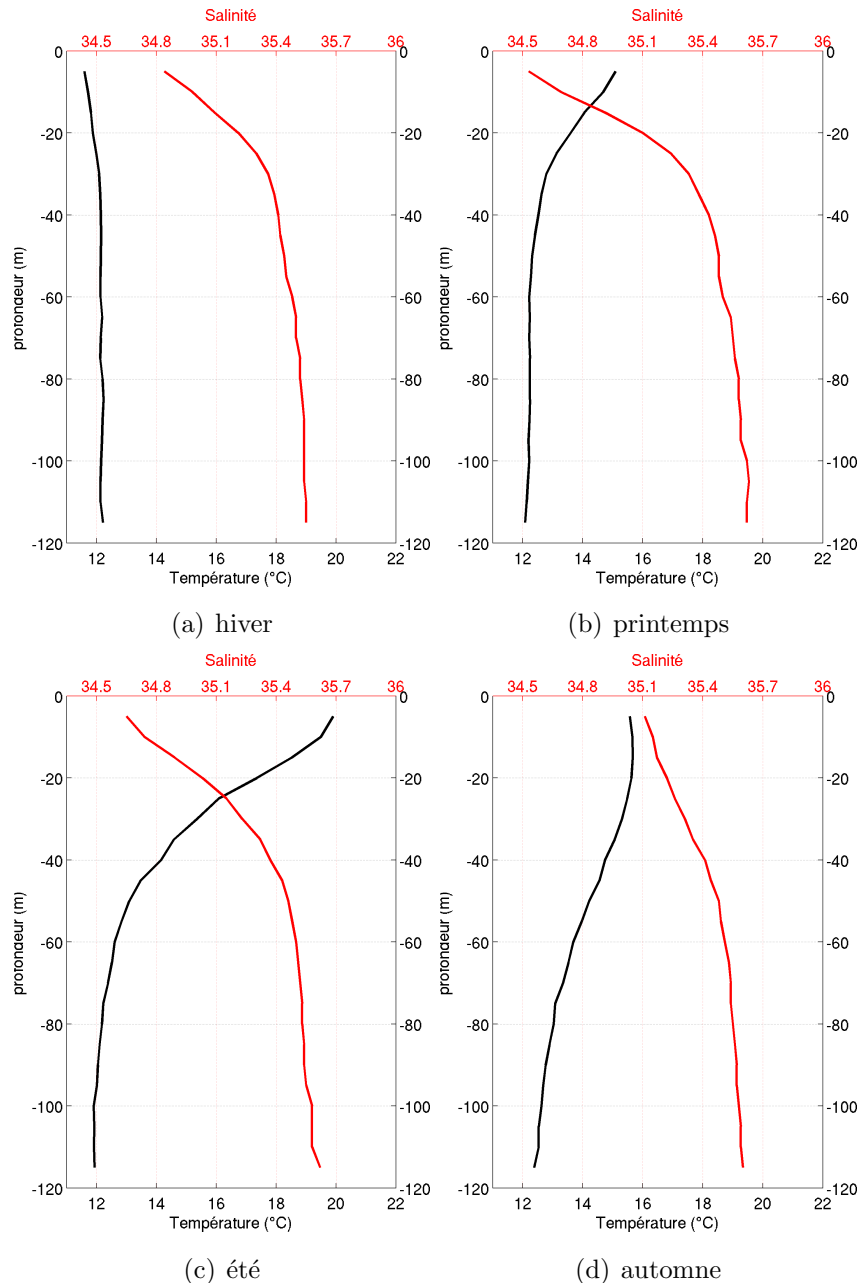


FIG. I.13 – Stratifications saisonnières moyennes sur le plateau Aquitain (de 43.5°N à 45.5°N et de 2°W à 1°W) calculée à partir de la climatologie Bobyclim.

Au début du printemps suite à l'augmentation de l'insolation et à la diminution des

vents, la température de surface augmente jusqu'à 15°C, une stratification peu profonde se met en place (Fig. I.13b). Une stratification haline plus forte se met également en place avec de faibles salinités (34.5 psu) en surface en réponse aux importants débits du printemps et au faible mélange vertical (vents et courants de marée faibles). En été les températures de surface continuent d'augmenter jusqu'à 20°C (moyenne sur les trois mois d'été), la stratification thermique s'approfondit (Fig. I.13c). Les vents sont plus faibles dans la région que sur l'ensemble du plateau Français. Il en résulte que les eaux de surface dans le Sud-Est du Golfe sont plus chaudes que sur le reste du plateau continental français, cette situation est appelée « warm pool » (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996). La stratification haline s'approfondit également, avec cependant des salinités de surface un peu plus fortes qu'au printemps (34.65 psu). En automne, l'insolation diminue, les températures de surfaces diminuent à 16°C et la thermocline s'approfondit avec l'intensification des vents qui usent la thermocline (Fig. I.13d). La halocline s'approfondit également et les salinités de surface augmentent (35.1 psu). Puis le cycle reprend sur l'hiver où les températures continuent de diminuer jusqu'à être homogènes sur la colonne d'eau.

## I.4 Description du projet de recherche et de la méthodologie suivie

Ce premier chapitre montre que les connaissances sur la répartition de *Dinophysis* sur le plateau continental Aquitain présentent des lacunes. De plus, l'hydrodynamique du plateau continental Aquitain s'avère relativement mal connue. L'objectif de cette thèse est en premier lieu d'acquérir des données sur ces deux axes de recherche. Les campagnes ARCADINO ont été organisées avec cet objectif et sont décrites dans le chapitre 2.

Le traitement des données existantes et des données acquises pendant les campagnes ARCADINO sur *Dinophysis* a permis de cartographier sa répartition sur le plateau Aquitain. Ces résultats sont présentés dans le chapitre 3 sous la forme d'un article soumis à *Journal of Marine Systems*, une hypothèse sur l'origine des cellules de *Dinophysis* présentes dans le Bassin d'Arcachon y est formulée.

Les données hydrodynamiques sont présentées et interprétées dans le chapitre 4. Les courants à haute fréquence, de marée et d'inertie y sont d'abord décrits. A des échelles de temps supérieures à la journée, les effets du vent ont ensuite été discutés plus en détail. Des simulations schématiques avec MARS3D (Lazure and Dumas, 2008) ont été entreprises pour étudier les mécanismes de génération d'un courant poleward épisodique que le chapitre 3 avait révélé. Cette partie a fait l'objet d'un article soumis à *Journal of Geophysical Research* qui est reproduit in extenso dans ce document.

# Chapitre II

## Campagnes ARCADINO

Les campagnes ARCADINO ont été organisées afin d’acquérir des données sur la répartition et la variabilité spatio-temporelle du phytoplancton toxique *Dinophysis* sur le proche plateau continental à l’extérieur du Bassin d’Arcachon, et de caractériser les conditions environnementales et hydrodynamiques qui y sont associées.

Au cours des trois années d’étude, au fur et à mesure des hypothèses développées dans ce travail de thèse, le champ échantillonné a évolué. Concentré devant le Bassin d’Arcachon en 2007, il a été progressivement étendu vers le large et vers le sud du Golfe de Gascogne en 2008 et 2009 (cf Figure II.3).

La stratégie d’échantillonnage temporel a consisté en une acquisition à une fréquence mensuelle, au cours des périodes à risque de toxicité des coquillages soit d’avril à août (5 mois) (en 2009, une campagne supplémentaire a été réalisée en mars), sur le plateau continental aquitain. Les dates des différentes campagnes sont listées dans le tableau II.1. La majorité des campagnes ont eu lieu sur le navire de l’INSU Côte d’Aquitaine.

### II.1 Données biologiques

Pour chaque mission, les réseaux présentés sur la Figure II.3 ont été explorés. A chaque station des réseaux, une analyse de la structure verticale de la colonne d’eau a été réalisée grâce à une sonde CTD (SBE Seabird) permettant de réaliser des profils verticaux des paramètres environnementaux (température, salinité, turbidité) et biologiques (fluorescence) (cf Fig. II.3(b)). Ensuite, trois prélèvements d’eau ont été effectués à l’aide de bouteilles NISKIN (cf Fig. II.3(c)). L’objectif de ces prélèvements était d’identifier *Dinophysis*, ils ont donc été réalisés à des profondeurs où il a été identifié dans la littérature : en surface, au fond et au niveau du maximum de fluorescence (localisé la plupart du temps au niveau de la pycnocline) déterminé à partir des profils verticaux.



## II - Campagnes ARCADINO

ARCADINO 2007	04/06 - 04/07
	06/09 - 06/10
	07/14 - 07/15
	08/25 - 08/26
ARCADINO 2008	04/11 - 04/13
	05/15 - 05/18
	06/09 - 06/14
	07/18 - 07/20
	08/21 - 08/23
ARCADINO 2009	03/14 - 03/17
	04/18 - 04/21
	05/18 - 05/22
	06/19 - 06/23
	07/09 - 07/13
	08/10 - 08/14

FIG. II.1 – Dates des campagnes ARCADINO

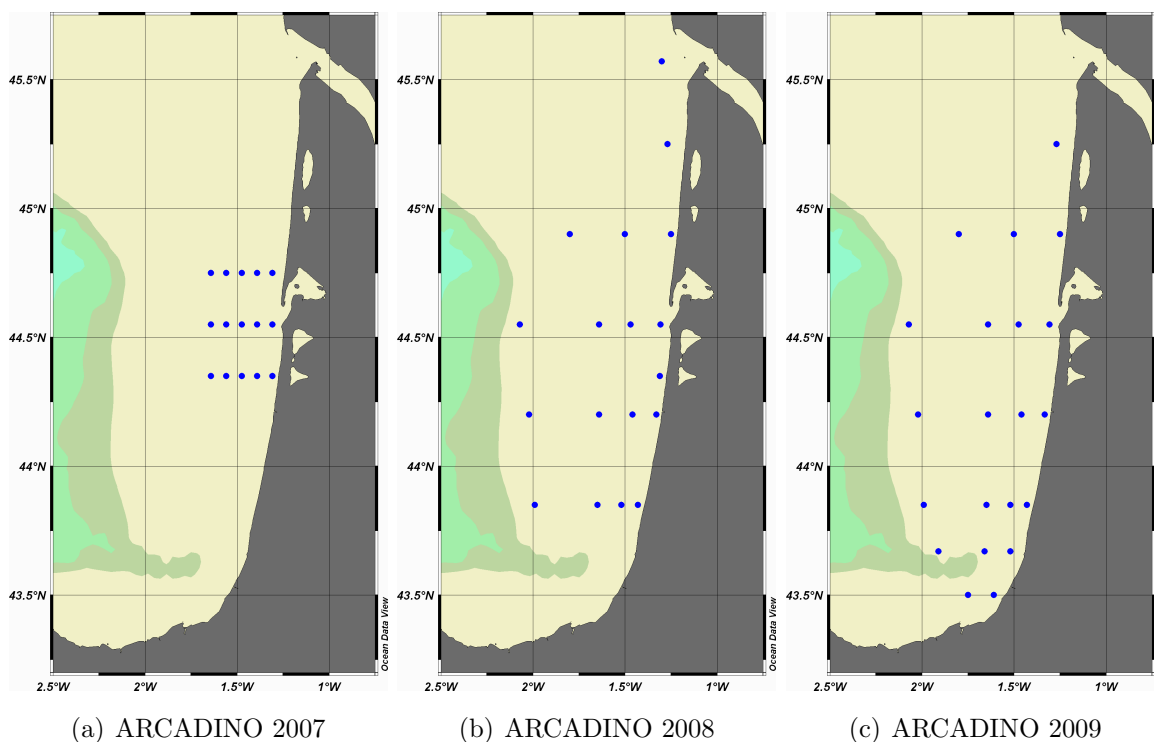
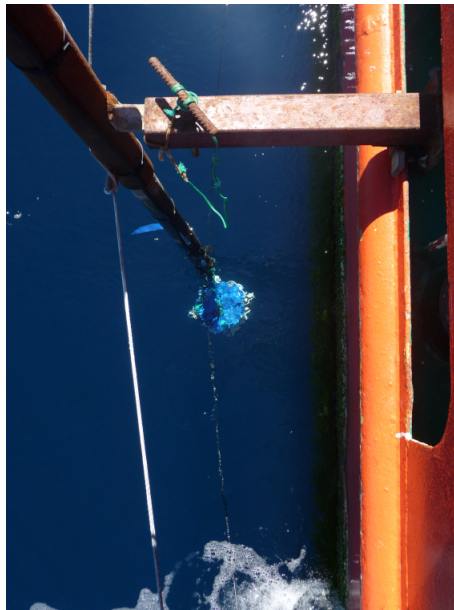
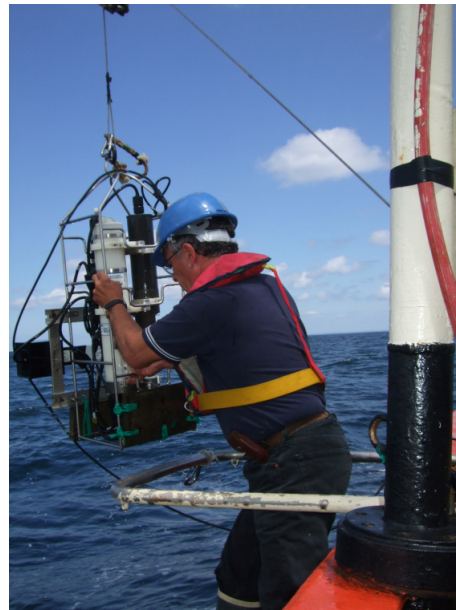


FIG. II.2 – Réseaux d'échantillonnage des campagnes ARCADINO 2007, 2008 et 2009



(a) ADCP tracté



(b) CTD



(c) Bouteille Niskin



(d) ADCP mouillé

FIG. II.3 – Instruments de mesure - Campagne ARCADINO

Environ 180 prélèvements ont été effectués en 2007, 220 en 2008 et 370 en 2009. Pour chaque prélèvement d'eau, le nombre de cellules de *Dinophysis* a été compté avec un microscope inversé. Ce travail fastidieux a été effectué par le laboratoire EPOC d'Arcachon et par le laboratoire ressource et environnement de l'IFREMER Arcachon. Les résultats des analyses pour l'année 2007 ont été connus en avril 2008. Ceux des campagnes de 2008 en octobre 2009 et ceux des campagnes de 2009 en février 2010. Parallèlement au comptage des cellules de *Dinophysis*, des dosages des sels nutritifs, du carbone et azote organiques dissous et particulaires (matière en suspension) et de la matière organique dissoute ont été effectués afin de déterminer l'environnement nutritif associé. Ces dosages

ont été effectués par le laboratoire EPOC d'Arcachon.

### II.2 Données hydrodynamiques

Pour chaque campagne, un courantomètre ADCP fixé au bateau (cf Figure II.3a) a permis d'obtenir en continu le profil vertical du courant sur l'ensemble de la trajectoire du bateau, et en particulier sur les radiales. Il s'est avéré en post-traitement que ces données sur des courtes durées étaient très difficiles à interpréter, la marée ne pouvant être filtrée de manière satisfaisante. Elles n'ont pas été utilisées dans ce travail.

Un second ADCP (cf Fig. II.3(d)) a été mouillé en 2008 par 54m de fond, du 9 Juillet au 25 Août, et en 2009 par 51m de fond, du 18 Mai au 13 Août, à 15km au large du Cap Ferret ( $44^{\circ}39.118'N$ ,  $01^{\circ}26.800'W$ ) afin de mesurer le profil vertical de courant en continu. En 2002, du 11 Avril au 12 Juillet, de précédentes mesures ADCP au même endroit avait été effectuées par le laboratoire EPOC (Dupuis et al., 2004) et elles seront également exploitées ici. Les courants ont été enregistrés toutes les heures en 2002 avec une résolution verticale de 2m, toutes les 5 minutes et tous les 1.5m en 2008 et enfin toutes les 10 minutes et 1m en 2009. Parallèlement aux mesures de courants, les ADCP mesuraient également la température de fond et la pression au fond.

Pendant les campagnes ARCADINO 2009, 21 bouées dérivantes ont été lâchées sur le plateau continental Aquitain (5 en Avril, Juillet et Aout et 3 en Juin et Juillet). Ces flotteurs, positionnés par GPS, transmettaient leur position par le système Argos. Ils comportaient une ancre flottante qui permettait au flotteur de surface de marquer le déplacement induit par les courants à l'immersion de l'ancre, c'est à dire 15m.

Alors que les flotteurs explorent la variabilité spatiale des courants, les mesures par mouillage au point fixe permettent de décrire la variabilité temporelle.

## Chapitre III

# ”Distribution of *Dinophysis* species in the Bay of Biscay and possible transport pathways to Arcachon Bay”

Dans ce chapitre nous étudions la répartition de *Dinophysis* sur le plateau continental Aquitain à travers différents moyens d’observation (campagnes en mer, réseaux de surveillance) et nous formulerons une hypothèse sur l’origine de *Dinophysis*. Ces résultats ont été présentés lors du colloque ISOBAY 2011 à Brest et font l’objet d’un article soumis à *Journal of Marine Systems* (en cours d’acceptation).

## Distribution of *Dinophysis* species in the Bay of Biscay and possible transport pathways to Arcachon Bay

FRANCOIS BATIFOULIER <sup>a,b</sup>, PASCAL LAZURE <sup>a,\*</sup>, LOURDES VELO-SUAREZ <sup>a</sup>, DANIELE MAURER <sup>c</sup>, PHILIPPE BONNETON <sup>b</sup>, GUILLAUME CHARRIA <sup>a</sup>, CHRISTINE DUPUY <sup>d</sup>, PATRICK GENTIEN <sup>a,1</sup>

<sup>a</sup> IFREMER, Centre de Brest, B.P. 80, Plouzané, France.

<sup>b</sup> UMR CNRS EPOC 5805, Université Bordeaux 1, 33405 Talence Cedex, France.

<sup>c</sup> Laboratoire IFREMER DEL/AR, Quai du Commandant Silhouette, 33120 Arcachon, France.

<sup>d</sup> Centre de Recherche sur les Environnements Littoraux et Anthropisés, CNRS-IFREMER-ULR UMR 6217, Université de La Rochelle, Pôle Sciences et Technologie, avenue Michel Crépeau 17042 La Rochelle, France

### Abstract

*Dinophysis* is the most harmful toxic phytoplankton on the French coast in terms of its impact on local economy and public health. In Arcachon Bay, *Dinophysis* spp. have periodically affected shellfish industry for the last ten years; the most important events are analysed in detail in this paper. Regular monitoring revealed that these events originated outside Arcachon Bay in the open ocean. Data from 14 surveys and two coastal networks showed that *Dinophysis* was primarily found in the vicinity of Capbreton, 100 km south of the mouth of Arcachon Bay. The *Dinophysis* distribution on the continental shelf was determined during two surveys in 2005 and 2008: the highest concentrations were located along the coast and reached 18 000 cells.L<sup>-1</sup>. Analysis of available current data revealed that strong westerlies lead to northward currents of up to 19 cm.s<sup>-1</sup>. These marine meteorological conditions were frequently observed just prior to *Dinophysis* events and lead us to suggest that northward currents transport *Dinophysis* from the Capbreton area to Arcachon Bay.

### 1. Introduction

Diarrhetic shellfish poisoning (DSP) is a gastrointestinal disease resulting from ingestion of shellfish contaminated with lipophilic shellfish toxins. Recurrent occurrence of toxin-producing *Dinophysis* spp. causes the accumulation of DSP toxins in shellfish above regulatory levels. These harmful events, during which even low *Dinophysis* levels can contaminate seafood, constitute the main threat for the Northeast Atlantic shellfish industry

---

\* Correspondence to P. Lazure: tel: +33 (0)298224341; fax: +33 (0)298224864; email: pascal.lazure@ifremer.fr

<sup>1</sup> Deceased

(Hallegraeff, 1993). Proliferation of *Dinophysis* spp. in Arcachon Bay (southwest France) has periodically affected commercial mussel and oyster harvest for the last 10 years.

Despite numerous studies over the past two decades, *Dinophysis* ecophysiology and mechanisms of bloom formation are not well known. Since the first successful cultivation of *Dinophysis acuminata* (Park et al., 2006), the understanding of *Dinophysis* biology and ecology has progressed considerably. However, although laboratory experiments constitute the first step in characterising *Dinophysis*, field studies are still needed to understand the complex coupling of biological and physical processes in natural environments.

*Dinophysis* spp. are known to be slow-growing (Stolte and Garcés 2006; Velo-Suárez et al., 2009) and nutritionally versatile dinoflagellates (photosynthetic obligate mixotrophs and heterotrophs; Hansen 1991; Jacobson and Anderson, 1994; Kim et al., 2008). Maximum cell concentrations of different species of *Dinophysis* have often been related to marked temperature and salinity gradients in the water column (Maestrini 1998) and they have been observed to form thin, species-specific layers (Moita et al., 2006; Velo-Suárez et al., 2008).

Previous studies on the dynamics of harmful algal blooms have highlighted that water mass circulation can act as transport vectors for harmful populations (Anderson 1997; Sellner et al., 2003; Trainer et al. 2002; Pitcher et al., 2010). Different transport pathways have been described to carry populations of harmful algae from offshore into coastal areas and bays. Among all the proposed mechanisms, alongshore transport of cells in major water masses and their episodic intrusion towards shore due to downwelling and favourable wind forcing has recently been suggested (Escalera et al., 2010) as the phenomenon that causes recurrent blooms of *Dinophysis acuta* inside Galician rias. *D. acuta* populations originating from Portuguese coasts have been shown to be transported to the rias by a narrow poleward current, over a distance of at least 170 km.

The interaction between harmful algal populations and hydrodynamics can play a key role in explaining the initiation, development and decline of harmful algal blooms (HABs).

The present study focuses on the dynamics of *Dinophysis* spp. in the vicinity of Arcachon Bay. *Dinophysis* events were identified by the REPHY network (REseau de surveillance PHYtoplantonique; a network of stations along French coasts that monitor toxic phytoplankton in seawater weekly or biweekly) as well as field surveys. The circulation on the Aquitaine shelf was studied and new current measurements are presented. Meteorological conditions during the *Dinophysis* spp. outbreaks were analysed and the circulation during these events inferred. Clues to understanding the origin of toxic populations are discussed.

## **2. Materials and methods**

### **2.1 The study area**

Arcachon Bay is located halfway along the Aquitaine coast (44°40'N, 1°10'W) (Fig. 1). The Aquitaine shelf is located in the SE corner of the Bay of Biscay. It extends from the Adour estuary to the Gironde estuary. The Aquitaine shelf is 170 km wide off the Gironde estuary, tapering to only 30 km off the Basque Country coast. The French coast is oriented north-south, whereas the Spanish coast trends east-west. The shelf is interrupted by the Capbreton canyon whose head cuts into the Landes coast.

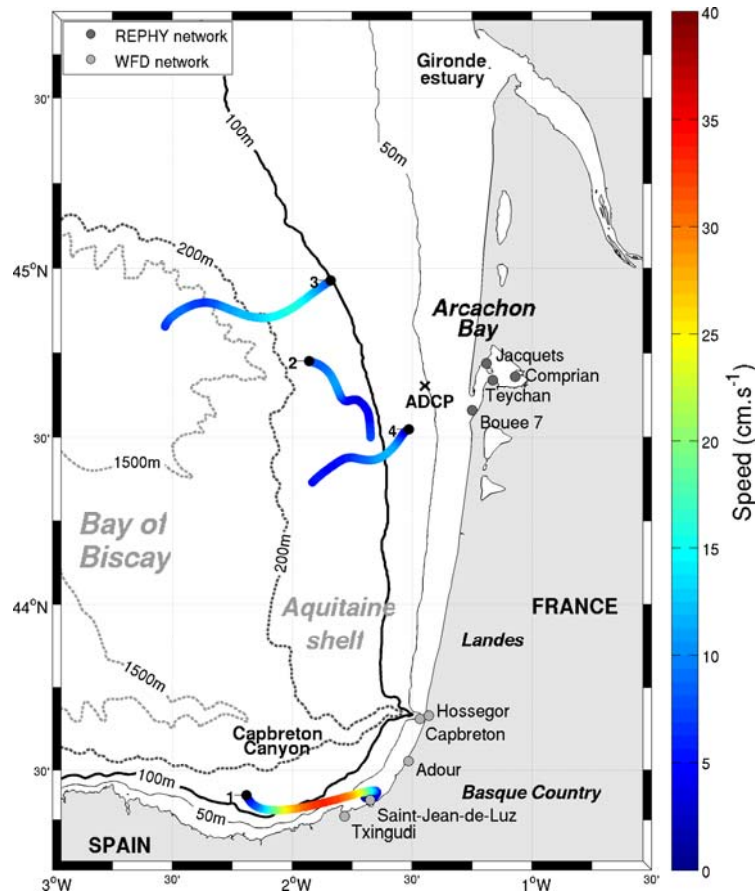


Figure 1: Map of the Aquitaine shelf showing location of sampling points for REPHY and WFD and location of the ADCP. The four buoy tide filtered trajectories from the 16<sup>th</sup> July 2009 to the 23<sup>th</sup> July 2009 are presented. The colour of the trajectory represents the intensity of the current. Black dots show where the trajectories start.

## 2.2 *Dinophysis* sampling and analysis

### 2.2.1 Network sampling

Annual concentrations of *Dinophysis* spp. used in this study were obtained from two different sources: (1) weekly and biweekly samples from the REPHY (IFREMER) monitoring programme ([http://envlit.ifremer.fr/surveillance/phytoplankton\\_phycotoxines](http://envlit.ifremer.fr/surveillance/phytoplankton_phycotoxines)); and (2) monthly samples from the Water Framework Directive (WFD) monitoring programme ([http://envlit.ifremer.fr/surveillance/directive\\_cadre\\_sur\\_l\\_eau\\_dce](http://envlit.ifremer.fr/surveillance/directive_cadre_sur_l_eau_dce)).

REPHY water samples were collected 1 m below the surface with 4 L Niskin bottles and preserved with Lugol's iodine solution (1:1000). Four stations were sampled in Arcachon Bay: Teychan, Bouee7, Comprian, and Jacquets (Fig. 1). Water depth at the different stations was less than 15 m. Sampling frequencies and start dates vary with stations. Teychan has been sampled weekly since 1987; Bouee7 has been sampled biweekly since 1995; Comprian and Jacquets have been sampled biweekly since 2002. Data analysed in this study include those collected from the start date until 2009. Quantitative analyses of phytoplankton were carried out using the Utermöhl (1931) method: after sedimentation in 10 mL, 25 mL and 100 mL settling chambers, samples were counted under an inverted microscope (Olympus IMT2).

WFD water samples were collected with Niskin bottles 1 m below the surface along the French Basque Country and Landes coasts (Fig. 1). Water depth was about 25m at the Capbreton station, 20m at the Saint-Jean de Luz station and less than 5m for the Adour, Hossegor and Txingudi stations. Samples were fixed with Lugol's solution and counted after sedimentation in 10 mL chambers. *Dinophysis* spp. cell concentrations were also estimated following the Utermöhl (1931) method.

### **2.2.2. *Dinophysis* spp. bloom initiation in Arcachon Bay**

This study is based on Maurer et al. (2010) in which seven *Dinophysis* or okadaic acid events are defined. The characterisation of these events is based on various kinds of data: results from mouse tests, chemical analyses and abundance of *Dinophysis* in 1995, 2002 and 2003 when chemical analyses were not carried out.

*Dinophysis* bloom initiation is defined here as the first observation of *Dinophysis* concentrations of more than 100 cells.L<sup>-1</sup> that precede toxic events (obtained from Maurer et al., 2010). If no concentrations greater than 100 cells.L<sup>-1</sup> were observed before a toxic event, the beginning of the toxic event was used to mark the *Dinophysis* bloom onset. Dates of the beginning of the *Dinophysis* season in Arcachon Bay from 1995 to 2008 are shown in Figure 2. They all occurred in the spring except the event in 2002, which occurred in late autumn.

### **2.2.3 PELGAS and ARCADINO field sampling**

To estimate *Dinophysis* spp. distribution and spatio-temporal variability on the shelf outside Arcachon Bay, plankton samples were collected during the PELGAS and ARCADINO surveys from 2003 to 2009 (Table 1). Surveys took place in spring and summer, seasons during which *Dinophysis* is most frequently observed within Arcachon Bay (Maurer et al., 2010). Phytoplankton samples and CTD vertical profiles were taken simultaneously at several stations in the Bay of Biscay (at night during the PELGAS survey). Phytoplankton samples were taken with Niskin bottles at the surface, at the fluorescence maximum and on the bottom. For ARCADINO surveys, the 2 L sample of seawater was concentrated on board on a 20 µm mesh. The concentrated fraction was diluted in 40 mL of filtered seawater. Samples were not concentrated in the PELGAS survey. Samples were sedimented in 10 mL settling chambers. The detection limit was 2 cells.L<sup>-1</sup> for ARCADINO surveys and 104 cells.L<sup>-1</sup> for PELGAS surveys. Plankton samples fixed with Lugol's iodine from these surveys were used to estimate *Dinophysis* concentrations. Cell concentrations were estimated using the Utermöhl (1931) method.

From 2007, *Dinophysis* cells were identified and counted to species level; before 2007, the total *Dinophysis* count was grouped and referred to as simply *Dinophysis* spp.



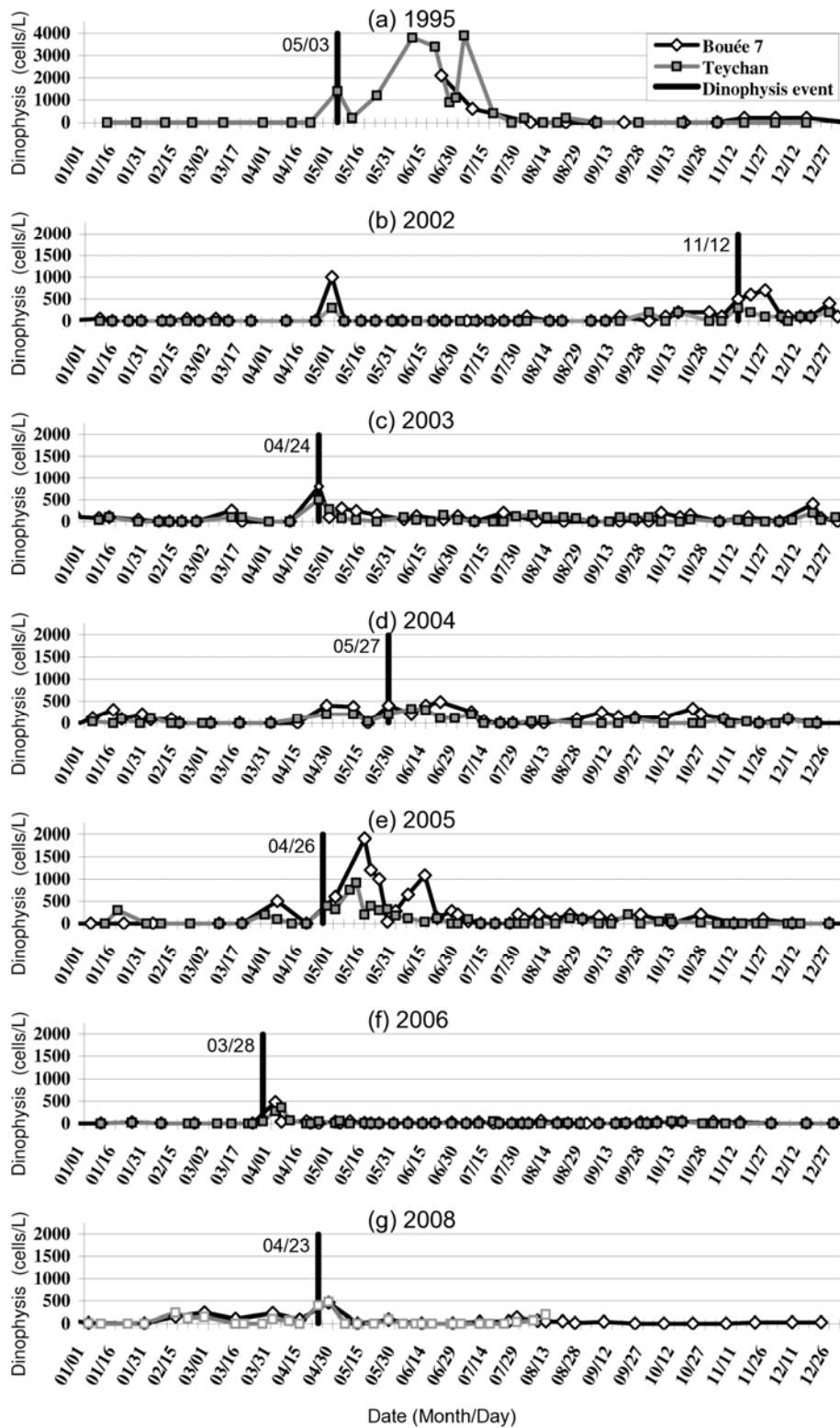


Figure 2: Dinophysis concentrations at 'Bouee 7' and 'Teychan' stations for the years in which Dinophysis events occurred. (a) 1995 (b) 2002 (c) 2003 (d) 2004 (e) 2005 (f) 2006 (g) 2008. Events are symbolised by a thick vertical bar, the date of the event is indicated near the bar.

Survey	Dates (MM/DD)
PELGAS 2003	05/30 – 06/10
PELGAS 2004	04/28 – 05/10
PELGAS 2005	05/05 – 05/16
PELGAS 2006	05/02 – 05/13
PELGAS 2007	04/27 – 05/02
PELGAS 2008	04/27 – 05/03
ARCADINO 2007	04/06 – 04/07 06/09 – 06/10 07/14 – 07/15 08/25 – 08/26
ARCADINO 2008	04/11 – 04/13 05/15 – 05/18 06/09 – 06/14 07/18 – 07/20 08/21 – 08/23
ARCADINO 2009	03/14 – 03/17 04/18 – 04/21 05/18 – 05/22 06/19 – 06/23 07/09 – 07/13 08/10 – 08/14

Table 1: PELGAS and ARCADINO surveys since 2003

#### 2.2.4 Percentile analysis

The large amount of data from the 14 surveys (PELGAS and ARCADINO) in spring (from 20 March to 21 June, period during which most of the surveys are done) were split into six geographical areas. The entire survey area stretched from longitude 2.5°W to the French coast and from latitude 46°N to the Spanish coast. The six areas were delimited by longitude 1.5°W and by latitude 44.2°N and 45°N (see Figure 4). Values of the 75<sup>th</sup>, 50<sup>th</sup> and 25<sup>th</sup> percentiles of *Dinophysis* concentrations (maximum in the water column) were calculated for each area. Values for all three percentiles in spring were also calculated for the data from the two coastal networks (REPHY from 1995 to 2008 and WFD from 2007 to 2009).

#### 2.3 Meteorological and oceanographic observations

Wind data were taken from the ARPEGE numerical model developed by MeteoFrance. This model provides the wind field four times per day with a resolution of 0.5° in longitude and latitude, i.e. 55.6 km.

From 11 April to 12 July 2002, from 9 July to 25 August 2008 and from 18 May to 13 August 2009, coastal currents were measured. A bottom-mounted 300KHz RDI acoustic Doppler current profiler (ADCP) was located offshore Arcachon Bay (44°39.118'N, 01°26.800'W, see Figure 1) at a depth of about 54 m. Current velocities were recorded at hourly intervals with a bin size of 2 m in 2002, at 5 min intervals with a bin size of 1.5 m in 2008 and at 10 min intervals with a bin size of 1 m in 2009. Data corresponding to the first 6 m below the surface

(detected using the pressure sensor) was considered as noise due to water-air discontinuity and the presence of waves and air bubbles.

Four trajectories of satellite-tracked buoys available during ADCP measurements were also used. They were drogued at a depth of 15 m and are therefore representative of the currents at 15 m.

A Demerliac filter (Demerliac, 1974) was used to remove the tide signal from ADCP data and buoy trajectories.

## **2.4 Wavelet analysis**

To study the link between wind and currents, a wavelet analysis was performed. This method enables an analysis of the links between two signals in time and in frequency, which, in turn, makes it possible to discern intermittent periodicities. In this study, the wavelet coherence toolbox developed by Grinsted et al. (2004) was used. It performs continuous wavelet transform (CWT) and computes wavelet coherence (WTC) between two CWTs. The WTC can be thought of as the local correlation between two CWTs: it can find significant coherence even when common power is low, and reveal the level of confidence. The level of significance of the WTC was determined using Monte Carlo methods. The Morlet wavelet was used in this study.

## **3. Results and Discussion**

Three scenarios were considered to explain the origin of *Dinophysis* found in Arcachon Bay: (1) development within Arcachon Bay, (2) development in the ocean at the mouth of Arcachon Bay, or (3) development at a remote source followed by advection to Arcachon Bay. The main difficulty encountered in this study was that periods with significant *Dinophysis* concentrations in Arcachon Bay and available physical observations did not coincide.

To support or reject each scenario, three types of data were considered. First, results of *Dinophysis* observations made by the REPHY network inside Arcachon Bay are presented. Then, the only two years with observations of *Dinophysis* both within and without Arcachon Bay during a bloom event are presented (years 2005 and 2008). Next, percentiles were used to summarise all the *Dinophysis* data from the surveys and the networks to identify the areas where *Dinophysis* was most often observed. Then, the hydrodynamics of the Aquitaine shelf was studied to check the possibility of links between the different areas. Finally, a plausible scenario was formulated for the origin of Arcachon Bay *Dinophysis* and compared to the actual events.

### **3.1 *Dinophysis* observations**

#### **3.1.1 *Dinophysis* spp. in Arcachon Bay**

*Dinophysis* has been regularly observed all throughout the year in the Teychan Channel since 1987, with concentrations of around 10 cells.L<sup>-1</sup> (Fig. 2). High abundances (above 100 cells.L<sup>-1</sup>) generally occur in the spring (particularly in 1995 and 2005), but also during the summer (1989, 1990, 1995, 1996, 1997) and sometimes in the autumn (1992 and 2002) (Maurer et al., 2010). *Dinophysis* concentrations were generally higher at Bouee7 than at

Teychan, with Bouee7's maxima usually occurring a few days before those of Teychan. Concentrations in the inner Arcachon Bay at Comprian and Jacquets were very low all year round. These observations suggest that *Dinophysis* does not develop within Arcachon Bay, and are consistent with the hypothesis that *Dinophysis* originates outside Arcachon Bay and is then advected into the bay from the open ocean. In some years, *Dinophysis* was not very abundant at all, particularly in 1991, 1993, 1998, 1999, 2000, 2006, 2007 and 2009. In 2006, an event was identified, but, compared to the concentrations observed in other years (see Fig. 2f), the event was minor and little background noise was detected, unlike the other years.

*Dinophysis acuta*, *D. acuminata*, *D. caudata*, *D. fortii*, *D. rotundata* (= *Phalacroma rotundatum*), *D. sacculus* and *D. tripos* were identified in Arcachon Bay. The most frequent and abundant species were *D. acuminata* and *D. caudata*. The first was dominant in the spring and the second in the summer and autumn. *D. acuminata* was likely responsible for the high concentrations of okadaic acid in oysters and mussels during the typical spring events, although other *Dinophysis* species may also have contributed (Maurer et al., 2010).

### 3.1.2 *Dinophysis* spp. on the Aquitaine shelf

*Dinophysis* spp. were frequently observed during the PELGAS and ARCADINO surveys, 16 of the 21 surveys showed abundances greater than 200 cells.L<sup>-1</sup>. Concentrations greater than 10 000 cells.L<sup>-1</sup> were rare. *Dinophysis* spp. cell densities in the water column (surface, bottom or at the depth of maximum fluorescence) were highly variable. In most surveys, *Dinophysis* was located either near the bottom or at the surface and more rarely at the depth of maximum fluorescence. The environmental conditions in which *Dinophysis* spp. were found were variable, i.e. high and low salinities and temperatures. However, the highest *Dinophysis* concentrations were always found when the water column was stratified. *Dinophysis* concentrations of over 1000 cells.L<sup>-1</sup> were found in waters with salinities ranging from 31.2 to 35.4 and temperatures ranging from 12.3 to 15°C.

PELGAS 2005 and 2008 were the only surveys that were carried out close (in space and time) to *Dinophysis* blooms observed within Arcachon Bay. Results from these surveys were used to analyse the distribution of *Dinophysis* spp. outside Arcachon Bay to better understand from where *Dinophysis* spp. populations might have originated.

PELGAS 2005 was carried out from 05 to 10 May. The distribution of maximum *Dinophysis* spp. concentrations with respect to depth in Figure 3a shows that high concentrations were limited to a strip along the coast, with a visible north-south gradient. The highest concentrations observed on the bottom at latitude 44°N (Fig. 3b) were up to 11 000 cells.L<sup>-1</sup>. North of latitude 45°N, concentrations were low, less than 200 cells.L<sup>-1</sup> at all depths. During this survey, no measurements were made just outside Arcachon Bay or inside the bay itself. However, observations were made just after an event occurring on 26 April 2005 (Fig. 2e). According to the REPHY network, concentrations were about 760 cells.L<sup>-1</sup> at Teychan (09 May 2005) and increased to 1900 cells.L<sup>-1</sup> on 16 May 2005 at Bouee7.

The PELGAS 2008 survey lasted from 26 April to 05 May. Figure 3c shows that the high *Dinophysis* concentrations were restricted to a strip along the coast as in the PELGAS 2005 survey. High *Dinophysis* spp. concentrations greater than 10 000 cells.L<sup>-1</sup> were observed along the coast (Fig. 3d). To the north of Arcachon Bay, *Dinophysis* cells were located in the

bottom layer at 25 m ( $18\,000\text{ cells.L}^{-1}$ ). Conversely, further south along the Landes coast, high *Dinophysis* spp. concentrations were located 1 m below the surface ( $13\,000\text{ cells.L}^{-1}$ ). Low *Dinophysis* spp. concentrations ( $200\text{ cells.L}^{-1}$ ) were found at the station located just south of the mouth of Arcachon Bay.

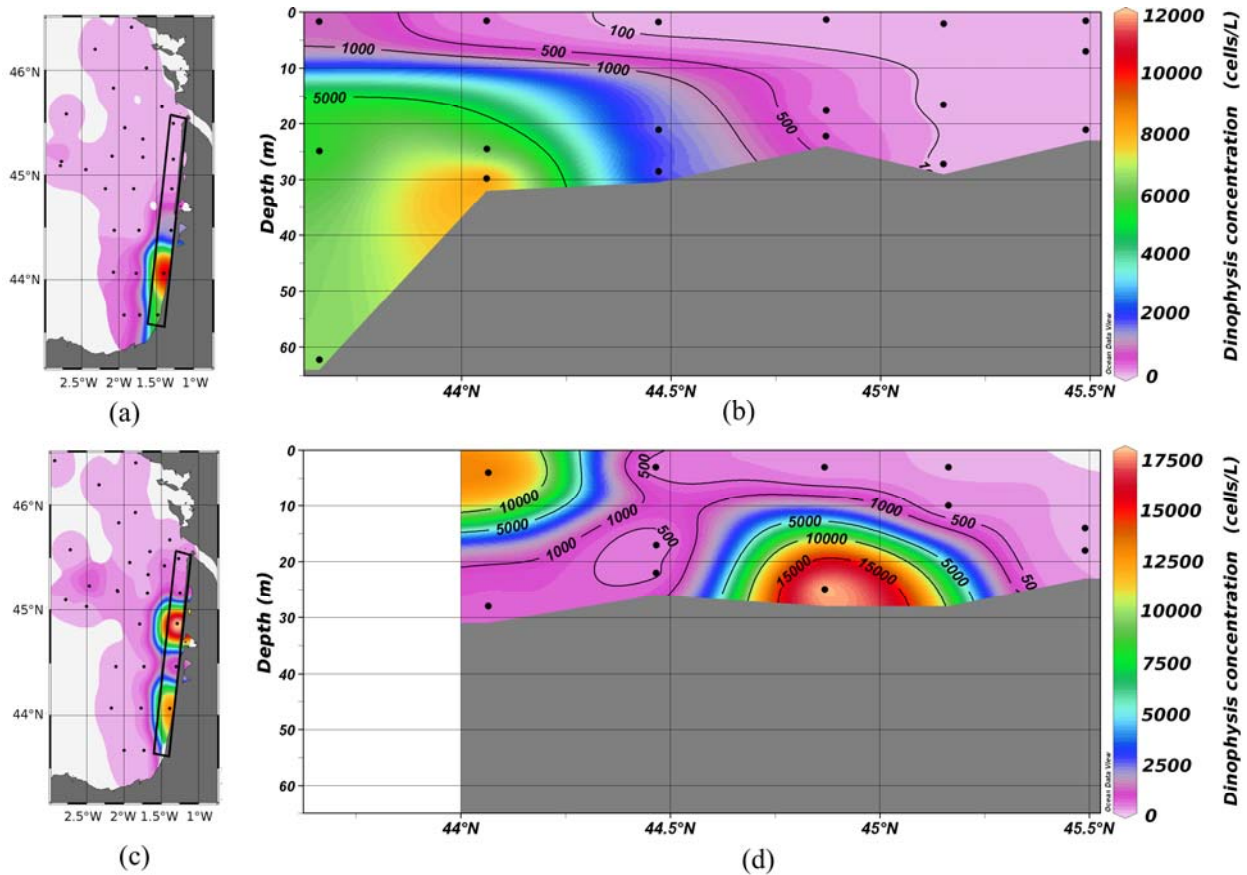


Figure 3: Horizontal distribution of *Dinophysis* spp. cell maxima with respect to depth during the PELGAS surveys in (a) 2005 and (c) 2008. The black box represents the coastal transect of *Dinophysis* concentrations for (b) 2005 and (d) 2008. Locations of PELGAS 2005 and 2008 sampling stations are indicated by solid black circles.

On 28 April 2008, *Dinophysis* was observed at Bouee7 ( $460\text{ cells.L}^{-1}$ ) and at Teychan ( $480\text{ cells.L}^{-1}$ ) (Fig. 2g). The PELGAS 2008 survey and REPHY network data confirmed that *D. acuminata* was the only *Dinophysis* species present both outside and inside Arcachon Bay. In 2005 and 2008, the *Dinophysis* events within Arcachon Bay were linked to the bloom along the Aquitaine shelf with high *Dinophysis* concentrations. The strip-like distribution suggests that a bloom occurring along the coast was being advected onto the shelf. The presence of large *Dinophysis* populations ( $11\,000$  and  $18\,000\text{ cells.L}^{-1}$  in 2005 and 2008, respectively) near the sea bottom deserves special attention. Dense aggregations of *Dinophysis* spp. in bottom layers has only rarely been observed and their ecological importance in *Dinophysis* spp. life cycles is still unknown (Reguera et al., 2011). Recently, Velo-Suárez et al., (2011) proposed a conceptual model in which deep layers of *D.*

acuminata play an important role as seed sources and in dispersal in the Galician rías. Our results suggest that deep layers of *Dinophysis* spp. are recurrent features on the French platform. Surface and bottom populations can be found together in areas close to the coast (Fig. 3). Nevertheless, these populations can move apart and travel different paths within surface and bottom currents. Cells fixed with Lugol's iodine looked morphological healthy and no empty thecae were included in our counts. Unfortunately, we do not have any information on the specific characteristics (ploidy, pigment composition, viability etc.) of these deep populations. Further research is needed to address their importance in the *Dinophysis* life cycle and their advection along French coasts.

### 3.1.3 Percentile results

Results of the 75<sup>th</sup> percentile from the surveys (Fig. 4) revealed high values on the south-east coasts of Arcachon Bay, with values of up to 5000 cells.L<sup>-1</sup> in area 6, but not exceeding 200 cells.L<sup>-1</sup> in the other areas. In the coastal networks, the maximum 75th percentile occurred at the Capbreton station (WFD network, Fig. 1), with 760 cells.L<sup>-1</sup>. Values for the other stations of the WFD network were under 50 cells.L<sup>-1</sup>. Values from the REPHY network were low: 200 cells.L<sup>-1</sup> at Bouee7 and 100 cells.L<sup>-1</sup> at Teychan.

Values of the 50<sup>th</sup> percentile were less than 50 cells.L<sup>-1</sup> except in the Landes coast (area 6) (240 cells.L<sup>-1</sup>) and Capbreton station (480 cells.L<sup>-1</sup>). Values for the 25<sup>th</sup> percentile were close to 0 cells.L<sup>-1</sup>.

Values of percentiles from both the open ocean surveys and the coastal networks indicated the Landes coast as the area the most subject to *Dinophysis* blooms. The southern end of the Landes coast was thus considered as a source of *Dinophysis*.

## 3.2 Hydrodynamics

### 3.2.1 Eulerian current measurements

Figure 5 shows the direction and the intensity of the depth-averaged current (tide-filtered using a Demerliac filter (Demerliac, 1974)) on the shelf just outside Arcachon Bay for the three ADCP data sets from 2002, 2008 and 2009. Overall, 30% of the currents flowed towards the south, 34% toward the north, and the rest were mainly weak currents flowing towards the west (i.e. offshore). Thus, the main circulation goes along the isobaths, i.e. along a north-south axis. The strongest currents are oriented north. The mean current can reach 0.30 m.s<sup>-1</sup> northward, but did not exceed 0.15 m.s<sup>-1</sup> southward.

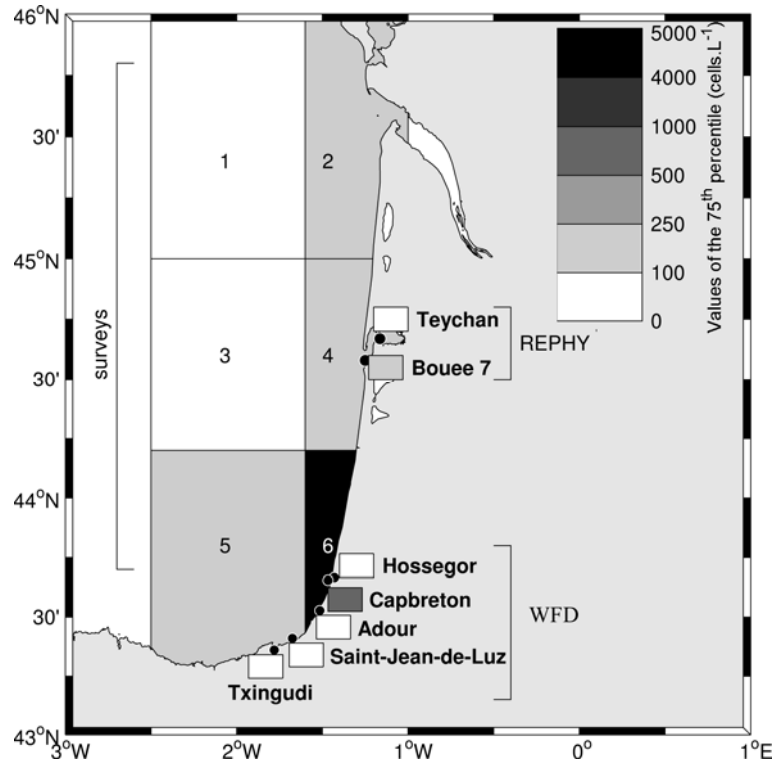


Figure 4: Values of the 75<sup>th</sup> percentiles from the PELGAS and ARCADINO surveys and REPHY and WFD network data in spring (from 20 March to 21 June). Small rectangles on land along the coast correspond to the percentile values of network stations. The entire survey area stretched from longitude 2.5°W to the French coast and from latitude 46°N to the Spanish coast. Data from 14 PELGAS and ARCADINO surveys were split into six geographical areas delimited by longitude 1.5°W and by latitude 44.2°N and 45°N.

The intensity of the tide-filtered current at mid-depth (27 m) and wind intensity (extracted from the ARPEGE model at the grid point closest to the ADCP location i.e. (44.5°N, 1.5°W)) are presented Figure 6a for the 2009 data set. Variation in the intensity of both signals were linked, periods of weak wind and weak current were in phase, as were those of intense winds and currents. It can be inferred that circulation depends strongly on the wind regime and responds rapidly to changes in wind. Strong velocities were observed around 19 July 2009 after intense winds (Fig. 6a). Figure 6b shows the components of the tide-filtered current at mid-depth (27 m). This current had a strong northward component (up to 0.19 m.s<sup>-1</sup>) and a small westward component (up to 0.05 m.s<sup>-1</sup>). Figure 6c, which represents the wind components (sliding average on 3 days), shows that this strong current event was preceded by strong westerlies. Westerlies blew from 16 to 19 July with a maximum of 8.7 m.s<sup>-1</sup> on 17 July along the westward component. To check the correlation between the burst of westerlies and the triggering of a poleward current, wavelet coherence between the northward component of the current and the eastward component of the wind was calculated (Fig. 7). Around this date, coherence was very high for periods of between 4 and 16 days. It was over 0.8 for a period of 6 days from 10 to 20 July and the maximum of 0.83 was reached on 16 July when strong winds started to blow. This shows that intense westerlies were very well correlated with

intense northward circulation. The phase difference between the wind and the current on 16 July (during the maximum intensity of westerlies) was about 44 h.

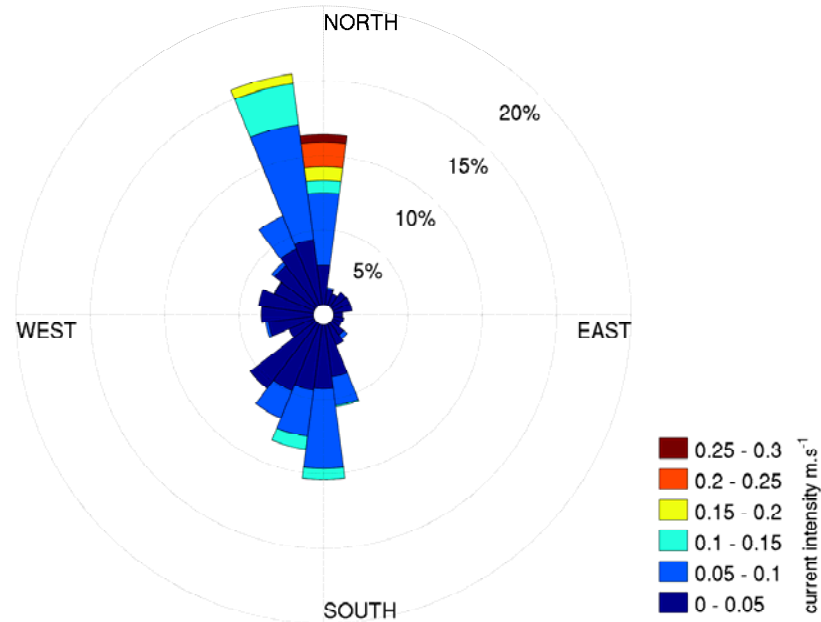


Figure 5: Depth-averaged current rose showing current direction and intensity for the three ADCP data sets from 2002, 2008 and 2009. See Figure 1 for the ADCP location.

Currents at mid-depth were chosen because they are representative of the currents in the water column since the implicated poleward currents occur throughout the water column (except at the surface where they are countered by the currents in the wind-induced Eckman layer). Using depth-averaged currents instead of mid-depth currents gave similar results.

The ADCP data sets from 2002 and 2008 gave similar events (not shown). In late May 2002, westerlies of up to  $12.7 \text{ m.s}^{-1}$  (daily averaged) resulted in poleward currents of  $0.1 \text{ m.s}^{-1}$  (depth-averaged). This event was then followed by two successive westerlies of up to  $12.6 \text{ m.s}^{-1}$  and  $12.7 \text{ m.s}^{-1}$  (daily averaged) in early June which led to poleward currents of  $0.15 \text{ m.s}^{-1}$  (depth-averaged). In August 2008, northwesterlies with a westward component (daily averaged) of  $8.6 \text{ m.s}^{-1}$  led to poleward currents of  $0.26 \text{ m.s}^{-1}$  (depth-averaged). ADCP data sets from 2002, 2008 and 2009 highlight a phenomenon that was not expected: strong westerlies generate strong barotropic northward currents at the mouth of Arcachon Bay. Westerlies are cross-shore winds on the Aquitaine coast, and cross-shore winds have little impact on alongshore circulation: they should just create southward currents in the Eckman surface layer (Tilburg 2003).



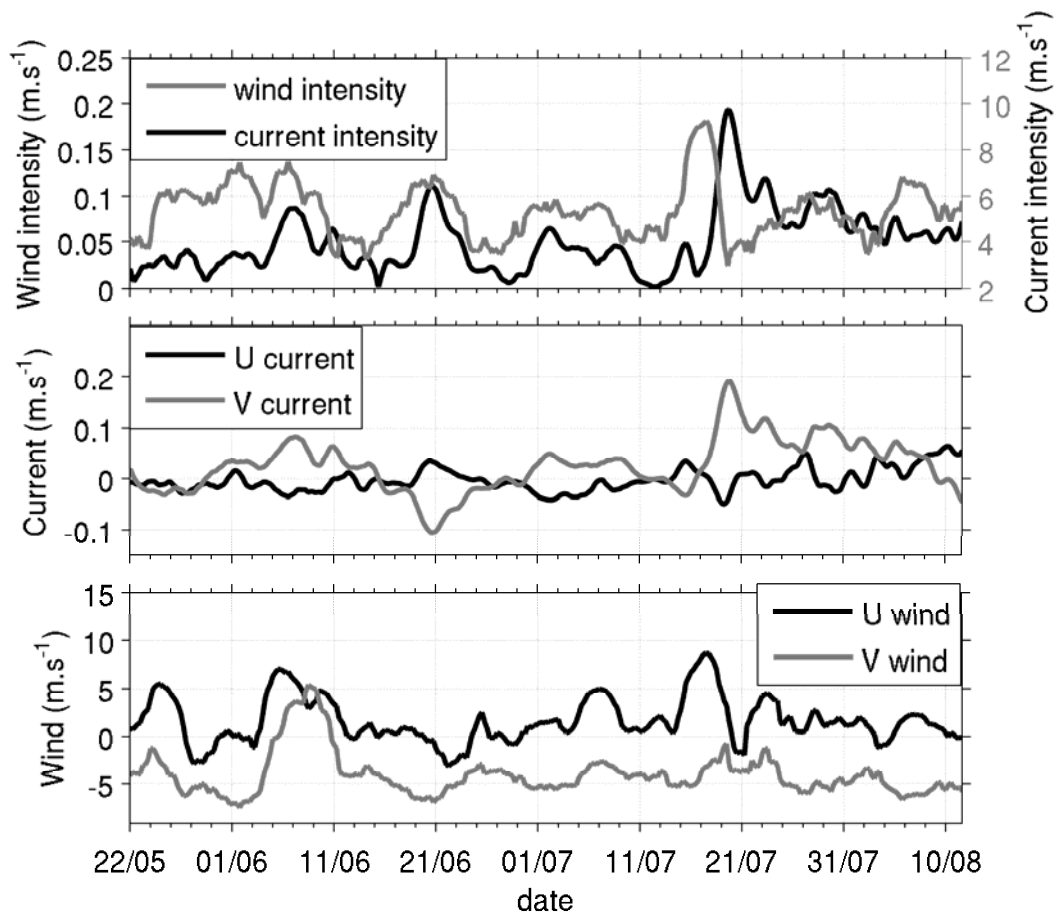


Figure 6: (a) Wind intensity and current intensity at 27 m depth (b) eastern (U) and northern (V) current component at 27 m depth tide-filtered using a Demerliac filter (c) eastern (U) and northern (V) wind component smoothed over three days. See Figure 1 for the ADCP location. Wind data is extracted from ARPEGE model at (44.5°N, 1.5°W).

### 3.2.2 Lagrangian drifters

During the strong current events described above, four buoys (drogued at a depth of 15 m) were set out on the Aquitaine shelf. Their trajectories during the strong westerlies from 16 July to 20 July 2009 are shown in Figure 1 (trajectories are tide-filtered with a Demerliac filter (Demerliac, 1974)). After the strong westerlies, buoy 1 near the Basque Country coast revealed an intense current running along the Spanish coast. The strong current observed using ADCP measurements at the mouth of Arcachon Bay is thus suspected to be an extension of this current. However the three other buoys off Arcachon Bay did not show any effects of this current: two went offshore (buoys 3 and 4) and one went towards the south (buoy 2). Thus, the strong northward current seems to be very coastal. Buoy 1 in the coastal current reached  $0.33 \text{ m.s}^{-1}$ , with its maximum 14 h after the westerlies' intensity maximum. The northward current at 15 m below the surface (corresponding to the depth of the buoy drogued) measured by the ADCP reached its maximum 60 h after the buoy. The intensity of the current measured by the buoy on the southern part of the shelf was  $0.08 \text{ m.s}^{-1}$  higher than the one measured more northward by the ADCP in front of Arcachon Bay.

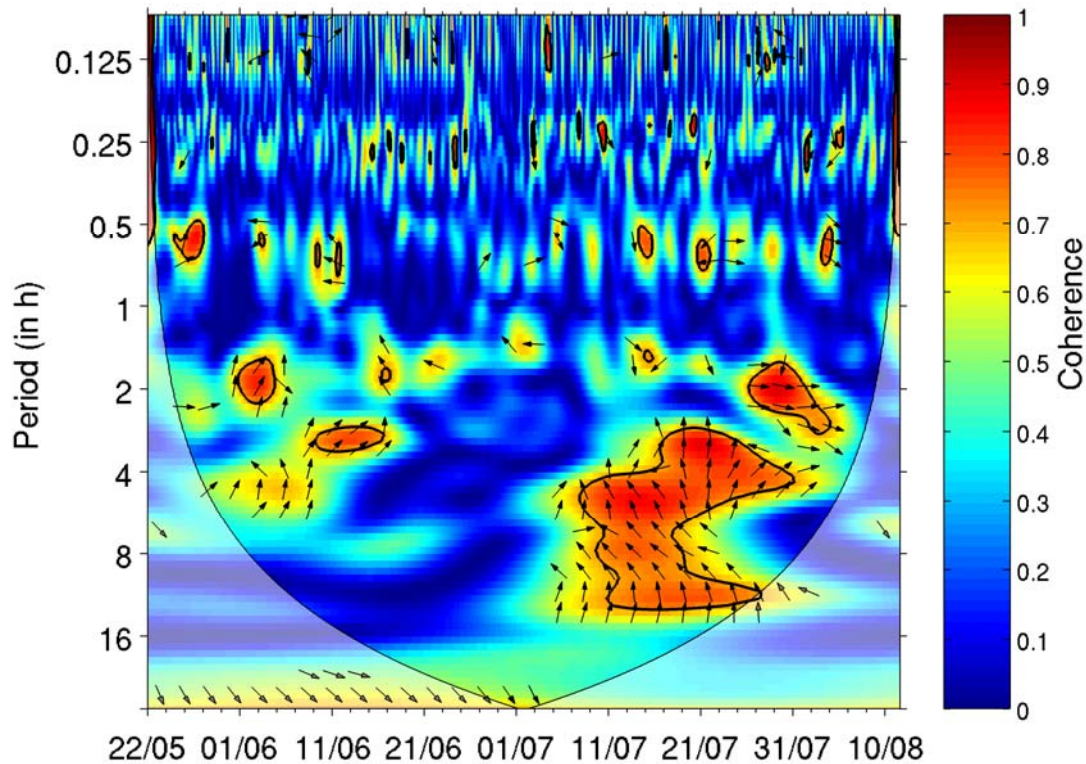


Figure 7: Wavelet coherence of the eastern wind component and the northern current component at 27 m depth. The black lines represent the 95% confidence level of the wavelet coefficient ( $\chi^2$  statistical test). Arrows represent the phase difference between the two variables. See Figure 1 for the ADCP location. Wind data is extracted from ARPEGE model at (44.5°N, 1.5°W).

Transport estimated from the ADCP data from 18 July to 23 July was towards the north. The distance of this transport ranged from 17 km to 84 km, depending on the depth of the measured current. The minimum was reached at the bottom and the maximum at 35 m above the bottom. The southern buoy measured currents 0.08  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  higher; thus, currents were higher in the south of the shelf than in front of Arcachon Bay. The transport estimated from ADCP measurements is likely to have been underestimated and were probably higher.

ADCP results and the drifting buoys highlight the fact that each strong westerly wind event induces intense coastal transport from the Basque Country towards the north. ADCP measurements during southerlies were taken only in 2002 (not shown); moderate southerlies of 8  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  during one day led to northward currents (mean in the water column) of 0.08  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ .

Contrary to the Armorican shelf, the hydrodynamics on the Aquitaine shelf are poorly known. Tidal currents are relatively weak, less than 0.15  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  (Le Cann, 1990). These weak tidal currents result in strong vertical stratification. Hydrodynamics are mainly governed by wind

and density currents. From spring to autumn, prevailing northerly winds are able to induce transient upwellings along the Landes coast (Froidefond et al., 1996).

Barotropic simulations by Pingree and Le Cann (1989) show that over the Armorican and the Aquitaine shelves, wind-driven currents are typically around  $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  and may locally rise to  $0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Northwesterly and westerly winds cause southward currents. The southwesterly and southerly wind reverses the circulation towards the northwest. The main characteristic is the relatively rapid response of the dynamics to a change in wind stress (less than 4 days).

However, these poleward currents due to westerlies such as those observed in this study have never been reported before. The fact that Pingree and Le Cann (1989) did not reproduce these currents in their barotropic simulations leads us to believe that these currents may be due to some physical processes not taken into account in their studies. Their purpose was to study the 2D response of a homogeneous ocean to winds of different directions. Large-scale circulation was not considered in their study but is not likely to be involved since the observed currents were nearshore and did not extend over the entire shelf and the shelf break. Another type of circulation not reproduced in their simulations is geostrophic circulation (3D circulation) induced by density gradients over the shelf. This is the most plausible explanation; however, the mechanism that gives rise to the density gradients remains unknown.

The Adour River (120 km south of Arcachon Bay) has an annual mean runoff of  $315 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ , with strong seasonal variability. The Adour plume has an influence on the salinity distribution over the shelf (Puillat et al., 2004; Petus et al., 2010). The dynamics of this plume is under the influence of wind regimes and shows high seasonal variability. The Adour plume could give rise to poleward density currents. However, the Adour flow was low during these events of intense poleward currents ( $100 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  in July 2009)

Recent investigations of the southeast part of the Bay of Biscay provide a better description of seasonal patterns on the Spanish Basque Country coast (Valencia et al., 2004). During spring and summer, moderate northerly and easterly winds are associated with alternating southward and westward circulation and upwelling. These factors maintain stratification and the vertical stability of the water column. During autumn and winter, strong southerly and westerly winds prevail and induce eastward and northward currents. Moreover, the currents are downwelling and thus favour vertical mixing and homogeneity of the upper layers of the water column.

### **3.3 Possible advection of *Dinophysis* populations from the south**

Figure 8 shows daily winds during the 14 days before the seven identified *Dinophysis* events in Arcachon Bay. Before the 26 April 2005 *Dinophysis* event that preceded the PELGAS 2005 survey, predominant westerlies of up to  $11.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  had blown for 11 days. Similarly, before the 23 April 2008 event which occurred before the PELGAS 2008 survey, westerlies of up to  $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  had occurred for 11 days with short periods of easterlies and southerlies. Therefore, strong westerlies blew before both *Dinophysis* events in 2005 and 2008 and they blew longer than the westerlies that triggered the strong poleward currents measured in 2009. With regard to the hydrodynamic response to strong westerlies described above, these two events were probably preceded by intense northward currents along the coast. These currents

could have transported *Dinophysis* populations from the southern putative Capbreton source up to Arcachon Bay. The narrowness of the current may explain why the highest concentrations were found along the coast.

All the *Dinophysis* events recorded by REPHY in Arcachon Bay (Fig. 2) were preceded by 7 to 15 days of strong westerlies and southerlies except in 2004 (Fig. 8). Both strong southerlies (Pingree and Le Cann, 1989) and strong westerlies generate intense northward currents. Consequently, before those events, northward circulation may have transported *Dinophysis* populations from the Landes coast up to Arcachon Bay as observed during the 2005 and 2008 PELGAS surveys.

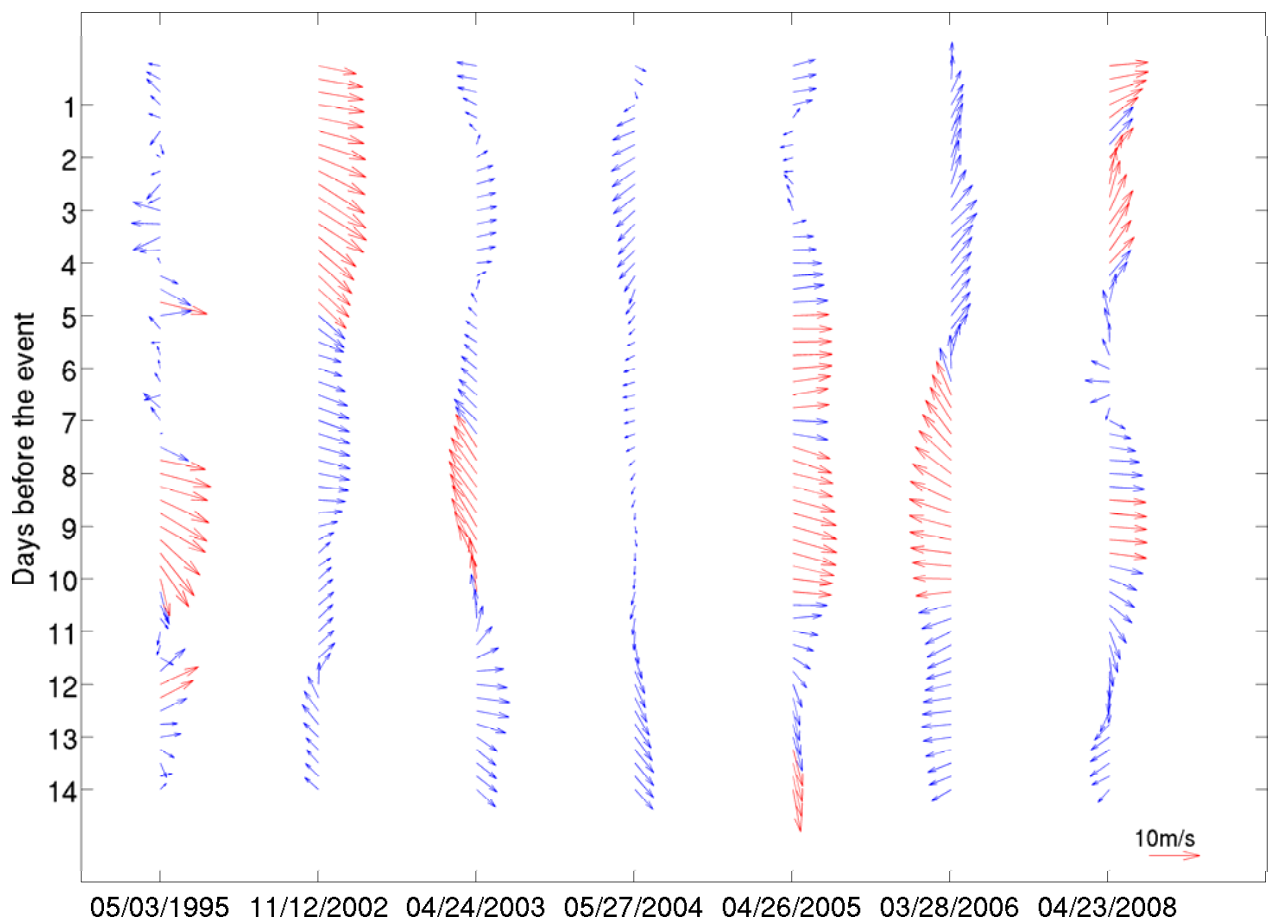


Figure 8: Daily averaged winds over the two weeks before the seven *Dinophysis* events. Wind data is extracted from ARPEGE model at (44°N, 2.5°W). Red arrows correspond to winds with intensities over  $7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ .

In the case of the 2004 event, the scenario of transport along the coast could not be validated solely from the meteorological conditions. The exact onset of this event was not very clear, which may explain the lack of support for this scenario. If the high concentrations found from April to July are considered as a whole single event, the bloom would have begun

on 27 April 2004 (Fig. 2d). One week prior, strong westerlies of up to  $13 \text{ m.s}^{-1}$  had blown for 3 days.

Transport of harmful algal populations has already been analysed in several studies. Delmas et al. (1992) hypothesised that an offshore (isobath 50 m) *Dinophysis* bloom could have been advected inshore in the Pertuis d'Antioche by a flood tide. More recently, Sellner et al. (2003) review HABs, their causes, impacts and detection and indicate that circulation of water masses determines local and more distant impacts. For example, in the Gulf of Maine, *Alexandrium* spp. populations can be transported by southwesterly alongshore transport (induced by favourable downwelling wind conditions) from the Bay of Fundy along the New England coast in two separate coastal currents, the Eastern and Western Maine Coastal Currents, part of the Gulf of Maine circulation (Anderson, 1997). Pitcher et al. (2010) reviewed HABs in the Benguela, California and Iberian upwelling systems. Particular features of these systems are inner-shelf, poleward counter-currents, which may coexist with farther offshore, equatorward flow when upwelling winds relax or reverse to downwelling winds (Hickey, 1989; Sordo et al., 2001; Torres and Barton, 2007; Fawcett et al., 2008).

These poleward flows have in some cases been associated with poleward transport of HABs (Pitcher and Calder, 1998; Pitcher and Weeks, 2006). Escalera et al. (2010) showed that blooms of *D. acuta* in Galician rias were due to longshore transport of populations located off Aveiro (Portugal) to the north under downwelling conditions. This corresponds to a journey of at least 170 km. The bloom was suspected to have been transported by a relatively narrow poleward current which exists during the autumn transition except under upwelling conditions. Haynes and Barton (1990) estimated the northerly component of the poleward flow from drifter data at up to  $0.31 \text{ m.s}^{-1}$ . The intensity of this flow is similar to the speed measured in our study. In our study, the distance between the suggested source and Arcachon Bay is less than that observed by other authors. Nevertheless, the current observed in this work also had a shorter lifetime.

This poleward current does not correspond to the counter-current mentioned in the above studies. Meteorological conditions do not correspond to upwelling or downwelling conditions, but to cross-shore winds on the Aquitaine coast. However, although these currents do not share the same climatological origin, they can help explain functional transport pathways of HAB populations.

#### **4. Summary and Conclusions**

The REPHY network monitoring programme demonstrated that *Dinophysis* spp. cells that are frequently found in Arcachon Bay originate from the open shelf and that they do not develop within Arcachon Bay.

Two surveys on the Aquitaine shelf during *Dinophysis* events in Arcachon Bay show the distribution of *Dinophysis* on the Aquitaine shelf. *Dinophysis* cells are located along the Aquitaine coast in high concentrations (up to  $11\,000 \text{ cells.L}^{-1}$  in 2005 and up to  $18\,000 \text{ cells.L}^{-1}$  in 2008).

Compilation of *Dinophysis* observations from surveys demonstrate that *Dinophysis* spp. are found in high concentrations in the Capbreton area. This was confirmed by the value of the percentile from the WFD station in Capbreton. The reasons for the development of a *Dinophysis* population in this particular area are not yet understood, but various factors may be involved, such as weak tide currents in this area, topographical effects induced by the Capbreton canyon and the proximity of the Adour River.

The *Dinophysis* found in Arcachon Bay during REPHY monitoring and all along the coast in observations made during PELGAS 2005 and 2008 surveys may have originated in the Capbreton area. This hypothesis is based on northward transport along the coast. Unfortunately, data taken during *Dinophysis* events are not available, and this hypothesis cannot be directly validated. However, the analysis of available current data shows that strong westerlies lead to intense northward currents. Meteorological conditions prior to most *Dinophysis* events involve strong westerlies or strong southerlies. Both lead to intense northward currents that are able to transport *Dinophysis* from the Capbreton area, where *Dinophysis* appears to initiate and develop, northward up to Arcachon Bay.

### **Acknowledgements**

The authors would like to thank the personnel of the REPHY program (IFREMER LER Arcachon), the EPOC staff (Natalie Bonneton, Stephane Bujan, Beatrice Bec, Gaelle Pauliac and Guillaume Detandt), and the Côte d'Aquitaine crew for the organisation and participation in the ARCADINO surveys. We also thank Elise Marquis and Francoise Mornet for PELGAS data and count samples. We acknowledge Guillaume Charria for his help on buoy processing and the wavelet method. We also thank the LOCEAN laboratory which provided one of the buoy trajectories we used in this study (GLOSCAL project, funded by the CNES).

This work was funded by the Aquitaine Regional Council (ASCOBAR research programme) and by IFREMER. L. Velo- Suárez was supported by an Ángeles Alvariño contract from the Galician Government and an European Union Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) Marie Curie International Outgoing Fellowship for Career Development under grant agreement no. PIOF-GA-252260 for project MOHAB.

The authors are grateful to Dr Patrick Gentien for his suggestions, comments and tireless assistance. Patrick believed strongly in this work and helped us until the very end.

### **References**

- Anderson, D. M. (1997). Bloom dynamics of toxic Alexandrium species in the northeastern US. *Limnology and Oceanography* 42(5) 1009-1022.
- Delmas, D., A. Herbland and S. Y. Maestrini (1992). Environmental-conditions which lead to increase in cell-density of the toxic dinoflagellates *Dinophysis* spp in nutrient-rich and nutrient-poor waters of the French Atlantic coast. *Marine Ecology-Progress Series* 89(1) 53-61.
- Demerliac, M.A. (1974). Calcul du niveau moyen journalier. *Annales Hydrographiques du SHOM 5ème série* pp. 49–57.

- Escalera, L., B. Reguera, T. Moita, Y. Pazos, M. Cerejo, J. M. Cabanas and M. Ruiz-Villarreal (2010). Bloom dynamics of *Dinophysis acuta* in an upwelling system: In situ growth versus transport. *Harmful Algae* 9(3) 312-322.
- Fawcett, A. L., G. C. Pitcher and F. A. Shillington (2008). Nearshore currents on the southern Namaqua shelf of the Benguela upwelling system. *Continental Shelf Research* 28(8) 1026-1039.
- Froidefond, J. M., P. Castaing and J. M. Jouanneau (1996). Distribution of suspended matter in a coastal up-welling area. Satellite data and in situ measurements. *Journal of Marine Systems* 8(1-2) 91-105.
- Grinsted, A., J. C. Moore and S. Jevrejeva (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics* 11(5-6) 561-566.
- Hallegraeff, G. M. (1993). A review of harmful algal blooms and their apparent global increase. *Phycologia* 32(2) 79-99.
- Hansen, P. J. (1991). *Dinophysis* - a planktonic dinoflagellate genus which can act both as a prey and a predator of a ciliate. *Marine Ecology-Progress Series* 69(1-2) 201-204.
- Haynes, R. and E. D. Barton (1990). A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 95(C7) 11425-11441.
- Hickey, B.M (1989). Patterns and processes of circulation over the Washington shelf and slope. In: Landry, M.R., Hickey, B.M. (Eds.), *Coastal Oceanography of Washington and Oregon*. Elsevier Press, Amsterdam, The Netherlands, pp. 44-115.
- Jacobson, D. M. and R. A. Andersen (1994). The discovery of mixotrophy in photosynthetic species of *Dinophysis* (Dinophyceae) - light and electron-microscopic observations of food vacuoles in *Dinophysis-Acuminata*, *d-norvegica* and 2 heterotrophic dinophysoid dinoflagellates. *Phycologia* 33(2) 97-110.
- Kim, S., Y. G. Kang, H. S. Kim, W. Yih, D. W. Coats and M. G. Park (2008). Growth and grazing responses of the mixotrophic dinoflagellate *Dinophysis acuminata* as functions of light intensity and prey concentration. *Aquatic Microbial Ecology* 51(3) 301-310.
- Lazure, P. and A. M. Jegou (1998). 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf. *Oceanologica Acta* 21(2) 165-177.
- Lecann, B. (1990). Barotropic tidal dynamics of the bay of Biscay shelf - observations, numerical modeling and physical interpretation. *Continental Shelf Research* 10(8) 723-758.
- Maestrini, S. Y. (1998). Bloom dynamics and ecophysiology of *Dinophysis* spp. In: Anderson, D.M., Cembella, A.D., Hallegraeff, G.M. (Eds.), *Physiological Ecology of Harmful Algal Blooms*, NATO ASI Series, vol. G 41. Springer, Berlin. ISBN: 3-540-64117-3, pp. 243-265.
- Maurer, D., Bec, B., Neaud-Masson, N., Rumebe, M., Auby, I., Grémare, A. (2010). Etude des relations entre le phytoplancton et les phénomènes de toxicité d'origine inconnue dans le Bassin d'Arcachon. Tâche T3b du Programme National Arcachon (AFSSA): « Toxicité due à des espèces phytoplanctoniques réputées toxiques ou encore méconnues dans le Bassin d'Arcachon ». Rapport Ifremer RST/LER/AR/10.004.

- Moita, M. T., L. Sobrinho-Goncalves, P. B. Oliveira, S. Palma and M. Falcao (2006). A bloom of *Dinophysis acuta* in a thin layer off north-west Portugal. *African Journal of Marine Science* 28(2) 265-269.
- Park, M. G., S. Kim, H. S. Kim, G. Myung, Y. G. Kang and W. Yih (2006). First successful culture of the marine dinoflagellate *Dinophysis acuminata*. *Aquatic Microbial Ecology* 45(2) 101-106.
- Petus, C., G. Chust, F. Gohin, D. Doxaran, J. M. Froidefond and Y. Sagarminaga (2010). Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. *Continental Shelf Research* 30(5) 379-392.
- Pingree, R. D. and B. Lecann (1989). Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Progress in Oceanography* 23(4) 303-338.
- Pitcher, G. C. and D. Calder (1998). Shellfish mariculture in the Benguela system: Phytoplankton and the availability of food for commercial mussel farms in Saldanha Bay, South Africa. *Journal of Shellfish Research* 17(1) 15-24.
- Pitcher, G. C., F. G. Figueiras, B. M. Hickey and M. T. Moita (2010). The physical oceanography of upwelling systems and the development of harmful algal blooms. *Progress in Oceanography* 85(1-2) 5-32.
- Pitcher, G.C., Weeks, S.J. (2006). The variability and potential for prediction of harmful algal blooms in the southern Benguela ecosystem. In: Shannon, V., Hempel, G., Malanotte-Rizzoli, P., Moloney, C., Woods, J. (Eds.), *Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem, Large Marine Ecosystems*, vol. 14. Elsevier, B.V., pp. 125-146.
- Puillat, I., P. Lazure, A. M. Jegou, L. Lampert and P. I. Miller (2004). Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990s. *Continental Shelf Research* 24(10) 1143-1163.
- Reguera, B., L. Velo-Suárez, R. Raine, M.G. Park (2011). Harmful *Dinophysis* spp.: A review. *Harmful Algae special issue: 10th Anniversary*. In revision.
- Sellner, K. G., G. J. Doucette and G. J. Kirkpatrick (2003). Harmful algal blooms: causes, impacts and detection. *Journal of Industrial Microbiology & Biotechnology* 30(7) 383-406.
- Sordo, I., E. D. Barton, J. M. Cotos and Y. Pazos (2001). An inshore poleward current in the NW of the Iberian peninsula detected from satellite images, and its relation with *G-catenatum* and *D-acuminata* blooms in the Galician Rias. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 53(6) 787-799.
- Stolte, W. and Garcés, E. (2006). Ecological aspects of Harmful Algal in situ population growth rates. In E. Graneli and J.T. Turner (eds.) *Ecology of Harmful Algae*. Springer Verlag. pp: 139-152.
- Torres, R. and E. D. Barton (2007). Onset of the Iberian upwelling along the Galician coast. *Continental Shelf Research* 27 1759-1778.
- Trainer, V. L., B. M. Hickey and R. A. Homer (2002). Biological and physical dynamics of domoic acid production off the Washington coast. *Limnology and Oceanography* 47(5) 1438-1446.



- Utermöhl, H. (1931). Neue wege in der quantitativen Erfassung des Planktons (mit besonderer Berücksichtigung des Ultraplanktons). *Verh Int Ver Theor Angew Limnol* 5: 567–596.
- Valencia, V., Franco, J., Borja, Á., Fontán, A. (2004). Hydrography of the southeastern Bay of Biscay. In: Borja, A., Collins, M. (Eds.), *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*. Elsevier Oceanography Series, vol. 70. Elsevier, Amsterdam, pp. 159–194.
- Velo-Suarez, L., S. Gonzalez-Gil, P. Gentien, M. Lunven, C. Bechemin, L. Fernand, R. Raine and B. Reguera (2008). Thin layers of *Pseudo-nitzschia* spp. and the fate of *Dinophysis acuminata* during an upwelling-downwelling cycle in a Galician Ria. *Limnology and Oceanography* 53(5) 1816-1834.
- Velo-Suarez, L., B. Reguera, E. Garces and T. Wyatt (2009). Vertical distribution of division rates in coastal dinoflagellate *Dinophysis* spp. populations: implications for modelling. *Marine Ecology-Progress Series* 385 87-96.
- Velo-Suárez, L., B. Reguera, S. González-Gil, and Y. Pazos (2011). The growth season of *Dinophysis acuminata* in an upwelling system embayment, *Harmful Algae*. In review.

## III.1 Compléments

L'article précédent est basé sur le travail de Maurer et al. (2010) qui ont caractérisé 7 évènements à *Dinophysis* ou à acide okadaïque dans le Bassin d'Arcachon. La caractérisation de ces évènements est basée sur les tests souris et les analyses chimiques. Les abondances de *Dinophysis* aux différents points du REPHY ont également été utilisées en 1995, 2002 et 2003 où les tests chimiques n'étaient pas encore pratiqués. Dans l'article précédent nous avons étendu l'utilisation des abondances de *Dinophysis* dans la caractérisation de tous les évènements à *Dinophysis* définis par Maurer et al. (2010). Le croisement des différentes données permet de définir plus précisément les évènements dans le temps. En effet, les prélèvements d'eau pour évaluer la concentration en *Dinophysis* et les prélèvements de coquillages sont faits à des dates différentes. La majorité de ces évènements ont lieu pendant la période à risque durant laquelle les prélèvements sont hebdomadaires. La précision des évènements est donc de l'ordre de la semaine.

L'espace limité dans l'article précédent ne permettait pas de présenter les séries temporelles de *Dinophysis* issues du réseau de surveillance de la DCE. Ce réseau échantillonne depuis 2007 plusieurs stations de la côte des Pyrénées Atlantique : Txingudi, Saint-Jean-de-Luz, Adour, Capbreton et Hossegor. Les données utilisées de 2007 à 2009 sont présentées sur la Figure III.1 avec les données REPHY des stations Teychan et Bouée7.

Le 24 avril 2007, 620 *cellules.L<sup>-1</sup>* de *Dinophysis* sont mesurées à Bouée 7 dans le Bassin d'Arcachon. Pendant le mois précédent cet évènement, de fortes concentrations sont également mesurées aux stations DCE de Hossegor, Capbreton et Saint-Jean-de-Luz. Un maximum de 3000 *cellules.L<sup>-1</sup>* a lieu le 28 mars 2007 à Saint-Jean-de-Luz. Les dernières fortes concentrations mesurées avant l'épisode dans le Bassin d'Arcachon sont de 650 *cellules.L<sup>-1</sup>* à Saint-Jean-de-Luz le 11/04 et de 500 *cellules.L<sup>-1</sup>* à Capbreton le 12/04. Les autres mesures de la DCE à cette période ont lieu les 12, 13 et 14 avril aux stations Adour et Hossegor, les concentrations sont inférieures à 100 *cellules.L<sup>-1</sup>*. L'étude de l'évolution de ce bloom sur les stations de la DCE n'est pas possible puisque il n'y a pas d'autres mesures DCE avant le 09 mai. Du 12 au 15 avril soufflent des vents d'ouest jusqu'à 9.3 *m.s<sup>-1</sup>*. Les cellules de *Dinophysis* mesurées dans le Bassin d'Arcachon le 24 avril 2007 pourraient avoir été transportées par la circulation vers le Nord induite par ces vents d'Ouest et donc pourraient provenir du bloom identifié au Pays Basque par la DCE lors de la première quinzaine du mois d'avril.

En 2008, 720 *cellules.L<sup>-1</sup>* sont mesurées à Hossegor le 15 avril. Le 28 avril 2008, 460 et 480 *cellules.L<sup>-1</sup>* ont été mesurées respectivement à Bouée 7 et Teychan. Du 26 avril au 5 mai a eu lieu la campagne PELGAS 2008 qui a révélé de fortes concentrations du Pays Basque jusqu'au Nord du Bassin d'Arcachon. Ce bloom semble avoir perduré au sud puisque le 13 mai 7760 *cellules.L<sup>-1</sup>* ont été mesurées à Txingudi et le 16 mai

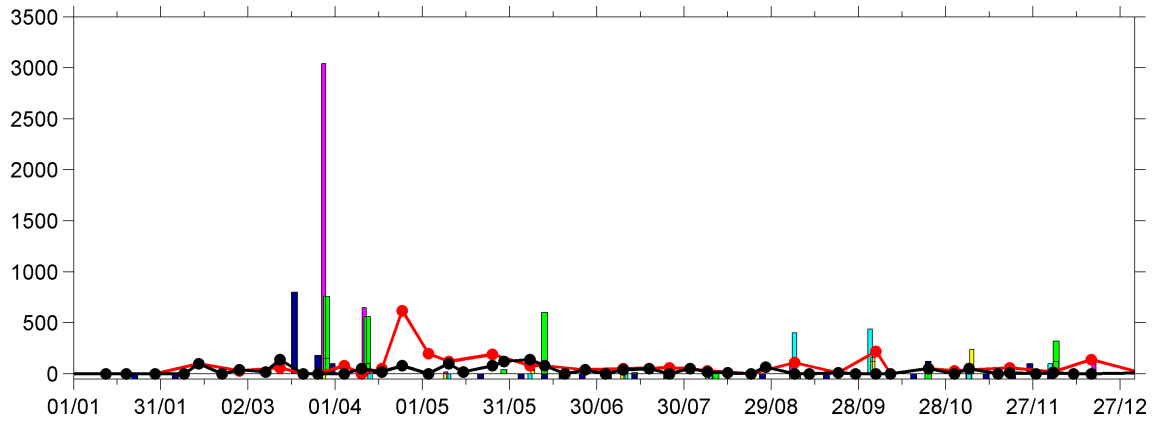
### III - "Distribution of *Dinophysis* species in the Bay of Biscay and possible transport pathways to Arcachon Bay"

---

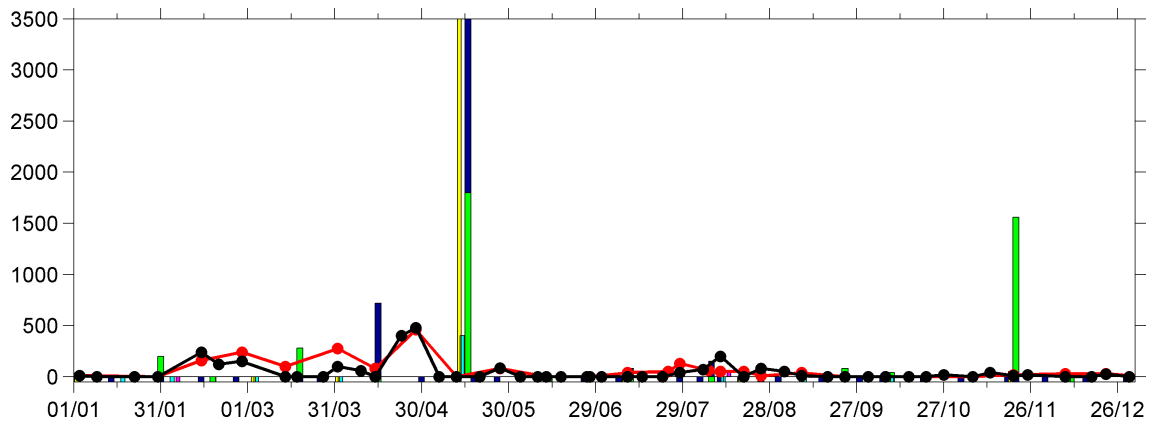
1800 et 10540 *cellules.L<sup>-1</sup>* ont été mesurées à Capbreton et à Hossegor. L'absence de fort vents d'Ouest jusqu'au 1 juin pourrait expliquer pourquoi *Dinophysis* n'a pas été identifié ensuite dans le Bassin d'Arcachon. En juin, malgré les vents d'Ouest il n'y a pas de bloom devant Arcachon car les résultats de la DCE sont négatifs au Pays Basque. Le 21 novembre, 1560 *cellules.L<sup>-1</sup>* sont mesurées à Capbreton. De forts vents d'ouest du 21 au 24 novembre jusqu'à 16.5 *m.s<sup>-1</sup>* sont susceptibles d'avoir transporté *Dinophysis* jusque dans le Bassin d'Arcachon. Cependant, en l'absence de mesures REPHY entre le 20 novembre et le 8 décembre, on ne peut pas le vérifier.

En 2009, Maurer et al. (2010) n'ont pas défini d'événements à *Dinophysis* dans le Bassin d'Arcachon. De faibles concentrations inférieures à 200 *cellules.L<sup>-1</sup>* sont détectées au printemps mais ne sont pas significatives. Il y avait cependant à cette période de fortes concentrations en *Dinophysis* à la station DCE de Capbreton, 400 et 2900 *cellules.L<sup>-1</sup>* le 18 mai et le 3 juin. L'absence de vents d'Ouest à cette période explique qu'il n'y en ai pas eu dans le Bassin d'Arcachon.

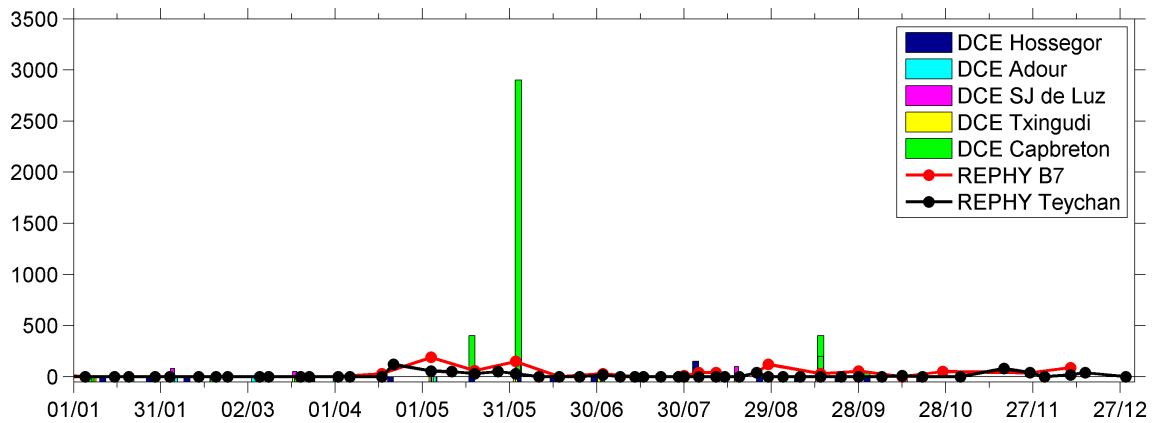
La comparaison des résultats des réseaux DCE et REPHY est cohérente avec la théorie formulée selon laquelle les cellules de *Dinophysis* retrouvées dans la Bassin d'Aracachon sont transportées du Sud du plateau continental Aquitain suite à des vents d'Ouest qui génèrent une forte circulation vers le Nord.



(a) 2007



(b) 2008



(c) 2009

FIG. III.1 – Concentrations en *Dinophysis* des réseaux DCE et REPHY. Les mesures nulles de la DCE sont symbolisées var une valeur négative. L'axe Y des mesures de la DCE est borné à 3500 cellules pour une raison de lisibilité bien que 7760  $cellules.L^{-1}$  ont été mesurées à Txingudi le 13 mai et 10540  $cellules.L^{-1}$  le 16 mai à Hossegor.

# Chapitre IV

## Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

L'étude de la répartition de *Dinophysis* sur le plateau continental Aquitain a permis de mettre en évidence une zone favorable au développement de *Dinophysis* au niveau du Canyon de Capbreton. Parallèlement, des mesures hydrodynamiques ont montré l'existence d'un courant côtier épisodique vers le Nord généré par des vents d'Ouest. L'analyse conjointe des évènements toxiques et météorologiques nous a donc conduit à penser que ces courants sont susceptibles de transporter les blooms de *Dinophysis* jusqu'au Bassin d'Arcachon. Dans ce chapitre, nous allons étudier en détail la circulation sur le plateau continental Aquitain révélée par les mesures ADCP effectuées dans le cadre des campagnes ARCADINO aussi bien à haute fréquence (marée, oscillations d'inertie) que la circulation à basse fréquence induite par le vent.

### IV.1 Données brutes et analyse spectrale

#### IV.1.1 Analyse des courants

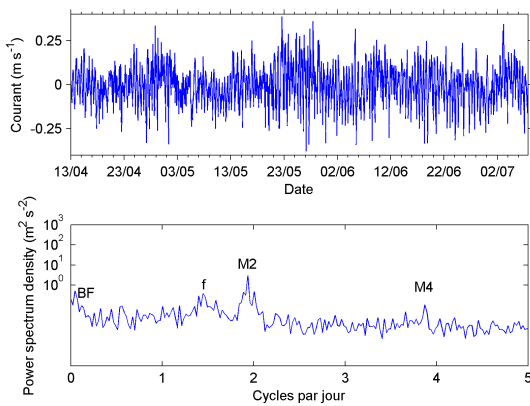
Du 11 Avril au 12 Juillet 2002, du 9 Juillet au 25 Août 2008 et du 18 Mai au 13 Août, le profil vertical du courant a été mesuré au large du Bassin d'Arcachon (44.65°N, 1.45W) au niveau de l'isobathe 50m avec un ADCP (RDI 300 KHz) mouillé au fond. Les résolutions temporelles et verticales d'enregistrement du courant étaient respectivement de 1h et de 2m en 2002, de 5 min et de 1.5 m en 2008 et de 1 m en 2009. Les données des 6 premiers mètres sous la surface, trop bruitées, n'ont pas été exploitées. En plus de la mesure de courant, l'ADCP mesure également la température au fond et la pression qui est reliée directement à la hauteur d'eau. Les courants bruts comportent des composantes à haute fréquence qui rendent le signal peu lisible comme le montre les Figures IV.1, IV.2 et IV.3 qui correspondent aux courants pour les jeux de données ADCP de 2002, 2008 et 2009. Sur ces Figures sont représentés les courants U (à gauche) et V (à droite) pour deux profondeurs, à proximité de la surface à 40 m au-dessus du fond (en haut) à 15 m

## IV.1 - Données brutes et analyse spectrale

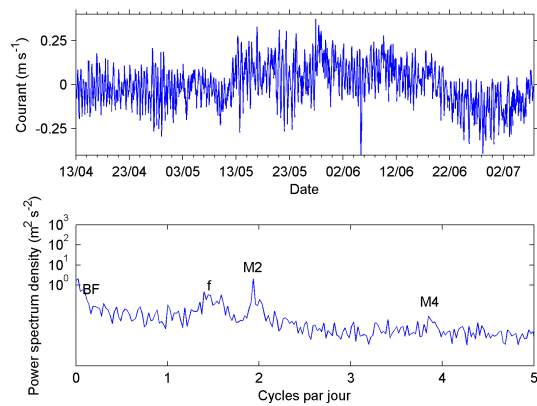
au-dessus du fond (en bas). Pour chaque composante du courant est représenté le signal brut et en-dessous sa TF (transformée de Fourier). Le passage dans le domaine spectral permet de séparer les courants en fonction de leur fréquence. La TF est calculée comme la moyenne des TFs calculées sur une fenêtre glissante qui représente la moitié du signal et décalée toutes les 50 valeurs.

Sur les différentes TF se distinguent plusieurs fréquences :

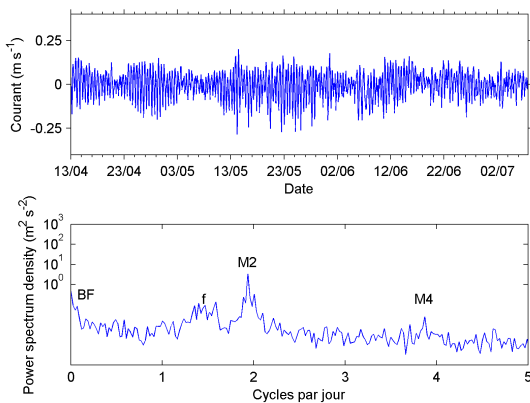
- BF : les circulations à basse fréquence qui correspondent à la circulation à des périodes de temps supérieures à quelques jours
- M2 : la marée semi-diurne dont M2, la marée semi-diurne lunaire (12h25 de période), est l'onde principale
- f : les oscillations d'inertie (17h à 45°N)
- M4 : harmonique de M2



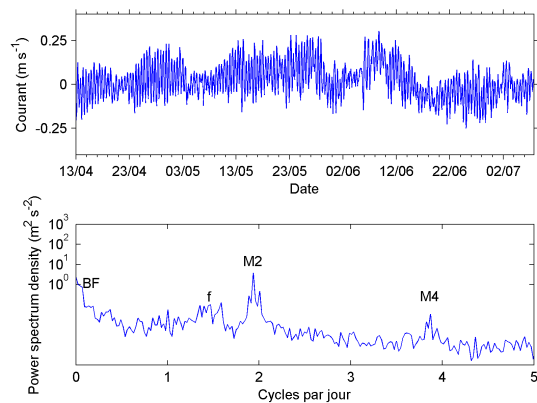
(a) Courant U en surface et sa TF



(b) Courant V en surface et sa TF



(c) Courant U au fond et sa TF



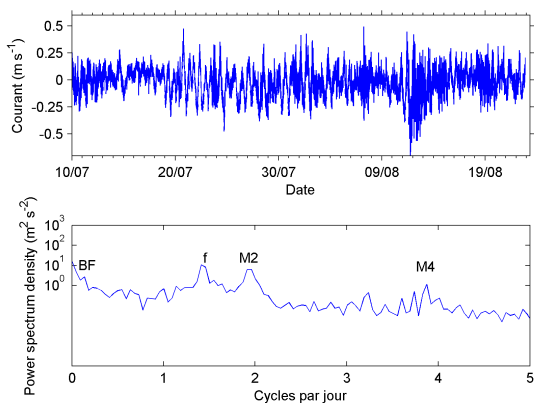
(d) Courant V au fond et sa TF

FIG. IV.1 – Courants U et V en surface (mesurés 40 m au dessus du fond) et au fond (mesurés 15 au dessus du fond) - Données ADCP 2002

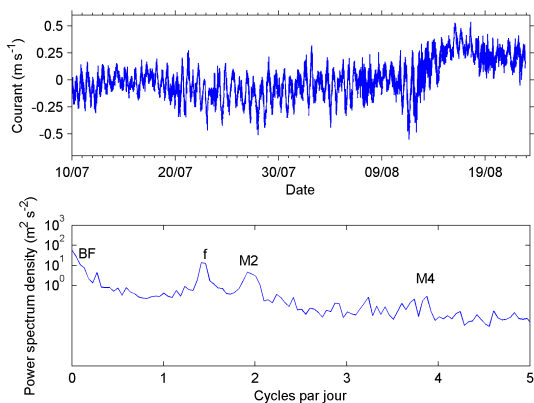
L'intensité du pic d'énergie de la marée est légèrement plus forte au fond qu'en surface sur les trois jeux de données. Les oscillations d'inertie sont pour tous les jeux de

## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

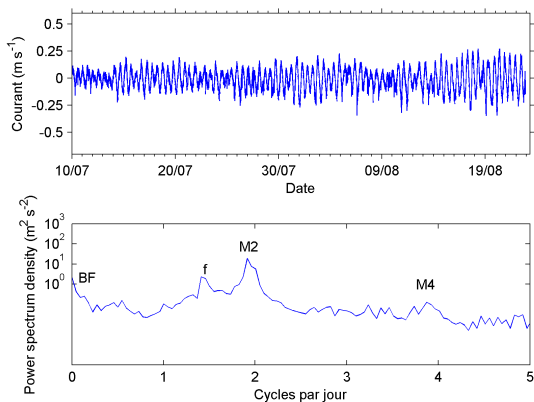
données plus fortes en surface qu'au fond. En 2008, elles sont beaucoup plus fortes que sur les autres jeux de données. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que les enregistrements de 2008 ont lieu plus tard dans l'année que ceux de 2002 et 2009, la stratification qui est un des facteurs favorisant les oscillations d'inertie était donc plus forte. En surface, le pic d'énergie des oscillations d'inertie dépasse celui de la marée (IV.2a et b). Sur toutes les TF un pic se distingue au niveau de M4, l'énergie associée reste relativement faible. L'énergie associée aux courants liés aux BF est importante et plus particulièrement sur la composante V (Nord-Sud).



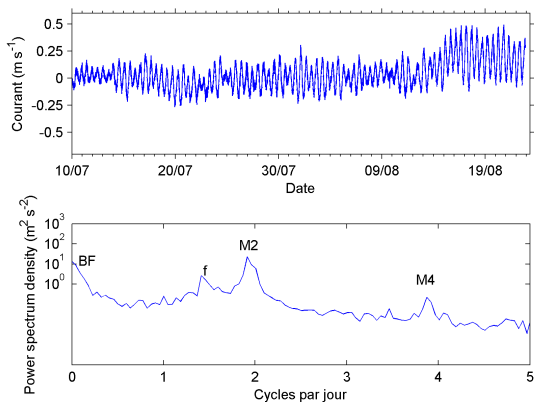
(a) Courant U en surface et sa TF



(b) Courant V en surface et sa TF



(c) Courant U au fond et sa TF



(d) Courant V au fond et sa TF

FIG. IV.2 – courants U et V en surface (mesurés 40 m au dessus du fond) et au fond (mesurés 15 au dessus du fond) - Données ADCP 2008

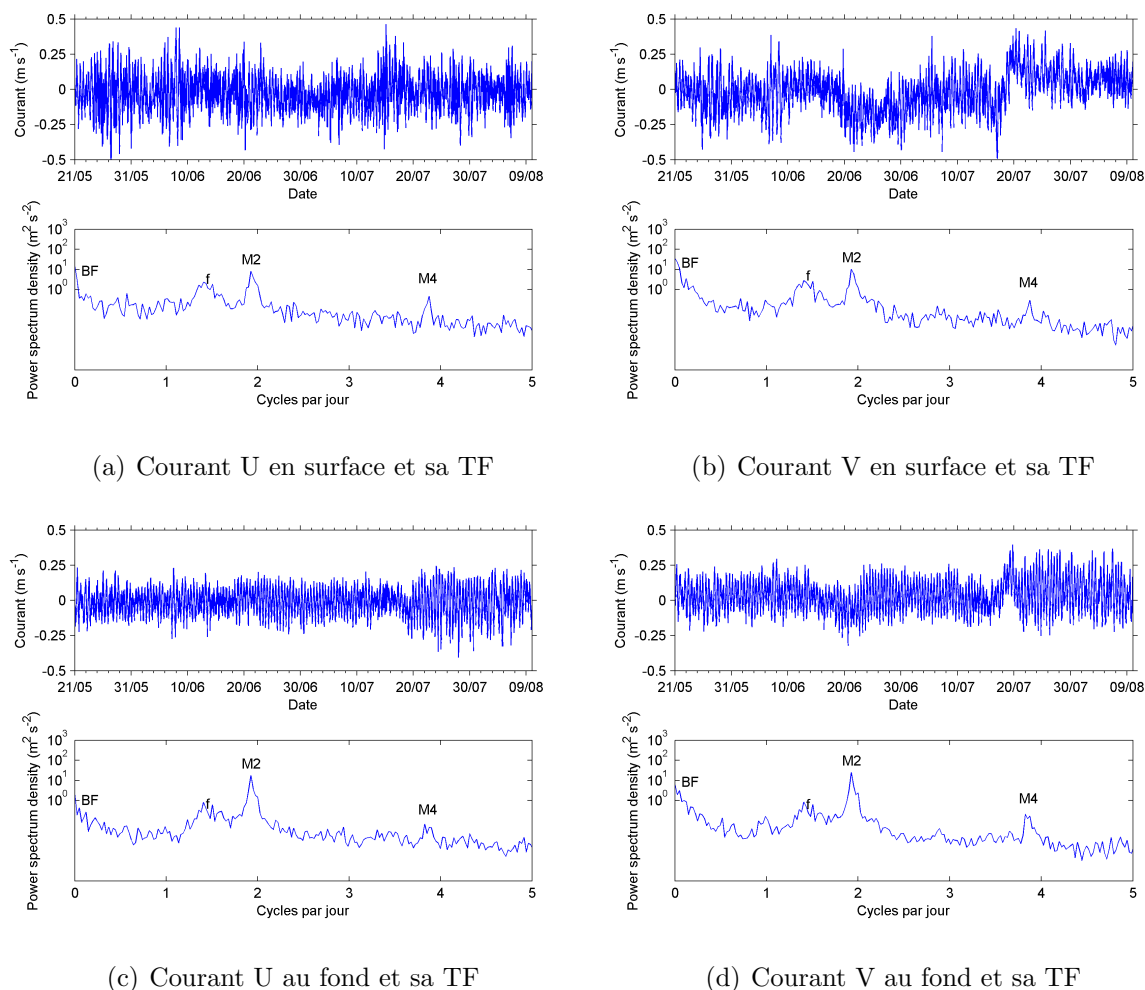


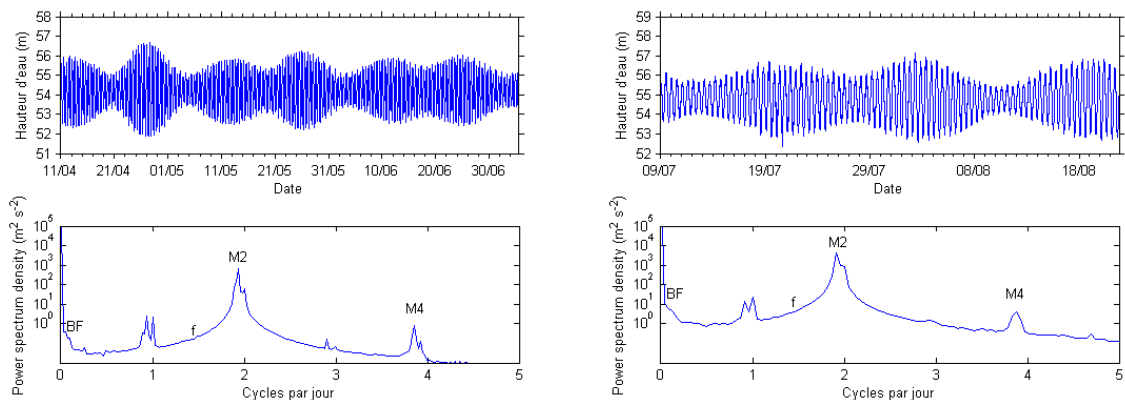
FIG. IV.3 – courants U et V en surface (mesurés 40 m au dessus du fond) et au fond (mesurés 15 au dessus du fond) - Données ADCP 2009

### IV.1.2 Analyse de l'élévation de la surface (SSH)

L'analyse spectrale de l'élévation de la surface est présentée Figure IV.4 pour les années 2002 (a), 2008 (b) et 2009 (c). Ces résultats font ressortir les mêmes pics : un pic au niveau des basses fréquences, un pic proche 25.9h qui correspond à l'onde O1, un pic proche de 23.9h qui correspond à l'onde K1, un pic proche de 12.5h qui correspond à M2 et enfin un pic à 6.2h qui correspond à M4. Le pic au niveau des oscillations d'inertie présent dans les données de courant présentées précédemment est absent de l'analyse spectrale de l'élévation de la surface.

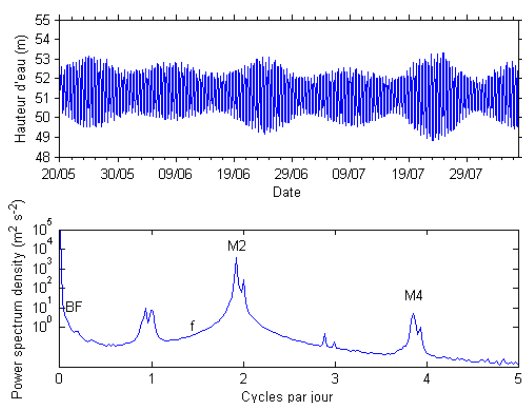


## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain



(a) Courant U en surface et sa TF

(b) Courant V en surface et sa TF



(c) Courant U au fond et sa TF

FIG. IV.4 – SSH - Données ADCP (a) 2002, (b) 2008 et (c) 2009

## IV.2 Circulation haute fréquence : marée barotrope, marée interne et oscillations d'inertie

### IV.2.1 Marée barotrope et marée interne

La toolbox `t_tide` (Pawlowicz et al., 2002) disponible sous MATLAB permet de faire une analyse harmonique d'un signal afin de caractériser les différents constituants de la marée présents dans ce signal. Cette analyse est faite sur la hauteur d'eau et sur les différents courants présentés précédemment (U et V à 40m et à 15m) pour les trois jeux de données ADCP de 2002, 2008 et 2009. Les principales composantes qui ressortent de cette analyse sont présentées dans le tableau IV.1 qui rappelle les périodes associées à chaque onde.

## IV.2 - Circulation haute fréquence : marée barotrope, marée interne et oscillations d'inertie

Composante	Période (en h)
M2	12.4206
O1	25.8193
K1	23.9345
N2	12.6583
S2	12.0000
M4	6.2103

TAB. IV.1 – Périodes des ondes principales diurnes et semi-diurnes

### IV.2.1.a Analyse harmonique SSH

Les analyses harmoniques ont été effectuées sur les hauteurs d'eau enregistrées par les ADCP en 2002, 2008 et 2009 et sont présentées dans le tableau IV.2. La composante principale est l'onde M2 avec une amplitude de 1.37 m en 2002 et 2008 et de 1.25 m en 2009 et une phase entre 120 et 130°. S2 a une amplitude ente 33 à 47 cm et une phase entre 156 et 163°. N2 a une amplitude entre 26 à 28 cm avec une phase entre 92 et 104°. Les amplitudes des autres composantes sont inférieures à 10cm. Les valeurs de ces différentes ondes sont comparables avec les constantes harmoniques données par le SHOM à Cap-Ferret (entrée du Bassin d'Arcachon) présentées dans le tableau IV.2.

Composante	2002		2008		2009		Cap Ferret	
	amp	pha	amp	pha	amp	pha	amp	pha
M2	1.372	132	1.365	120	1.253	119	1.293	110
O1	0.072	337	0.060	335	0.067	333	0.072	329
K1	0.064	71	0.071	91	0.069	82	0.050	78
N2	0.267	104	0.268	92	0.284	101	0.250	96
S2	0.434	156	0.471	171	0.336	163	0.421	147
M4	0.044	44	0.046	21	0.056	27	0.076	48

TAB. IV.2 – Analyse harmonique de la SSH, données ADCP 2002, 2008 et 2009 et constantes harmoniques à Cap Ferret (données SHOM)

### IV.2.1.b Analyse harmonique des courants

L'analyse harmonique sur l'onde M2 est faite à la fois pour le courant total (M2), le courant barotrope (M2bt) (moyenne verticale du courant) et pour le courant barocline (M2bc) (différence entre le courant brut et le courant barotrope). Cette partie barocline est supposée révéler la marée interne. L'analyse fournit onde par onde le demi-grand axe de l'ellipse de courants, le demi-petit axe, l'angle d'inclinaison de l'ellipse et la phase des constituants par rapport à Greenwich.

L'onde principale qui ressort de cette analyse est sans surprise, l'onde M2. En 2002,

## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

---

l'ellipse de M2 en surface est quasi circulaire avec un demi-grand axe de  $9.2 \text{ cm.s}^{-1}$  et un demi-petit axe de  $-7.7 \text{ cm.s}^{-1}$  au fond (cf IV.3). Au fond, l'ellipse de M2 est très similaire à celle de surface avec des valeurs de demi axes, d'inclinaison et de déphasage très proches. On peut noter une avance de phase d'environ  $40^\circ$  des courants au fond sur les courants de surface, ce qui correspond à 1h20. Ce déphasage est couramment observé dans les zones côtières. La composante M2bt représente la majorité du signal, les rayons de cette composante sont très proches de ceux de la composante M2. La composante barocline est faible (rayons de l'ellipse  $< 2 \text{ cm.s}^{-1}$ ). Les autres composantes significatives sont S2 et N2 avec des demi-grand axes entre  $1.8$  et  $3.6 \text{ cm.s}^{-1}$ . Les rayons des autres composantes sont inférieurs à  $1 \text{ cm.s}^{-1}$ .

En 2008, les rayons de l'ellipse de M2 sont plus forts au fond ( $11.8$  et  $-10.8 \text{ cm.s}^{-1}$ ) qu'en surface ( $6.1$  et  $-2.8 \text{ cm.s}^{-1}$ ). Les rayons de la composante barotrope sont similaires à 2002, la composante barocline est quand à elle plus forte avec des rayons jusqu'à  $4.9 \text{ cm.s}^{-1}$  de demi-grand axe au fond. Les rayons de N2 sont inférieur à  $2 \text{ cm.s}^{-1}$ , le demi-grand axe de N2 atteint  $3.8 \text{ cm.s}^{-1}$ .

En 2009, l'ellipse de M2 est similaire à celles de 2008, plus forte au fond (rayons de  $11 \text{ cm.s}^{-1}$  et  $-9.2 \text{ cm.s}^{-1}$ ) qu'en surface (rayons de  $7.2 \text{ cm.s}^{-1}$  et  $-4.3 \text{ cm.s}^{-1}$ ). La partie barotrope est la même que pour 2002 et 2008 tant au niveau des rayons, de l'inclinaison que de la phase. Les amplitudes des ondes baroclines sont un peu moins fortes qu'en 2008 avec des rayons jusqu'à  $3.7 \text{ cm.s}^{-1}$  au fond. Les rayons de N2 et S2 sont similaires, et inférieur à  $3 \text{ cm.s}^{-1}$ .

Les ondes N2 et S2 qui interviennent à des périodes proches de M2 contribuent au signal de marée semi-diurne avec des amplitudes jusqu'à  $3.6 \text{ cm.s}^{-1}$  pour S2 et  $2.5 \text{ cm.s}^{-1}$  pour N2.

Ces résultats montrent que la partie barotrope de l'onde M2 est bien définie puisqu'elle est très proche pour les trois jeux de données, elle est d'environ  $8.7 \text{ cm.s}^{-1}$  pour les deux composantes U et V du courant. A cette onde barotrope M2bt s'ajoute la partie barocline M2Bc, la marée interne, plus forte pendant la période de stratification. Le déphasage entre les courants baroclines de surface et de fond est d'environ  $180^\circ$  ( $210^\circ$  en 2002,  $189^\circ$  en 2008,  $191^\circ$  en 2009) ce qui implique une inversion des courants entre les couches de surface et de fond. Cette inversion est conforme à la théorie linéaire des ondes internes. En 2002, où les enregistrements ont lieu au printemps (période faiblement stratifiée), les courants baroclines sont faibles. Ils sont de  $1.8 \text{ cm.s}^{-1}$  en surface et  $1 \text{ cm.s}^{-1}$  au fond. En 2008, ces courants baroclines sont forts, ils atteignent  $4.5 \text{ cm.s}^{-1}$  en surface et  $4.9 \text{ cm.s}^{-1}$  au fond et en 2009 ils sont de  $2.6 \text{ cm.s}^{-1}$  en surface et de  $3.7 \text{ cm.s}^{-1}$  au fond. Les enregistrements de 2008 et 2009 vont jusqu'en août, période pendant laquelle la stratification est établie. Cette composante barocline est donc très variable selon la saison et la profondeur. Elle joue un rôle important en 2008 et 2009, en effet les courants de marée liés à l'onde M2 résultants de la partie barotrope et de la partie barocline sont

## IV.2 - Circulation haute fréquence : marée barotrope, marée interne et oscillations d'inertie

---

atténués en surface et amplifiés au fond. Afin de comprendre comment interviennent ces amplification et atténuation du courant de marée en fonction de la profondeur nous avons extrait les courants de marée diurne du reste du signal. Un filtre passe bande entre 5 et 14 heures, est appliqué sur les transformées de Fourier du courant U et V. Les spectres sont ensuite déconvolués avec une transformée de Fourier inverse. Cette méthode appliquée à toutes les profondeurs permet d'extraire les courants dans la bande d'inertielle du reste du signal.

Les Figures IV.5, IV.6, IV.7 et IV.8 représentent pour les données ADCP de 2008, respectivement, les courants reconstitués dans la bande de fréquence de la marée des composantes U en surface, U au fond, V en surface et V au fond ainsi que la composante correspondante du courant reconstitué barotrope. Il est également représenté sur ces figures le courant alongshore à basse fréquence. On remarque sur la Figure IV.5 que le courant est en phase avec le courant barocline sauf pendant les mortes-eaux et également pendant la période du 14 août jusqu'à la fin de l'enregistrement alors que l'on est plus dans des mortes-eaux. Cette période correspond au déclenchement d'un fort courant alongshore vers le Nord. Le comportement de la composante V en surface présentée Figure IV.7 est similaire. Sur les composantes U et V au fond Figure IV.6 et IV.8 sont tout au long de l'enregistrement en phase avec le courant barotrope. Pendant la période du 14 août au 23 août, l'impact du courant alongshore vers le Nord à basse fréquence est différent. En effet les deux composantes du courant de marée U et V sont amplifiées au fond pendant cette période jusqu'à  $10 \text{ cm.s}^{-1}$ .

La même analyse est réalisée pour les données de 2009, les résultats sont présentés sur les figures IV.9, IV.10, IV.11 et IV.12. Cette analyse montre que pendant la période du 19 juillet au 6 août un courant alongshore vers le Nord modifie comme en 2008 les courants de marée. Les courants en surface sont déphasés et amplifiés au fond. On remarque également des phases d'amplification des courants en surface fin mai et début juin que l'on ne sait pas expliquer.

Les courants de marée diurne sont donc fortement modifiés par les épisodes de fort courant alongshore. Ces phases d'amplification au fond et de déphasage en surface sont probablement responsables des différences observées au niveau des courants baroclines précédemment.

La toolbox `t_tide` permet également de recomposer le signal de marée complet. Cette reconstitution montre que les courants de marée maximum en 2002 sont de  $18 \text{ cm.s}^{-1}$ , de  $22 \text{ cm.s}^{-1}$  en 2008 et de  $19 \text{ cm.s}^{-1}$  en 2009.

## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

	Surface				Fond			
	DGA	DPA	OE	PHA	DGA	DPA	OE	PHA
M2	9.2	-7.7	52	2	9.3	-7	57	342
M2bt	8.8	-6.8	57	347				
M2bc	1.8	-1.1	22	90	1	-0.6	39	299
K1	0.3	0	150	173	1	-0.5	88	337
N2	2.3	-1.6	30	330	1.8	-1.7	54	340
S2	2.7	-1	58	24	3.6	-2.6	58	14
M4	1.1	0.1	55	301	1.2	0	48	296

TAB. IV.3 – Demi-grand axe (DGA en  $cm.s^{-1}$ ), demi-petit axe (DPA en  $cm.s^{-1}$ ), orientation de l'ellipse (OE en  $^{\circ}$ ) et phase (PHA en  $^{\circ}$ ) en surface (40 m au-dessus du fond) et au fond (15 m au dessus du fond) des ondes principales de la marée calculées avec t\_tide - ADCP 2002

	Surface				Fond			
	DGA	DPA	OE	PHA	DGA	DPA	OE	PHA
M2	6.1	-2.8	36	334	11.8	-10.8	96	300
M2bt	8.7	-6.9	50	334				
M2bc	4.5	-2.9	133	89	4.9	-3	143	278
K1	0.9	-0.1	78	86	0.7	-0.2	87	56
N2	0.8	-0.6	106	248	1.8	-1.5	107	279
S2	2.9	-1.5	52	8	3.8	-3.3	53	27
M4	1.3	-0.4	25	274	1	0	80	291

TAB. IV.4 – Demi-grand axe (DGA en  $cm.s^{-1}$ ), demi-petit axe (DPA en  $cm.s^{-1}$ ), orientation de l'ellipse (OE en  $^{\circ}$ ) et phase (PHA en  $^{\circ}$ ) en surface (40 m au-dessus du fond) et au fond (15 m au dessus du fond) des ondes principales de la marée calculées avec t\_tide - ADCP 2008

	Surface				Fond			
	DGA	DPA	OE	PHA	DGA	DPA	OE	PHA
M2	7.2	-4.3	42	354	11	-9.2	90	316
M2bt	8.7	-6.7	56	341				
M2bc	2.6	-1.2	116	105	3.7	-1.8	135	296
K1	0.5	-0.1	85	74	0.8	-0.2	107	45
N2	2.5	-1.5	3	34	2.5	-1.8	37	319
S2	2.7	-2.1	31	47	2.7	-1.6	68	18
M4	1.4	-0.1	41	274	1	-0.1	79	283

TAB. IV.5 – Demi-grand axe (DGA en  $cm.s^{-1}$ ), demi-petit axe (DPA en  $cm.s^{-1}$ ), orientation de l'ellipse (OE en  $^{\circ}$ ) et phase (PHA en  $^{\circ}$ ) en surface (40 m au-dessus du fond) et au fond (15 m au dessus du fond) des ondes principales de la marée calculées avec t\_tide - ADCP 2009

## IV.2 - Circulation haute fréquence : marée barotrope, marée interne et oscillations d'inertie

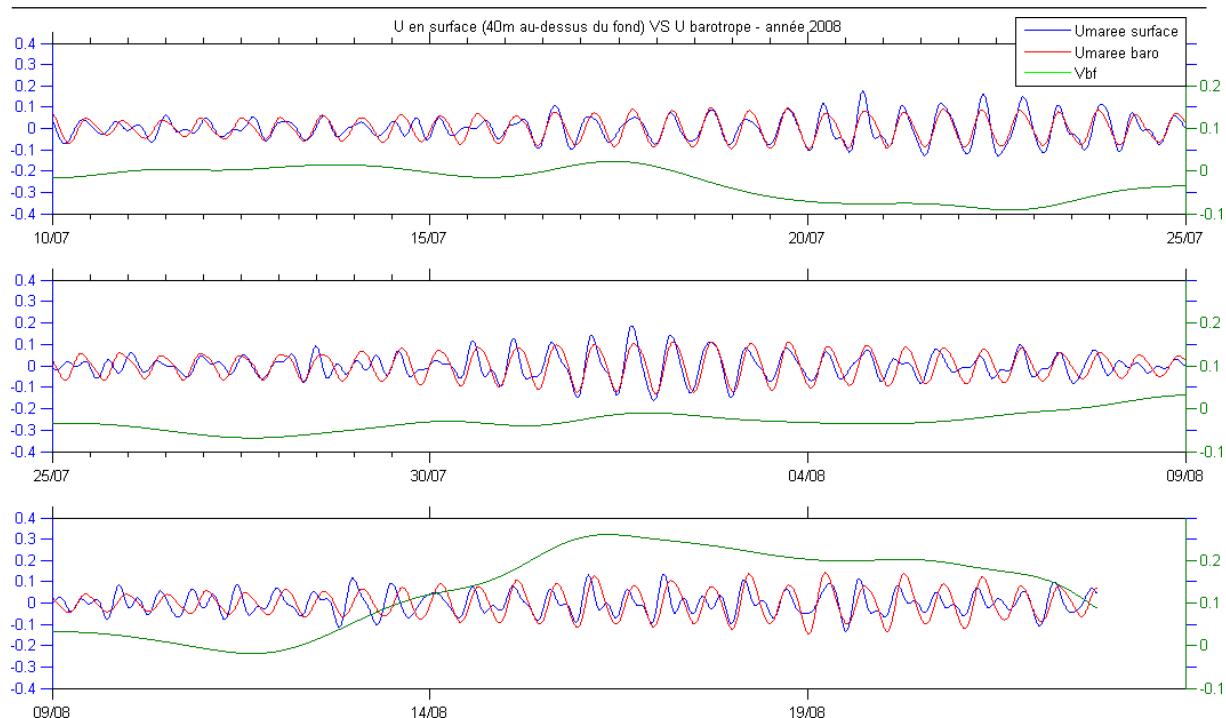


FIG. IV.5 – U en surface - Données ADCP 2008

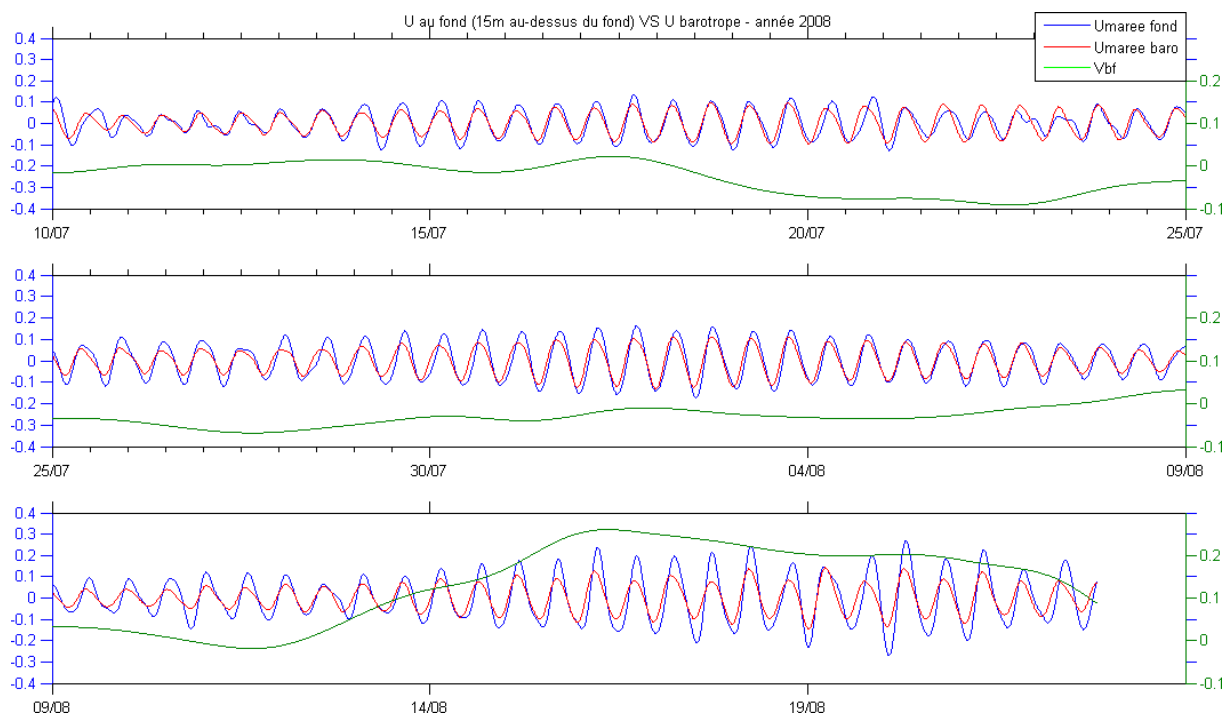


FIG. IV.6 – U au fond - Données ADCP 2008

## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

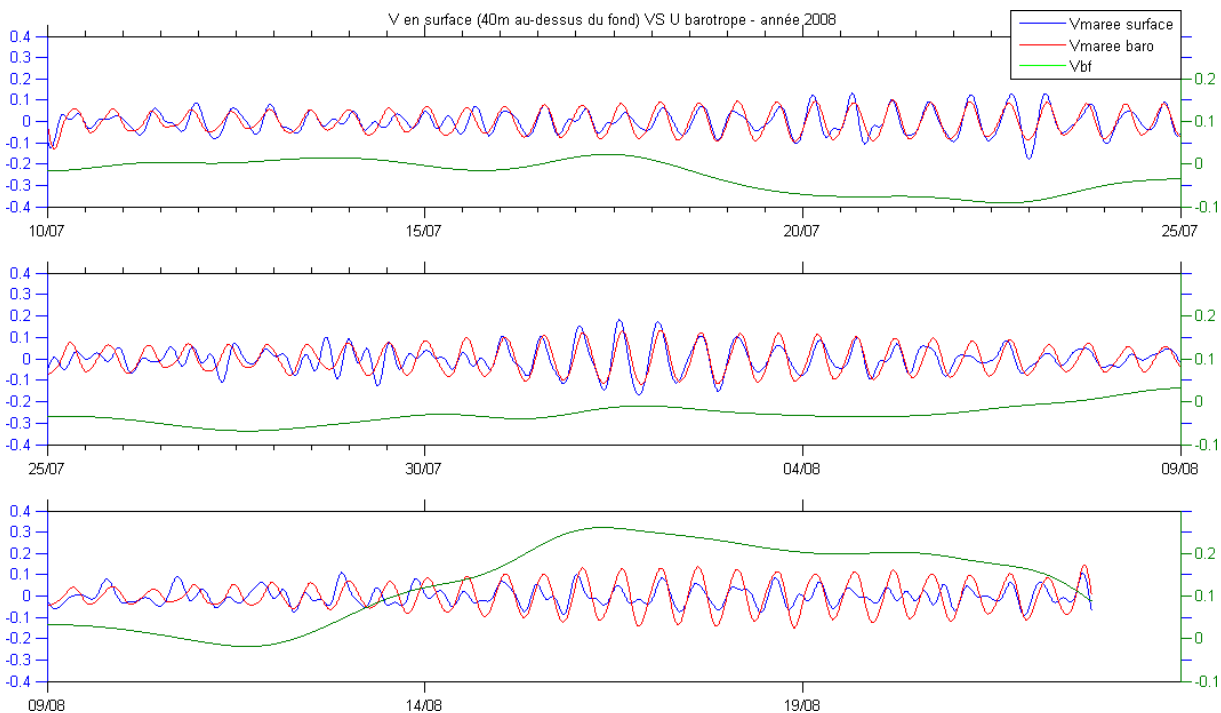


FIG. IV.7 – V en surface - Données ADCP 2008

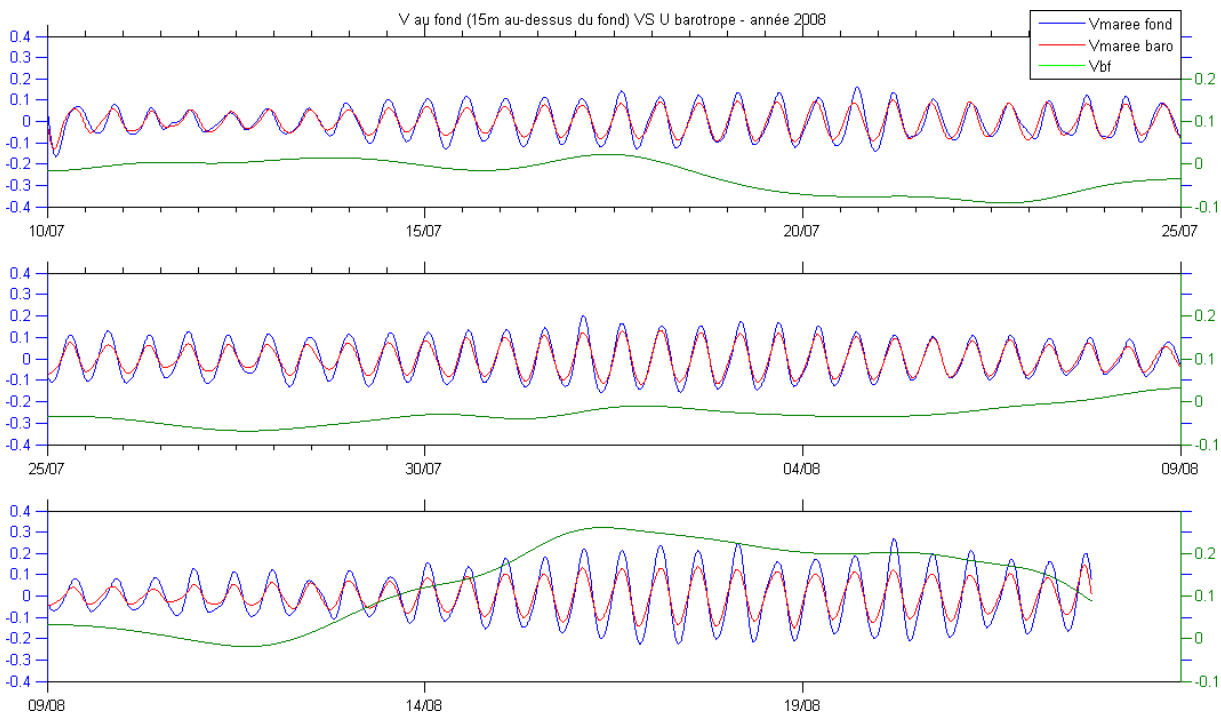


FIG. IV.8 – U au fond - Données ADCP 2008

## IV.2 - Circulation haute fréquence : marée barotrope, marée interne et oscillations d'inertie

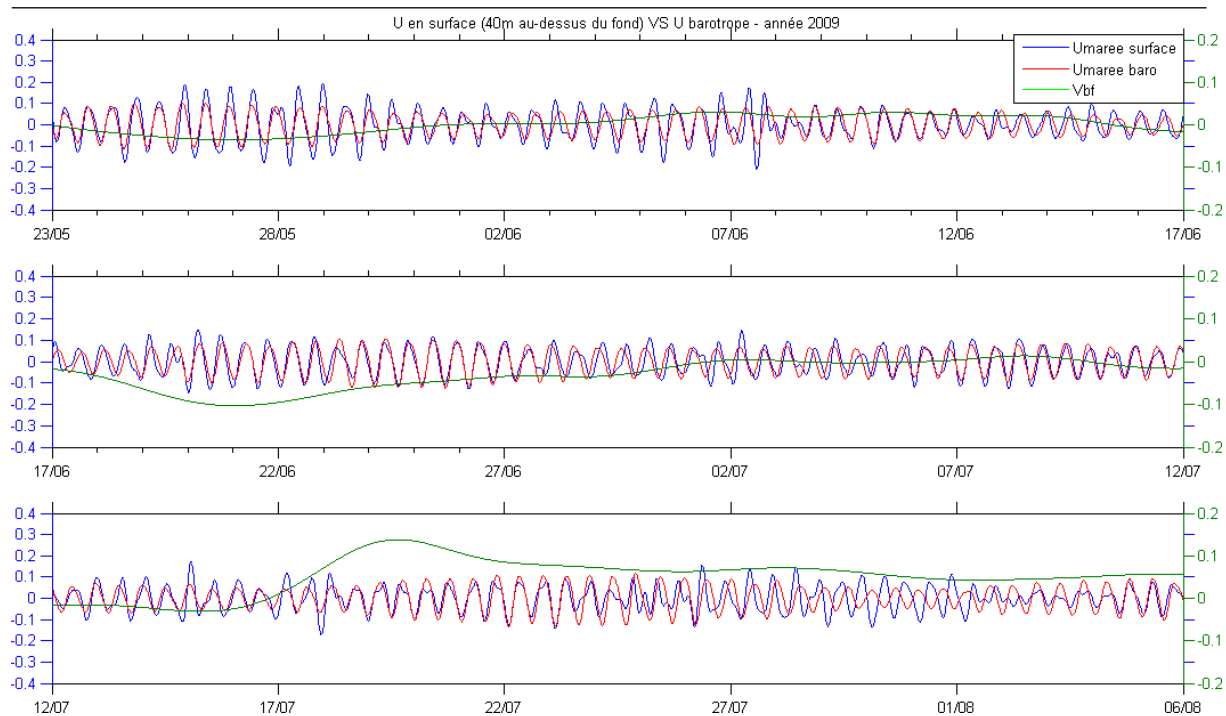


FIG. IV.9 – U en surface - Données ADCP 2009

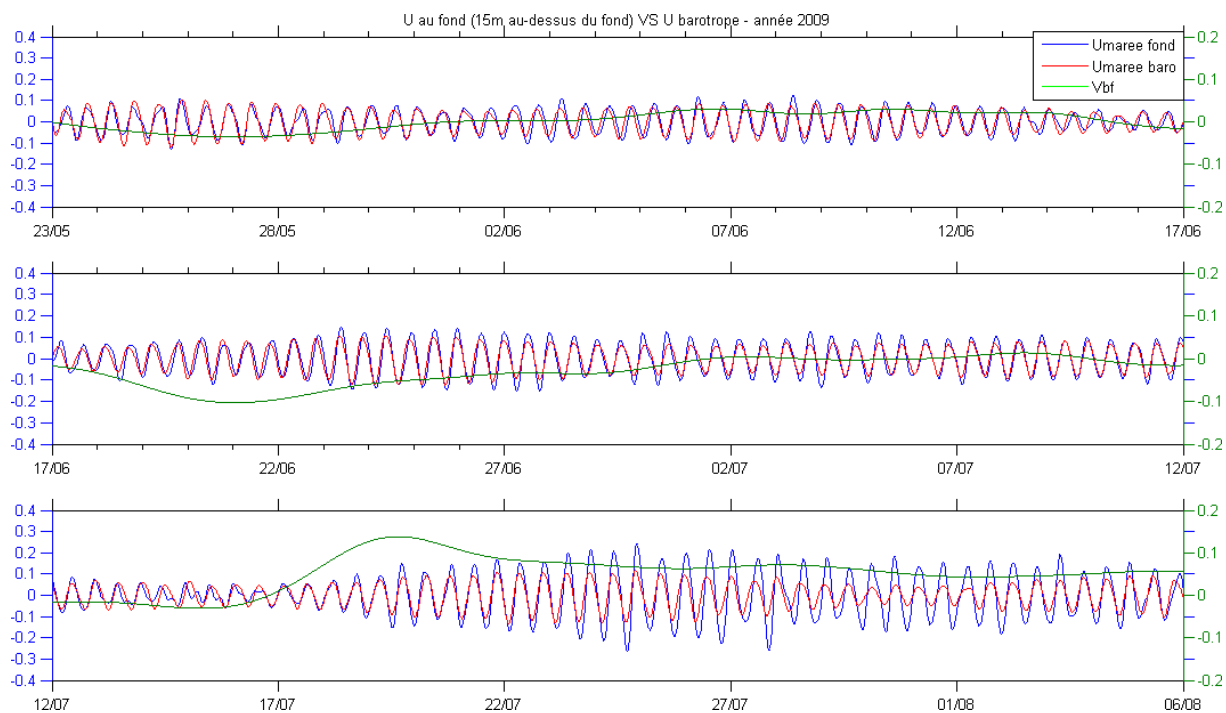


FIG. IV.10 – U au fond - Données ADCP 2009



## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

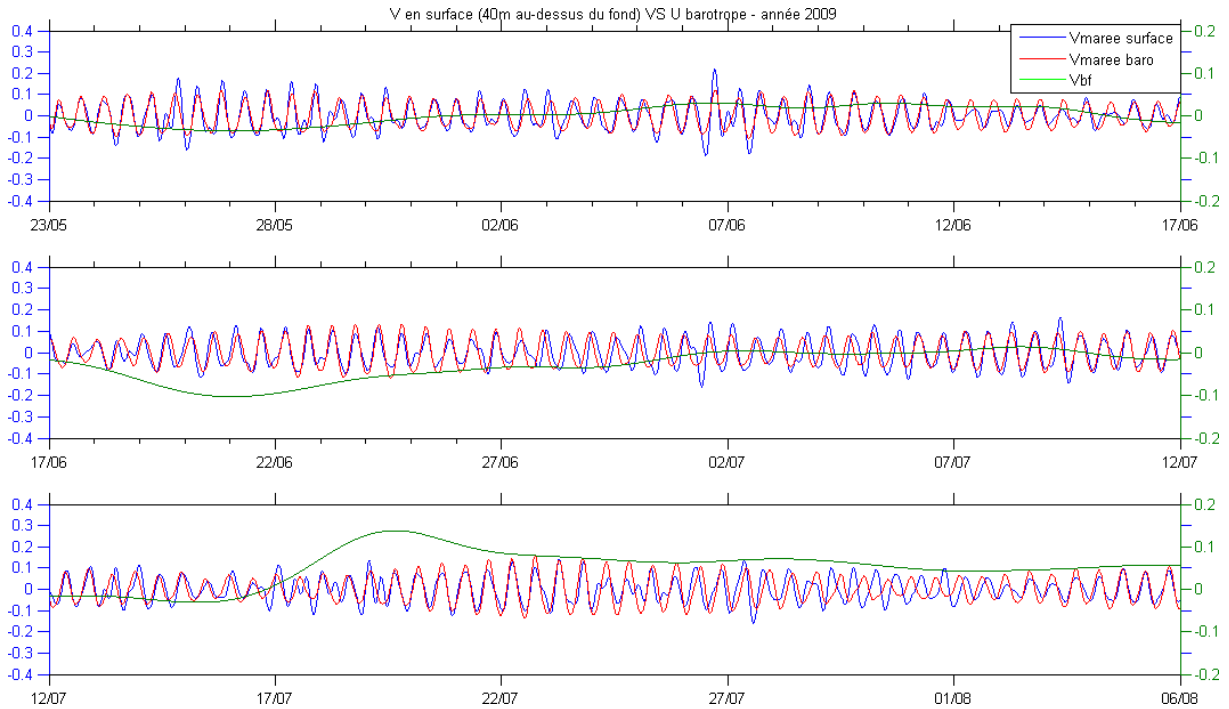


FIG. IV.11 – V en surface - Données ADCP 2009

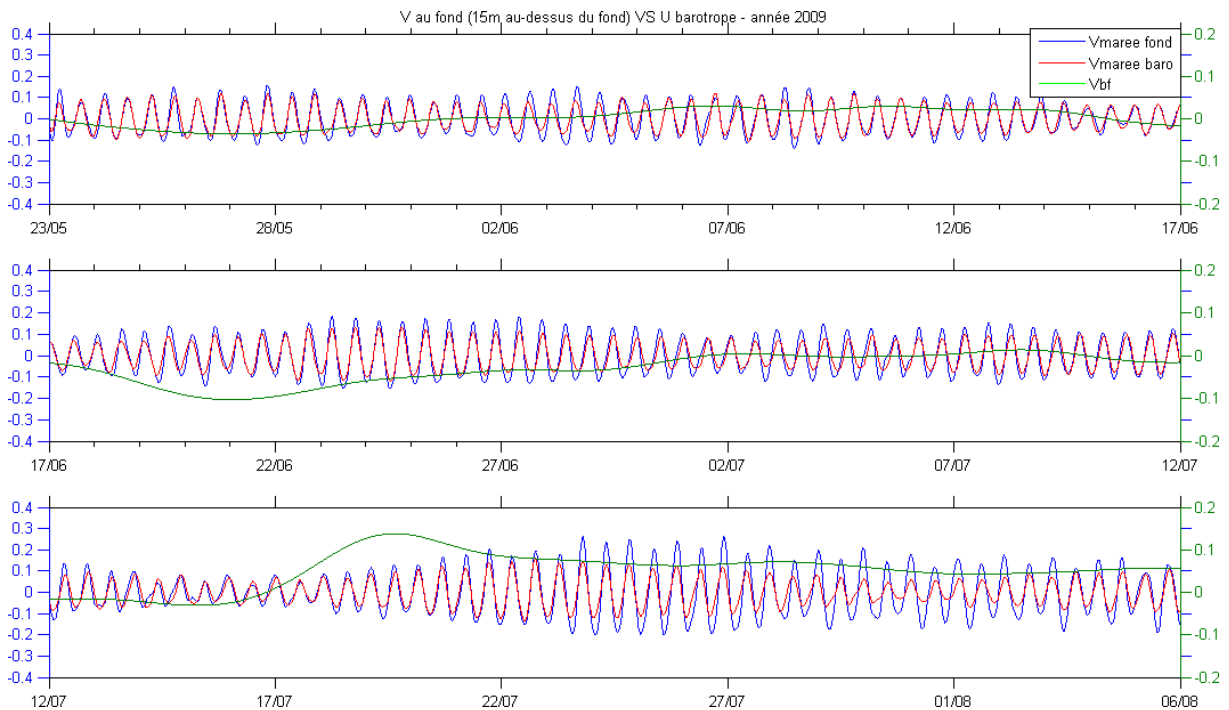


FIG. IV.12 – V au fond - Données ADCP 2009

### IV.2.2 Courants et oscillations d'inertie

Les oscillations d'inerties interviennent dans une bande de fréquence qui dépend de la latitude et de la vorticité du courant. Ce ne sont pas des ondes astronomiques avec

## IV.2 - Circulation haute fréquence : marée barotrope, marée interne et oscillations d'inertie

une fréquence précise, il n'est donc pas possible de faire une analyse harmonique de ces signaux comme pour la marée. Un filtre passe bande autour de la fréquence d'inertie (17.12 h à Arcachon), entre 15 et 20 heures, est appliqué sur les transformées de Fourier du courant U et V. Les spectres sont ensuite déconvolués avec une transformée de Fourier inverse. Cette méthode appliquée à toutes les profondeurs permet d'extraire les courants dans la bande d'inertielle du reste du signal.

Les courants inertiels pour les données ADCP de 2002 sont présentés sur la Figure IV.13. On distingue trois périodes pendant lesquelles les courants sont forts : du 13 au 16/05/2002, du 20 au 25/05/2002 et du 05 au 09/06/2002. Les courants entre la surface et le fond sont opposés, l'inversion se fait vers 30 m au-dessus du fond soit environ 25m au-dessous de la surface ce qui correspond à la position moyenne de la thermocline à cette période. L'intensité des courants est de l'ordre de  $10\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . La Figure IV.14 présente les vents instantanés durant la même période. La première période d'oscillations d'inertie du 13 au 16/05/2002 semble être déclenchée par un évènement bref de vent de Sud-Ouest de  $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  le 13/05/2002. La seconde du 20 au 25/05/2002 se produit à la suite de trois coups de vents brefs de Nord-Ouest le 17/05/2002 ( $11\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), le 20/05/2002 ( $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) et le 22/05/2002 ( $12.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ). C'est pendant cette période que les courants les plus forts sont mesurés, ils atteignent  $19\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  en surface. Enfin la troisième période du 05 au 07/06/2002 se produit après un bref coup de vent le 05/06/2002 de  $11\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Il est intéressant de remarquer que les forts vents d'Ouest du 27/05/2002 et du 08/06/2002 n'engendrent pas d'oscillations. Ce sont les deux épisodes les plus forts mais aussi les plus longs.

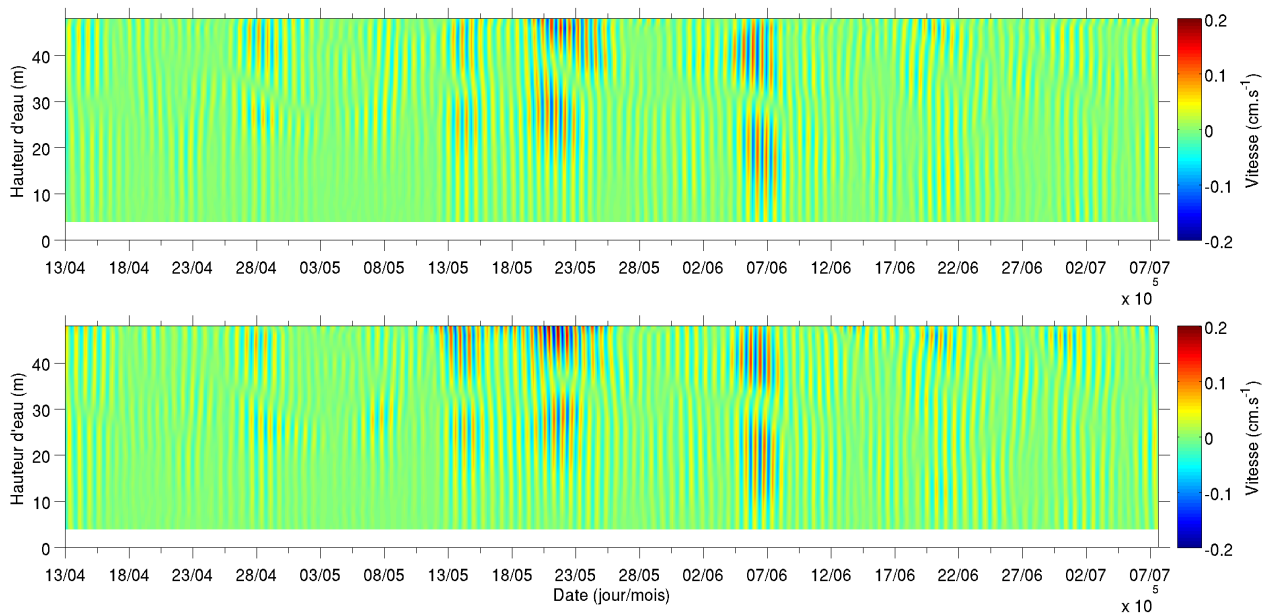


FIG. IV.13 – TF inverse dans la bande 15-20 h pour le courant U (en haut) et le courant V (en bas) en fonction des dates et de la hauteur d'eau - 2002

## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

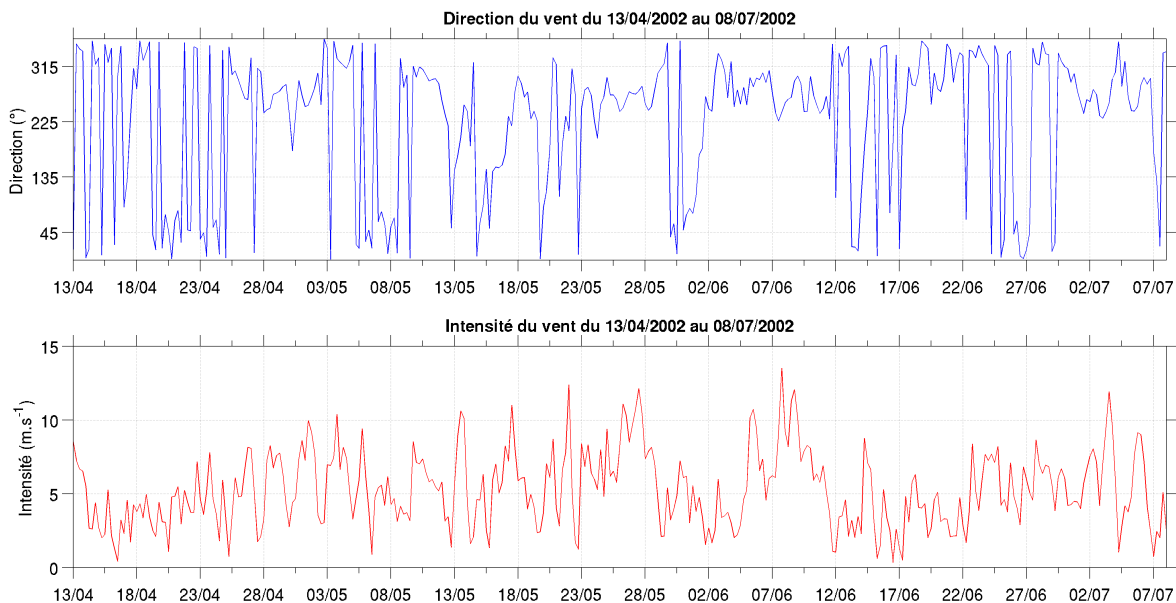


FIG. IV.14 – Vent instantané en (44.5°N,1.5°W) en 2002 - Données ARPEGE traitées toutes les 6h

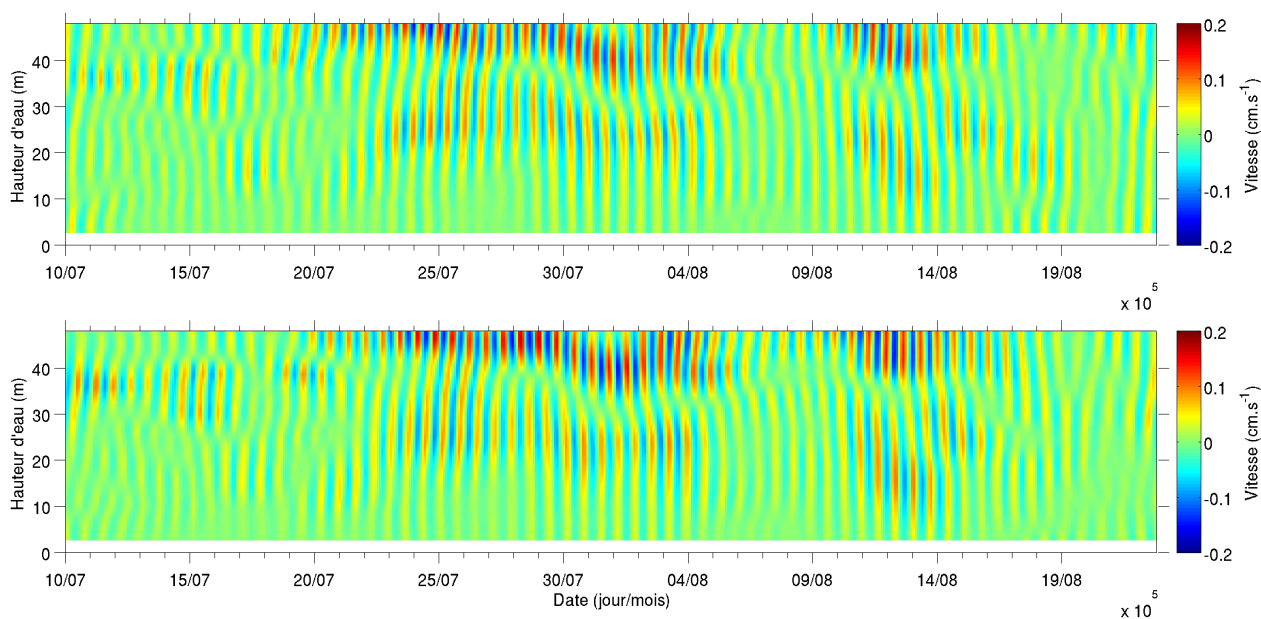


FIG. IV.15 – TF inverse dans la bande 15-20 h pour le courant U (en haut) et le courant V (en bas) en fonction des dates et de la hauteur d'eau - 2008

## IV.2 - Circulation haute fréquence : marée barotrope, marée interne et oscillations d'inertie

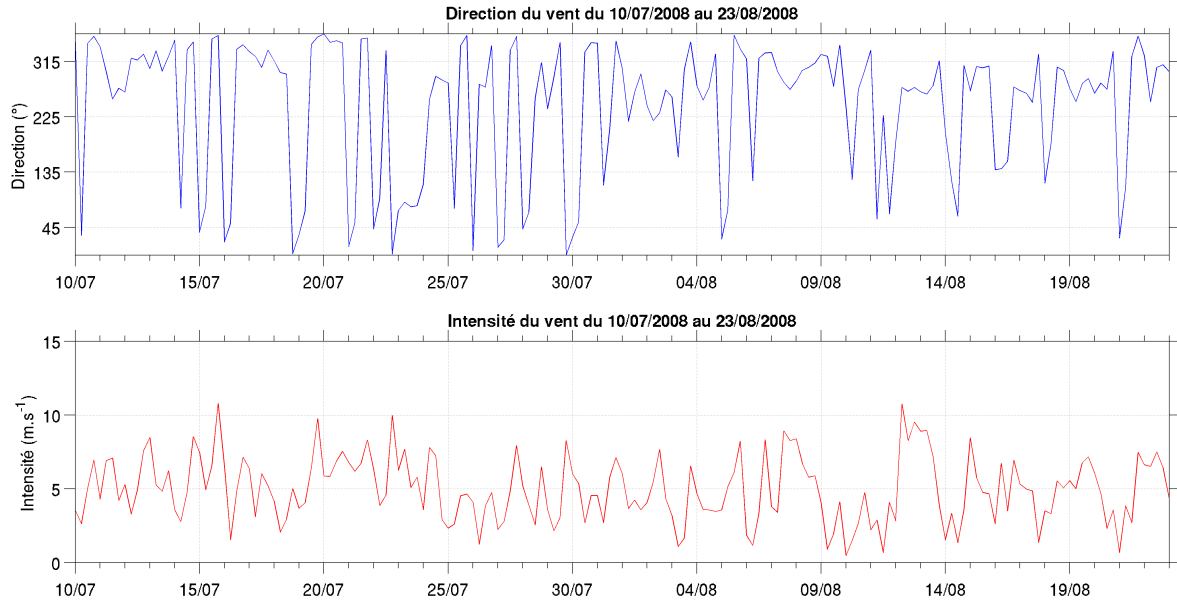


FIG. IV.16 – Vent instantané en ( $44.5^{\circ}N, 1.5^{\circ}W$ ) en 2008 - Données ARPEGE traitées toutes les 6h

En 2008 deux périodes principales se distinguent (cf Figure IV.15), les courants en surface et proche du fond sont opposés comme en 2002. La première assez longue du 23/07/2008 au 05/08/2008 a lieu pendant une situation d'upwelling (courants de surface vers le sud) comme on le verra dans la partie suivante. Les oscillations sont entretenues pendant cette période par une succession de brefs coups de vent du Nord (cf Fig. IV.16). Des courants jusqu'à  $16 cm.s^{-1}$  (maximum sur l'enregistrement) sont atteints en surface pendant cette période. La seconde du 11/08/2008 au 17/08/2008 se produit pendant un coup de vent d'environ  $10 m.s^{-1}$  le 12/08/2008 après plusieurs jours de vents faibles. Les oscillations débutent un jour avant le vent alors que nous faisons l'hypothèse que c'est le vent qui les déclenche. Ce décalage pourrait provenir soit des incertitudes dans les données de vents qui sont calculées par un modèle avec des mailles de 50km de côté, soit ces oscillations sont générées par un autre mécanisme.

En 2009, plusieurs événements plus ou moins importants ont lieu (cf Fig. IV.17). Les principaux ont lieu du 25/05/2009 au 31/05/2009, du 06/06/2009 au 10/06/2009 et du 24/07/2009 au 07/08/2009. Les courants dans les couches de surface et de fond sont encore une fois opposés. Ceci peut-être mieux observé sur la Figure IV.19 qui montre les courants U et V de 2009 en surface et au fond dans la bande des oscillations d'inertie. La première période pourrait être déclenchée par plusieurs coups de vents brefs de Nord d'environ  $10 m.s^{-1}$  (cf Fig. IV.18). La seconde période a lieu après une succession de coups de vents d'Ouest à Sud-Ouest de  $10 m.s^{-1}$ . Le 08/06/2009, des courants jusqu'à  $21 cm.s^{-1}$  sont enregistrés en surface, les plus forts de l'enregistrement. Enfin, la troisième période où les oscillations d'inertie sont importantes est du 24/07/2009 au 07/08/2009.

## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

---

Les oscillations sont associées à de brefs coups de vents de Nord-Ouest d'environ  $10 \text{ m.s}^{-1}$ . La profondeur où les courants s'inversent s'approfondit, cette profondeur coïncide avec la thermocline. Elle est localisée à 36 m au-dessus du fond le 24/07/2009 puis s'approfondit jusqu'à 30 m au-dessus du fond vers le 02/08/2009. Cet approfondissement pourrait être dû à un downwelling qui sera décrit dans le paragraphe suivant. Ensuite, du 02/08/2009 au 07/08/2009, les courants en surface diminuent et les courants au fond forçissent bien que les vents soient relativement faibles. On remarque que le fort coup de vent du 17/07/2009 ( $15 \text{ m.s}^{-1}$ ) engendre relativement peu d'oscillations.

En résumé, l'intensité des oscillations d'inertie atteint jusqu'à  $20 \text{ cm.s}^{-1}$  en surface, elles peuvent donc être aussi fortes que les courants de marée qui sont d'après nos mesures inférieurs à  $22 \text{ cm.s}^{-1}$ . Les courants sont la plupart du temps opposés entre les couches de surface et les couches de fond comme le montre la Figure IV.19 qui présente les courants U et V de 2009 en surface et au fond dans la bande des oscillations d'inerties. Knight et al. (2002) ont fait des observations similaires au nord de la mer du Nord : la structure des courants d'inertie est barocline, sans énergie dans les courants moyennés sur la profondeur et les courants en surface et au fond sont déphasés de  $180^\circ$ . Ce déphasage de  $180^\circ$  est couramment observé dans les zones côtières. Millot and Crepon (1981) l'ont également observé et modélisé dans le Golfe du Lyon en méditerranée avec un modèle bi-couche. D'après leurs résultats, les courants en surface résultent des oscillations d'inertie dû au forçage local. Au fond, le courant ne dépend pas du forçage local mais de la propagation d'ondes internes générées pendant la phase transitoire de l'ajustement géostrophique de l'élévation de surface. Ces ondes se déplacent à des fréquences plus grandes que la fréquence d'inertie. Pendant la phase transitoire, l'élévation de la surface oscille avec une fréquence proche de la fréquence d'inertie. Ces fréquences ne sont cependant pas présentes dans l'analyse harmonique des niveaux mesurés par les ADCP en 2002, 2008 et 2009 présentée Figure IV.4. Plus récemment Davies and Xing (2003) ont montré que ce déphasage résultait de la combinaison d'oscillations d'inertie dans la couche mélangée de surface et de l'élévation de la surface libre induite par la condition de non-flux à la côte. L'élévation de surface forcée à la fréquence inertielle engendre un courant barotrope sur la profondeur déphasé de  $180^\circ$  par rapport aux oscillations d'inertie de surface.

La profondeur à laquelle les courants s'inversent donne la position relative de la thermocline. En effet, Knight et al. (2002) ont montré que la profondeur du maximum du cisaillement vertical du courant était proche de la position de la thermocline déterminée à partir de chaînes de transistances. Dans nos mesures, la position de ce maximum de cisaillement vertical a tendance à s'approfondir quand les oscillations d'inertie sont fortes, le caractère fortement barocline des oscillations d'inertie à la côte contribue à éroder la thermocline. Cependant, en l'absence de mesure d'hydrologie dans la colonne d'eau, ce mélange n'est pas quantifiable.

## IV.2 - Circulation haute fréquence : marée barotrope, marée interne et oscillations d'inertie

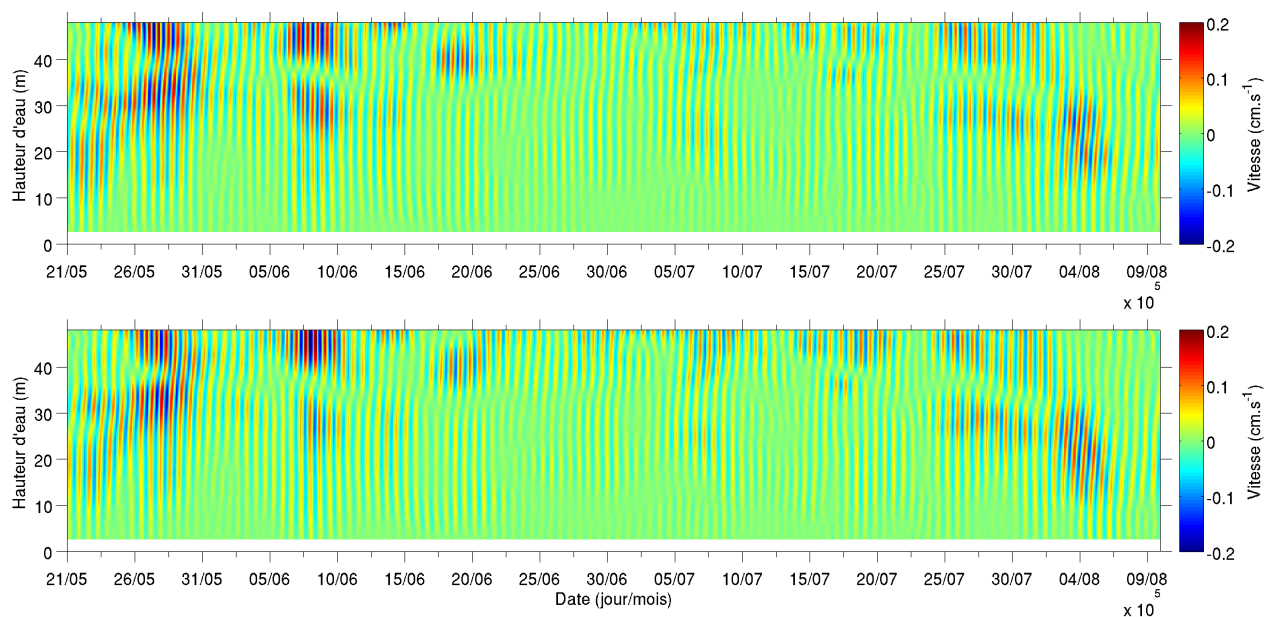


FIG. IV.17 – TF inverse dans la bande 15-20 h pour le courant U (en haut) et le courant V (en bas) en fonction des dates et de la hauteur d'eau - 2009

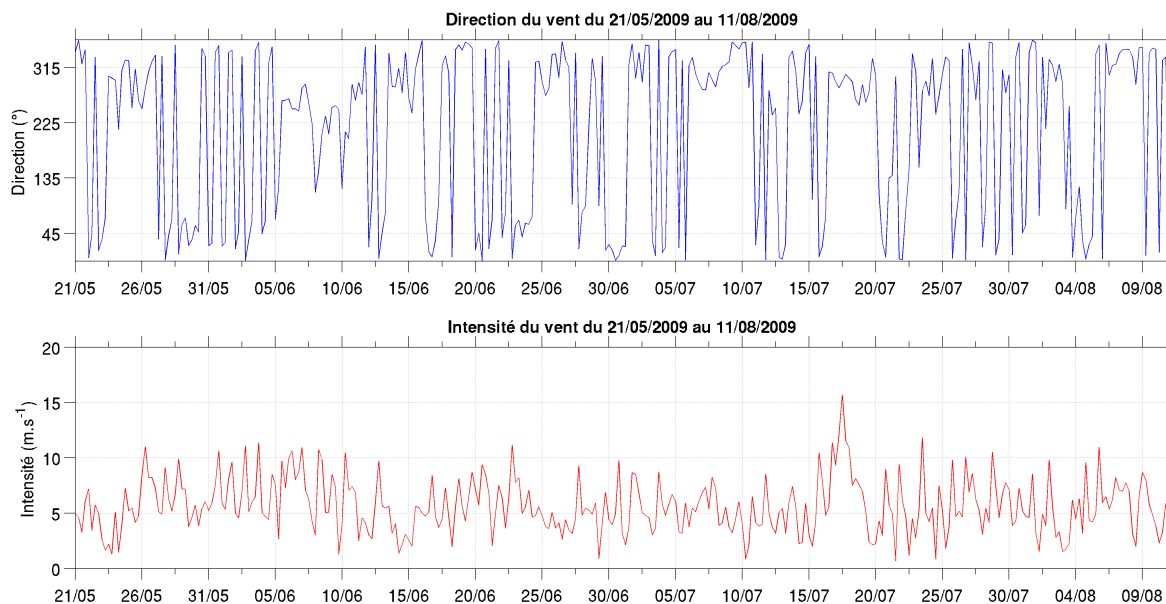


FIG. IV.18 – Vent instantané en (44.5°N,1.5°W) en 2009 - Données ARPEGE traitées toutes les 6h



## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

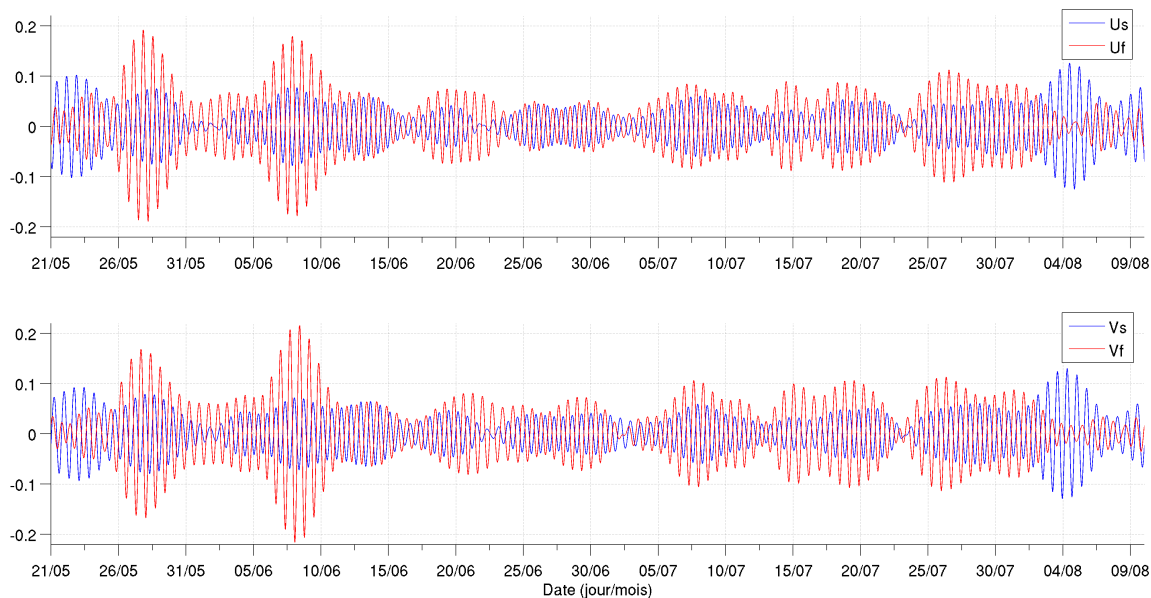


FIG. IV.19 – TF inverse dans la bande 15-20 h, en haut : pour le courant U en surface en rouge (45m au-dessus du fond) et au fond en bleu (20m au-dessus du fond) ; en bas : pour le courant V en surface en rouge (45m au-dessus du fond) et au fond en bleu (20m au-dessus du fond) - 2009

Le vent est le principal forçage des oscillations d'inertie, en effet les oscillations d'inertie observées dans nos données ADCP sont associées à des évènements de vent forts. Il faut cependant noter plusieurs exceptions. Des vents forts soufflent le 27/05/2002, le 08/06/2002 et le 17/07/2009 mais n'engendrent pas ou très peu d'oscillations d'inertie. Ces évènements correspondent à des périodes de downwelling générant un jet poleward alongshore qui seront présentées dans les paragraphes suivants.

Davies and Xing (2005) ont étudié la génération et la propagation des ondes inertielles dans un cas proche de cette situation : un front profond, un courant alongshore et une bathymétrie en pente. Ils ont montré que des ondes internes étaient générées de chaque côté du front. Du côté du front vers le large où la vorticité est positive, ces ondes se propagent librement vers le large. Entre la côte et le côté de vorticité négatif du front, les ondes internes sont piégées, l'énergie dans la bande inertielle est propagée en profondeur. De plus, à cause de la côte, s'ajoutent également des courants inertiels en profondeur déphasés de  $180^\circ$  par rapport à ceux de la surface comme expliqué précédemment. L'énergie inertielle dans la zone côtière est ainsi rapidement dissipée. Leur simulation montre également que au niveau du front de densité les oscillations d'inertie sont très faibles (voir Fig. 12 dans Davies and Xing, 2005).

Les forts vents d'Ouest du 27/05/2002 et du 08/06/2002 ont lieu pendant des épisodes de downwelling. Les courants basses fréquences filtrés avec Demerliac (présenté dans les mesures complémentaires) montrent qu'à ces périodes un jet poleward était bien

## IV.2 - Circulation haute fréquence : marée barotrope, marée interne et oscillations d'inertie

---

établi. On remarque qu'avant ces coups de vents il y avait des oscillations d'inertie qui disparaissent quand le courant alongshore se déclenche. L'augmentation des courants alongshore et l'augmentation des températures associée met en évidence que le front profond initialement plus proche de la côte, s'est déplacé vers le large jusqu'au niveau de l'ADCP. Au niveau du front, il n'y a plus d'oscillations d'inertie comme le montre les simulations de Davies and Xing (2005).

L'autre évènement de vent très fort qui a déclenché peu d'oscillations d'inertie est celui du 17/07/2009. En effet, des oscillations sont visibles mais s'arrêtent rapidement le 21/07/2009. Le 19/07/2009, un jet poleward se met en place, les températures augmentent, une fois encore on peut penser que les oscillations d'inertie s'arrêtent car on est dans la zone du front. Le 25/07/2009, les courants alongshore faiblissent même si ils perdurent jusqu'au 9 août. Les oscillations d'inerties reprennent, elles pourraient être associées soit à de brefs coups de vents de Nord-Ouest d'environ  $10 \text{ m.s}^{-1}$  comme décrit précédemment. Une autre hypothèse pourrait-être que le front principal s'est déplacé vers le large et que l'ADCP se situe entre la côte et le front, du côté négatif de la vorticité. Dans cette situation, le coup de vent du 17/07/2009 lié au downwelling pourrait avoir généré des oscillations d'inertie piégées à la côte. Les courants d'inertiels du 02/08/2009 au 07/08/2009, intensifiés au fond pourrait ainsi être du   la propagation en profondeur de l'énergie inertielle comme le décrivent Davies and Xing (2005).

Les oscillations ne sont pas forcément générées pas des vents très forts mais plutôt par des successions de coups de vent. Les courants inertiels sont en effet plus efficacement générés par des coups de vent qui durent moins d'une demi période d'inertie (Pugh, 1987). Ceci pourrait également expliquer pourquoi les forts vents établis du 27/05/2002, le 08/06/2002 et le 17/07/2009 n'ont pas engendrés d'oscillations. Les brises thermiques pourraient également contribuer à générer des oscillations, c'est en effet ce qu'il semble se produire du 25 au 28 Juillet 2008 (Figures IV.15 et IV.16). Rippeth et al. (2002) ont montré de manière similaire que les oscillations d'inertie sur le plateau catalan étaient générées par les brises thermiques. Cependant il arrive que des successions de coups de vent comme les brises du 31 mai au 5 juin 2009 n'en produisent pas (Figures IV.17 et IV.18). Les observations de Rubio et al. (2011) le long de la côte espagnole vont également dans le même sens. Les auteurs ont montré que les oscillations d'inertie étaient plus fréquentes en été qu'en hiver où les vents persistants sont moins favorables au développement d'oscillations. Des données de vents mesurés à plus haute fréquence permettraient sûrement de mieux comprendre leur génération et d'en faire l'analyse spectrale, les données dont on dispose échantillonnées à 6h ne le permettent pas.



## IV.3 Circulation induite par le vent

### IV.3.1 "Poleward coastal jets induced by cross-shore winds in the Bay of Biscay"

Nous étudions dans cette partie l'hydrodynamique à plus basse fréquence, de l'ordre de quelques jours, induite par le vent. Un jet côtier est mis en évidence suite à des vents d'Ouest qui normalement ont peu d'impact sur la circulation. Une approche de modélisation a permis de reproduire ce courant et d'en étudier le mécanisme générateur. Ces résultats sont présentés sous la forme d'un article soumis à Journal of Geophysical Research en cours de review.

# Poleward coastal jets induced by cross-shore winds in the Bay of Biscay

**FRANCOIS BATIFOULIER<sup>a,b</sup>, PASCAL LAZURE<sup>a,\*</sup>, PHILIPPE BONNETON<sup>b</sup>**

<sup>a</sup> *IFREMER, Centre de Brest, B.P. 80, Plouzané, France.*

<sup>b</sup> *UMR CNRS EPOC 5805, Université Bordeaux 1, 33405 Talence Cedex, France.*

## **Abstract**

Two hydrodynamic surveys based on ADCP and drifted buoy measurements taken in summer 2008 and 2009 revealed poleward coastal jets of up to  $32 \text{ cm s}^{-1}$  that lasted up to 22 days along the Aquitaine shelf in the south-eastern area of the Bay of Biscay. A strong increase in bottom temperature was associated with these currents, up to  $4^\circ\text{C}$  in 5 days at 54 m depth. These observations occurred after a few days of westerlies, cross-shore winds which were thought to have only a limited impact on longshore circulation. Here, the MARS3D hydrodynamic model was used with a schematic bathymetry of the south-eastern area of the Bay of Biscay to reproduce and analyse these coastal jets. Simulations revealed that the triggering mechanism of the poleward currents is unequivocally due to downwelling circulation induced along the Spanish coast. This downwelling induces an external longshore pressure gradient which generates a high-speed coastal trapped wave that propagates along the French coast with a phase velocity of about  $3$  to  $4 \text{ m s}^{-1}$  and an internal baroclinic Kelvin wave with a phase velocity of about  $1 \text{ m s}^{-1}$ . A sensitivity study of the role of stratification conditions, wind strength and duration was then carried out to determine the periods that are the most sensitive to this wind-induced circulation.

## **1. Introduction**

The Bay of Biscay is located midway between France and Spain (Fig. 1). Our study focuses on the south-eastern area of the Bay of Biscay, which is shaped like a right angle made up of the Aquitaine coast (France) oriented along a near-perfect north-south axis and the Basque Country coast (Spain) oriented on an east-west axis. The width of the Aquitaine shelf tapers from 170 km off the Gironde River estuary to 30 km off the Basque Country coast. Off the shelf, the continental slope extends to the “Plateau des Landes” with a depth of between 1000 and 2000 m and extends 150 km westward to the abyssal plain. The Aquitaine shelf is cut by the Capbreton canyon whose head reaches the Aquitaine coast. Along Spanish coast, the continental shelf is particularly narrow (30 km wide); its depth reaches 160 m at the shelf break and it extends to a steep slope down to the abyssal plain.

As this region is located at the mid-latitudes, winds are variable throughout the year, but show seasonal patterns. Winds have a south-westerly direction in autumn and winter and a north-westerly direction in spring and summer, although inter-annual variability is great [Lavin et al, 2006].

---

\* Correspondence to P. Lazure: tel: +33 (0)298224341; fax: +33 (0)298224864; email: pascal.lazure@ifremer.fr

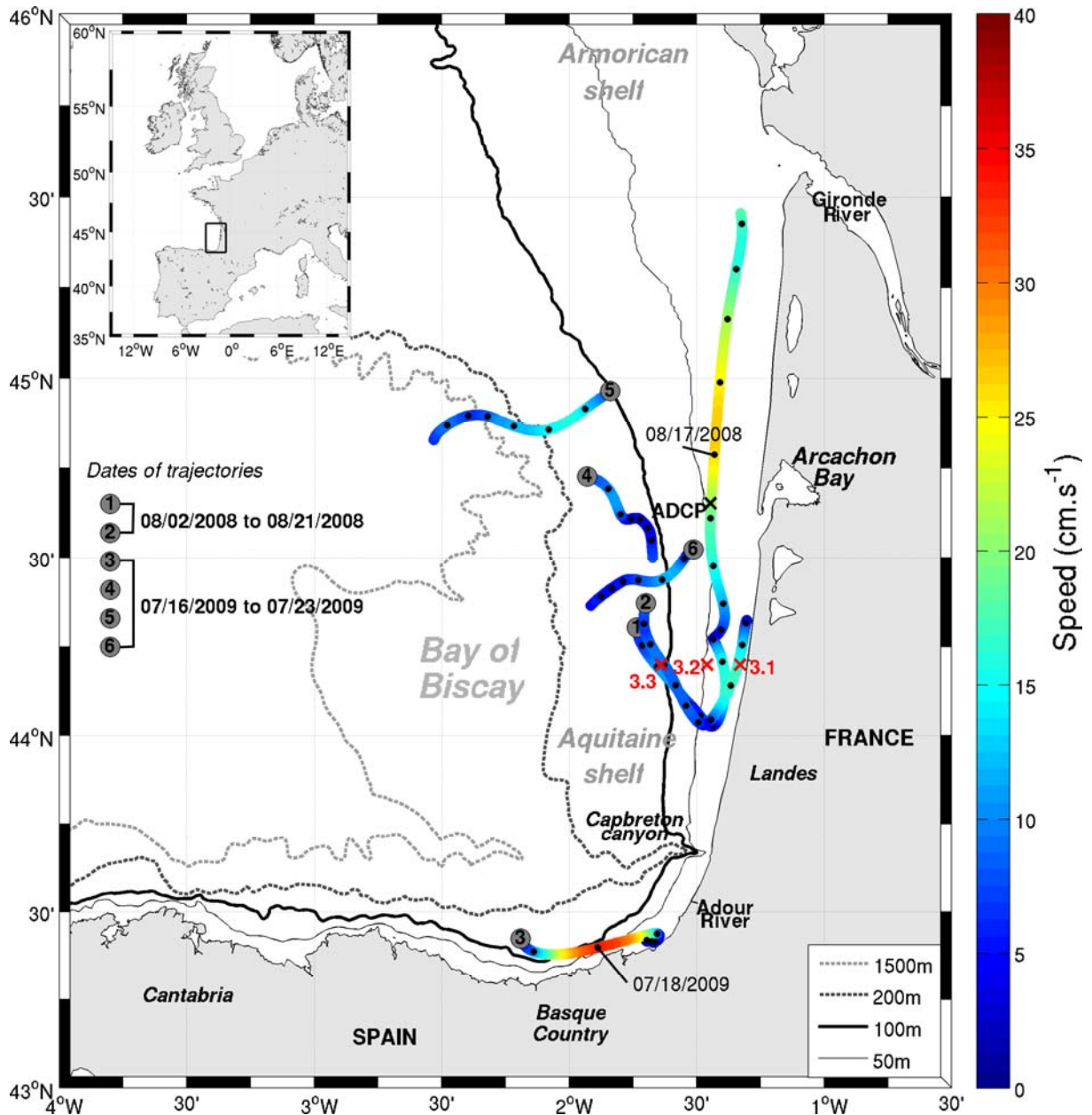


Figure 1: Map of the Bay of Biscay and tide filtered buoy trajectories in 2008 (Buoys 1 and 2) and 2009 (Buoys 3 to 6), dots on trajectories are separated by an interval of 1 day.

Several observations of poleward currents have been reported in the Bay of Biscay during different seasons. It has long been known that the circulation along the western and northern coast of the Iberian Peninsula is subject to these poleward currents [Relvas et al., 2007]. In autumn and winter, a warm, saline poleward-flowing slope current that originates on the Portuguese coasts enters the Bay of Biscay along the northern Spanish coast as far as the Cantabrian Sea [Frouin et al., 1990; Pingree and Le Cann, 1992, Relvas et al., 2007]. This mesoscale phenomenon is called “Navidad” and has never been measured beyond the Cantabrian coast (between 4.5°W and 3.15°W) to the east or the north. Along the French coast, Lazure et al. [2008] described a poleward current over the Armorian shelf (north of

the Aquitaine shelf, see Fig. 1) with an average velocity of about  $10 \text{ cm s}^{-1}$  (with burst of  $20 \text{ cm s}^{-1}$ ) in autumn. To date, no summer observations of poleward currents over the shelf have been reported in the south-eastern area of the Bay of Biscay or, more generally, along the northern Spanish coast.

The hydrodynamics of the south-eastern area of the Bay of Biscay are poorly known and *in situ* long-term observations are still lacking. On the French continental shelf, hydrodynamics are governed by wind and density currents. Tidal currents are relatively weak, lower than  $15 \text{ cm s}^{-1}$  (except close to the coast) [Le Cann, 1990]. These weak tidal currents promote strong vertical stratification. Warm surface water is usually observed in this area during summer [Koutsikopoulos and Le Cann, 1996] and is attributed to weak summer winds. Salinity patterns are influenced by two major rivers, the Gironde River (100 km north of Arcachon Bay, whose mean annual runoffs are  $885 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) and the Adour River (120 km south of Arcachon Bay; whose mean annual runoffs are  $315 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). The dynamics of these river plumes are influenced by wind regimes and show high seasonal variability [Puillat et al., 2004; Ferrer et al. 2009; Petus et al., 2010].

From spring to autumn, prevailing north-westerly winds are able to induce transient upwellings along the Landes coast which are visible on satellite images [Froidefond et al., 1996]. Numerical barotropic simulations [Pingree and Le Cann, 1989] show that on the Aquitaine shelf, the resulting wind-driven currents are typically of about  $10 \text{ cm s}^{-1}$  and locally up to  $20 \text{ cm s}^{-1}$ . North-westerly and westerly winds cause southward currents. The south-westerly and southerly winds reverse the general circulation towards the northwest. Lagrangian drifter trajectories collected from 1992 to 2009 show that residual currents on the Aquitaine shelf are poleward in the spring, about  $5 \text{ cm s}^{-1}$ , and equatorward in the summer, about  $2 \text{ cm s}^{-1}$  [Charria et al., 2011].

Along the Spanish shelf, recent investigations provide a better description of seasonal patterns on the Basque Country coast [Valencia et al., 2004]. Offshore, during spring and summer, moderate northerly and easterly winds induce alternating southward and westward circulation and upwelling events along the Spanish coast. These factors maintain the stratification and the vertical stability of the water column. During autumn and winter, strong southerly and westerly winds prevail, inducing eastward and northward currents and the dominance of downwelling in the south-eastern area of the Bay of Biscay.

Here, we present recent measurements taken in the summer that reveal intense poleward coastal currents on the French Aquitaine shelf of up to  $32 \text{ cm s}^{-1}$  and nearly homogeneous from the surface to the bottom. They generally lasted a few days, but could last up to 22 days. A recent study showed that these currents may transport harmful *Dinophysis* spp blooms from the Basque Country and south of the Aquitaine shelf to the Arcachon Bay [Batifoulier et al., 2011]. It has been demonstrated that the trigger consists of several days of westerlies which are cross-shore winds along the Aquitaine coast. This observation deserves further

investigation because it is known that cross-shore winds have only a limited impact on longshore circulation; the present paper focuses on the mechanism that triggers these currents.

In the next section (Section 2), we describe two periods of observation of poleward current events in 2008 and 2009 and the meteorological and hydrological conditions associated with these events. Then, in Section 3, a hydrodynamic 3D model is used to schematically simulate and analyse the mechanism that gives rise to this poleward current and its fate. The sensitivities of hydrometeorological parameters (wind and water column stratification) are then explored.

## **2. Observations**

Here, we describe two acoustic doppler current profiler (ADCP) datasets in 2008 and 2009 and the associated meteorological conditions. Drifted buoy trajectories available during these measurements help to understand the offshore extension of this current on the Aquitaine shelf.

### **2.1 Field data**

Coastal currents were measured with an ADCP (RDI 300 KHz) moored, bottom-mounted, offshore Arcachon Bay (44.65°N, 1.45W; see location in Figure 1) at a depth of 54 m from 9 July to 25 August 2008 and a slightly inshore at a depth of 51 m from 18 May to 13 August 2009. Current velocities were recorded at 5 min intervals with a bin size of 1.5 in 2008, and at 10 min intervals with a bin size of 1 m in 2009. A Demerliac filter [Demerliac, 1974] was used to remove the tidal signal from current and pressure data. Data corresponding to the first 6 m below the surface (detected with the pressure sensor) were considered too noisy to be properly analysed. In addition to current measurements, bottom temperature and pressure were also measured.

In August 2008, the trajectories of two satellite-tracked drifting buoys drogued at 15 m were available (Buoys 1 and 2 in Fig. 1). In July 2009, four trajectories of satellite-tracked buoys drogued at a depth of 15 m were used (Buoys 3 to 6 in Fig. 1).

2009 ADCP and buoys data were partially presented in Batifoulier et al. [2011].

Wind data were extracted from the results of Meteo-France's atmospheric ARPEGE model. It provides wind fields four times a day with a 0.5° resolution in longitude and latitude (i.e. 55.6 km).

A few CTD casts were performed in July and August 2008 during the ARCADINO surveys along a network of stations located on the Aquitaine shelf. The CTD instrument was a SBE 25 SEALOGGER CTD.

The Adour River flow was provided by the French Freshwaters Office database (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>). The time series used were based on daily measurements.

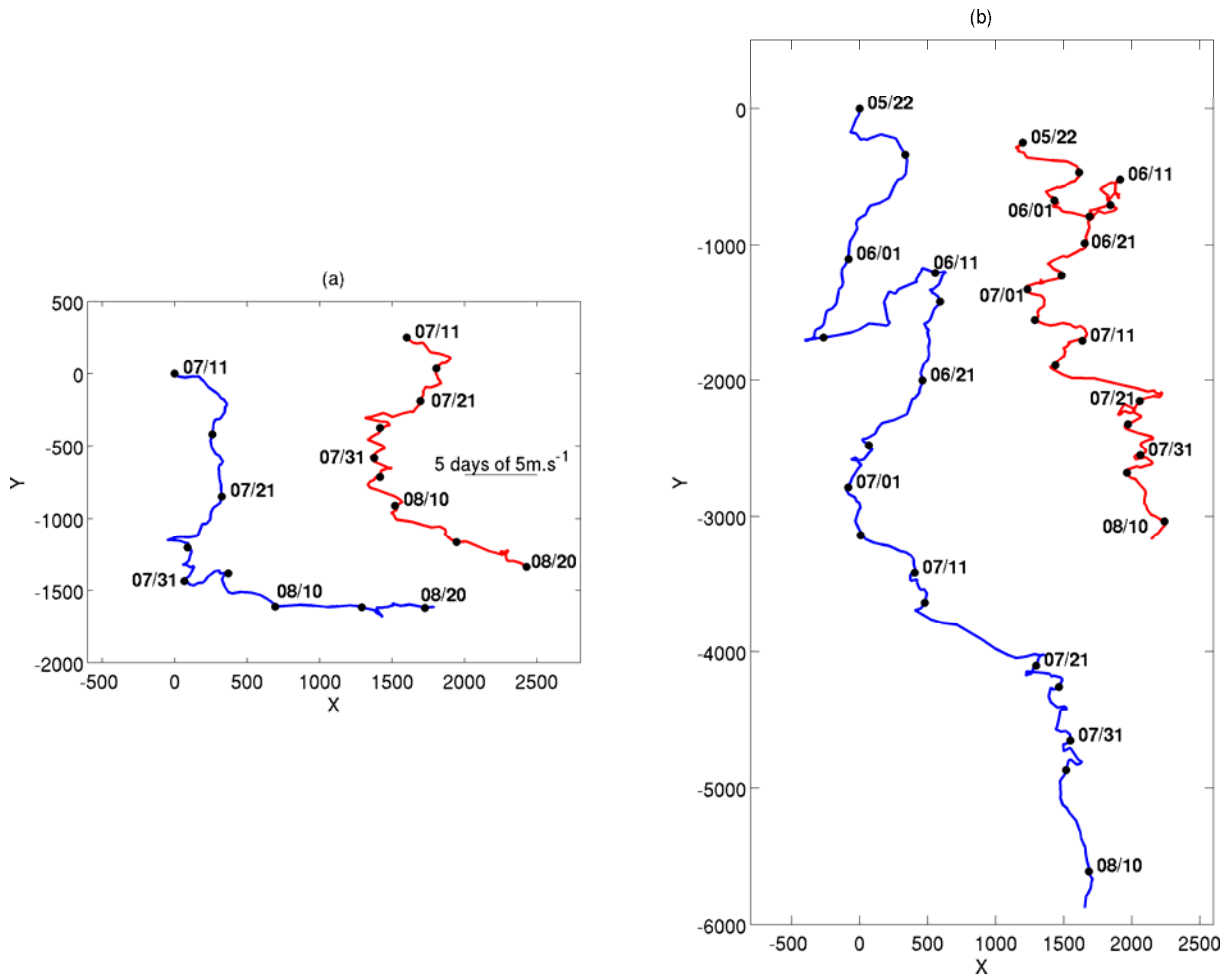


Figure 2: Progressive vector diagrams of wind-stress, arbitrary units (a) from 11 July 2008 to 20 August 2008 and (b) from 22 May 2009 to 8 December 2009, analysed at (44.5°N, 2°W) in blue and at (43.5°N, 3°W) in red. Dots are separated by an interval of 5 days. The straight line on (a) represents the progressive diagram of 5 days of 5 m s<sup>-1</sup> westerlies.

## 2.2 The August 2008 event

### 2.2.1 Meteorological and hydrological conditions

Figure 2a gives the progressive vector diagram of wind-stress recorded during the 2008 ADCP measurements. Winds close to the ADCP location (44.5°N, 2°W) were northerly until 31 July and then became westerly until the end of the record except for short weak northerly events on 5 and 6 August. Two events of westerlies were observed. The first one was moderate and occurred from 7 August with winds of up to 8.5 m s<sup>-1</sup> to 8 August when winds turned from the north-west (with a westward component of 6 to 8.5 m s<sup>-1</sup> for 24 h). The second one was more intense and lasted from 12 to 13 August with westerlies of up to 12.5 m s<sup>-1</sup> (with a westward component of 7 to 12.5 m s<sup>-1</sup> for 36 h). Moderate westerlies then blew until the end of the record.

Winds on the Spanish coast (43.5°N, 3°W) are similar to those on the Aquitaine coast. During the event of intense westerlies from the 12 to 13 August on the Aquitaine coast, winds on the Spanish coast were from the WSW and also strong.

The Adour flow was moderate during the poleward currents: it was lower than  $150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  for 3 weeks (starting 19 July) which is about half of its annual mean value.

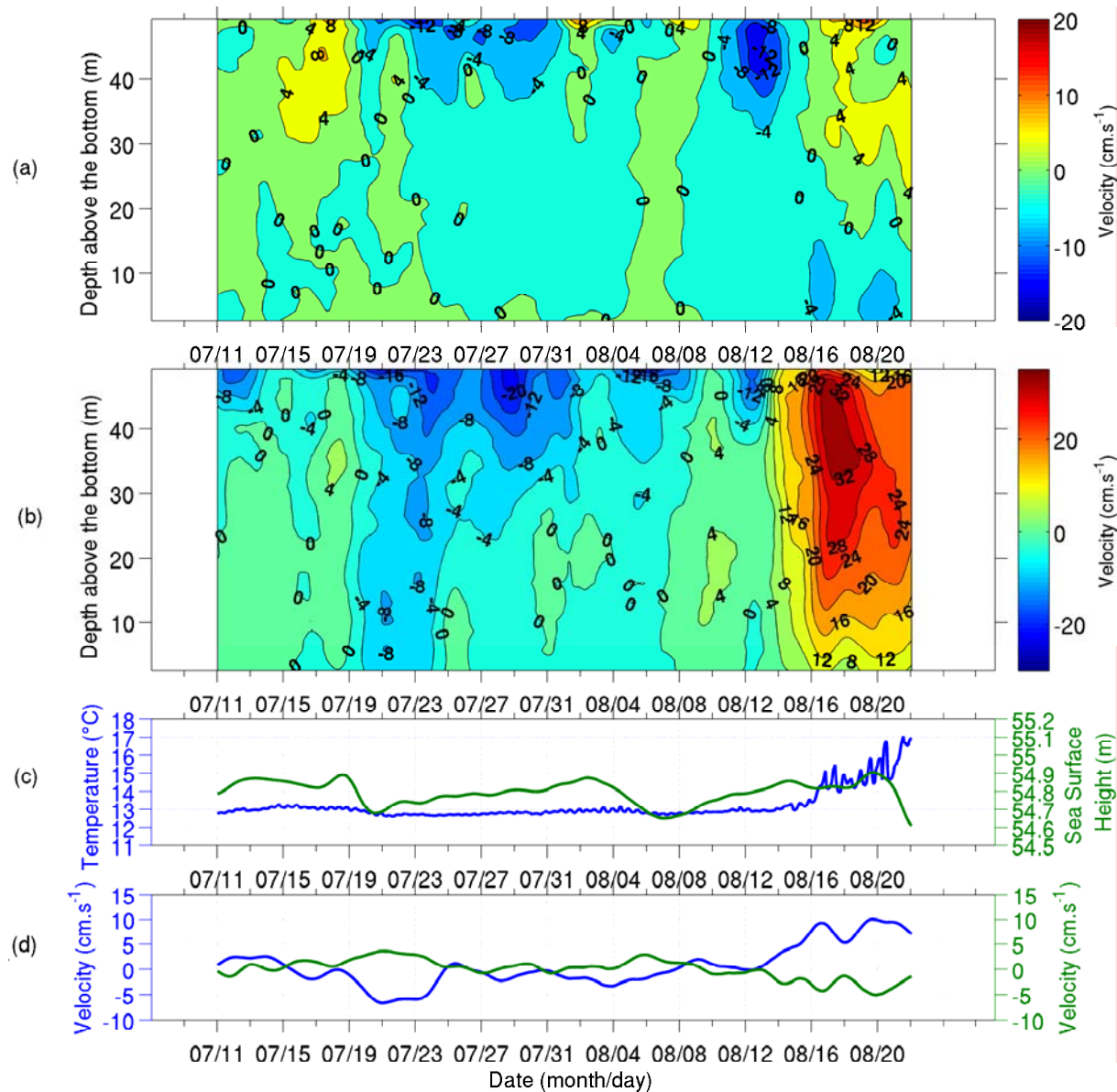


Figure 3: ADCP 2008 data: (a) cross-shore velocity,  $U$ ; (b) longshore velocity,  $V$ ; (c), bottom temperature (54 m depth) and SSH; (d) cross-shore (in green) and longshore (in blue) bottom velocities.

### 2.2.2 Current measurements

Figure 3 shows ADCP measurements from 11 July to 20 August 2008. Cross-shore currents (Fig. 3a) were rather weak during the whole recording period; they were maximum at the surface, between  $-12 \text{ cm s}^{-1}$  (westward) and  $12 \text{ cm s}^{-1}$  (eastward). From 19 to 24 July, longshore currents (Fig. 3b) were negative throughout the water column (southward), and stronger at the surface, up to  $-16 \text{ cm s}^{-1}$ . During the same period, cross-shore bottom velocities were positive toward the coast (Fig 3d) and the sea-surface height (SSH) decreased (Fig. 3c). These observations are typical of an upwelling episode and occurred during northerlies (Fig.

2a), upwelling-favourable winds. After 24 July and until 7 August, currents weakened at the bottom but surface currents continued to flow toward the south. As of 7 August, winds turned westward (Fig. 2a), surface currents were oriented toward the south-west. Under the surface, longshore currents turned poleward, but remained weak. The SSH started to rise with the westerlies. As of 14 August, after the second (much stronger) event of westerlies (Fig. 2a), strong northward currents were recorded over the entire water column until the end of the recording period. These poleward currents reached  $32 \text{ cm s}^{-1}$  near the surface. These intense currents were preceded by south-easterly surface currents and offshore bottom velocities (Fig. 3d).

The bottom temperature (Fig. 3c) was nearly constant at about  $13^\circ\text{C}$  from the beginning of the record until 16 August. As of 16 August, it rose sharply from  $13^\circ\text{C}$  to  $15^\circ\text{C}$  and up to  $17^\circ\text{C}$  on 22 August at the end of the record. The temperature oscillated at the M2 (principal lunar semidiurnal tidal component) tidal frequency; the temperature variation at the bottom reached  $2.4^\circ\text{C}$  between low and high tide on 21 August. The increase in SSH, offshore bottom velocities, bottom temperature and the poleward current at all water depths is typical of a downwelling episode despite the fact that they occurred during westerlies which are not downwelling-favourable winds.

The depth of the bottom boundary layer can be estimated from Figures 3a and 3b. It was estimated at about 30 m, since the longshore current was sheared at this depth and nearly homogenous above.

Two satellite-tracked drifters were deployed on the Aquitaine shelf during the ADCP measurements; their trajectories are shown in Figure 1 (Buoys 1 and 2). Both buoys headed south-east until 7 August. The speed of the buoys during their southward displacement was about  $10 \text{ cm s}^{-1}$ . On 7 August, the buoys abruptly changed direction with the onset of westerlies and started to drift poleward coast along the 60 m isobath with a speed increased up to  $20 \text{ cm s}^{-1}$ . From 10 August, the speed of the buoys decreased, Buoy 2 ran aground on 12 August. Buoy 1 resumed its poleward progression, from 11 to 20 August, it covered about 270 km with speeds up to  $27 \text{ cm s}^{-1}$  and then ran aground. On 15 August, the buoy passed right over the moored ADCP. Speed measured by the ADCP (at 15 m above the sea surface) and the buoy speed were quite similar:  $18 \text{ cm s}^{-1}$  according to the ADCP and  $21 \text{ cm s}^{-1}$  according to the buoy.

The maximum buoy velocity was reached on 16 August ( $27 \text{ cm s}^{-1}$ ), while the maximum ADCP velocity was reached on 17 August ( $32 \text{ cm s}^{-1}$ ). This delay will be discussed below.

### 2.2.3 Hydrology

Figure 4 shows stations from a transect along latitude  $44.2^\circ\text{N}$  (Fig. 1) sampled during the ARCADINO survey on 19 July before the start of the poleward current (Fig. 4a) and on 22 August when the ADCP was recovered (Fig. 4b). The middle station was sampled at ( $1.46^\circ\text{W}$ ,  $44.2^\circ\text{N}$ ) at a depth of 51 m, similar to ADCP depth but 50 km further south. Between the two surveys, the pycnocline deepened dramatically at this location. At the bottom, the temperature rose from less than  $14^\circ\text{C}$  on 19 July to  $17^\circ\text{C}$  on 22 August (Fig. 4b); the increase in temperature was at its greatest at 40 m, with a difference of  $6^\circ\text{C}$  between the two surveys. These large differences cannot be solely attributed to seasonal warming. Profiles at the



offshore station do not change significantly, temperatures rose about 1°C, and on the coast of about 2°C.

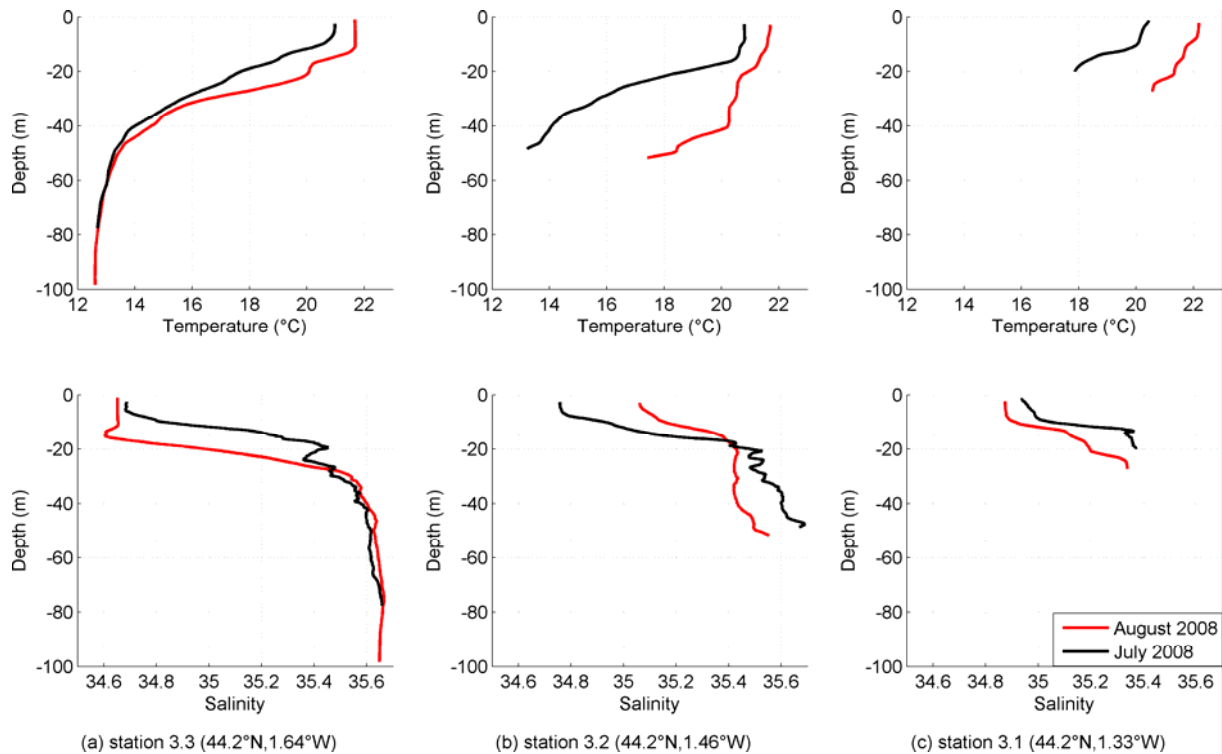


Figure 4: Temperature profiles (top) and salinities (bottom) along the ARCADINO transect at 44.2°N at (a) Station 3.3 (44.2°N, 1.64°W); (b) Station 3.2 (44.2°N, 1.46°W) and (c) Station 3.1 (44.2°N, 1.33°W) on 19 July 2008 (in black) and on 22 August 2008 (in red). Location of stations are given in Figure 1.

## 2.3 The July 2009 event

### 2.3.1 Meteorological and hydrological conditions

The progressive vector diagram of wind-stress close to the ADCP location (44.5°N, 2°W) during the 2009 event is shown in Figure 2b. Up until 16 July winds were mainly northerly except for an event of west-south-westerly winds from 5 to 7 June with intensities of up to  $10.7 \text{ m s}^{-1}$  (westward component from  $7 \text{ m s}^{-1}$  to  $10.5 \text{ m s}^{-1}$  for 42 h) followed by short bursts, also from the west-south-west, on 9 and 10 June. Then winds were weak until 15 June when northerlies blew again. From 6 to 8 July, weak winds blew from the west-north-west with a maximum of  $7 \text{ m s}^{-1}$  for the westward component. Strong west-north-westerly winds of up to  $14.3 \text{ m s}^{-1}$  (westward component from  $7 \text{ m s}^{-1}$  to  $12.3 \text{ m s}^{-1}$  for 54 h) blew from 16 to 19 July and then weak northerlies blew until the end of the record.

Winds on the Spanish coast (43.5°N, 3°W) show that the first event of westerlies on the Aquitaine coast from 5 to 7 June was much weaker. However, the second event from the west-north-west from the 16 to 19 July did also occur on the Spanish coast.

Adour flow was moderate during the poleward currents event: it was lower than  $150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  for more than 2 weeks (since 1 July).

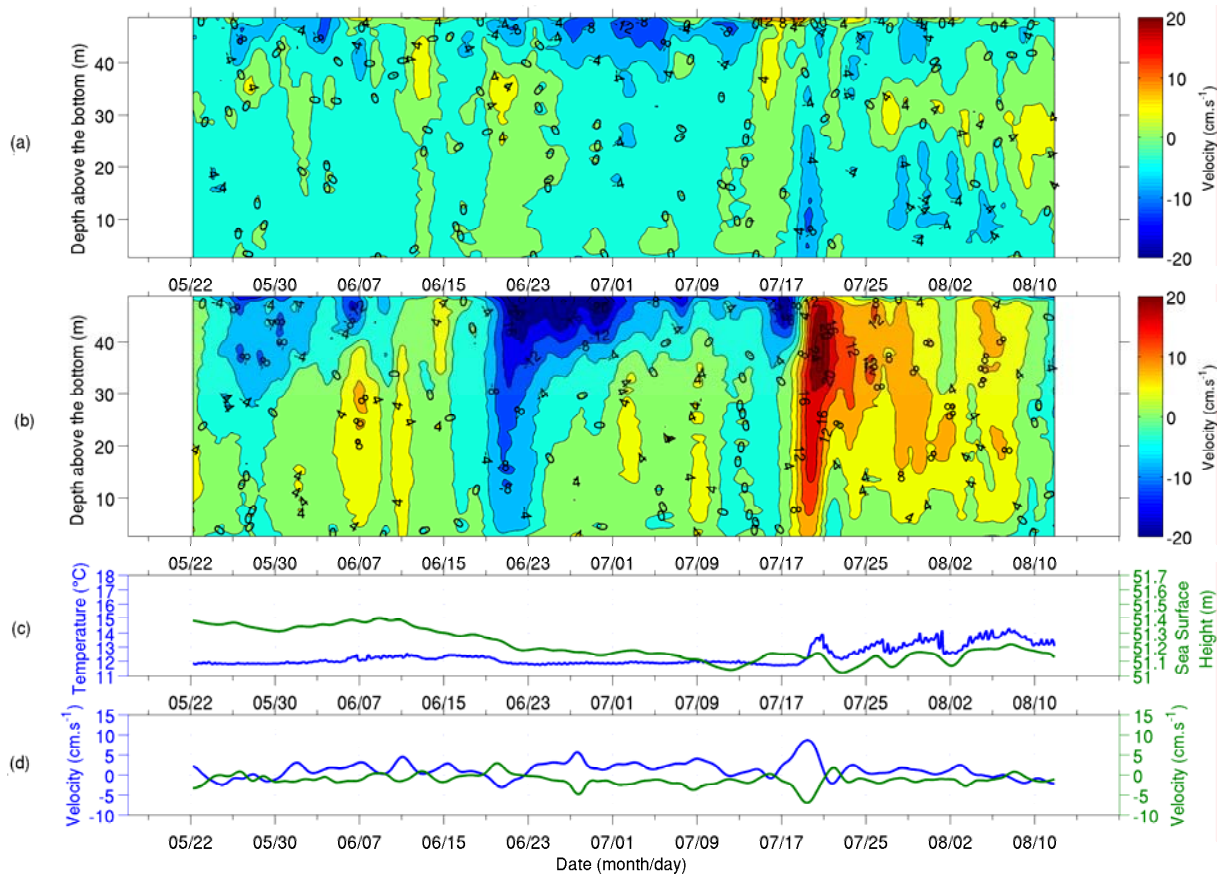


Figure 5: ADCP 2009 data: (a) cross-shore velocity,  $U$ ; (b) longshore velocity,  $V$ ; (c) bottom temperature (51 m depth) and SSH and (d) bottom velocities; cross-shore (in green) and longshore (in blue).

### 2.3.2 Current measurements

Current measurements taken from 22 May to 12 August 2009 are shown in Figure 5. Cross-shore currents (Fig. 5a) were quite low during the whole recording period, between  $-8$  and  $12 \text{ cm s}^{-1}$  and showed high temporal variability.

From 25 May to 5 June, southward surface currents were associated with northerlies (Fig. 2b). Cross-shore currents were offshore at the surface (beyond the first 6 m that were ignored) and onshore below the surface. The SSH decreased slowly during this period, the bottom temperature (Fig. 5c) was constant at about  $12^\circ\text{C}$ .

From 16 to 25 June, longshore currents were mainly negative (southward) and stronger at the surface, up to  $-20 \text{ cm s}^{-1}$ . These southward currents were associated with northerlies that had been blowing since 15 June (Fig. 2b). A counter-current appeared at 30 m from the bottom on 25 June, but velocities remained weak. Until 11 July cross-shore currents were negative in the surface layer and weakly positive below. Bottom temperature decreased slightly to  $12^\circ\text{C}$  on 19 June. The SSH decreased monotonously as of 11 June when northerlies set up. These observations are typical of an upwelling episode.

On 17 July, strong south-eastward surface currents of up to  $16 \text{ cm s}^{-1}$  were associated with intense west-north-westerlies (Fig. 2b). At the same time, poleward currents set up under the surface to the bottom (Fig. 5b and 5d). On 19 July, currents were poleward in the entire water

column with a maximum velocity of  $24 \text{ cm s}^{-1}$ . Cross-shore currents that were onshore before 17 July turned offshore near the bottom (Fig. 5d). The increase in poleward velocities and offshore bottom currents was associated with a sharp increase in temperature from  $12^\circ\text{C}$  to  $14^\circ\text{C}$  on 19 July. As in August 2008, the offshore bottom velocities, the rise of bottom temperature and the poleward current at all depths are typical of a downwelling episode. However, they occurred during west-north-westerlies which are not downwelling-favourable. On 22 July, the wind turned northward until the end of the record (Fig. 2b), poleward currents weakened and the temperature stopped rising and then decreased. However, up until the end of the recording period, significant northward currents were recorded (up to  $12 \text{ cm s}^{-1}$ ) in the entire water column with different maximums. These maximums also occurred with increases in temperature and SSH. On 10 August, the poleward flow stopped 22 days after the burst of westerlies.

Four buoys were launched on the shelf before the strong currents measured in late July 2009; their trajectories and speed are shown in Figure 1 (Buoys 3 to 6). Buoy 3 in the south near the Basque Country coast was caught in an intense current from 17 to 19 July that went along the coast at speeds of up to  $33 \text{ cm s}^{-1}$  (18/07/2009 01:45) and then ran aground. In the north, the longshore component at 15 m below sea level (depth of the buoy drogue) measured by the moored ADCP, reached a maximum velocity of  $25 \text{ cm s}^{-1}$  on 20 July 2009 at 12:30, about 59 h after the buoy had reached its maximum velocity.

The three buoys offshore Arcachon Bay had different behaviours. Two of them moved slowly toward the coast (Buoys 5 and 6), while the third one went toward the south (Buoy 4). These buoys were not caught up in the poleward current; this shows that the poleward current width was limited to a jet close to the coast (within 30 km) that did not reach the 100 m isobath.

#### **2.4 Summary of observations, preliminary interpretations and simulation strategy**

The two episodes of poleward jets occurred during mean periods of upwelling-favourable winds. A few days of westerlies (2008) or west-north-westerly winds (2009) apparently modified the mean circulation, which passed from equatorward to poleward. Circulation during both episodes was typical of a downwelling episode, although the winds were not downwelling-favourable. Unfortunately, the ADCP record ended during the event in 2008; in 2009, the circulation remained poleward even when the winds returned to their northerly direction. Interestingly, theoretical work, including barotropic simulations [Pingree and Le Cann, 1989] and schematic simulations [Tilburg, 2003], has shown that it is unlikely that cross-shore winds (westerlies) could trigger a noticeable poleward current such as the ones described above. We nevertheless explored the role of this type of forcing in the next section. As enumerated by Gill [1982], at least three mechanisms are able to induce poleward flow along an east-lying coast.

First, poleward currents can be generated by density gradients from high river outflow. However, it is unlikely that in the summer, buoyancy inputs by a local river are dominant. No dramatic changes in river runoff were associated with the observed changes in longshore currents. Salinity profiles during ARCADINO surveys in 2008 (Fig. 4) showed weak salinity stratification associated with river plumes and this stratification was restricted to the surface layer. Moreover, the vertical structure of the poleward current extended through most of the

water column, whereas poleward currents associated with a river plume, when it is detached from the bottom, are restricted to the surface layer [Garvine, 1987, Yankowski and Chapman, 1997].

Second, upwelling relaxation may be an explanation because our observations occur after upwelling periods. These phenomena have been widely studied along the coast of California during the last decades. Melton et al. [2009] and Pringle and Dever [2009] recently showed that upwelling relaxation could be induced by wind relaxation or reversal during the upwelling season and that longshore wind gradients and longshore bathymetric variations are also able to trigger poleward jets. However, the Bay of Biscay is located too far north to clearly identify a season of permanent upwelling. For this reason, we first assume that there is no need for upwelling to occur prior to the set up of a poleward current as observed.

Third, the influence of remote winds is the most plausible mechanism at work during the observed events. Based on several studies along the Californian coast cited by Pringle and Dever [2009], it has been shown that local currents can be better explained by remote winds blowing at 200-300 km to the south, upstream from the direction of propagation of the Kelvin wave. At 150 km south of our observations, the Spanish coast orientation changes dramatically. As stated recently by Sanay et al [2008], following previous studies [Crepon and Richez, 1982], the effects of coastline variation are similar to the effects caused by longshelf changes in wind forcing. In that respect, westerlies are perfect downwelling-favourable winds for the Spanish Atlantic coast. In the absence of any observations of coastal currents or hydrology along this coast, we based our analysis of the dynamics along the Spanish coast on the theoretical or schematic simulations of downwelling circulation given by Allen and Newberger [1996] and Austin and Lentz [2002].

Our strategy therefore focuses on the effect of the change in the coastline. To reproduce and analyse the triggering mechanism that gives rise to this current, we used a process-oriented modelling approach. We considered two coastline configurations: a coastline that forms a south-east-lying right angle similar to that formed by the Spanish Basque Country and the French Aquitaine coasts and a simple straight coastline. Sensitivities of wind intensity, wind duration, stratification gradient and stratification depth were explored. Further investigations were performed to understand the reason why the west-south-westerly winds from 5 to 7 June 2009 did not trigger a poleward current.

### **3. Modelling simulations**

#### **3.1 Model set-up**

The MARS3D hydrodynamic model [Lazure and Dumas, 2008] was used in a schematic configuration. This 3D model is a classical free-surface model with generalised sigma vertical coordinates. The one-equation turbulence closure scheme of Gaspard et al. [1990] was used in all simulations. The lateral eddy viscosity was  $0.63 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

Two schematic bathymetries were used. The Bay of Biscay was represented by a rectangle with one side (representing the Spanish coast) 450 km long and one side 600 km long (representing the French Aquitaine coast). The bathymetry was set up to represent the main characteristics on both sides of the south-east-lying right-angle coastline. The French shelf

was represented with the following characteristics: at 44°N the shelf has a width of 58 km and a slope of 0.22% running from 10 m from the coast to 160 m at the shelf break. The modelled Spanish shelf had a width of 30 km with a slope of 0.45% running from 10m from the coast to 160 m at the shelf break. The distance from the shelf break to the abyssal plain is represented on both sides of the right-angle by a slope of 55 m.km<sup>-1</sup> with a width of 34 km, running from 160 m to 2000 m. Far from the area studied, the two remaining sides of the rectangle close the domain on the western and northern sides. The right-angle bathymetry was modelled as close as possible to the real bathymetry; the geographical coordinates used in the study were based on the real coordinates. In our configuration, the south-east-lying right angle had the following coordinates: 42.9 to 48.8°N and -7 to -0.7°W. The second schematic bathymetry used was the same as the first one, but the Spanish coast and the corner were removed: only one straight side north of latitude 43.9°N, which represents the French coastline, was kept. In this straight coastline bathymetry, boundaries were left open. Both bathymetries had a horizontal grid size of 2 km and 50 vertical sigma levels were considered with a higher resolution near the surface. All simulations started from a state of rest with a horizontally uniform density field.

The basic case (BC) simulation lasted 14 days. The forcing consists in 3 days of spatially uniform westerlies of 10 m s<sup>-1</sup> (i.e., wind stress of 0.2 m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>). The initial stratification consisted of three layers: a surface homogeneous layer of 30 m with a surface temperature (Ts) at 22°C, a thermocline from 30 m to 40 m with a temperature gradient running from 22°C to 12°C and a bottom layer from 40 m to the bottom at 12°C. This stratification represents the typically strong summer stratification in the south-eastern area of the Bay of Biscay. Salinity gradients were not considered in the BC; density therefore depended only on temperature. The time step varied from 40 to 200 sec.

We performed 50 different simulations in which we varied the basic parameters of the system: the magnitude, direction and duration of the wind stress, the depth of the thermocline and the temperature gradient in the thermocline. The right-angle configuration was used in all these simulations. A list of the simulations performed is given in Table 1. The BCh simulation is the same simulation as the BC, but without stratification. Wind direction varied at all angles (N, NW, W, SW, S, SE, E, NE, runs 3 to 10, see Table 1). Wind magnitude varied from 2 to 16 m s<sup>-1</sup> (i.e. wind stress from 0.008 to 0.512 N.m<sup>-2</sup>, runs 14 to 21, see Table 1). Duration of the wind stress varied from one-half day to 6 days (runs 22 to 26, see Table 1). In all simulations, the wind was relaxed to zero abruptly within one time step. Temperature in the surface layer varied from 12 to 23°C (runs 27 to 38, see Table 1). Thickness of the surface layer varied from 7.5 to 40 m (runs 39 to 44, see Table 1); the thermocline thickness was always set as one-third of the surface layer. Six additional simulations (runs 45 to 51) with realistic density conditions (in terms of salinity and temperature) in February, April, June, August, October and December were performed. Temperature and salinities were initialised with mean profiles on the Aquitaine shelf extracted from the monthly climatology Bobyclim (<http://www.ifremer.fr/climatologie-gascogne>). Wind duration and length was 3 days of 10 m s<sup>-1</sup>.

Three other simulations (run SC1 (where SC stands for Straight Coastline), SC2 and SC3; see Table 1) were conducted with the straight coastline bathymetry to test the response of the French coast only. In these simulations, a null velocity gradient was imposed at the open boundaries. In run SC1, the sea-surface height (SSH) was set to zero on all open boundaries. Three days of westerlies of  $10 \text{ m s}^{-1}$  were imposed (as in the BC simulation). In run SC2, no wind was imposed. On the southern boundary (at latitude  $43.9^\circ\text{N}$ ), SSH extracted from the BC simulation at the same latitude was imposed. Western and northern boundaries of the SSH were set to zero. The density field on the boundaries depended on the velocities in the grid cell found at the edge of the boundary. If velocity was positive towards the interior domain, the density field was set to the initial conditions. If velocity ran out of the domain, the density field was set to the density field in the preceding grid cell.

In run SC3, only the density field extracted from the BC was imposed on the southern boundary. On the other boundaries, the density field was set as in run SC2. SSH was set to zero on all boundaries as in SC1.

Run	Bathymetry	Wind intensity ( $\text{m s}^{-1}$ ) / nb of days of wind	Wind direction	Depth (m) / temperature ( $^\circ\text{C}$ ) of first layer	Depth of thermocline (m)/ bottom temperature ( $^\circ\text{C}$ )
BC	1	10 / 3	270	30 / 22	10 / 12
BCh	1	10 / 3	270	30 / 12	10 / 12
3-10	1	10 / 3	0:45:36 0	30 / 22	10 / 12
SC1	2	10 / 3	270	30 / 22	10 / 12
SC2	2	X	X	30 / 22	10 / 12
SC3	2	X	X	30 / 22	10 / 12
14-21	1	(2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16) / 3	270	30 / 22	10 / 12
22-26	1	10 / (0.5, 1, 2, 3, 6)	270	30 / 22	10 / 12
27-38	1	10 / 3	270	30 / (12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23)	10 / 12
39-44	1	10 / 3	270	(7.5, 10, 15, 20, 30, 40) / 22	(2.5, 3.33, 5, 6.66, 10, 13.33) / 12
45-51	1	10 / 3	270	Realistic thermoclines and haloclines	

*Table 1: Description of simulations*

### 3.2 Basic Case experiment

The basic simulation (BC) consists in 3 days of  $10 \text{ m s}^{-1}$  of westerlies with a water temperature vertical profile of  $22^\circ\text{C}$  in the first 30 m and a gradient down to  $12^\circ\text{C}$  at 40 m. Results are given in Figure 6. Depth-averaged current magnitudes, location of the front

(intersection between the 17°C isotherm and the bottom) and SSH is given for different dates in Figure 6a. For clarity and to focus on the changes in magnitude, we do not give the velocity vectors, which are closely oriented along the isobaths in the poleward direction. Figure 6b shows a vertical transect of the Spanish coast at 2°W of the zonal velocities (positive when the current is eastward) and the superimposed isotherms (i.e. isopycnals when salinity is constant) and Figure 6c shows a vertical transect off the French Aquitaine coast at 44.5°N of the meridional velocities (positive when the current is northward) and superimposed isotherms. The wind was relaxed to zero after 3 days.

Temporal trends in synthetic variables were also used to describe the BC experiment (Figure 7):  $H_p$  is the depth where the 17° isotherm intersects the bottom;  $V_{max}$ , the maximum poleward velocities along each transect; SSH, the sea-surface height on the different transects at the coast.

### **Along the Spanish coast**

Along the Spanish coast, downwelling-favourable winds first drive longshore transport close to the coast and an increase in SSH of up to 10 cm (see Figs. 6a and b,  $t=1.5$  days). Onshore Ekman transport in the surface boundary layer deepens the pycnocline at the coast (Figs. 6a. and b,  $t=1.5, 3.5$  days), indicating that warm surface water plunges at the coast, creating a bottom front with a strong cross-shelf density gradient near the bottom. On day 3.5, SSH decreases when the wind stops blowing. A strong surface-intensified current develops above the front (see Fig. 6b) with zonal velocities ranging from 40 cm s<sup>-1</sup> to 60 cm s<sup>-1</sup>. Then after the wind stops (Figs. 6a. and b,  $t=5.5, 9.5$  and 13.5 days), the pycnocline goes back up, the intensity of the current weakens and the SSH decreases to under 4 cm. A counter-current develops between the front and the Spanish coast (Fig. 6b,  $t=5.5, 9.5$  and 13.5 days). The front on the Spanish transect (2°W) deepens while the wind blows (3 days) to a maximum depth of 69.5 m ( $H_{p2W}$  BC, Fig. 7a). Then the front retreats slowly until the end of the simulation. The maximum flow in the jet ( $U_{max2W}$ , Fig. 7b) increases to a maximum of 80 cm s<sup>-1</sup>. When the wind stops, the speed of the coastal current decreases quickly on the first day, more slowly thereafter and vanishes at the end of the simulation.

The SSH at the coast at longitude 2°W (XE 2W BC, Fig. 7c) increases quickly to its maximum value of 0.11 m after 3 days and then decreases until day 5, after which it remained lower than 0.02 m until the end of the simulation.

### **Along the French coast**

At 1.5 days, from the Spanish coast to latitude 45°N, a poleward flow along the whole shelf set in (Fig. 6a,  $t=1.5$ ). The transect at latitude 44.5°N (Fig. 6b) shows that the flow over the shelf is weaker in the Ekman surface layer because the southward currents resulting from the westerlies counteract the mean poleward flow. The increase in SSH along the Spanish coast propagates along the French coast. At 3.5 days, the poleward flow spreads over the entire French shelf (Fig. 6a). South of 44.5°N, SSH decreases, whereas north of 44.5°N, SSH continues to propagate. The front deepens and moves away from the coast (Fig. 6c,  $t=3.5$



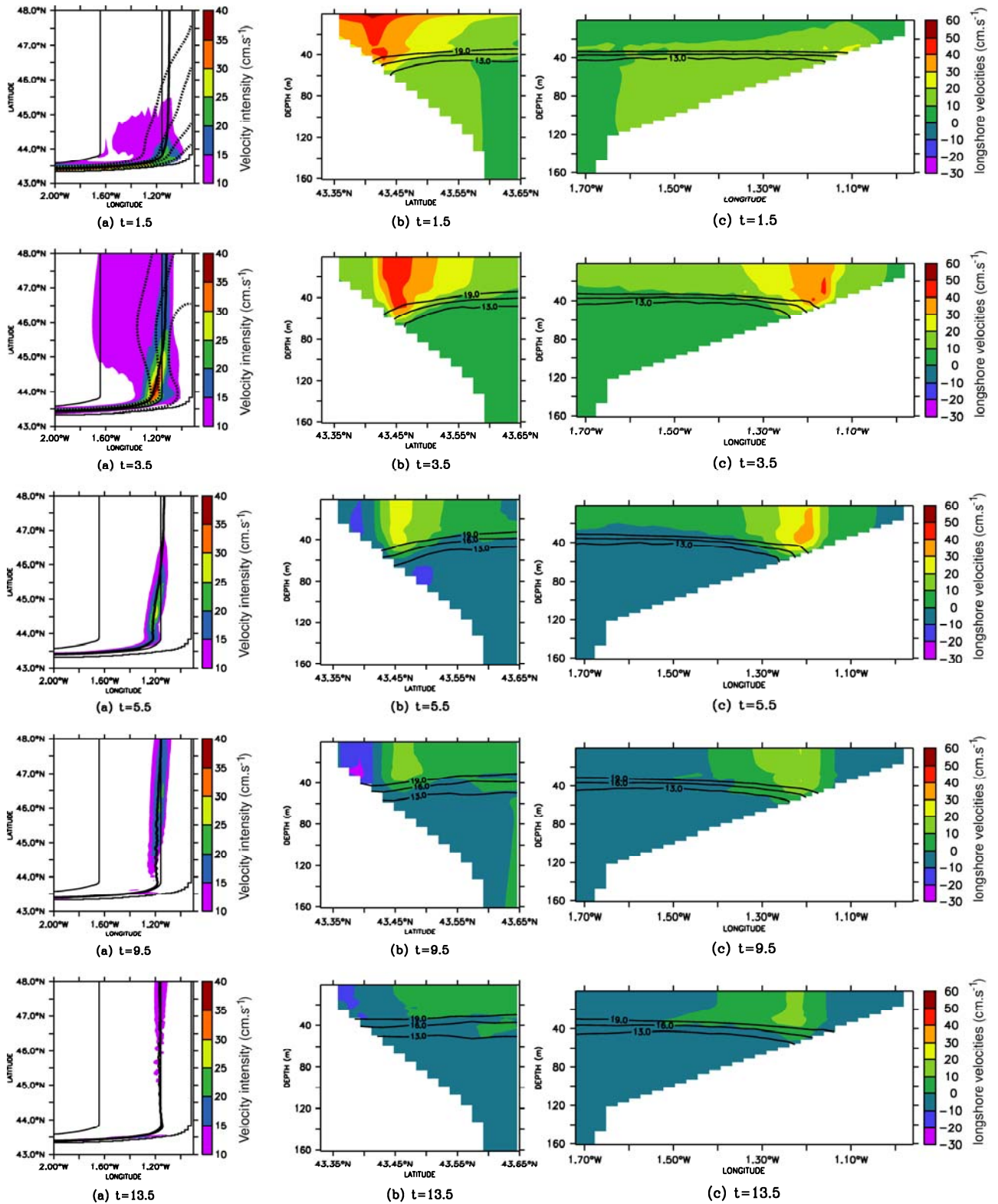


Figure 6: Results from the BC simulation: (a) depth-averaged velocities and location of the front (intersection between the isotherm  $17^{\circ}\text{C}$  and the bottom); Solid lines: isobaths 0, 50 and 150; Dashed lines: SSH iso-contours from 4 cm to 10 cm in increments of 2 cm, (b) vertical transect at  $2^{\circ}\text{W}$  of the zonal velocities and the superimposed iso-temperature; (c) vertical transect at  $44.5^{\circ}\text{N}$  of the meridional velocities and superimposed iso-temperature for different times during simulation. Time is given in days.



days). At the same time, a poleward jet strengthens. This phenomenon involves the entire French shelf, although it is more pronounced in the south than in the north. Velocities in the jet along the French coast at latitude 44.5°N are about 20 cm s<sup>-1</sup> to 50 cm s<sup>-1</sup> lower than in the jet along the Spanish coast. At 5.5 days, the SSH decreases to less than 4 cm; the poleward flow on the entire shelf stops, but the poleward jet remains (Fig. 6a, t=5.5 days). Currents between the jet and the coast are weak. The location of the maximum velocities moves north. At 9.5 days, the jet keeps on propagating northward (Fig. 6a, t=9.5 days) and at 13.5 days, it almost disappears (Fig. 6a, t=13.5 days). Behind the jet, velocities weaken and the isotherms return to their original values (Figs. 6a and c, t=9.5 and 13.5 days).

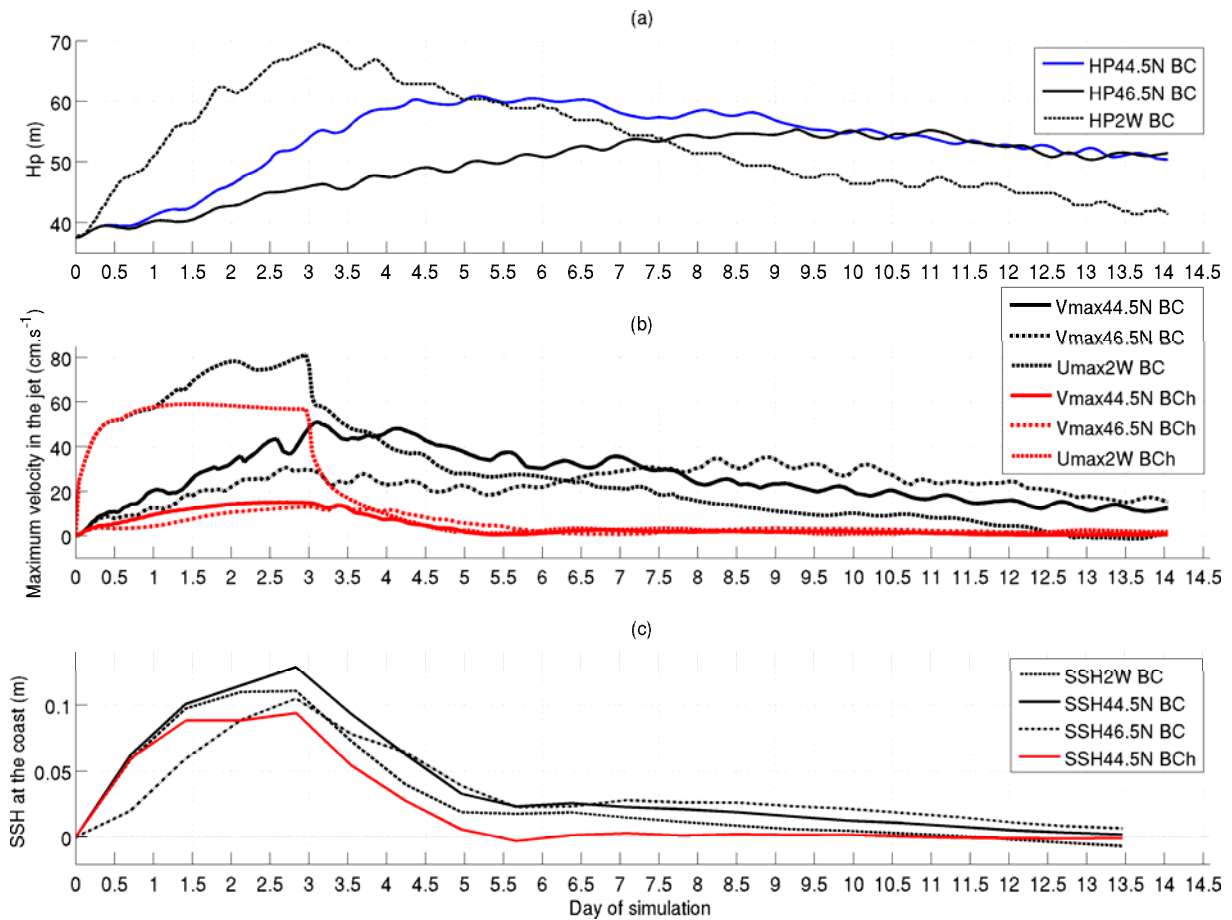


Figure 7: Time evolutions of (a)  $H_p$ , depth of the front; (b) maximum longshore barotropic velocities in the jet; (c) SSH at the coast. BC, BC simulation; BCh, BCh simulation (see Table 1).  $H_p$  is defined as the depth where the 17° isotherm intersects the bottom.  $H_{p2W}$  BC, the 2°W section on the Spanish coast;  $H_{p44N5}$  BC, section 44.5°N on the French coast;  $H_{p46N}$ , 46°N on the French coast;  $V_{max}$  or  $U_{max}$ , maximum poleward velocities along each transect; SSH, sea-surface height on the different transects at the coast.

The front on the French coast along the 44.5°N transect continues to deepen for 5 days even when the wind is relaxed (Fig. 7a). It stays at about 60 m and then withdraws very slowly; at the end of the simulation, the front is still at 51 m (initially it was at 40 m). The deepening of the stratification is delayed in the 46°N transect; the maximum  $H_p$  is reached after 9 days (i.e.

6 days after the wind stops). The maximum velocity in the 44.5°N transect is 45 cm s<sup>-1</sup> and is reached after 3 days and then decreases slowly (Fig. 7b). The jet along the French coast lasts longer than the jet along the Spanish coast, even once the wind has stopped. On the 46°N transect, an initial maximum of 0.3 m s<sup>-1</sup> is reached after 3 days, then the velocity decreases to 0.18 m s<sup>-1</sup> on day 5 and rises again to 0.35 m s<sup>-1</sup> on day 8; this second increase will be discussed further below.

The SSH at the coast at the 44.5°N transect (XE 44N5 BC, Fig. 7c) starts to increase after one-half day. The maximum SSH (0.13 m) is reached after 3 days (before the wind stops). The SSH at the coast in the 46°N transect (XE 44N5 BC, Fig. 7c) is delayed for about one-half day, a maximum of 0.11 m is also reached after 3 days. Once the wind stops, SSH on both transects drops almost instantaneously to 0.03 m and then decreases slowly for 5.5 days, after which it remains low until the end of the simulation. In the patterns of the various signals shown in Figures 7a and 7b, inertial oscillations are clearly visible. SSH shows small, high-frequency oscillations due either to numerical instability or to a spurious effect of having a closed domain. However, it is unlikely that these oscillations markedly affected the results of our simulations.

### **Homogenous case**

A simulation (BCh; see Table 1) in homogenous temperature conditions with the same wind conditions as in the BC simulation was performed to characterise the role of stratification in the development of a poleward jet.

Figure 7b shows the longshore maximum velocities on the shelf for the homogenous case at the 2°W, 44.5°N and 46°N transects. On day 1, velocities along the Spanish coast in the homogenous case and in the BC simulation are the same. Velocities in the homogenous case stay constant at about 60 cm s<sup>-1</sup>, while BC velocities continue to grow due to the set of baroclinic currents. Along the French coast, at latitudes 44.5°N and 46.5°N, maximum velocities in the homogenous case are weak compared to the BC; they reach their maximum after 3 days and then decrease after the wind stops and vanish 2 days later. Patterns observed for the velocities in the BC do not occur in the homogenous case.

In the homogenous case, the SSH at latitude 44.5°N (Fig. 7c) is close to the SSH in the BC on the first day. The SSH then stays rather constant until the wind stops blowing, while in the BC it continues to grow until the wind stops. Velocities along the French coast do not exceed 15 cm s<sup>-1</sup> and quickly decrease when the wind stops.

### **Comparison with observations**

Simulations in schematic conditions reproduced the main characteristics of the poleward jets observed nearshore from ADCP measurements. The downwelling circulation on the French coast highlighted in observations is well reproduced. For example, the development of a strong poleward current (up to 20 cm s<sup>-1</sup>) occurs after 2 days of 10 m s<sup>-1</sup> westerlies. The vertical structures of the current are similar, with a rather homogeneous surface layer and a decrease towards the bottom. Orders of magnitude of currents are also similar, currents in

simulations are stronger in the BC (up to  $50 \text{ cm s}^{-1}$ ) than in observations (up to  $32 \text{ cm s}^{-1}$  in 2008 and  $24 \text{ cm s}^{-1}$  in 2009) that were done on one point, not necessarily at the location of the strongest current. These differences can be explained by the fact that, in the BC, westerlies blew stronger and longer than in observations. The stronger stratification imposed in the BC compared to the stratification observed offshore in 2008 (Fig. 4a) could also play a role in the velocity differences between simulations and observations. The width of the jet, which appears limited to about 50 km in simulations, is in accordance with observations, which show that it is restricted to depths of less than 100 m. Associated with this current, bottom temperatures rise quickly along the coastal strip swept by the offshore displacement of the bottom front, in simulations and in observations alike.

An important feature of the generated poleward current is its persistence. In 2008, 2 days of westerlies led to 8 days of intense poleward currents and probably more since the record stops before the end of the event. In 2009, 3 days of westerlies led to 22 days of poleward currents, even though the winds that followed the event were light southward upwelling-favourable winds. Simulations show that after 15 days, poleward currents that occur in stratified conditions do not decrease but appear rather constant with velocities of the order of  $5\text{-}10 \text{ cm s}^{-1}$ , which are values similar to those that were observed.

There is one main discrepancy between observations and simulations. Measurements show that poleward currents started before the increase in bottom temperature, which contradicts the supposed triggering mechanism. This discrepancy can be attributed to the fact that the ADCP was located at 54 m depth in 2008 and 51 m in 2009 and was not at the initial location of the front (where currents are maximum according to the thermal-wind balance), which was probably closer to shore. Before the ADCP can measure an increase in bottom temperature, the front must drop from its initial position to the depth of the ADCP.

Several attempts have been made to validate increases in SSH and observed longshore gradients. From four coastal tidal gauges located along the French coast at  $43^\circ\text{N } 30'$  (Socoa) and three tidal gauges located inside the Adour estuary, Arcachon Bay and the Gironde estuary, we have attempted several times to evaluate longshore differences using filtering procedures as performed by Melton et al. [2009] or Hickey [1984]. Results were disappointing and inconclusive; however, some authors maintain that mean pressure gradients on shelves cannot be directly measured and need to be inferred from dynamical balances [Chapman and Lentz, 2005]. For example, differences in SSH between the three tidal gauges calculated in the BC simulations are low. Maximum SSH differences between Capbreton and Arcachon Bay are about 2 cm and between Capbreton and Gironde estuary about 4 cm (i.e., slopes of  $2.15 \cdot 10^{-7}$  and  $1.97 \cdot 10^{-7}$ , consistent with previous studies, see Chapman and Lentz [2005]). Our failure to measure longshore gradients may be also due to the particular location of the tidal gauges (in estuaries or bay) and to some local effects that may mask the events. In this area, rough seas and large swells are often associated with westerlies, which could also mask the occurrence of poleward currents.

### **3.3. Longshore evolution of poleward currents**

Velocities along both coasts are studied more in detail for the BC experiment and for two other experiments: weaker stratification (surface layer of 10 m, run 40; see Table 1) and

longer wind duration (6 days, run 26; see Table 1). Results are presented in Figure 8. The maximum barotropic velocities along the Spanish coast (on the cross-shore transect) ( $6^{\circ}\text{W}$  to  $2^{\circ}\text{W}$ ) and the French coast ( $43.8^{\circ}\text{N}$  to  $48^{\circ}\text{N}$ ) are shown in Figures 8a and 8b, respectively. Along the Spanish coast, velocities increase very quickly. There is an east-west gradient of intensity: at  $6^{\circ}\text{W}$ , the maximum velocity is about  $30\text{ cm s}^{-1}$  just before the wind stops, whereas it reaches  $45\text{ cm s}^{-1}$  at  $2^{\circ}\text{W}$ . This indicates a cumulative effect in the longshore direction. When the wind stops, the velocities decrease quickly westward and vanish within one week on the eastern side of the Spanish coast.

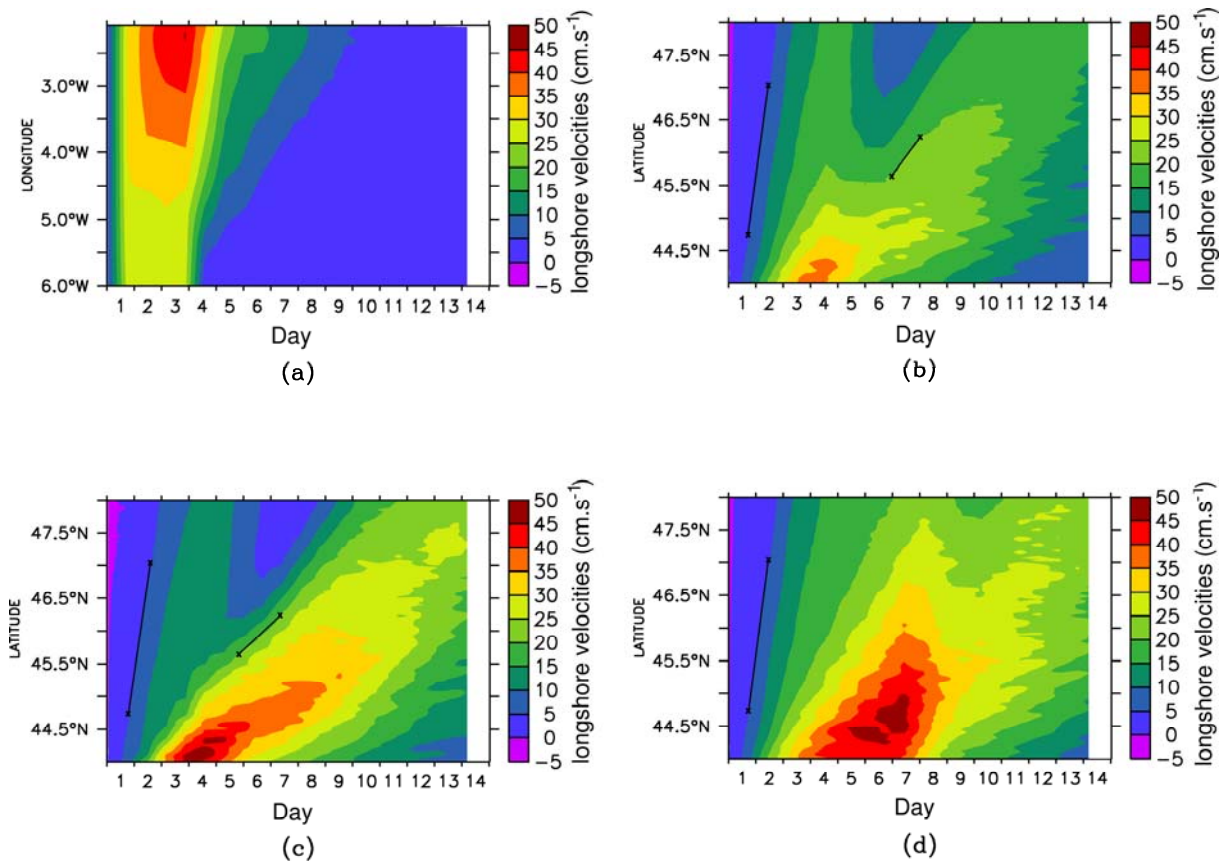


Figure 8: Maximum barotropic velocities over the shelf along (a) the Spanish coast in the BC simulation; (b) the French coast in the BC simulation; (c) the French coast in run 40 (thinner stratification); (d) the French coast in run 26 (6 days of westerlies).

Along the French coast, the situation is fairly different and circulation sets up due to propagative processes. Two main processes that propagate poleward currents were clearly identified with two branches of intense velocities. In the very first days, poleward velocities increase quickly to the south and are triggered later in the north. The speed of “propagation”, calculated as the speed necessary for velocity to reach  $5\text{ cm s}^{-1}$  between latitude  $44.7^{\circ}\text{N}$  and latitude  $47^{\circ}\text{N}$ , is about  $3.8\text{ m s}^{-1}$  (slope coefficient of the first black line in Fig. 8b). This is the typical order of magnitude of a coastal trapped wave (CTW) as described in Chapman [1987]. More recently, Pringle and Dever [2009] describe this type of transient wave when upwelling relaxation causes poleward jets to develop along the Californian coast.

In the north (north of latitude 45.4°N), a second maximum can be observed in accordance with maximum velocities shown in Figure 7b at 46°N. This second maximum depends on latitude; the speed of propagation of the maximum (calculated as the speed necessary for the velocity to reach 20 cm s<sup>-1</sup>, slope coefficient of the second black line in Fig. 8b) is about 73 cm s<sup>-1</sup>. This propagation is close to the speed of a linear inviscid internal Kelvin wave i.e.  $c = \sqrt{g'h}$ , where  $g'$  is the reduced gravity  $g' = g \Delta\rho/\rho_0$  and  $h$  is the thickness of the surface layer. In the BC simulation (22°C and 12°C for the surface and bottom layer temperatures), the value of  $g'$  is 0.02 m s<sup>-2</sup> and  $h$  is 30 m, giving a  $c$  value of 77 cm s<sup>-1</sup>. It can be then inferred that this propagation reflects the presence of an internal Kelvin wave propagating along the French coast after a high-speed CTW. The experiment with a surface layer of 10 m confirms these results (Fig. 8c). The rapid development of the poleward current is very similar to the BC simulation (about 3.7 m s<sup>-1</sup>, slope coefficient of the first black line in Fig. 8c), but the second increase occurs more slowly at 51 cm s<sup>-1</sup> (slope coefficient of the second black line in Fig. 8c). This result is in agreement with inviscid theory, which gives a  $c$  value of 44 cm s<sup>-1</sup> for an  $h$  value of 10 m. Velocities in the first increase were higher in the BC simulation; however, currents in the south and in the second increase were higher in the simulation with the smaller surface layer.

In the BC simulation, the first process is stopped abruptly when the wind stopped blowing on day 3. Figure 8d shows the barotropic velocities of a simulation with 6 days of westerlies. Velocities were generally much higher than in the BC simulation. The first process was longer and stronger since the wind blows longer (its speed of propagation was the same as in the BC simulation, slope coefficient of the black line in Fig. 8d). The minimum observed in the BC between the fast process and the slower one between days 5 and 7 north of 46.5°N is then shorter and less clear in this simulation.

### 3.4. Evolution of bottom temperature

The change in bottom temperature is studied in the BC simulation. Figure 9a shows the change in temperature on a straight west-east transect along the Spanish coast at the bottom (depth, 46 m) along 43.4°N from 6°W to 2°W. Figure 9b shows the temperature on a straight north-south transect along the French coast at the bottom (depth, 46 m) along 1.1°W from 44°N to 48°N.

The 17°C isotherm deepens along the Spanish coast (Fig. 9a) at the same time as bottom temperatures change and when the wind stops, bottom temperatures at 46 m (18 km from the coast) reach the surface temperature due to the downwelling movement. Relaxation to initial temperatures highlights the presence of a wave that propagates at the same speed as a Kelvin baroclinic wave. At the end of the simulation, bottom temperature at 2°W is still at 16°C.

Along the French coast (Fig. 9b), temperatures increase quickly to 16°C in the south and this temperature increase is very quickly propagated northward. This temperature increase corroborates the first increase in velocities observed above. The very high propagation speed proves that the high bottom temperatures along the French coast were not primarily due to horizontal advection of warm water from the south, but to the deepening of the thermocline at the coast induced by local downwelling. South of 45°N, the temperature at the bottom rises

quickly to 22°C. North of 45°N, the temperature at the bottom rises again when the second maximum of poleward velocities occurred. After 8 days, fluctuations at the bottom are still visible in the temperature signal. These instabilities are similar to those observed by Allen and Newberger [1996]; however, our horizontal scale is about 17 km greater than those they observed, which were between 2 and 4 km.

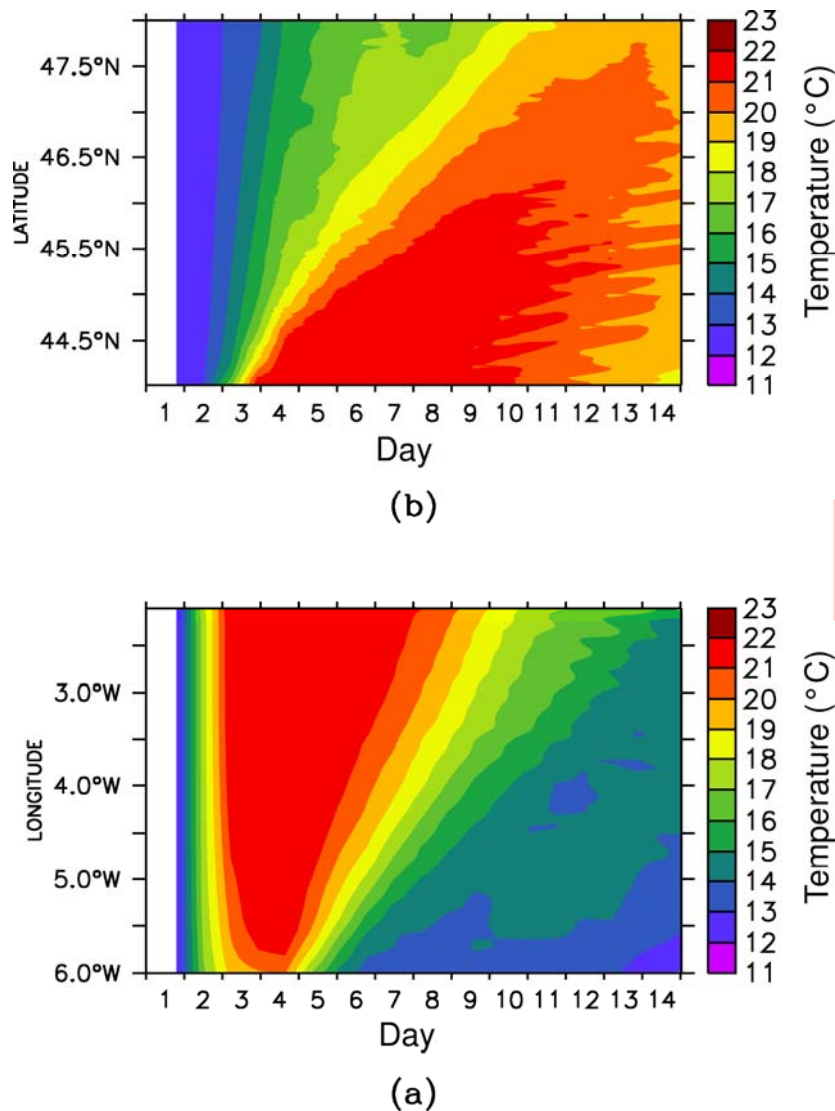


Figure 9: Bottom temperatures at 46 m depth (a) along the Spanish coast on the 43.4°N transect from 6°W to 2°W; (b) on the French coast on the 1.1°W transect from 44°N to 48°N.

### 3.5 Assessment of the main forcing mechanisms along the French coast

To understand the mechanism that deepens the pycnocline along the French coast and gives rise to the poleward jets, three different simulations with the straight coastline bathymetry were performed. The first one aimed to study the direct effect of westerlies on the French coast disregarding any connection with the Spanish shelf. The aim of the two other simulations was to study the effect of different forcing taken from the BC simulation (density and SSH) and to understand which parameters control the observed poleward jets that were modelled along the French coast.



### 3.5.1 Effect of a local cross-shore wind along a straight coast: run SC1

SSH was set to zero at open boundaries (south, north and west), temperature was also forced to its initial condition at open boundaries. Results are briefly commented below because, as expected, they do not show any significant increase in bottom temperatures or intense poleward jets observed during both measurement periods and in the BC simulation (Figs. 10a and 10d). The effect on temperature is very weak. As expected, barotropic velocities are southward. After 1 h of simulation, the SSH increases to a maximum of 3.7 cm along the French coast. After 9 h, a weak poleward jet of about  $8 \text{ cm s}^{-1}$  is observed at the location of the front all along the coast and persists until the end of the westerlies. This jet is linked to a weak deepening of the bottom front, about 2 m after 24 h of westerlies. Surface currents pushed by westerlies are southward in the surface Ekman layer. Cross-shore circulation in the homogeneous surface layer developed with onshore currents on the surface and offshore currents at the bottom of the surface layer. Cross-shore currents under the surface layer are also offshore but weaker. After 3 days of westerlies, poleward currents remain low compared to those observed in the BC, the maximum longshore poleward velocities are about  $8 \text{ cm s}^{-1}$  just before the winds stop and decrease later on. From this simulation, it can be inferred that cross-shore wind stress blowing on a straight coastline is not the main cause of the poleward jet observed.

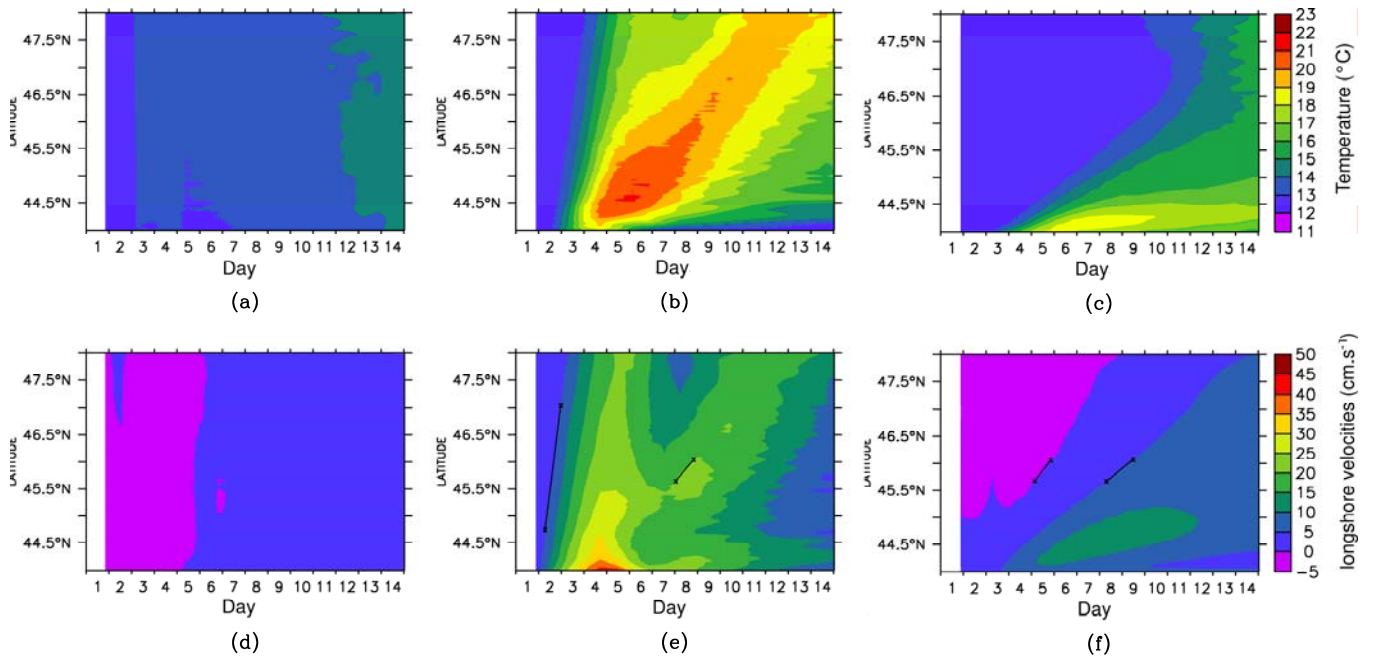


Figure 10: Bottom temperatures along the French coast on the  $1.1^\circ\text{W}$  transect from  $44^\circ\text{N}$  to  $48^\circ\text{N}$  at 46 m depth (a) for run SC1; (b) for run SC2; (c) for run SC3. Maximum barotropic velocities over the shelf along the French coast (d) for run SC1; (e) for run SC2; (f) for run SC3.

### 3.5.2 Forcing on the south boundary based on conditions extracted from the BC: runs SC2 and SC3

The aim of this simulation was to understand the circulation observed in the BC simulation along the French coast. The straight coastline bathymetry was used. Southern boundary conditions were forced with results extracted from the BC simulation at the same 43.9°N latitude to understand how the set-up induced by the downwelling circulation along the Spanish coast can affect circulation along the French coast. No wind was imposed in these simulations, the ocean is at rest at the beginning of the simulations and the forcing is only set on the southern boundary conditions.

In the SC2 run, the current in open boundary conditions is simply a null longshore gradient of velocities and the temperature is forced to its initial value during the whole simulation. This simulation, where only SSH was forced, reproduces very similar velocity patterns as those observed in the BC simulation (compare Fig. 10e with Fig. 8b). The two increases in velocity are still identified; the fast one propagates at  $4.2 \text{ m s}^{-1}$  (slope coefficient of the first black line in Fig. 10e) and  $0.65 \text{ cm s}^{-1}$  for the slower one (slope coefficient of the second black line in Fig. 10e). Bottom temperature increases are similar to those observed in the BC simulation (compare Fig. 10b with Fig. 9b). The main difference is that temperatures weaken in the south on day 7 after the second rise of velocities whereas they remain warm in the BC simulation.

In run SC3, only the density structure extracted from the BC simulation was forced on the south boundary. The fast increase in bottom temperature that occurred when SSH is forced (run SC2) disappears. A temperature increase propagates slowly to the north up to  $19^\circ\text{C}$  at the bottom (Fig. 10c). The deepening of the front at the forced south boundary propagates to the north. It is accompanied by a rise in barotropic velocities to  $15 \text{ cm s}^{-1}$  which also slowly propagate to the north (Fig. 10f). The propagation velocity (calculated as the speed necessary for the velocity to reach  $5 \text{ cm s}^{-1}$ , slope coefficient of the first black line in Fig. 10f) is about  $73 \text{ cm s}^{-1}$  and about  $44 \text{ cm s}^{-1}$  if the propagation speed is calculated as the speed necessary for the velocity to reach  $10 \text{ cm s}^{-1}$  (slope coefficient of the second black line in Fig. 10f). These temperature increases are the result of the deepening of the imposed front, creating cross-shore density gradients. These warm waters (Fig. 10c) correspond to the differences in the south after day 7 between the change in temperature in the BC (Fig. 9b) and the change in temperature in the SC2 run (Fig. 10b) where temperatures decrease. This shows that the warm waters in the south after day 7 result from the downwelling along the Spanish coast and horizontal advection in the corner of the Bay of Biscay.

### 3.6 Effect on transport

To evaluate the distance over which waters are transported, a generic substance was initialised (at the value of 1) in the BC simulation on the French shelf of the Bay of Biscay on three strips centred on latitudes  $43.65^\circ\text{N}$ ,  $45.4^\circ\text{N}$  and  $47^\circ\text{N}$ . Strips have a longitudinal width of 12 km and spread across the entire shelf width; the substance is initialised over the entire water column at each grid cell. Figure 11 shows the maximum value of the substance on the shelf (from longitude  $1.25^\circ\text{W}$  to  $1.15^\circ\text{W}$ , which is the approximate location of the jet) over time. Advection is all the more important when the substance is initialized in the southern part of



the modelled domain. The poleward propagation occurs first for the substance initialised in the south and then is delayed in the north. At 47°N, poleward advection occurs in two steps. Advection first occurs from day 2 to 5 and then almost completely stops on day 5. Then it resumes from day 6 to the end of the simulation. These two separate advection periods highlight the occurrence of the two processes described above in Section 3.3. For the substance initialised at 43.65°N and 45.4°N, advection is continuous. The highest poleward velocity is reached by the substance initialised at 43.65°N and is about 34 cm s<sup>-1</sup> (calculated between days 4 and 5).

After 4 days, the substance initialised at 43.65°N is transported north over 104 km (latitude 44.6°N) , after 6 days over 160 km (latitude 45.1°N) and after 9 days over 225 km (latitude 45.7°N) (these calculations were made with a threshold detection of the sum of the substance over the water column of 1).

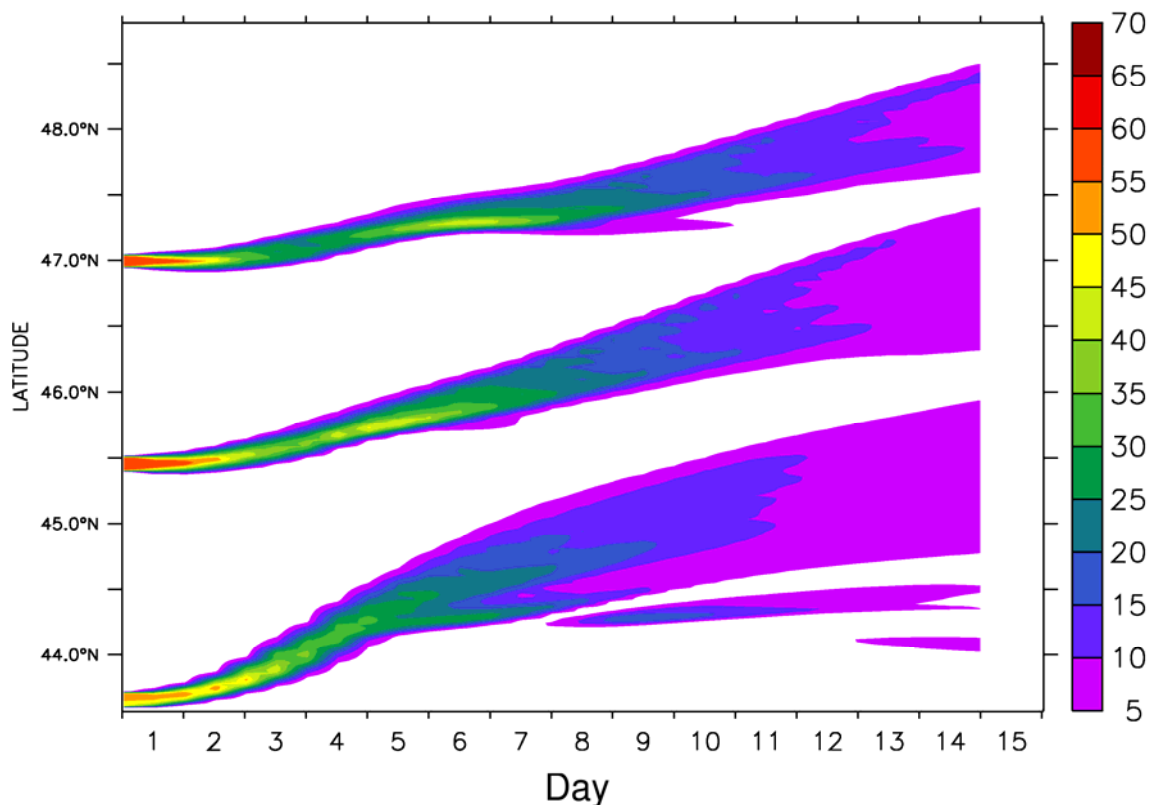


Figure 11: Depth averaged concentration as a function of latitude and time along 1.14°W. Substances are initialised on the shelf at latitudes 44°N, 45°N, 46°N and 47°N.

### 3.7 Dynamical interpretation

The Mars3D model was used to understand the mechanism of the observed poleward currents. Different processes involved in the response to westerlies along the French and Spanish coasts could then be identified.

The direct effect of cross-shore winds along the French coast is quite weak; it was studied in the SC1 simulation. The front deepens by about 1 m and creates weak longshore currents of about  $8 \text{ cm s}^{-1}$  at the front, below the surface layer. Surface longshore currents are driven southward by Ekman transport. These results are very similar to a previous experiment by Tilburg [2003]. The direct response of cross-shore winds along the French coast explains only part of the generation of poleward currents; it is a relatively minor process that cannot explain the strength of the observed current.

The main features of the circulation along the French coast are very similar to the circulation induced by an longshore pressure gradient over a stratified shelf as described by Chapman and Lentz [2005], who showed that an external longshore pressure gradient is able to generate poleward flow and downwelling. Although the mechanism that generates these longshore pressure gradients were not assessed in detail, we showed that, in the Bay of Biscay, westerlies lead to an increase in SSH on the Spanish coast, particularly in the south-eastern area (Fig. 6a). The increase in SSH induces an longshore pressure gradient that propagates along the French shelf. The propagation of the SSH gradient is associated with the development of a poleward flow on the French shelf. The bottom Ekman transport induces downslope bottom currents which advect lighter coastal waters offshore (not shown). This buoyancy advection deepens the front, generating horizontal density gradients in the bottom boundary layer, associated with a poleward jet according to the thermal-wind balance. The generation of the first jet observed in the BC is due to a local downwelling-induced circulation.

In a series of papers, Austin and Lentz [2002], Chapman [1987] and Chapman and Lentz [2005] describe the main characteristics of circulation induced by winds and/or longshore gradients over a stratified shelf with 2DV models that ignore the longshore dimension. Therefore, these papers were not able to discuss the transient mechanisms that resemble CTWs that propagate poleward (leaving the coast to the right). We demonstrated here that two types of wave are generated: high-speed propagative waves of about  $3\text{-}4 \text{ m s}^{-1}$ , as observed by Pringle and Dever [2009] in their models of upwelling relaxation, and the leading edge of a baroclinic Kelvin waves whose velocities do not reach  $1 \text{ m s}^{-1}$ .

The generation of the second slower wave is due to north-south density gradients, as clearly demonstrated in the SC3 run (Figs. 10c and 10f) where the deepening of the front simulated in the BC simulation was forced at the Southern boundary. In the SC2 run (only SSH imposed at the southern boundary), even if the density field is not forced, a poleward propagating wave nevertheless occurs (Fig. 10e). This can be explained by the fact that the external longshore pressure gradient generated by the westerlies is not uniform across the shelf. The gradient is much greater near the Spanish coast and thus the poleward flow and the induced downwelling described above are stronger on the southern part of the Aquitaine shelf than on the northern part. As a result, the front is deeper in the south which also creates north-south density gradients and initiates a baroclinic Kelvin wave that propagates poleward.

The persistence of the current more than one week after the wind stops in stratified conditions is an important feature. In contrast, in homogeneous conditions, longshore currents decrease quickly and disappear after nearly 3 days as shown in Figure 7b. The role of stratification in decreasing the bottom stress over the shelf has been studied in detail by Chapman [2002] and Chapman and Lentz [2005]. Without considering the forcing of the current, they show that the decrease in a poleward current along a sloping shelf depends on both frictional spindown and buoyancy shutdown. Both phenomena occur on different time scales, depending mainly on a frictional parameter and stratification through the Brunt-Vaissala frequency and bottom slope. Without stratification, frictional spindown occurs solely on a time scale of  $h.r^{-1}$ . Considering a typical  $r$  value of  $2.5e^{-4} \text{ m s}^{-1}$  and a mean height of 60 m, the e-folding time is about 2.6 days, which is consistent with our model results for the homogeneous situation (see BCh on Fig. 7b). When there is stratification, the estimated buoyancy shutdown timescale has been given by Garret et al. [1993] and its role relative to the frictional spindown has been assessed by Chapman [2002]. Application of these studies to realistic or schematic case is not straightforward, but Chapman [2002] indicates that buoyancy shutdown could be important on time scales greater than 5 days for conditions typically observed over shelves.

In support of the hypothesis of buoyancy spindown, the longshore bottom velocity in 2009 weakened dramatically 4 days after the birth of the jet. Over the next two weeks, although the main current decreased from  $10$  to  $5 \text{ cm s}^{-1}$ , the bottom velocity was always less than  $1 \text{ cm s}^{-1}$  (Fig. 5d), the weakest values during the whole deployment. This is also visible for the BC simulation in Figures 6b and 6c. As a result, bottom stress becomes very weak and could favour the persistence of the poleward jet event under moderate upwelling-favourable conditions.

The downwelling along the Spanish coast triggers the poleward currents along the French coast. Thus, winds along the Spanish coast must be downwelling-favourable. The event of west-south-westerly winds from 5 to 7 June 2009 did not trigger a poleward jet. These west-south-westerly winds were calculated near the location of the ADCP at  $44.5^{\circ}\text{N}$ ,  $2^{\circ}\text{W}$ . However, winds analysed along the Spanish coast at  $43.5^{\circ}\text{N}$ ,  $3^{\circ}\text{W}$  show a different pattern (Fig. 2). Westerlies were weaker and not continuous (westerly component from  $7$  to  $9 \text{ m s}^{-1}$   $12 \text{ h}$  on 5 June and a gust of  $8.1 \text{ m s}^{-1}$  on 7 June). Thus, westerlies did not blow enough to trigger downwelling along the Spanish coast and, consequently, the poleward jet along the French coast did not occur. During the two other major events of westerlies that did trigger poleward jet winds along the Spanish coast at ( $43.5^{\circ}\text{N}$ ,  $3^{\circ}\text{W}$ ), winds were similar in terms of duration and intensity along the French coast at ( $44.5^{\circ}\text{N}$ ,  $2^{\circ}\text{W}$ ). This shows that the currents observed near the Arcachon Bay can depend on the winds that blow  $120 \text{ km}$  south, along the Spanish coast.

### 3.8 Sensitivity analysis

Several simulations were performed to vary the basic parameters of the system in order to test their role in circulation and hydrology and to determine in which conditions of wind and stratification the poleward jet could appear. The magnitude of the wind, its duration, the depth

of stratification, the surface temperature and the direction of the wind were made to vary. The schematic right-angle coastline bathymetry representative of the Bay of Biscay was used. Three synthetic parameters were compared on a transect of the French coast (44.5°N) and a transect of the Spanish coast (2°W): the depth at the location of the front ( $H_p$ ), the magnitude of the poleward flow in the jet and the depth-averaged maximum velocities in the jet. Comparisons were performed 12 h after the wind was stopped.

### **3.8.1 Influence of stratification**

Various types of stratification were examined using two parameters: the depth of the homogenous surface and the temperature of the surface layer. Bottom temperature was kept at 12°C, which is a realistic value according to climatological studies (<http://www.ifremer.fr/climatologie-gascogne>).

#### **Depth of the pycnocline: runs 39 to 44**

Influence of the depth of the surface mixed layer is examined here; temperature characteristics were kept as in the BC simulation (22°C at the surface and 12°C at the bottom). Results of simulations with surface layers of 10 m, 15 m, 20 m, 30 m and 40 m are shown in Figure 12a. Results of the BC simulation are circled (i.e. simulation with the surface layer of 30 m in this set of simulations).  $H_p$  changes linearly with the depth of the pycnocline on both coasts. The slope is constant, so the same volume of water is needed to deepen the front in the different types of stratification. On the Spanish coast, flow remains constant with the thickness of the surface mixed layer; however, on the French shelf it rises slowly. Maximum velocities are higher for weak stratifications: they are about 50 cm s<sup>-1</sup> on the Spanish shelf and 40 cm s<sup>-1</sup> on the French shelf for the weaker stratifications and 30 cm s<sup>-1</sup> for the deeper stratification on both shelves. Even the thickest stratification is able to set up significant currents along the French coast. Although on the French coast, the flow is a little weaker for the thickest stratification, the barotropic velocities in the jet are much stronger and thus they transport water over longer distances and closer to the coast because  $H_p$  is small.

#### **Surface temperature: runs 27 to 38**

Stratifications with different surface temperatures were studied. Surface temperature varied from 13°C to 23°C (bottom temperature was kept at 12°C). The results are shown in Figure 12b. On the Spanish shelf, when the difference in density decreases, the front moves offshore. However, velocities vary in the opposite direction and increase significantly with the difference in density. The two variations cancel each other out and the flow (equal to depth times the barotropic velocities integrated over the width of the jet) remains constant for the different stratification depths. However, velocities increase significantly. On the French shelf, the depth of the front  $H_p$ (44.5°N) is independent of density gradients, however this result holds only at 3.5 days. Prior to day 3.5, the depth of the front is deepest for the weakest stratifications, about 45 m for the run 29 with a surface temperature of 14 °C and about 42.5 m for the run 37 with a surface temperature of 22 °C at 1.5 days. And after 3.5 days, it is deepest for strongest stratifications, about 56.5 m for the run 29 with a surface temperature of 14°C and about 59m for the run 37 with a surface temperature of 22°C at 1.5 days.

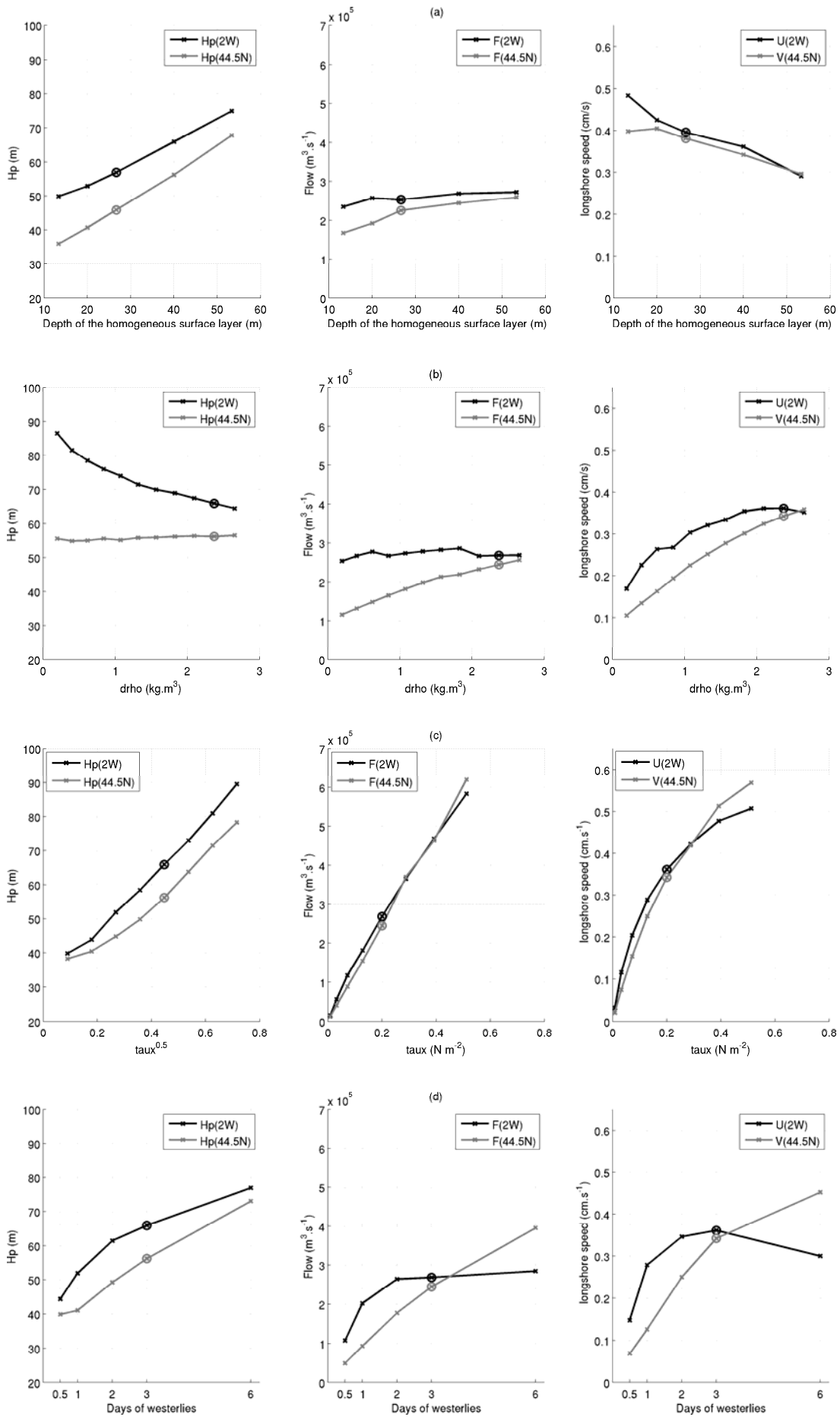


Figure 12:

Column 1:  $H_p$  in the 2°W transect (black line) and the 44.5°N transect (grey line) from the model

Column 2: Flow in the jet in the 2°W transect (black line) and the 44.5°N transect (grey line)

Column 3: Depth-averaged poleward velocities in the jet in the 2°W transect and the 44.5°N transect

- (a) for simulations of 3 days and different surface temperatures: runs 25 to 36 ;  $drho$ , density difference between surface and bottom layer
- (b) for simulations of 3 days and different depth of surface mixed layer and thermocline: runs 37 to 43
- (c) for simulations of 3 days and different wind stress: runs 13 to 18;  $taux$ , wind stress
- (d) for simulations with different wind durations: runs 19 to 24

The flow grows slowly and linearly with the difference in density. The maximum velocities on the French shelf have the same behaviour.

Velocities along the Spanish and the French coasts show that even weak density differences (differences of at least 3°C between the surface layer and the bottom layer) can create significant jets.

### Initial Potential Energy

The initial potential energy (IPE) anomaly is compared to the flow in the simulations with different density profiles. IPE was calculated as in Equation 1: the integral over the depth of the difference between the initial density in the profile and the mean initial density over the profile. This integral was done on a profile of 160 m, the maximum depth on the shelf.

$$PE = \frac{1}{H} \int_H^0 g(\rho(z) - \bar{\rho})zdz \quad (1)$$

The integrated baroclinic flow on the shelf (the barotropic flow from the homogenous simulation was removed), at latitude 44.5°N for various initial density profiles and forcing parameters was calculated. It is shown in Figure 13, calculated 12 h after the wind stopped as a function of the square root of the IPE of the profile for various temperature and depth of the homogenous surface layer. Results from six additional simulations are also shown (runs 45 to 51). The temperature and salinities in the simulation were initialised with mean profiles on the Aquitaine shelf extracted from the monthly climatology Bobyclim (<http://www.ifremer.fr/climatologie-gascogne>) corresponding to realistic density situations (in terms of salinity and temperature) in February, April, June, August, October and December (profiles are given in Fig. 14).

Flow and the square root of IPE are shown for simulations in which surface temperature was varied Figure 13. The weakest values of flow and square root of IPE correspond to the weakest surface temperatures. This curve shows that the flow depends linearly on the square root of IPE. The values for the different surface layer thicknesses are also shown. The

weakest values correspond to the thickest surface layer. The results from the six simulations initialised with density values taken from the climatology model are represented by dots of different colours. This shows that the rate of transformation from potential energy to kinetic energy (proportional to the square of velocity) is nearly constant.

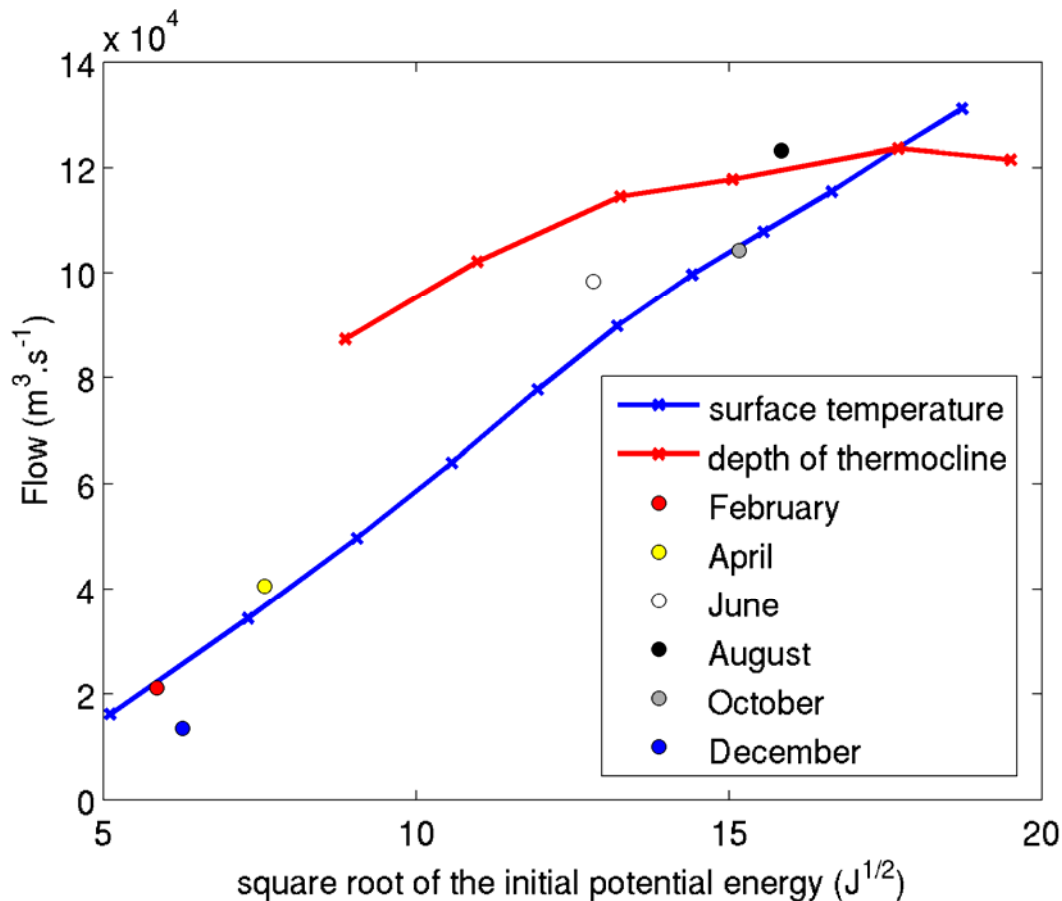


Figure 13: Flow calculated 12 h after the wind stops (i.e. day 3.5) on the 44.5°N transect as a function of the square root of the initial potential energy for the first parameter (temperature of the surface layer; blue) and for the second parameter (depth of the homogenous surface layer; red). Coloured dots give the results from six additional simulations corresponding to realistic density situations (in terms of salinity and temperature) on the Aquitaine shelf in February, April, June, August, October and December; density profiles extracted from the monthly Bobyclim climatology.

Results from the seasonal profiles demonstrate that during winter and spring, the flow remains low, indicating that the jet is weak or was not triggered because density differences are not strong enough. The month that leads to the greatest flows is August, however June and October flows show large flows as well.

These results are valid for winds of 3 days and 10 m s<sup>-1</sup>. Additional runs were conducted to study the impact of the intensity and duration of winds.

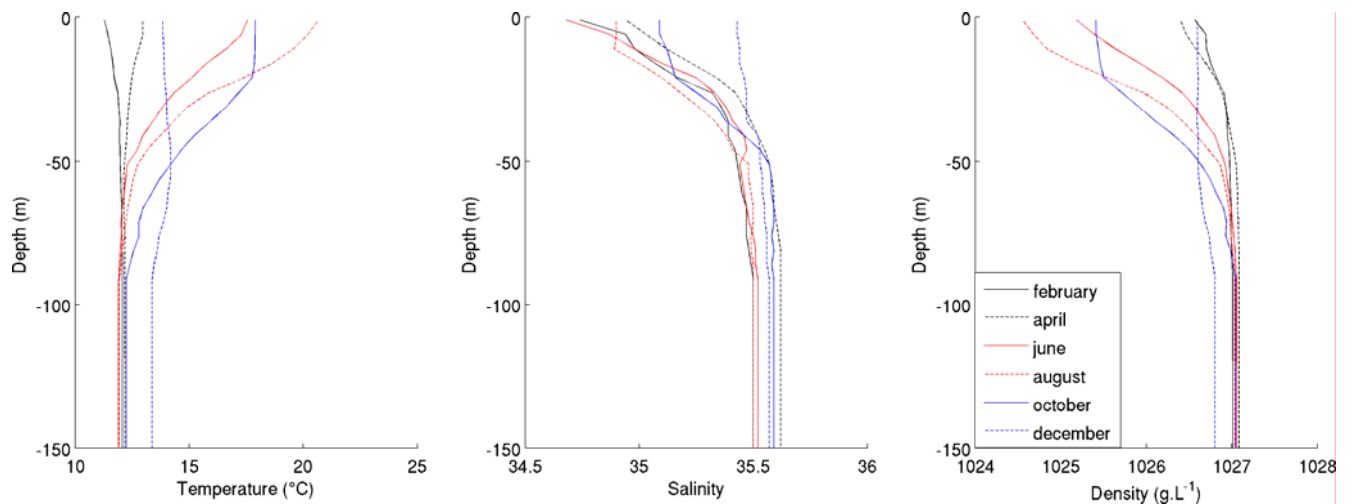


Figure 14: Profiles of temperature, salinity and density for the various realistic stratifications averaged on the Aquitaine shelf (from 43.4°N to 44.6°N and 2.2°W to 1°W) extracted from the monthly *Bobyclim* climatology.

A complete budget study is beyond the scope of this paper and was not carried out. Our objective was to demonstrate that fluxes in the poleward jet depend mainly on initial stratification and that westerlies can be considered as the triggering mechanism that creates bottom fronts and moves them offshore and poleward (through CTWs). The remaining circulation after the winds cease apparently depends only on the stratification conditions as shown in Figure 13 (for the same duration of winds). Several simulations (not shown) examined the shelf response to different wind speeds and durations and results show that the linear dependence of the maximum flux on the square root of IPE remains valid.

Simulations in which stratification is made to vary (depth of stratification and temperature of the surface layer) reveal the importance of stratification in triggering jets. Accordingly, without stratification, currents remain low on the French shelf. Tests on the depth of the thermocline show that even small thermoclines can lead to strong flow. On the other hand, tests on surface temperature reveal that the intensity of the jet depends strongly on the temperature gradient.

Finally, even weak stratification in terms of depth and density gradients can have a strong impact along the French coast and thus the jet can be triggered whenever the thermal stratification can be set up, i.e. from late spring to late autumn.

### 3.8.2 Influence of the wind

#### Magnitude of the wind: runs 14 to 21

Simulations with 3 days of westerlies with intensities of 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14 and 16 m s<sup>-1</sup> (i.e. wind stresses of 0.008 0.032 0.072 0.128 0.200 0.288 0.392 0.512 N.m<sup>-2</sup>, Cd=0.0016) were analysed. Results are shown in Figure 12c. Hp, flow and velocity increase sharply with wind stress on both coasts. Hp varies linearly with the square root of wind stress. This is consistent with theoretical study of Austin and Lentz (2002) who show this proportionality by simply considering continuity of Eckman flow at the coast. The depth of the front on the French coast



(Hp(44.5°N)) is lower than Hp(2°W), but has the same behaviour. The flow on the French coast and the Spanish coast are equivalent and vary linearly with wind stress. Maximum depth-averaged velocities along the French coast ( $V(44.5^\circ\text{N})$ ) and along the Spanish coast ( $U(2^\circ\text{W})$ ) are similar. Maximum velocities for the strongest wind ( $16 \text{ m s}^{-1}$ ) are about  $57 \text{ cm s}^{-1}$  at latitude  $44.5^\circ\text{N}$  and  $0.51 \text{ cm s}^{-1}$  at longitude  $2^\circ\text{W}$ . Winds of at least  $6 \text{ m s}^{-1}$  for 3 days are necessary to set up significant currents along the French coast (over  $15 \text{ cm s}^{-1}$  at latitude  $44.5^\circ\text{N}$ , 12 hours after the wind stops blowing).

### Duration of the wind: runs 22 to 26

In these simulations, the intensity of the wind was kept constant ( $10 \text{ m s}^{-1}$ ), however the duration of the wind varied (0.5, 1, 2, 3 and 6 days). The depth of the front on both transects increases almost linearly with the increase in wind duration, as for flow and maximum poleward velocities along the French coast (Fig. 12d). However, along the Spanish coast, velocities and flow do not increase in simulations of between 2 and 6 days, a stationary state is reached. Intense counter-currents develop after the wind stops. At least 2 days of  $10 \text{ m s}^{-1}$  of westerlies are enough to set up significant currents along the French coast.

Simulations that vary the magnitude and the duration of the wind show that weak westerlies of  $6 \text{ m s}^{-1}$  for 3 days as well as strong westerlies (of  $10 \text{ m s}^{-1}$ ) for 2 days are able to generate intense poleward jets along the French coast with respectively maximum velocities about  $15$  and  $25 \text{ cm s}^{-1}$  (on the  $44.5^\circ\text{N}$  transect), as long as stratification is present. These simulations show that flow depends linearly on the duration of the wind and wind stress.

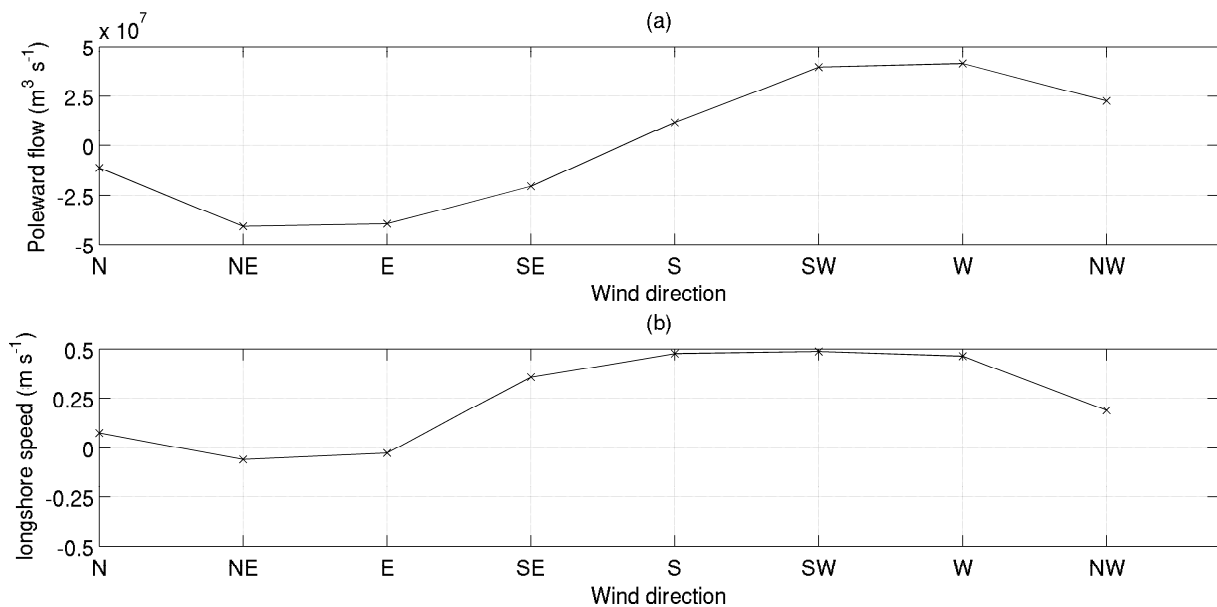


Figure 15: (a) Flow integrated over 100 h of simulations on the  $44.5^\circ\text{N}$  transect for simulations with different wind directions; (b) maximum longshelf depth-averaged velocities on the  $44.5^\circ\text{N}$  transect after 72 h for simulations with different wind directions.

### 3.8.3 Simulations for different wind directions

The flow on the shelf along latitude 44.5°N integrated over the first 100 h of simulations for different wind orientations is shown in Figure 15a. Initial temperatures and salinities are the same as in the BC simulation. Westerlies and easterlies are the winds that result in the most important flow. Surprisingly, flow obtained under northerlies and southerlies are close to zero due to counter-currents. The maximum longshelf velocities on the shelf at latitude 44.5°N after 3 days of simulation (just before the wind ceases) are shown in Figure 15b. The most important poleward speed and flow are reached with winds from the west and the south-west. These results confirm the usefulness of studying westerlies more in detail, because westerlies are frequent in this area.

Simulation with north-westerly winds shows, as in the BC simulation, a rise in SSH in the south-eastern area of the bay, but a decrease along the French coast due to the upwelling-favourable winds. Downwelling, as observed in the BC simulation along the French coast, does not occur because upwelling has developed along the French coast. Once the wind stops, the upwelling weakens and the warm waters from Spain can propagate along the coast.

Simulation with the south-westerly winds differs. South-westerly winds are downwelling-favourable along both coasts giving rise rapidly to downwelling jets on both coasts. As a result, the propagation of the internal Kelvin wave observed along the French coast in the BC simulation does not occur in this simulation.

#### *Summary*

We showed that schematic simulations are able to reproduce the main features of the observations recorded during two hydrodynamic surveys. The triggering mechanism of the transient poleward current is unequivocally due to the propagation of a downwelling circulation induced along the Spanish coast to the French coast. This circulation generally appears to be independent of past wind patterns, spatial variation in wind stress or longshore bathymetry gradients along the French coast. Even though these three conditions are not perfectly met in the field (e.g. persistent, albeit weak, past wind patterns, irregular coastline and irregular shelf width), they probably only have a weak influence on circulation patterns.

This study was inspired by recent unexpected observations of poleward currents. The processes described in this study are barely visible in classical and operational observatory systems. Downwelling has no signature in sea-surface temperatures (SST) and are invisible in satellite SST monitoring. The associated sea-surface variations are weak and hardly measurable. This may explain in part why this phenomenon has gone unobserved thus far. New monitoring programmes must be set up using, for example, high-frequency radar to measure surface currents or incorporate regular sea-bottom temperature measurements.

These jets can have a strong impact on the ecosystem for various reasons. These currents are suspected to transport toxic water masses from the Basque Country, where an important source of toxic phytoplankton (i.e. *Dinophysis*) has been identified [Batifoulier et al., 2011]. The transport simulated in Figure 11 shows that this trajectory is realistic: after 4 days, the substance initialised at latitude 43.65°N (area where *Dinophysis* is suspected to grow) was

advected offshore from Arcachon Bay. Tidal pumping of the Archon Bay is then able to transport *Dinophysis* into the bay itself.

In future investigations, more realistic bathymetry conditions need to be used to better reflect the actual contours of the coastline. The model could be enhanced in three ways. First, the coastline is not straight and has some bathymetry irregularities. Second, the French coast is not perfectly straight: it inclines at 8° degrees (trigonometrically positive) compared to a straight north-south axis and westerlies may then have a weak downwelling-favourable component. Finally, the impact of the Capbreton canyon on the propagation of the different processes over the French shelf is unknown. Future models will help estimate how far these currents propagate and study the possible connection with the autumnal currents on the Armorican shelf described by Lazure et al. [2008].

### **Acknowledgements**

The authors would like to thank the personnel of the REPHY program (IFREMER LER Arcachon), the EPOC staff (Natalie Bonneton, Stephane Bujan, Beatrice Bec, Gaelle Pauliac and Guillaume Detandt), and the Côte d'Aquitaine crew for the organisation and participation in the ARCADINO surveys. We acknowledge Guillaume Charria for his help on buoy processing. We also thank the LOCEAN laboratory which provided one of the buoy trajectories we used in this study (GLOSCAL project, funded by the CNES).

This work was funded by the Aquitaine Regional Council (ASCOBAR research programme) and by IFREMER. This work is also a contribution to the EPIGRAM project, funded by CNRS (national programm LEFE/IDAO) and ANR (grant ANR-08-BLAN-0330-01).

### **References**

Allen, J. S., and P. A. Newberger, (1996), Downwelling circulation on the Oregon continental shelf. Part I: Response to idealized forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2011–2035.

Austin, J. A. and S. J. Lentz (2002), The inner shelf response to wind-driven upwelling and downwelling, *J. Geophys. Res.*, 22, 2171–2193.

Batifoulier, F., P. Lazure, L. Velo-Suarez, D. Maurer, P. Bonneton, C. Dupuy and P. Gentien, P. (2011). Distribution of *Dinophysis* species in the Bay of Biscay and possible transport pathways to Arcachon Bay. *J. of Mar. Syst.* [In revision]

Chapman, D. C. (1987), Application of wind-forced, long, coastal-trapped wave theory along the California coast, *J. Geophys. Res.*, 92, 1798–1816, doi:10.1029/JC092iC02p01798.

Chapman, D. C., (2002), Deceleration of a finite-width, stratified current over a sloping bottom: Frictional spindown or buoyancy shutdown?, *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 336–352.

Chapman, D. C., and S. J. Lentz (2005), Acceleration of a stratified current over a sloping bottom, driven by an alongshelf pressure gradient, *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 1305–1317.

Charria, G., P. Lazure, B. Le Cann, A. Serpette, G. Reverdin, S. Louazel, F. Batifoulier, F. Dumas, A. Pichon, Y. Morel (2011), Surface layer circulation derived from Lagrangian drifters in the Bay of Biscay, *J. of Mar. Syst.* [Accepted]

Crepon, M., and C. Richez (1982), Transient upwelling generated by twodimensional atmospheric forcing and variability in the coastline, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1437– 1456.

Demerliac, M.A. (1974), Calcul du niveau moyen journalier, *Annales Hydrographiques du SHOM 5éme série* pp. 49–57.

Ferrer, L. , A. Fontán, J. Mader, G. Chust, M. González, V. Valencia, Uriarte Ad and M.B. Collins (2009), Low-salinity plumes in the oceanic region of the Basque Country, *Cont. Shelf Res*, 29 (2009), pp. 970–984.

Froidefond, J. M., P. Castaing and J. M. Jouanneau (1996), Distribution of suspended matter in a coastal upwelling area. Satellite data and in situ measurements, *J. of Mar. Syst.*, 8(1-2) 91-105.

Frouin, R., A. F. Fuiza, I. Ambar and T. J. Boyd (1990), Observations of a Poleward Surface Current off the coasts of Portugal and Spain during the winter, *J. Geophys. Res.*, 95, 679-691.

Garrett, C., P. MacCready, and P. Rhines (1993), Boundary mixing and arrested Ekman layers: Rotating stratified flow near a sloping boundary, *Annu. Rev. Fluid Mech*, 25, 291–323.

Gaspar, P., Y. Gregoris, and J. M. Lefevre (1990), A simple eddy-kinetic energy model for simulations of the ocean vertical mixing: Tests at station Papa and Long-Term Upper Ocean Study Site, *J. Geophys. Res.*, 95, 16,179– 16,193.

Garvine, R. W. (1987), Estuary plumes and fronts in shelf waters: A layer model, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 1877–1896.

Gill, A. E. (1982), Atmosphere–Ocean Dynamics, *Academic Press*, 662 pp.

Hickey, B. M. (1984), The fluctuating longshore pressure gradient of the Pacific northwest shelf: A dynamical response, *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 276–293.

Koutsikopoulos, C., and B. Le Cann (1996), Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy, *Sci. Mar.*, 60, 9–19.

- Lavin, A., L. Valdes, F. Sanchez, P. Abaunza, A. Forest, J. Boucher, P. Lazure and A.M Jegou (2006), The Bay of Biscay: the encountering of the ocean and the shelf. In: Robinson, A.P., Brink, K. (Eds.), *The Sea Volume 14B: The Global Coastal Ocean. Interdisciplinary Regional Studies and Syntheses*. Harvard University Press, pp. 933– 1001.
- Lazure, P., F. Dumas and C. Vrignaud (2008), Circulation on the Armorican shelf (Bay of Biscay) in autumn, *J. Mar. Syst.*, 72, pp. 218–237.
- Lazure, P., and F. Dumas (2008), An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (Mars), *Adv. Water Resour.*, 31(2), 233–250, doi:10.1016/j.advwatres.2007.06.010.
- Le Cann, B. (1990), Barotropic tidal dynamics of the bay of Biscay shelf - observations, numerical modeling and physical interpretation, *Cont. Shelf Res.*, 10(8) 723-758.
- Melton, C., L. Washburn and C. Gotschalk (2009), Wind relaxations and poleward flow events in a coastal upwelling system on the central California coast, *J. Geophys. Res.*, 114 (2009)
- Petus, C., G. Chust, F. Gohin, D. Doxaran, J. M. Froidefond and Y. Sagarminaga (2010), Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery, *Cont. Shelf Res.*, 30(5) 379-392.
- Pingree, R. D. and B. Le Cann (1989), Celtic and Armorican slope and shelf residual currents, *Prog. Oceanogr.*, 23, 303-338.
- Pingree, R.D. and B. Le Cann (1992), Three anticyclonic Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) in the southern bay of Biscay in 1990, *Deep-Sea Res.*, 39 (7/8): 1147-1175.
- Pringle, J.M. and E.P. Dever (2009), Dynamics of wind-driven upwelling and relaxation between Monterey Bay and Point Arena: local-, regional-, and gyre-scale controls, *J. Geophys. Res.*, 114 (2009), p. C07003 10.1029/2008JC005,016.
- Puillat, I., P. Lazure, A. M. Jegou, L. Lampert and P. I. Miller (2004), Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990s, *Cont. Shelf Res.*, 24(10) 1143-1163.
- Relvas P., E.D. Barton, J. Dubert, P.B. Oliveira, Á. Peliz, J.C.B. da Silva and A.M.P. Santos (2007), Physical oceanography of the western Iberia ecosystem: latest views and challenges, *Prog Oceanogr.* 74 (2007), pp. 149–173 10.1016/j.pocean.2007.04.021.

Sanay R., A. Yankovsky and G. Voulgaris (2008), Inner shelf circulation patterns and nearshore flow reversal under downwelling and stratified conditions off a curved coastline, *J. Geophys. Res.* 113 (2008), p. C08050 10.1029/2007JC004487

Tilburg, C. E. (2003), Across-shelf transport on a continental shelf: Do across-shelf winds matter?, *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 2675–2688.

Valencia, V., J. Franco, Á. Borja and A. Fontán (2004), Hydrography of the southeastern Bay of Biscay. In: Borja, A., Collins, M. (Eds.), *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*. Elsevier Oceanography Series, vol. 70. Elsevier, Amsterdam, pp. 159–194.

Yankovsky, A. E., and D. C. Chapman (1997), A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1386–1401.

### IV.3.2 Données complémentaires

Nous présentons ci-après des données et des résultats qui n'ont pas pu être inclus dans l'article précédent faute de place. Les données des marégraphes évoquées dans l'article sont présentées ainsi que des données ADCP de 2002 complémentaires à celle de 2008 et de 2009. Des résultats sur les courants transverses modélisés sont présentés. Nous montrons également des résultats préliminaires des campagnes ASPEX.

#### IV.3.2.a Données ADCP 2002

L'ADCP en 2002 a été mouillé du 11 Avril au 12 Juillet, à 15km au large du Cap Ferret (44°39.118'N, 01°26.800'W) par 54m au même endroit qu'en 2008 et 2009. Les résultats sont présentés Figure IV.21 et les conditions de vent Figure IV.20.

- du 28 avril au 3 mai un premier coup de vent d'Ouest modéré souffle sur les côtes françaises et espagnoles. Les courants associés sont faibles mais caractéristiques de la circulation poleward liée au vent d'Ouest décrites précédemment, en effet les courants sont offshore et poleward sous la couche de surface. Dans la couche d'Ekman les courants poleward ne sont pas assez intenses ( $< 8 \text{ cm.s}^{-1}$ ) pour contrebalancer les courants de surface liés directement aux vents d'Ouest. Une faible élévation de surface est liée à cet événement de vent, le signal de température ne montre pas d'élévation significative.
- du 3 mai au 13 mai, les courants poleward cessent avec un changement d'orientation du vent sur la côte française vers le Sud alors que côté espagnol les vents d'Ouest perdurent. Pendant cette période les courants restent faibles ( de l'ordre de  $4 \text{ cm.s}^{-1}$ ).
- du 13 mai au 23 mai, les vents sont du Sud (downwelling favorable) côté français alors qu'ils restent faibles côté espagnol. La circulation associée est offshore au fond ( $-3.5 \text{ cm.s}^{-1}$ ) et vers le Nord dans la colonne d'eau, les courants sont faibles entre 4 et  $8 \text{ cm.s}^{-1}$ . On observe également une élévation de la température au fond (de  $12^\circ\text{C}$  à  $13^\circ\text{C}$ ) et de la pression de fond. Ces observations sont caractéristiques d'un downwelling.
- du 23 mai au 28 mai, les vents sont d'Ouest sur les deux côtes et les vents moyens journaliers atteignent  $10 \text{ m.s}^{-1}$ . Les courants cross-shore sont négatifs ( $-5 \text{ cm.s}^{-1}$ ) alors qu'une circulation poleward jusqu'à  $12 \text{ cm.s}^{-1}$  se met en place sous la couche d'Ekman de surface. En surface les courants sont faibles, les courants poleward sont contrebalancés par les courants equatorward liés aux vents d'Ouest. La pression de fond et la température continuent d'augmenter. Ces observations sont typiques des courants poleward présentés dans Batifoulier et al (2011).
- du 28 mai au 5 juin, les vents faiblissent. La circulation poleward sous la couche de surface s'arrête, la température cesse d'augmenter après le 1er juin, le 5 juin elle commence à diminuer. Les niveaux diminuent également pendant cette

période. Tous ces indicateurs montrent la fin de l'évènement de jet poleward décrit précédemment. Cependant, en surface, des courants poleward liés à l'évènement précédent se mettent en place une fois que le vent ne les freine plus.

- du 5 juin au 16 juin, de nouveaux des vents d'Ouest jusqu'à  $10 \text{ m.s}^{-1}$  soufflent et déclenchent un nouvel évènement de courant poleward avec des vitesses jusqu'à  $16 \text{ cm.s}^{-1}$ . On retrouve les signatures caractéristiques de ce type de courant : hausse des niveaux, courants offshore au fond, augmentation des températures.
- du 16 juin au 12 juillet, les vents de Nord qui soufflent jusqu'au 1er juillet le long de la côte française déclenchent un upwelling avec des vitesses equatorward jusqu'à  $16 \text{ cm.s}^{-1}$ . Jusqu'au 23 juin les températures restent constantes puis perdent brusquement  $2^\circ\text{C}$  signe de remontée d'eaux froides typiques d'un upwelling. Le 2 Juillet les vents reviennent à l'Ouest. Ces vents modérés ( $< 8 \text{ m.s}^{-1}$  côté français et  $< 6 \text{ m.s}^{-1}$ ) n'ont pas déclenché de courants poleward à cause de la situation initiales d'upwelling mais ont certainement permis un retour à la normale de la stratification. En effet les températures qui avaient diminué pendant l'upwelling remontent et les courants equatorward faiblissent.

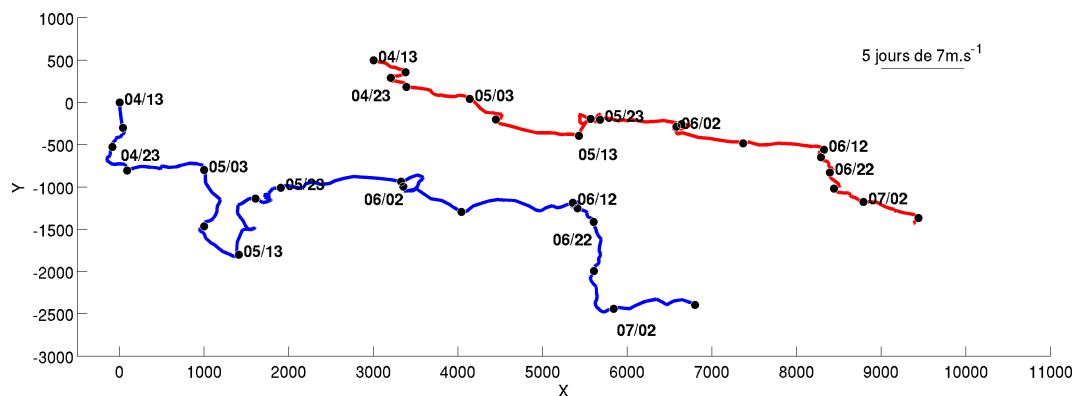


FIG. IV.20 – Hodographe de la tension du vent du 13 avril au 8 Juillet 2002 analysés en  $44.5^\circ\text{N}$ ,  $2^\circ\text{W}$  (à proximité du Bassin d'Arcachon) en bleu et à  $43.5^\circ\text{N}$ ,  $3^\circ\text{W}$  (à proximité de la côte espagnole) en rouge. Les points noirs sont espacés de 5 jours. La ligne droite en haut à droite représente trois jours de vent d'Ouest de  $10 \text{ m.s}^{-1}$ .



## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

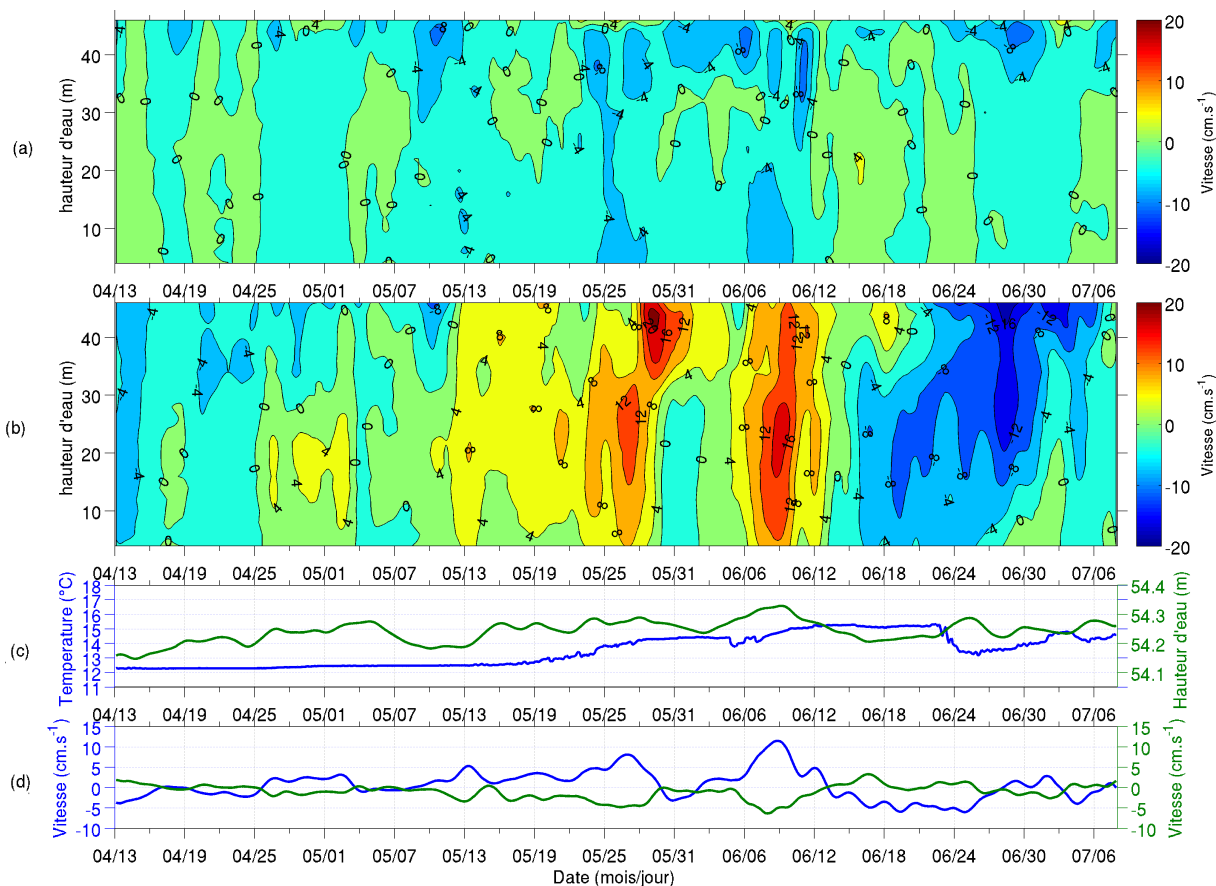


FIG. IV.21 – Données ADCP d’Avril à Juillet 2002 (a) vitesses cross-shore U (b) vitesses alongshore V (c) Température au fond et pression de fond (d) Courants au fond cross-shore (en vert) et alongshore ( en bleu).

En résumé ces mesures au printemps 2002 révèlent 2 épisodes de courants relativement forts vers le Nord qui sont générés par des vents d’Ouest. Ceci nous incite donc à penser que le mécanisme de génération de ces courants consistant en une propagation le long de la côte des Landes d’un épisode de downwelling le long de la côte espagnole peut s’appliquer dans cette situation. On remarquera également que ces événements, à la différence de ceux décrits en 2008 et 2009, surviennent à la fin du printemps alors que les couches de surface n’ont pas encore atteint leur contenu thermique maximum de fin d’été. L’étude de sensibilité à la saison (vis à vis de la stratification) qui montrait qu’une stratification typique de juin est susceptible de générer des courants poleward significatifs s’en trouve ainsi confirmée.

### IV.3.2.b Marégraphes

Les données des marégraphes ont été exploitées afin de tenter d’observer les gradients de pression qui donnent naissance à la circulation poleward le long de la côte Aquitaine. Les différences de niveau simulées dans le cas de base décrit dans l’article précédent sont assez faibles, de l’ordre de  $-4\text{ cm}$  entre l’estuaire de la Gironde et Cap-

breton. Ces différences de niveau atteignent jusqu'à  $-8\text{ cm}$  entre un point au niveau de l'estuaire de la Gironde et un point au niveau de l'estuaire de l'Adour comme le montre l'évolution des différence de niveaux entre ces deux points Figure IV.22. La différence de niveau décroît jusqu'au deuxième jour, jusqu'à ce que l'onde barotrope atteigne le point au niveau de l'estuaire de la Gironde. Ensuite la différence de niveau se réduit jusqu'au 5ème jour. Les vents s'étant arrêtés à la fin du troisième jour, les niveaux retombent et sont à leur position initiale à la fin du jour 5. Ce schéma de décroissance et de croissance se retrouve également dans la simulation homogène (avec les mêmes conditions de vent), le maximum de différence de niveau atteint  $-6\text{ cm}$  au lieu de  $-8\text{ cm}$  dans le cas stratifié. Sur les côtes Aquitaine, 4 marégraphes sont disponibles, à Socoa derrière les digues de la baie de Saint-Jean-de-Luz ( $43^{\circ}\text{N } 30'$ ), dans l'estuaire de l'Adour, à Eyrac dans le Bassin d'Arcachon et à Port Bloc dans l'estuaire de la Gironde. Les données des marégraphes ont été extraites pour les trois périodes correspondant aux données ADCP de 2002, de 2008 et 2009. Elles sont filtrées de la marée et corrigées de la pression atmosphérique via le "baromètre inversé" et de la hauteur par rapport au zéro hydrographique. Les marégraphes disponibles diffèrent selon les années à cause d'anomalies de fonctionnement.

En 2002, les courants poleward sont déclenchés par des vents d'Ouest qui soufflent à partir du 23 mai et du 5 Juin. Les séries temporelles de hauteur d'eau à Eyrac dans le Bassin d'Arcachon et à Port Bloc dans l'estuaire de la Gironde sont présentées sur la Figure IV.23. On remarque une élévation des niveaux sur les deux marégraphes aux dates du déclenchement des courants. La différence de niveau entre le marégraphe à Port Bloc (au Nord) et celui à Eyrac (au Sud) est également présentée sur la Figure IV.23. On remarque qu'à partir des dates où le vent souffle on retrouve le schéma de décroissance puis croissance dans la différence des niveaux. On retrouve cependant ce schéma de décroissance et croissance à des dates où il n'y a ni vent d'Ouest ni de jet poleward comme entre le 13 mai et le 16 mai 2002.

En 2008, le vent qui déclenche le courant poleward souffle à partir du 12 août 2008, les niveaux des marégraphes à Port Bloc et à Saint-Jean-de-Luz augmentent également (cf Figure IV.24). Entre le 13 et le 19 août, on retrouve encore la décroissance puis la croissance des niveaux comme dans le modèle (cf Figure IV.22).

En 2009, le vent qui déclenche le courant poleward souffle à partir du 16 juillet, les niveaux augmentent sur tous les marégraphes à partir du 19. La différence de niveau entre le Nord et le Sud, entre Port Bloc et Boucau montre encore une fois le schéma observé dans le modèle entre le 17 et le 24 Juillet. Cependant on retrouve un comportement similaire des différences de niveau le long de la côte entre le 21 et le 26 Juin alors qu'il n'y a ni vents d'Ouest ni jet poleward.

En conclusion, nous observons une augmentation des niveaux, aussi bien au Nord qu'au Sud, qui correspond aux vents d'Ouest. Les différences de niveau Nord-Sud mettent en évidence comme dans le modèle une décroissance liée à la hausse du niveau dans le Sud

## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

par rapport au Nord, puis une croissance liée à l'augmentation des niveaux au Nord au passage de l'onde barotrope. Cependant on retrouve également ce schéma à des périodes où il n'y a pas de downwelling. Le faible écart de 2 cm entre la différence de niveau entre une situation stratifiée et une situation homogène (qui n'entraîne pas de downwelling) rend la distinction de ces deux situations difficile. Les gradients de pression que nous cherchons à mettre en évidence sont trop faibles pour identifier de manière univoque la présence dans ces données d'un courant poleward de downwelling. De plus les positions des marégraphes dans des estuaires, des baies influencent probablement les mesures par des effets locaux, par exemple des forts débits. Les houles associées aux vents d'Ouest doivent également contribuer à masquer les gradients que nous cherchons à mettre en évidence.

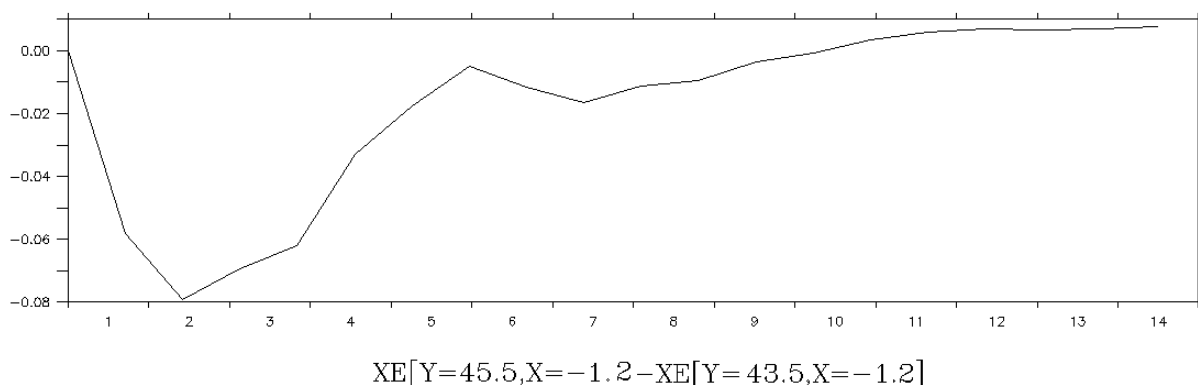


FIG. IV.22 – Différence de niveau (en cm) entre les points (45.5°N,1.2°W) et (43.5°N,1.2°W) - Simulation du basic case, les niveaux sont filtrés des oscillations d'inertie

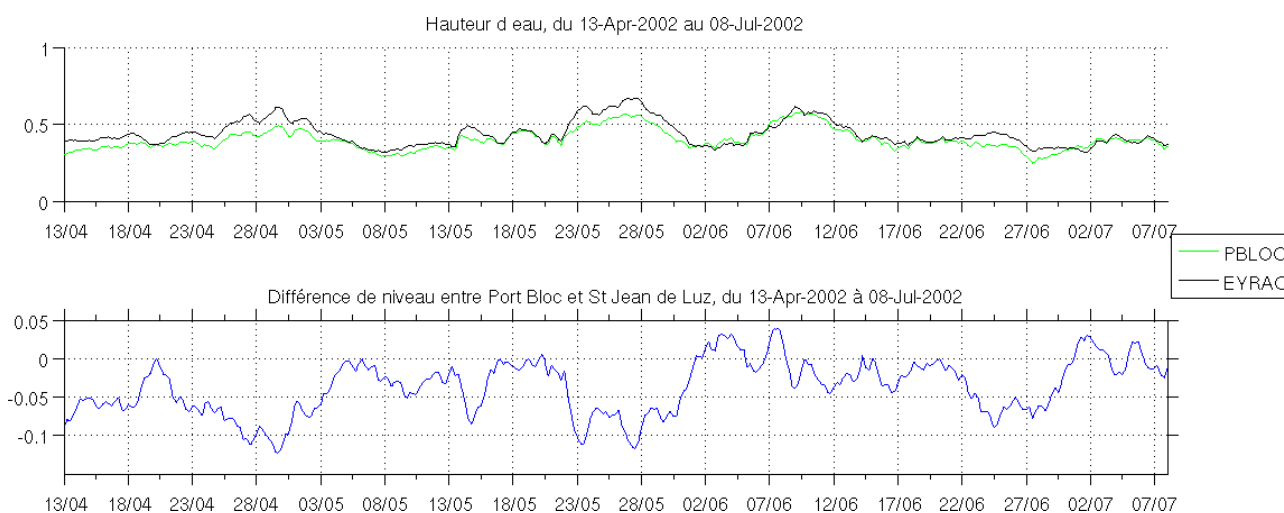


FIG. IV.23 – Niveaux des marégraphes et différences entre marégraphes - 2002

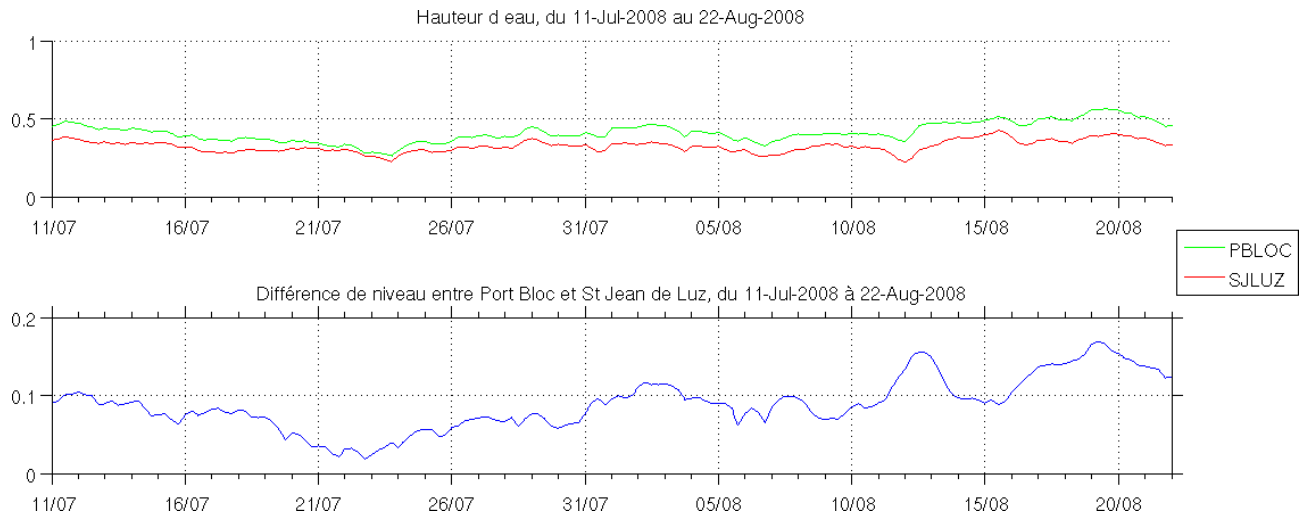


FIG. IV.24 – Niveaux des marégraphes et différences entre marégraphes - 2008

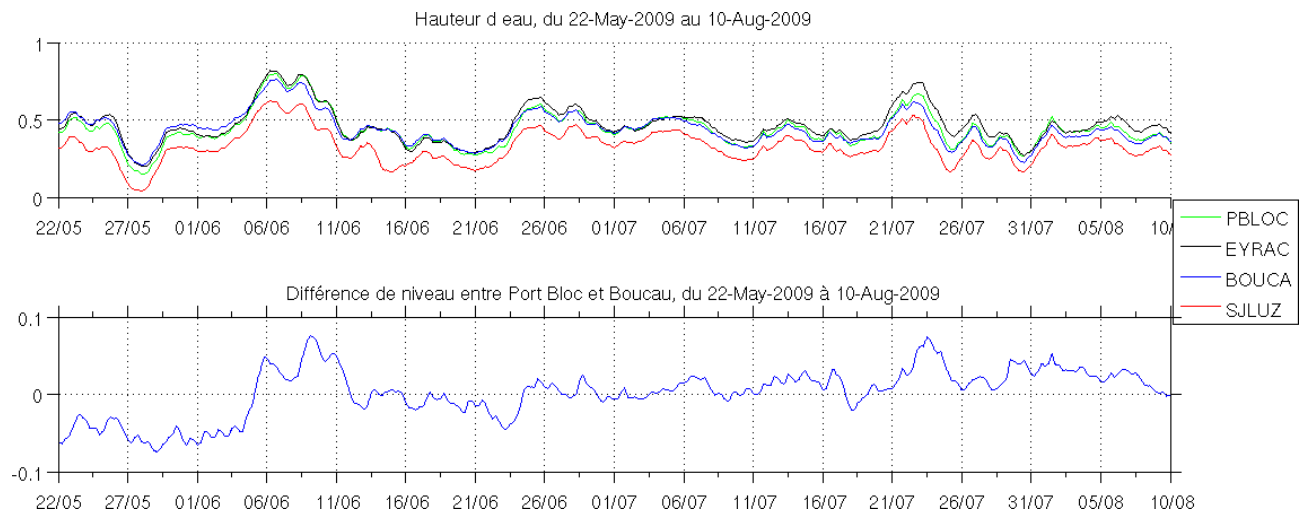


FIG. IV.25 – Niveaux des marégraphes et différences entre marégraphes - 2009

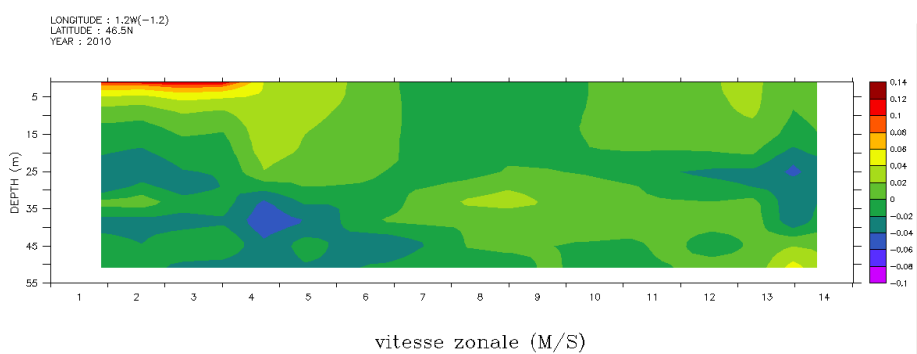
### IV.3.2.c Courants transverses

Dans les observations faites par les ADCP en ( $44.65^{\circ}\text{N}$ ,  $1.45^{\circ}\text{W}$ ) les courants cross-shores vers le large augmentent quand les courants polewards se mettent en place. Cependant comme l'onde barotrope initiale et l'onde de Kelvin barocline se confondent à la latitude de l'ADCP il n'est pas possible d'observer distinctement les courants générés par les deux ondes.

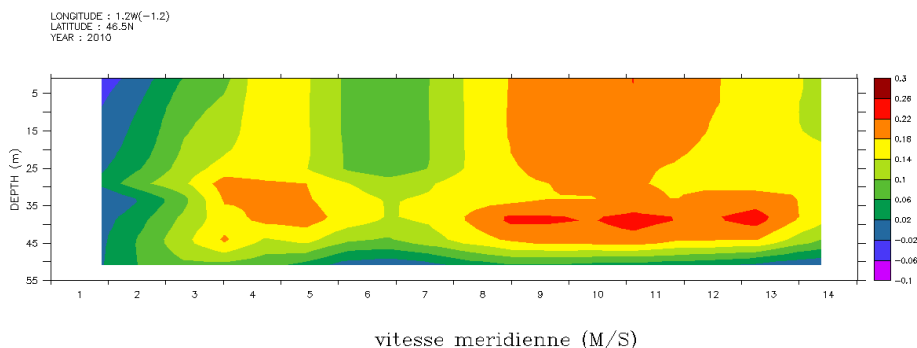
Pour cette raison, nous présentons ici les courants cross-shores qui ont été modélisés dans la simulation de base appelée "BC" dans l'article plus au Nord ( $46.5^{\circ}\text{N}$ ) où l'on distingue clairement le passage des deux ondes. Ces courants sont représentés sur la Figure IV.27a en ( $46.5^{\circ}\text{N}$ ,  $1.2^{\circ}\text{W}$ ) pour toute la colonne d'eau et uniquement au fond sur la Figure IV.27c. Les courants présentés sont filtrés des courants dans la bande inertielle. Sur les Figures IV.27b et IV.27d sont tracés les courants alongshores

## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

associés. Les forts courants vers la côte en surface sur les trois premiers jours sont les courants dans le couche d'Ekman associés aux vents d'Ouest qui soufflent durant 3 jours à  $10 \text{ m.s}^{-1}$ . Les figures des courants alongshores permettent d'identifier le passage des deux ondes : l'onde barotrope initiale les jours 2 à 4 et ensuite l'onde de Kelvin barocline à partir du jour 8. Les courants cross-shores associés au passage de l'onde barotrope sont négatifs dans la couche de fond (jusqu'à  $-6 \text{ cm.s}^{-1}$ ), comme dans les observations. Ce sont ces courants qui révèlent le downwelling. En revanche les courants transverses associés à la seconde onde sont faibles (cf Fig. IV.27b) et quasiment nuls au fond (cf Fig. IV.27d), une onde de Kelvin se propageant du Sud au Nord n'a en effet pas de composante cross-shore.



(a) U en (46.5°N,1.2W)



(b) V en (46.5°N,1.2W)

FIG. IV.26 – Courants (a) cross-shore et (b) alongshore dans la colonne d'eau au cours du temps. Résultats de la simulation du basic case

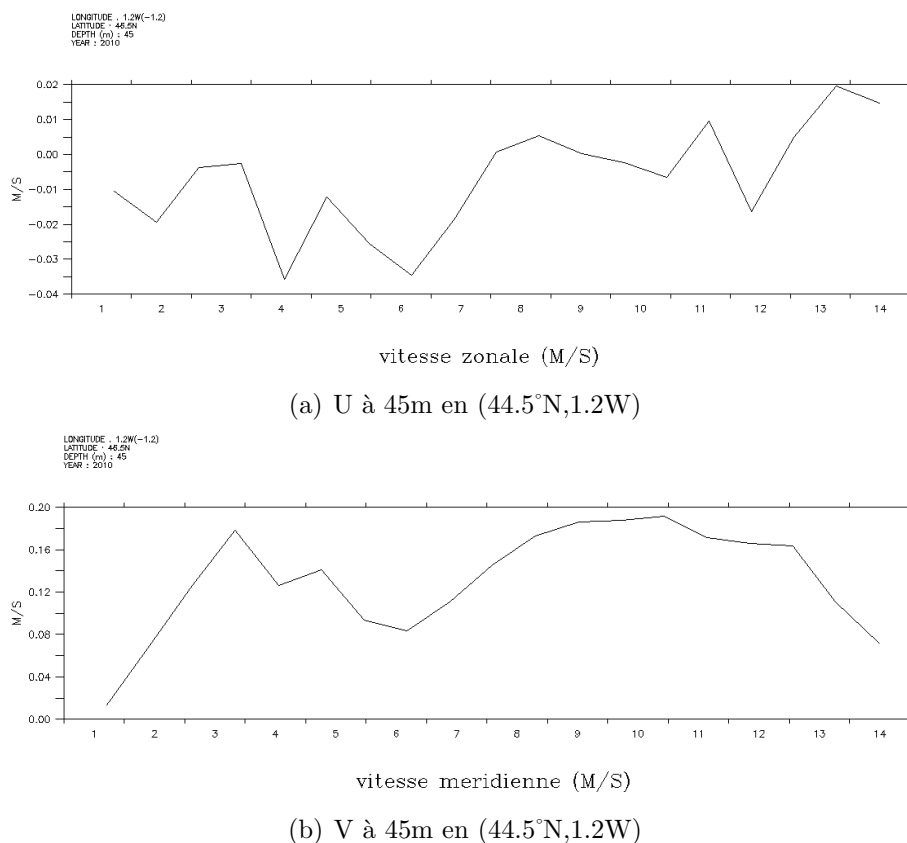


FIG. IV.27 – Courants (c) cross-shore et (d) alongshore au fond au cours du temps. Résultats de la simulation du basic case

#### IV.3.2.d Campagnes ASPEX (Armorican/Aquitaine shelf and slope physics experiments)

De récentes campagnes de mesures vont permettre d'observer de manière synoptique sur le plateau continental français les courants particuliers qui font suite aux vents d'Ouest. En effet pendant les campagnes ASPEX<sup>1</sup> 10 ADCP et 2 mouillages filaires ont été déployés sur le talus et le plateau Atlantique français sur trois radiales au niveau de Penmarch, de l'estuaire de la Loire et à la latitude 44°N (entre l'estuaire de l'Adour et le Bassin d'Arcachon) de la côte jusqu'au talus (cf Figure IV.28). Ces campagnes ont eu lieu de Juillet 2009 à Juillet 2010 et de Septembre 2010 à août 2011. Les travaux préliminaires de post-doctorat de Arnaud Le Boyer montrent que ces courants côtiers poleward suite à des vents d'Ouest sont relativement fréquents. Les courants Nord-Sud mesurés par l'ADCP sur l'isobathe 60 m de la radiale à 44°N sont présentés sur la Figure IV.29 pour les deux périodes de mouillages ASPEX. Au moins cinq épisodes de courants poleward sont identifiés pour la période de 2009/2010. Le premier épisode de mi juillet 2009 correspond à l'évènement que nous avons mesuré 50km plus au Nord au niveau d'Arcachon. La comparaison des mesures sur les différentes radiales permettra d'étudier la variabilité spatiale du courant et les décalages temporels. Un épisode modéré a lieu

<sup>1</sup>ASPEX : campagnes IFREMER dirigées par Louis Marié (IFREMER/LPO)

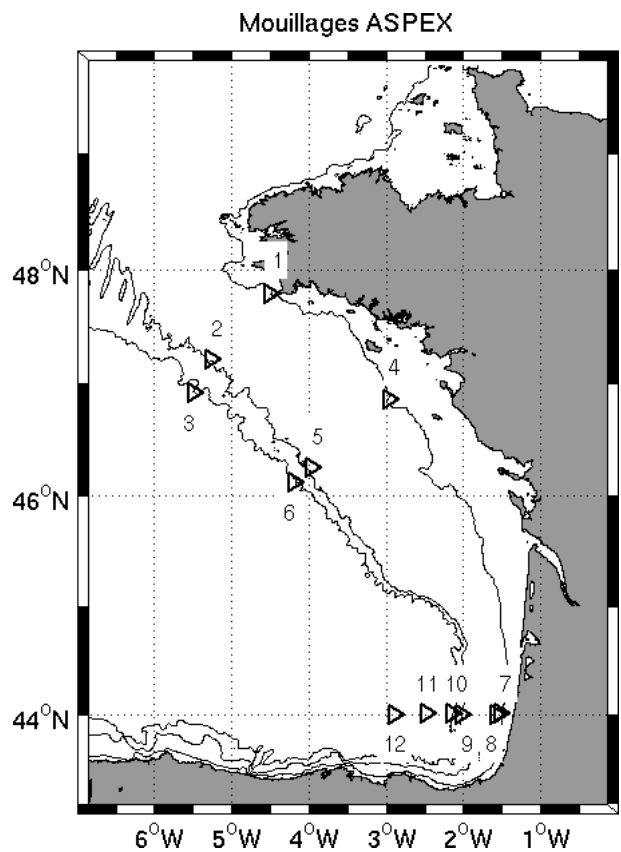


FIG. IV.28 – Réseau campagnes ASPEX

fin septembre 2009 puis un très fort début novembre 2009 avec des courants jusqu'à  $60 \text{ cm.s}^{-1}$  ce qui constitue à notre connaissance un record pour des courants côtiers mesurés sur le plateau français du Golfe de Gascogne dans son ensemble. Deux évènements mi mai et un autre mi juin 2010 sont également identifiés. Les résultats de la campagne de 2010/2011 montre également 4 évènements principaux : début septembre 2010, début octobre 2010, mi novembre 2010 et mi juillet 2011. Tous ces évènements sont initiés par des vents de SW à NW. Ces deux campagnes confirment les résultats de l'étude de sensibilité du travail de modélisation. En effet, ces courants se déclenchent pendant la période stratification et pas en hiver et au début du printemps quand la thermocline est homogène.

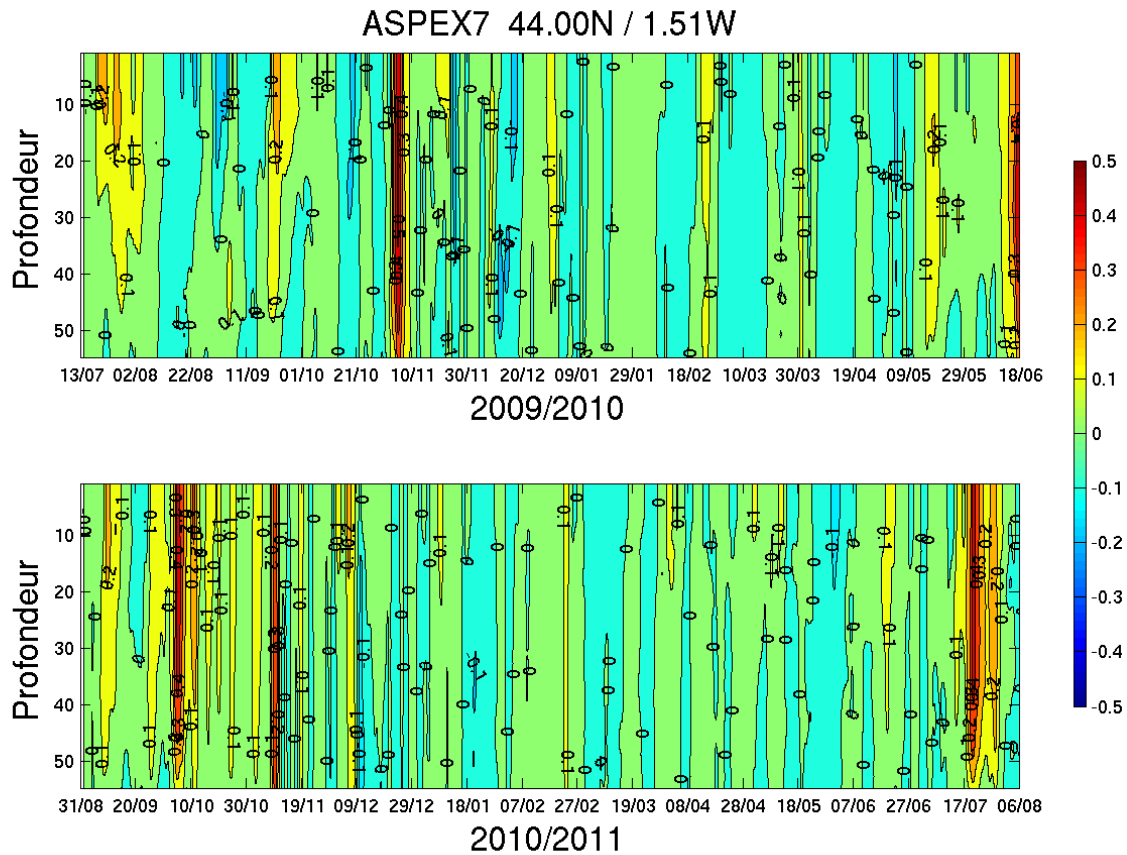


FIG. IV.29 – Courants longshore sur la radiale à 44°N sur l’isobathe 60m - données ASPEX

La Figure IV.30 présente la température de fond mesurée par les ADCP ASPEX1, ASPEX4 et ASPEX7 sur l’isobathe 60m pendant l’épisode très fort de début novembre 2010. Les conditions météorologiques qui précèdent cet épisode sont de forts vents d’Ouest à Nord-Ouest du 01/11 au 09/11/2009. Pendant ces 9 jours les vents journaliers sont supérieurs à  $8 \text{ m.s}^{-1}$  et de l’ordre de  $15 \text{ m.s}^{-1}$  pendant 5 jours. Les vents faiblissent ensuite, mais les vents d’Ouest reprennent du 23/11 au 08/12/2009 avec plusieurs pics à  $13 \text{ m.s}^{-1}$  les 23/11, 01/12 et 04/12/2009.

Les latitudes des ADCP ASPEX1, ASPEX4 et ASPEX7 étaient respectivement de 48°N au niveau de Penmarch, 46.8°N au niveau de la Loire et de 44°N (cf Figure IV.28). La hausse de température d’environ  $3.5^\circ\text{C}$  enregistrée le 4 novembre 2009 par l’ADCP ASPEX7 est très semblable aux hausses enregistrées par nos ADCP 50 km plus au Nord. La température augmente plus tard au niveau de l’ADCP ASPEX4, et le maximum d’environ  $14^\circ\text{C}$  est atteint le 15/11. Au niveau de l’ADCP ASPEX1, la température augmente un peu plus tard également, le maximum est atteint le 22/11. La vitesse de propagation de ce maximum de température entre les ADCP ASPEX7 et ASPEX4 est de  $35 \text{ cm.s}^{-1}$  et de  $36 \text{ m.s}^{-1}$  entre les ADCP ASPEX7 et ASPEX1. Ces vitesses de propagation sont proches des vitesses de phase de l’onde de Kelvin interne précédemment décrite.



## IV - Etude de l'hydrodynamique du plateau Aquitain

Ensuite la température diminue lentement sur les trois ADCP, la température au niveau de l'ASPEX7 mettra 45 jours pour revenir à sa situation de fin octobre. Ces observations préliminaires font pressentir que les jets poleward pourraient se propager jusqu'en Bretagne et confirmer les résultats des simulations schématiques avec une côte française rectiligne qui montrent la propagation d'une onde interne au moins jusqu'en 48°N.

Une analyse plus approfondie des données de courants et des données sur les ADCP plus au large permettront de mieux comprendre la nature des ondes qui se propagent. L'étude des autres événements permettra d'évaluer la variabilité saisonnière du déclenchement de ces courants et de les comparer aux résultats donnés par le modèle schématique.

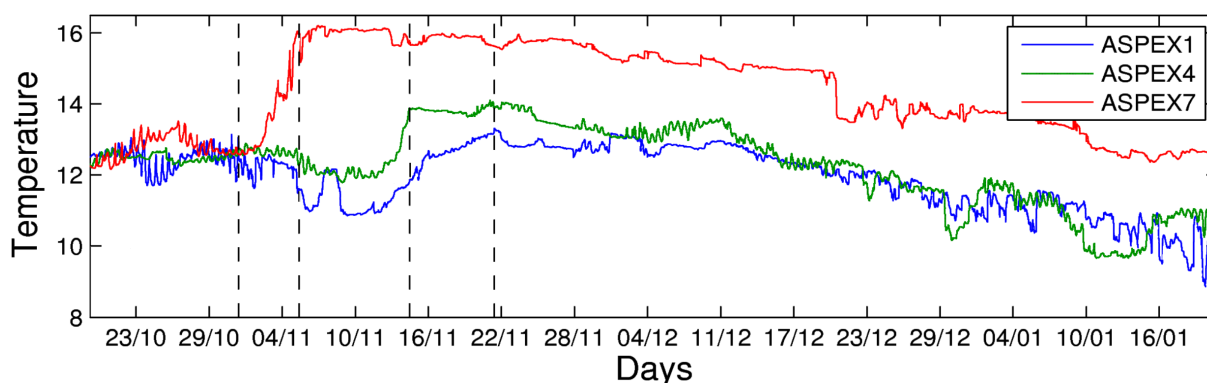


FIG. IV.30 – Température de fond des ADCP ASPEX1 (48°N), ASPEX4 (46.8°N) et ASPEX7 (44°N) sur l'isobathe 60 m - Campagne ASPEX 2009/2010

# Chapitre V

## Synthèse et conclusion générale de la thèse

L'objectif de cette thèse était d'identifier l'origine des blooms de phytoplancton toxiques du type *Dinophysis* dans le Bassin d'Arcachon et de comprendre les liens avec l'hydrodynamique du plateau continental Aquitain. La question qui a initié ce travail était de déterminer si *Dinophysis* se développait devant le Bassin d'Arcachon dans des structures de rétention propices à sa croissance ou s'il était transporté à partir de secteurs où il a déjà été identifié (Pays Basque ou estuaire de la Gironde).

Afin de pouvoir répondre à cette question, il était nécessaire d'avoir une vision globale de la répartition de *Dinophysis* sur le plateau continental Aquitain. Le peu de mesures disponibles nous a conduit à organiser les campagnes en mer ARCADINO afin d'étudier cette répartition de *Dinophysis*. Le croisement des données d'observation de *Dinophysis* des campagnes en mer et des réseaux de surveillance côtiers nous a permis d'identifier la zone de Capbreton où il était fréquemment observé en forte concentration. Les campagnes en mer ont également mis en évidence des répartitions de *Dinophysis* en forme de langue le long de la côte, de la zone de Capbreton jusqu'au Bassin d'Arcachon où il était souvent présent en très forte concentration, jusqu'à  $18000 \text{ cellules.L}^{-1}$ . Ces répartitions particulières ont suggéré l'hypothèse que *Dinophysis* se développait dans le Sud du plateau continental Aquitain et que sous certaines conditions hydrodynamiques il pouvait être transporté jusqu'au Bassin d'Arcachon. L'analyse des données du réseau de surveillance du REPHY a permis de montrer que les événements à *Dinophysis* dans le Bassin d'Arcachon ont un facteur météorologique commun. En effet, ces événements sont précédés de forts vents d'Ouest. Ces vents perpendiculaires à la côte Aquitaine auraient d'après la littérature relativement peu d'impacts sur la circulation mis à part une circulation faible vers le Sud en surface. Ce facteur commun météorologique ne permettait donc pas de valider l'hypothèse d'un transport de *Dinophysis* vers le Nord.

Cependant, parallèlement aux mesures de *Dinophysis*, pendant les campagnes AR-

## V - Synthèse et conclusion générale de la thèse

---

CADINO des mesures de courants ont été effectuées. L'analyse des données enregistrées par un ADCP posé au fond sur l'isobathe 50m au large du Bassin d'Arcachon a mis en évidence des courants forts vers le Nord jusqu'à  $32 \text{ cm.s}^{-1}$  sur des périodes allant de 1 à 3 semaines. L'étude des conditions météorologiques a montré que ces épisodes sont précédés par de forts vents d'Ouest. Ce courant particulier vers le Nord suite à des vents d'Ouest n'était pas connu avant nos observations. En effet, peu de mesures de courants avaient été effectuées sur le plateau continental Aquitain et ce courant, qui a les caractéristiques d'un downwelling, a une signature faible sur les observations classiques opérationnelles de l'océan côtier que sont la SST satellite et les niveaux des marégraphes.

Un travail de modélisation à partir de MARS 3D a permis de reproduire ces courants et d'en comprendre le mécanisme singulier dans une version schématisée du coin Sud-est du Golfe de Gascogne. Ces courants surviennent quand la stratification est établie, en été et en automne principalement. Les forts vents d'Ouest induisent un downwelling le long de la côte espagnole. Ce downwelling en présence du coin donne naissance à deux ondes qui génèrent le long de la côte française un downwelling. Ce downwelling a pour effet de faire plonger les eaux chaudes de surface en profondeur, créant ainsi de forts gradients horizontaux de densité. Ces gradients de densité, par géostrophie, engendrent de forts courants vers le Nord au niveau des fronts profonds de densité sur toute la côte Aquitaine. Ce sont ces courants que nous avons mesuré pendant les campagnes ARCADINO avec les ADCP de fond. Le modèle confirme qu'un transport de *Dinophysis* dans ces courants est réaliste. En effet, le modèle montre que les eaux au niveau de Capbreton sont transportées jusqu'au Bassin d'Arcachon en moins de quatre jours. La durée du transport est fonction du vent imposé et de la stratification. Ces résultats ont été obtenus en imposant un vent de  $10 \text{ m.s}^{-1}$  pendant 3 jours. La stratification était composée d'une couche homogène de 30m de  $22^\circ\text{C}$  et d'une thermocline de 10m avec un gradient de  $22^\circ\text{C}$  à  $12^\circ\text{C}$  au fond. L'étude de sensibilité montre que des vents plus forts, et une stratification plus mince produiraient des courants encore plus intenses. Le temps de transport des eaux entre Capbreton et le Bassin d'Arcachon en serait d'autant plus rapide.

L'étude de l'hydrodynamique à haute fréquence a permis de confirmer que la marée barotrope et barocline était faible dans la zone, le maximum que nous avons mesuré étant de  $22 \text{ cm.s}^{-1}$ . Les oscillations d'inertie sont fréquentes au niveau d'Arcachon où elles peuvent être aussi fortes que la marée et atteindre  $20 \text{ cm.s}^{-1}$ . De plus amples investigations sont nécessaires pour en comprendre l'origine et la variabilité mais également leur influence sur l'approfondissement de la thermocline.

Ce travail a permis de répondre à l'objectif qui était d'identifier l'origine des blooms de phytoplancton toxiques du type *Dinophysis* dans le Bassin d'Arcachon. Les études qui

---

en ont découlées ont également permis une meilleure connaissance de l'hydrodynamique du plateau continental Aquitain. L'origine des blooms de *Dinophysis* dans le Bassin d'Arcachon semble donc être la zone de Capbreton. Les forts courants vers le Nord qui font suite aux vents d'Ouest les transportent jusqu'au Bassin d'Arcachon.

L'utilisation d'une bathymétrie schématique du Golfe de Gascogne dans les travaux de modélisation a permis d'étudier précisément les mécanismes des courants poleward. Afin d'améliorer la modélisation de ce courant il sera nécessaire d'utiliser une bathymétrie plus réaliste, avec l'inclinaison d'environ  $8^\circ$  (au sens trigonométrique) de la côte Aquitaine, avec les irrégularités du trait de côte mais aussi avec ses accidents topographiques tels que le Canyon de Capbreton. Il sera important d'évaluer jusqu'à quelles latitudes ces courants peuvent se propager même si les premiers résultats des campagnes ASPEX semblent montrer que les courants poleward se propageraient jusqu'aux côtes Bretonnes. Il faudra également étudier les possibles connections avec le courant automnal sur le plateau Armoricaïn décrit par Lazure et al. (2008). De plus, il sera important d'évaluer le rôle de ce courant sur les oscillations d'inertie que nous avons filtré dans cette étude. Avec une version réaliste de la bathymétrie il faudra définir les modalités d'entrée dans le Bassin d'Arcachon des masses d'eaux contenant *Dinophysis*. Le pompage de la marée est suspecté de transporter *Dinophysis* dans le Bassin d'Arcachon de la même manière que Delmas et al. (1992) ont montré que des blooms de *Dinophysis* étaient transportés de l'isobathe 50m jusque dans les pertuis charentais.

Le dépouillement des campagnes ASPEX permettra de mieux comprendre les courants particuliers que nous avons mis en évidence. En effet, nos mesures ADCP en un seul point ne nous ont pas permis d'étudier la variabilité spatiale des courants, seule l'utilisation du modèle schématique dans des conditions idéalisées nous l'a permis. Les 3 radiales d'ADCP des campagnes ASPEX permettront de comparer les propagations des différents processus mais également d'étudier les évolutions cross-shore des courants et de la stratification. Il sera intéressant de comparer ces résultats avec ceux que nous avons obtenus avec le modèle. Les nombreux épisodes de courant poleward (5 en 2009 et 4 en 2010) mis en évidence dans les campagnes ASPEX ont lieu dans des conditions différentes d'intensité et de durée de vent et de stratification. Ils permettront donc de valider la pertinence des résultats de l'étude de sensibilité. Ces campagnes confirment déjà que ces courants ont lieu pendant la période stratifiée comme le modèle le montrait.

Un système d'alerte qui préviendrait du déclenchement probable des courants vers le Nord et donc du transport des masses d'eau susceptibles de contenir *Dinophysis* peut être envisagé. En effet, une information sur les transports pourrait être ajoutée à PRE-VIMER qui fournit des prévisions océanographiques en ligne. Les prévisions qu'ils fournissent sont basées sur le modèle MARS3D, la configuration tournant sur le plateau

## V - Synthèse et conclusion générale de la thèse

---

continental Aquitain permettra dans sa prochaine version de représenter les courants que nous avons mis en évidence. Cependant l'information sur la présence ou non de *Dinophysis* ne peut être actuellement connue sans mesures in-situ. Une étude biologique plus approfondie de la zone de Capbreton permettrait cependant de mieux comprendre les facteurs locaux favorisant les blooms de *Dinophysis*, d'identifier plus précisément la source et de définir le rôle possible du canyon de Capbreton.

# Bibliographie

Anderson, D. M. (1997). Bloom dynamics of toxic *Alexandrium* species in the northeastern US. *Limnology and Oceanography* 42(5) 1009-1022.

Baines, P.G. (1982). On internal tide generation models. *Deep-Sea Research* 29, 307-388.

Batifoulier, F., P. Lazure, P. Bonneton (2011b). Poleward coastal jets induced by crossshore winds in the Bay of Biscay, *Journ. Geophys. Res.*, in review.

Botas, J.A., E. Fernandez, A. Bode and R. Anadon (1989). Water masses off the Central Cantabrian Coast. *Sci. Mar.*, 53 : 755-761.

Bower A., B. Le Cann, T. Rossby, W. Zenk, J. Gould, K. Speer, P. Richardson, M.D. Prater and H.M. Zhang (2002). Directly-measured mid-depth circulation in the northeastern North Atlantic Ocean. *Nature*, 419, 603-607.

Campbell, L., Olson, R.J., Sosik, H.M., Abraham, A., Henrichs, D.W., Hyatt, C.J., Buskey, E.J. (2010). First harmful Dinophysis (*Dinophyceae*, *Dinophysiales*) bloom in the US is revealed by automated imaging flow cytometry. *J. Phycol.* 46, 66-75.

Charria, G., P. Lazure, B. Le Cann, A. Serpette, G. Reverdin, S. Louazel, F. Batifoulier, F. Dumas, A. Pichon, Y. Morel (2011). Surface layer circulation derived from Lagrangian drifters in the Bay of Biscay, *J. of Mar. Syst.* [Accepted]

Castaing, P. and F. Lagardère (1983). Variations saisonnières de la température et de la salinité des eaux du plateau continental aux abords de la Gironde. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 33 : 61-69.

Castaing, P. (1984). Courantologie de dérive dans les zones côtières à l'aide de bouées positionnées par satellite. (Système ARGOS). In *Proceedings of XVIIIème Journées de l'hydraulique*. Marseille, pp. I.4.1.-I.4.8. (1984).

Davies A. M. and J. Xing (2005). The effect of a bottom shelf front upon the ge-

neration and propagation of near-inertial internal waves in the coastal ocean. *J Phys Oceanogr* 35 :976-990

Davies, A. M., and J. Xing (2003). Processes influencing wind-induced current profiles in near coastal stratified regions. *Cont. Shelf Res.*, 23, 1379-1400, doi :10.1016/S0278-4343(03)00119-5.

Delmas, D., A. Herbland and S. Y. Maestrini (1992). Environmental-conditions which lead to increase in cell-density of the toxic dinoflagellates *Dinophysis* spp in nutrient-rich and nutrient-poor waters of the French Atlantic coast. *Marine Ecology-Progress Series* 89(1) 53-61.

Dupuis, H., G. Goasguen, L. Michel, B. Michard(d) and P. Bretel (2004). Inter-comparaisons de mesures de vagues au large du Cap Ferret. VIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil, Compiègne, France, Sept. 2004.

Escalera, L., B. Reguera, T. Moita, Y. Pazos, M. Cerejo, J. M. Cabanas and M. Ruiz-Villarreal (2010). Bloom dynamics of *Dinophysis acuta* in an upwelling system : In situ growth versus transport. *Harmful Algae* 9(3) 312-322.

Federiuk, J., and J. S. Allen (1996). Model studies of near-inertial waves in flow over the Oregon continental shelf. *J. Phys. Oceanogr.*,26, 2053-2075.

Ferrer, L. , A. Fontán, J. Mader, G. Chust, M. González, V. Valencia, Uriarte Ad and M.B. Collins (2009). Low-salinity plumes in the oceanic region of the Basque Country, *Cont. Shelf Res*, 29 (2009), pp. 970-984.

Fontan, A., Mader, J., Gonzalez, M., Uriarte, Ad., Gyssels, P., Collins, M.B. (2006). Marine hydrodynamics between San Sebastian and Hondarribia (Guipuzcoa, Northern Spain) : field measurements and numerical modelling. *Scientia Marina* 70 (Suppl. 1), 51-63.

Fontan, A. , M. Gonzalez, N. Wells, M. Collins, J. Mader, L. Ferrer, G. Esnaola and A. Uriarte (2009). Tidal and wind-induced circulation with in the southeastern limit of the Bay of Biscay : Pasaia Bay, Basque Coast. *Continental Shelf Research*, 29 (2009), pp. 998-1007.

Froidefond, J. M., P. Castaing and J. M. Jouanneau (1996). Distribution of suspended matter in a coastal upwelling area. Satellite data and in situ measurements, *J. of Mar. Syst.*, 8(1-2) 91-105.

---

Frouin, R., A. F. Fuiza, I. Ambar and T. J. Boyd (1990). Observations of a Poleward Surface Current off the coasts of Portugal and Spain during the winter, *J. Geophys. Res.*, 95, 679-691.

Gailhard I., J.P. Durbec, B. Beliaeff, R. Sabatier (2003). Écologie du phytoplancton sur les côtes françaises : comparaison inter-sites. *Comptes rendus Biologies*, 326, 853-863.

Gonzalez, M., Ad. Uriarte, A. Fontan, J. Mader, P. Gyssels (2004). Marine dynamics. In : Borja, A., Collins, M. (Eds.), *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*. Elsevier, Amsterdam, pp. 133-157 (Elsevier Oceanography Series no. 70).

Hansen, P. J. (1991). *Dinophysis* - a planktonic dinoflagellate genus which can act both as a prey and a predator of a ciliate. *Marine Ecology-Progress Series* 69(1-2) 201-204.

Ibanez, M. (1979). Hydrological studies and surface currents in the coastal area of the Bay of Biscay. *Lurralde* 2, 37-75.

Jacobson, D. M. and R. A. Andersen (1994). The discovery of mixotrophy in photosynthetic species of *Dinophysis* (Dinophyceae) - light and electron-microscopic observations of food vacuoles in *Dinophysis-Acuminata*, *d-norvegica* and 2 heterotrophic dinophysoid dinoflagellates. *Phycologia* 33(2) 97-110.

Jegou, A.M. and P. Lazure (1995). Quelques aspects de la circulation sur le plateau Atlantique. In : O. Cendrero and I. Olaso (eds.) : *Actas del IV Coloquio Internacional sobre Oceanografia del Golfo de Viscaya* , 99-106.

Kim, S., Y. G. Kang, H. S. Kim, W. Yih, D. W. Coats and M. G. Park (2008). Growth and grazing responses of the mixotrophic dinoflagellate *Dinophysis acuminata* as functions of light intensity and prey concentration. *Aquatic Microbial Ecology* 51(3) 301-310.

Knight, P.J., M.J. Howarth and T.P. Rippeth (2002). Inertial currents in the northern North sea. *J. Sea Res.*, 47 (2002), pp. 269-284.

Koutsikopoulos, C., and B. Le Cann (1996). Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy, *Sci. Mar.*, 60, 9-19.

Lazure, P. and A. M. Jegou (1998). 3D modelling of seasonal evolution of Loire



## V - Synthèse et conclusion générale de la thèse

---

and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf. *Oceanologica Acta* 21(2) 165-177.

Lazure, P., Jegou, A.-M., Kerdreux, M. (2006). Analysis of salinity measurements near islands on the French continental shelf of the Bay of Biscay. *Sci. Mar.* 70(S1), 7-14.

Lazure, P., F. Dumas and C. Vrignaud (2008). Circulation on the Armorican shelf (Bay of Biscay) in autumn, *J. Mar. Syst.*, 72, pp. 218-237.

Lazure, P., and F. Dumas (2008), An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (Mars), *Adv. Water Resour.*, 31(2), 233-250, doi :10.1016/j.advwatres.2007.06.010.

Le Cann, B. (1982). Evolution annuelle de la structure hydrologique du plateau continental au sud de la Bretagne : Modélisation numérique. Univ. de Bretagne Occidentale, Thèse 3e cycle en Océanographie physique.

Le Cann, B. (1990). Barotropic tidal dynamics of the bay of Biscay shelf - observations, numerical modeling and physical interpretation, *Cont. Shelf Res.*, 10(8) 723-758.

Le Cann, B., Serpette, A. (2009). Intense warm and saline upper ocean inflow in the southern Bay of Biscay in autumn-winter 2006-2007. *Cont. Shelf Res.* 29(8), 1014-1025, doi :10.1016/j.csr.2008.11.015.

Lunven, M., J.F. Guillaud, A. Youenou, M.P. Crassous, R. Berric, E. Le Gall, R. Kerouel, C. Labry and A. Aminot (2005). Nutrient and phytoplankton distribution in the Loire River plume (Bay of Biscay, France) resolved by a new Fine Scale Sampler. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 65 (2005), pp. 94-108.

Maestrini, S. Y. (1998). Bloom dynamics and ecophysiology of *Dinophysis* spp. In : Anderson, D.M., Cembella, A.D., Hallagraeff, G.M. (Eds.), *Physiological Ecology of Harmful Algal Blooms*, NATO ASI Series, vol. G 41. Springer, Berlin. ISBN : 3-540-64117-3, pp. 243-265.

Maurer, D., Bec, B., Neaud-Masson, N., Rumebe, M., Auby, I., Grémare, A. (2010). Etude des relations entre le phytoplancton et les phénomènes de toxicité d'origine inconnue dans le Bassin d'Arcachon. Tâche T3b du Programme National Arcachon (AFSSA) : Toxicité due à des espèces phytoplanctoniques réputées toxiques ou encore méconnues dans le Bassin d'Arcachon. Rapport Ifremer RST/LER/AR/10.004.

Millot, C., and M. Crepon (1981). Inertial oscillations on the continental shelf of the

---

Gulf of Lions : Observation and theory, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 639-657, doi :10.1175/1520-0485(1981)011;0639 :IOOTCS;2.0.CO ;2.

Moita, M. T., L. Sobrinho-Goncalves, P. B. Oliveira, S. Palma and M. Falcao (2006). A bloom of *Dinophysis acuta* in a thin layer off north-west Portugal. *African Journal of Marine Science* 28(2) 265-269.

Muller, H., Blanke, B., Dumas, F., Mariette, V. (2010). Identification of typical scenarios for the surface Lagrangian residual circulation in the Iroise Sea. *J. Geophys. Res.* 115(C7), 1-14.

Paillet J., B. Le Cann, A. Serpette, Y. Morel and X. Carton (1999). Real-Time Tracking of a Galician Meddy. *Geophysical Research Letters*, 26, 13, 1877-1880.

Park, M. G., S. Kim, H. S. Kim, G. Myung, Y. G. Kang and W. Yih (2006). First successful culture of the marine dinoflagellate *Dinophysis acuminata*. *Aquatic Microbial Ecology* 45(2) 101-106.

Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers and Geosciences* 28, 929-937.

Petus, C., G. Chust, F. Gohin, D. Doxaran, J. M. Froidefond and Y. Sagarmiana (2010). Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery, *Cont. Shelf Res.*, 30(5) 379-392.

Pingree, R. D., Mardell, G. T., Holligan, P. M., Griffiths, D. K., Smithers, J. (1982). Celtic Sea and Armorican current structure and the vertical distributions of temperature and chlorophyll. *Cont. Shelf Res.* 1, 99-116.

Pingree, R.D. (1984). Some applications of remote sensing to studies in the Bay of Biscay, Celtic sea and English Channel. In : Remote sensing of the Shelf sea hydrodynamics. Proceedings of the 15th International Liege Colloquium on Ocean Hydrodynamics. Elsevier Oceanography series, 38 : 285-315.

Pingree, R. D. and B. Le Cann (1989). Celtic and Armorican slope and shelf residual currents, *Prog. Oceanogr.*, 23, 303-338.

Pingree, R. D., Le Cann, B. (1990). Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *J. Mar. Biol. Assoc. UK* 70, 857-885.

Pingree, R. D., Le Cann, B. (1992a). Anticyclonic eddy X91 in the southern Bay of Biscay, May 1991 to February 1992. *J. Geophys. Res.* 97(C9), 14,353-14,367.

Pingree, R. D., Le Cann, B. (1992b). Three anticyclonic slope water oceanic eDIES (SWODDIES) in the Southern Bay of Biscay in 1990. *Deep-Sea Res. A* 39(7-8), 1147-1175.

Pingree R. D. (1993). Flow of surface waters to the west of the British Isles and in the Bay of Biscay, *Deep-Sea Res.*, 40B, 369-388.

Pingree, R.D., B. Sinha and C.R. Griffiths (1999). Seasonality of the European slope current (Goban Spur) and ocean margin exchange. *Continental Shelf Research*, 19 (1999), pp. 929-975.

Pitcher, G. C., F. G. Figueiras, B. M. Hickey and M. T. Moita (2010). The physical oceanography of upwelling systems and the development of harmful algal blooms. *Progress in Oceanography* 85(1-2) 5-32.

Pollard, R.T. and S. Pu (1985). Structure and ventilation of the upper Atlantic Ocean northeast of the Azores, *Progress in Oceanography*, 14, 443-462.

Puillat, I., P. Lazure, A. M. Jegou, L. Lampert and P. I. Miller (2004). Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990s, *Cont. Shelf Res.*, 24(10) 1143-1163.

Pugh, D.T. (1987). Tides, surges and mean sea-level. *A Handbook for Engineers and Scientists*, 1st edn. Wiley, Chichester.

Raine, R., Farrell, H., Gentien, P., Fernand, L., Lunven, M., Reguera, B., Gonzalez-Gil, S. (2010a). Transport of toxin producing dinoflagellate populations along the coast of Ireland within a seasonal jet. *ICES CM 2010/N :05*, 8 pp.

Raine, R., McDermott, G., Silke, J., Lyons, K., Nolan, G., Cusack, C. (2010b). A simple short range model for the prediction of harmful algal events in the bays of southwestern Ireland. *J, Mar, Syst*, 83(3-4), 150-7.

Relvas, P., E.D. Barton, J. Dubert, P.B. Oliveira, Á. Peliz, J.C.B. da Silva and A.M.P. Santos (2007). Physical oceanography of the western Iberia ecosystem : latest views and challenges, *Prog Oceanogr.* 74 (2007), pp. 149-173 10.1016/j.pocean.2007.04.021.

---

Reverdin, G. , L. Marié, P. Lazure, F. d'Ovidio, J. Boutin, P. Testor, N. Martin, A. Lourenco, F. Gaillard, A. Lavin, C. Rodriguez, R. Somavilla, J. Mader, A. Rubio, P. Blouch, J. Rolland, Y. Bozec, G. Charria, F. Batifoulier, F. Dumas, S. Louazel, J. Chanut (2011). Fresh water from the Bay of Biscay shelves in 2009, *Journal of Marine System*. In press.

Reguera, B., Bravo, I., Fraga, S. (1995). Autoecology and some life history stages of *Dinophysis acuta* Ehrenberg. *J Plankton Res* 17, 999-1015.

Reguera, B., L. Velo-Suárez, R. Raine, M.G. Park (2011). Harmful *Dinophysis* spp. : A review. *Harmful Algae special issue : 10th Anniversary*. In revision.

Rippeth, T.P., J.H. Simpson, R.J. Player and M. Garcia (2002). Current oscillations in the diurnal-inertial band on the Catalanian shelf in spring. *Cont. Shelf Res.*, 22 (2002), pp. 247-265.

Rubio, A., G. Reverdin, A. Fontan, M. González, and J. Mader (2011). Mapping near-inertial variability in the SE Bay of Biscay from HF radar data and two offshore moored buoys, *Geophys. Res. Lett.*, doi :10.1029/2011GL048783. In press.

Ruiz-Villarreal, M., González-Pola, C., Diaz del Rio, G., Lavin, A., Otero, P., Piedracoba, S. and Cabanas, J. M. (2006). Oceanographic conditions in North and Northwest Iberia and their influence on the Prestige oil spill. *Marine Pollution Bulletin*, 53(5-7) : 220-238.

Sellner, K. G., G. J. Doucette and G. J. Kirkpatrick (2003). Harmful algal blooms : causes, impacts and detection. *Journal of Industrial Microbiology and Biotechnology* 30(7) 383-406.

Serpette, A., Le Cann, B., Colas, F. (2006). Lagrangian circulation of the North Atlantic Central Water over the abyssal plain and continental slopes of the Bay of Biscay : description of selected mesoscale features. *Sci. Mar.* 70(S1), 27-42.

Serpette, A., Mazé, R. (1989). Internal tides in the Bay of Biscay : a two-dimensional model. *Cont. Shelf Res.* 9(9), 795-821.

Simpson, J.H., Hunter, J.R. (1974). Fronts in the Irish Sea. *Nature* 250,404-406 (London).

Sordo, I., Barton, E.D., Cotos, J.M., Pazos, Y., 2001. An inshore poleward current

in the NW of the Iberian Peninsula detected from satellite images, and its relation with *G. catenatum* and *D. acuminata* blooms in the Galician Rias. *Estuar, Coast, Shelf Sci*, 53, 787-99.

Stolte, W. and Garcés, E. (2006). Ecological aspects of Harmful Algal in situ population growth rates. In E. Graneli and J.T. Turner (eds.) *Ecology of Harmful Algae*. Springer Verlag. pp : 139-152.

Trainer, V. L., B. M. Hickey and R. A. Homer (2002). Biological and physical dynamics of domoic acid production off the Washington coast. *Limnology and Oceanography* 47(5) 1438-1446.

Velo-Suarez, L., S. Gonzalez-Gil, P. Gentien, M. Lunven, C. Bechemin, L. Fernand, R. Raine and B. Reguera (2008). Thin layers of *Pseudo-nitzschia* spp. and the fate of *Dinophysis acuminata* during an upwelling-downwelling cycle in a Galician Ria. *Limnology and Oceanography* 53(5) 1816-1834.

Velo-Suarez, L., B. Reguera, E. Garces and T. Wyatt (2009). Vertical distribution of division rates in coastal dinoflagellate *Dinophysis* spp. populations : implications for modelling. *Marine Ecology-Progress Series* 385 87-96.

Xie, H., Lazure, P., Gentien, P. (2007). Small scale retentive structures and *Dinophysis*. *J. Mar. Syst.* 64, 173-88.

Xing, J., A. M. Davies (2004). A three-dimensional model study of near-inertial motion : generation and influence of an along-shelf flow. *Ocean Dynamic* 65 : 163-178.