



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :
Renaud DUSSURGET

Le mardi 27 mars 2012

Titre :

Apport de l'altimétrie à l'étude des tourbillons à méso et subméso-échelle:
Application régionale au Golfe de Gascogne

ED SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de recherche :

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales - LEGOS UMR 5566

Directeur(s) de Thèse :

Florence BIROL, Physicien Adjoint - CTOH/LEGOS, Toulouse
Rosemary MORROW, Physicien - CTOH/LEGOS, Toulouse

Rapporteurs :

Gilles REVERDIN, Maître de Conférence - LOCEAN/IPSL, Paris
Anne PETRENKO, Directeur de Recherches - LOPB/COM, Marseille

Autre(s) membre(s) du jury :

Isabelle DADOU, Professeur - LEGOS, Toulouse - Directeur du jury
Jérôme BENVENISTE, Senior Scientist, ESA/ESRIN, Frascati, Italie - Examineur
Elisabeth GIBERT-BRUNET, Directeur de Recherches - DGA/MRIS, Paris, France - Examineur

SOMMAIRE

PREFACE	1
Ch. I. INTRODUCTION	3
1 CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE	4
2 LE GOLFE DE GASCOGNE : GENERALITES	7
2.1 Géographie de la zone d'étude	7
2.1.1 La zone hauturière	8
2.1.2 La zone marginale	9
2.2 Conditions météorologiques	11
2.2.1 Régimes de vent	11
2.2.2 Modes de variabilité basse fréquence et téléconnexions	11
2.3 Décharges fluviales	14
3 DYNAMIQUE OCEANIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE.	14
3.1 Circulation générale	14
3.2 Courant de pente	16
3.3 Les tourbillons à méso-échelle	18
3.4 Dynamique haute fréquence	20
3.4.1 Marée.....	20
3.4.2 Réponse barotrope de l'océan au forçage atmosphérique.....	21
4 LA VARIABILITE MESO-ECHELLE.....	22
4.1 L'émergence de l'étude des tourbillons océaniques	22
4.2 Observabilité et caractérisation de la méso-échelle	23
Ch. II. DOMAINES D'OBSERVABILITE DES OBSERVATIONS SPATIALES ET IN-SITU	29
1 ALTIMETRIE SATELLITE.....	29
1.1 Principe de la mesure altimétrique	30
1.2 Sources d'erreurs critiques sur la mesure altimétrique pour notre étude dans le Golfe de Gascogne	34
1.2.1 Troposphère	34
1.2.2 Etat de mer	35
1.2.3 Haute fréquence.....	35
1.2.4 Correction atmosphérique dynamique (DAC)	37
1.3 Altimétrie côtière	38
1.4 Echantillonnage spatial & temporel	40
1.5 Post-traitement (filtre spatial notamment) : présentation et tests réalisés	41
1.5.1 Echelles de variabilités et filtrage	41
1.5.2 Estimation des courants géostrophiques	46
1.6 Synthèse du traitement des données altimétriques	46
2 IMAGERIE SATELLITE.....	47
2.1 Propriétés des images satellitales	47
2.2 Images satellite utilisées.....	48
2.1 Couverture temporelle des données	49

2.2	Propriétés des mesures de SST dans le Golfe de Gascogne	51
2.3	Propriétés des mesures de couleur de l'eau dans le Golfe de Gascogne.....	53
3	OBSERVATIONS IN-SITU	53
3.1	Bouées dérivantes.....	53
3.2	Courantomètres sur bouées.	54
4	CONCLUSION SUR LA COMPLEMENTARITE DES DIFFERENTES DONNEES	55
Ch. III. TECHNIQUES STATISTIQUES UTILISEES.....		57
1	INTERPOLATION OPTIMALE	57
1.1.1	Principe de l'Interpolation Optimale	58
1.1.2	Choix du modèle de covariance	59
1.1.3	Le système opérationnel SSALTO/DUACS : description et discussion.....	61
1.1.4	Sequoia et filtre de Kalman.....	63
2	METHODES DE DETECTION DES TOURBILLONS A PARTIR DE MESURES ALTIMETRIQUES	64
2.1	Propagation de structures tourbillonnaires : Okubo-Weiss.....	65
2.2	Analyse en ondelettes.....	66
2.2.1	Description de la méthode	66
2.2.2	Application à la détection de tourbillon de long des traces altimétriques	67
3	DETECTION DE STRUCTURES A SUBMESO-ECHELLE.....	70
3.1	Exposants de Lyapunov appliqués à l'altimétrie	70
3.2	Détection de structures frontales à partir de l'imagerie satellite	71
Ch. IV. DEVELOPPEMENT D'UNE METHODOLOGIE DE CARTOGRAPHIE REGIONALE DES DONNEES MESURES ALTIMETRIQUES.....		75
1	INTRODUCTION.....	75
2	CARACTERISATION DES PROCESSUS MESO-ECHELLE DU GOLFE DE GASCogne A PARTIR DE PRODUITS ALTIMETRIQUES GRILLES STANDARDS.....	76
3	ANALYSE DES DONNEES LE LONG DE LA TRACE ET CARTOGRAPHIE DES DONNEES ALTIMETRIQUES (ARTICLE MARINE GEODESY)	81
3.1	Résumé de l'article	81
3.2	Article publié dans Marine Geodesy	83
4	CONCLUSION	113
Ch. V. AMELIORATIONS DE LA METHODOLOGIE DE CARTOGRAPHIE REGIONALE ET VALIDATION DES ANALYSES		115
1	INTRODUCTION.....	115
2	ARTICLE: CONSTRUCTING FINE-SCALE MULTI-MISSION ALTIMETER MAPS FOR REGIONAL AND COASTAL APPLICATIONS.....	117
2.1	Introduction	117
2.2	Data and methods	120
2.2.1	Along-track data processing.....	120
2.2.2	Mapping the alongtrack altimeter sea level anomalies	121
2.3	Assessing different configurations of the data merging technique	126
2.3.1	Regional sea level variability	127
2.3.2	Regional Eddy Kinetic Energy variability.....	130
2.4	Comparison to independent observations.....	134
2.4.1	Surface drifter data climatology	135
2.4.2	Time series comparisons with current-meter buoys	138
2.4.3	Lagrangian drifters	143

2.4.4	Particle advection	147
2.4.5	Fronts and transport barriers.....	149
2.4.6	Frontal Detection from SST and FSLE	154
2.5	Discussion & conclusions	157
2.5.1	Discussion	157
2.5.2	Conclusions	166

**Ch. VI. APPORT DE LA CARTOGRAPHIE REGIONALE A L'ANALYSE DE LA
VARIABILITE MESO-ECHELLE DU GOLFE DE GASCOGNE..... 171**

1	INTRODUCTION.....	171
2	LA VARIABILITE MESO-ECHELLE DANS LE GOLFE DE GASCOGNE	172
2.1	Propagation de structures à méso-échelle sur les cartes globales	172
2.2	Apport de la cartographie régionale.....	173
2.3	Variabilité saisonnière	177
2.3.1	Energie Cinétique Tourbillonnaire	177
2.3.2	Exposants de Lyapunov.....	178
3	DESCRIPTION DU DETACHEMENT D'UN TOURBILLON A PARTIR D'UNE APPROCHE MULTI-CAPTEURS	182
3.1.1	Episode de courant de pente et formation de méandres	183
3.1.2	Formation de structures tourbillonnaires fine-échelle sur le Plateau des Landes.....	190
3.1.3	Dérive d'un cyclone vers la zone hauturière.....	191
4	DISCUSSION.....	193
4.1.1	Remarques générales sur la dynamique du Golfe.....	193
4.1.2	Discussion sur les processus physiques associés à la méso-échelle dans le Golfe de Gascogne.....	194
4.2	Perspectives	197

Ch. VII. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES..... 199

1	L'OBSERVABILITE DE LA MESO-ECHELLE OCEANIQUE DANS LE GOLFE DE GASCOGNE A PARTIR DES MESURES ALTIMETRIQUES.....	200
2	AMELIORATION DE LA REPRESENTATION DES PROCESSUS DYNAMIQUES DE MESO- ECHELLE DANS LES CARTES DU NIVEAU DE LA MER.	201
3	ANALYSE PRELIMINAIRE DES RESULTATS	202
4	PERSPECTIVES.....	204
4.1	Amélioration de la cartographie	204
4.2	Impact sur les cycles biochimiques	205
4.3	Application à d'autres régions, données & outils	206

BIBLIOGRAPHIE	211
----------------------------	------------

TABLE DES FIGURES.....	225
-------------------------------	------------

ABSTRACT	230
-----------------------	------------

REMERCIEMENTS

Voilà le moment tant attendu lorsque l'on se lance dans un doctorat : la page des remerciements. Elle clôt ce moment de vie si particulier qu'est la thèse.

Cette étape je n'ai pu la franchir que grâce à tous les gens qui ont cru en moi, m'ont aidé, m'ont soutenu dans les moments difficiles, mais aussi tous ceux avec qui j'aurai pu partager, ne serait-ce qu'un peu, de ces moments-là. Tellement de gens ont contribué à ce manuscrit d'une façon ou une autre que je vais indéniablement en oublier.

Je voudrais commencer par tous les « anciens » du LEGOS, toute cette génération de thésard, dans laquelle je m'inscris en tant que « Peque » (comme dirait Yoyo !). Si je n'avais pas été là lors de (trop ?!) nombreuses soirées, délires en tous genres et autres « joyeux anniversaire ! » au labo, c'est sûr que je n'aurai pas réussi à démystifier cet obscur diplôme qu'est le doctorat.

A commencer par les Marseillais, Boubou et Yoyo : le Boub' en maître à sur-motiver les équipes et pour repousser les frontières de l'altimétrie à grand coup de gnuplot, et Yoyo, le compère, car l'un ne va pas sans l'autre... enfin surtout le 1^{er} ! Et avec eux, toute la clique : Jota-B, la 1ere chèvre à faire son entrée au CNRS (yes !); Tempête, grand amateur de sombres festivals de Rock artisanal dans le fin fond de la Gascogne et aussi mon compagnon de fortune dans les explorations Guzet-aines (pu... de teleski !!); Matthieu, forcément, comment ne pas parler de toi et de ton fameux 4-quarts qui a truster les petits déj du Boulevard Lascrosses pendant des années ; Ju La Morue et bien d'autres se reconnaîtront parmi cette petite tribu.

Forcément, on pense aussi aux « Juniors », avec leurs surfeurs hawaiiens et autres absurdités qui ont hanté les couloirs de l'OMP pendant un petit bout de temps : Billy, Boutch', Tino, Pedro et sa douce. Bref, une bonne brochette qui est parti aux 4 coins du monde (ou pas.. n'est-ce pas Pedro !).

Je tiens aussi spécialement à remercier ceux qui ont été là presque au quotidien, soit à la collocation, soit dans les diverses pauses cafés et épopées sauvages. Madeline, Tristan, Baptiste... les quelques mois qu'on a vécu ensemble ont laissé d'impérissables souvenirs ! Les soirées Twin Peaks avec Bapt, les bonnes marrades avec Madeline, et l'inénarrable Tristan et son casque de moto « Calimero ». Je compatie aussi pour David qui habitait en dessous de chez nous à l'époque. Heureusement qu'il a eu la riche idée de

déménager dans un endroit plus cool pour nous inviter sans être dérangés par les voisins du dessus !

Après, comment ne pas évoquer le quotidien sans évoquer les pauses café du LEGOS. A Sara, celle qui a le plus gros nombre d'heures de voile et de fabrication de Ti-Punch au miel de tout le labo ! A la Blèche, fidèle compagnon de la pause-café! Toujours là au bon moment. Forcément, Guillaume, qui m'a raccompagné plus d'une fois dans son superbe carrosse. J'espère que ta combare a fini de sécher dans ton coffre parce que va falloir qu'on retourne à la flotte ! Pas forcément au café mais initiatrice des pauses « Fraises Tagada » : Claire ! Ah la la, je suis tellement désolé d'avoir fait partie de ceux qui ont contribué à ta soutenance un jour de grand vent... Heureusement que Mister Bricaud est toujours de la partie pour les week-ends ventés sur la côte. Pieter aussi forcément, attention à la carte bleue ! Et logiquement, Gildas, mon poto des premiers jours à Toulouse. On en aura bien profité dans tous les cas, entre toutes les soirées qu'on a pu faire, les sorties wind, les week-ends à droite à gauche, les voyages, bref la vie quoi ! Cette thèse t'est aussi dédiée parce que t'as pas été le dernier à me remettre le pied à l'étrier.

Je remercie aussi les gens du CTOH avec qui j'ai eu la chance de passer mes 5 années au LEGOS : Mathilde, Fernando, Caro...

J'en viens donc à mes directrices, Florence et Rosemary. On y est arrivés, tous ensemble, à l'écrire ce manuscrit. Florence, merci de m'avoir supporté pendant ces années, c'est sûr que tu aurais pu avoir plus simple à gérer comme premier thésard. Et Rosemary, celle sans qui, si ça se trouve, je ne serai pas à Toulouse aujourd'hui. Qui sait ? Grâce à toi, j'ai pu découvrir le monde (merveilleux !) de l'altimétrie. A l'époque avec Yves, auquel je rends hommage en m'inscrivant dans la lignée de ses travaux, vous m'avez vraiment aidé à trouver ma place dans ce milieu. Avec toi, tout devient plus facile : en te rendant toujours dispo (je ne sais pas comment pourtant !), tu n'es jamais avare en conseils judicieux et tu sais trouver les bons mots (saupoudrés d'un petit accent des Nouvelles-Galles du Sud) quand on n'a plus d'idées ou que l'esprit se perd dans ses pensées. Bref, tu as réussi à me pousser vers des limites que je n'aurai même pas imaginées avant cette thèse.

Merci aussi à toute ma famille pour leur soutien, pour m'avoir toujours fait confiance dans mes choix et m'avoir donné toute cette liberté. Je sais que vous êtes fiers de ce que j'ai accompli, et je suis fier d'avoir pu vous montrer qu'un Dussurget, qui ne pouvait

pourtant pas prétendre au Bac dans le temps, ça peut maintenant avoir un Doctorat ! Et mes origines de petit-fils d'immigré italien me rendent encore plus content de vous dédier ce manuscrit.

Enfin, ces 3 ans de thèse, je ne les ai pas passés seul. Si la thèse a changé pas mal de choses dans ma vie, ces 3 années ont été particulièrement marquées par une rencontre. Celle d'un jeune étudiant qui croisa le chemin d'une Toulousaine. Lucile, mon Amour, ce travail c'est aussi le tien. C'est tout ce que tu as pu me donner pendant ces années et qui m'a poussé à persévérer dans mes efforts, ne rien lâcher, afin que tu puisses voir que grâce à tout ce que tu as fait, on a réussi à y parvenir au bout de cette thèse. On aura aussi pu se construire notre vie bien à nous, et ne pas se laisser tomber dans les pièges que l'on aurait pu rencontrer. Aujourd'hui, tant de choses sont passées, mais le plus important c'est qu'il reste encore beaucoup à venir. Les pages qui suivent ne sont qu'une pierre à notre histoire.

TOULOUSE ET LE GOLFE DE GASCOGNE

Le Golfe de Gascogne, tire son nom d'une des régions françaises qui le borde. Outre-Pyrénées et outre-Manche, celle-ci est dénommée Baie de Biscaye, du nom de la province du Pays Basque espagnol qui la borde.

La Gascogne, et le Golfe qui la borde, sont une région de confluence au sens historique, géographique et climatique. Du point de vue de la tectonique, le Golfe de Gascogne a émergé de la séparation, puis de la re-jointure des plaques Espagnoles et Européennes, au niveau de la Gascogne. Il est aussi admis que les peuples primitifs de l'Europe aient migrés sur les rives du Golfe lors de la dernière glaciation (il y a 20000 ans) à la recherche d'un climat plus doux et tempéré, à proximité de l'Océan Atlantique dans le Pays Basque actuel.

Les descendants de ces peuples sont les Vascons. Ceux-ci se distinguèrent en Basques et Gascons du fait de la forte influence Romaine sur ces derniers durant l'antiquité. A la chute de l'Empire Romain au Ve siècle, la Gascogne fut alors conquise par divers peuples du nord de l'Europe : les Wisigoths dans un premier temps et puis les Francs sous le règne de Charlemagne (VIIIe siècle), avant de disparaître définitivement au XIIIe siècle en tant qu'entité politique autonome.

Au temps des grandes découvertes, à partir du XVe siècle, le Golfe de Gascogne fut au centre de l'avènement de la puissance maritime européenne, notamment du fait du développement des flottes anglaises, françaises et hollandaises.

Quel rapport entre Toulouse et la Gascogne ? Toulouse ne se situe pas dans les limites de la Gascogne actuelle, bien que très proche de celles-ci (Gers et Comminges). Malgré cela, depuis l'ère Romaine, Toulouse fut la capitale d'un royaume qui s'étendit sur tout le sud-ouest de la France, et même bien au sud des Pyrénées.

Ayant eu des influences s'étendant de l'Espagne à l'Allemagne et de l'Angleterre à l'Italie, le terme de Gascogne (et de Biscaye ayant la même origine) ne saurait mieux refléter le caractère profondément multiculturel et européen de cette région résolument tournée vers l'Océan Atlantique et dans laquelle Toulouse y possède un fort ancrage historique.

INTRODUCTION

Le Golfe de Gascogne est un des bassins de l'Océan Atlantique Nord-est, et représente la façade océanique de l'Europe de l'Ouest sur cet océan (Figure 1).

A l'heure actuelle, le Golfe de Gascogne doit faire face à différents enjeux majeurs, aussi bien socio-économiques qu'environnementaux. Cette thèse ne constitue qu'une partie infime d'un immense effort de réflexion, de gestion et de législation mené par divers acteurs allant des échelles régionales à internationales.

Avant de nous pencher sur les éléments constituant le point de départ de ce travail de thèse en océanographie physique, nous commencerons par décrire les enjeux généraux qui se concentrent sur la zone d'étude, du point de vue des activités anthropiques, des facteurs environnementaux mais aussi des politiques à mettre en place.



Figure 1. Localisation du Golfe de Gascogne dans l'Atlantique Nord

1 CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE

La pression anthropique est relativement forte autour du Golfe de Gascogne, avec une importante densité de population vivant à moins de 50km de la côte (concentrant 75% de la population des régions limitrophes)¹. La mer contribue de façon très importante sur le PIB de ces régions. L'emploi est principalement concentré dans les secteurs primaires et secondaires, marquant une forte activité industrielle autour du Golfe de Gascogne. L'activité touristique y est également très développée, principalement le long des côtes françaises.

Le Golfe de Gascogne a toujours été un lieu de pêche. La France et l'Espagne comptent aujourd'hui parmi les premiers employeurs européens dans ce secteur. Il est aujourd'hui la région de la façade atlantique européenne la plus exposée à la surpêche², soit autant que certaines régions côtières Méditerranéennes. Une des conséquences directes de cette surpêche est la dramatique réduction du tonnage des flottes françaises et espagnoles depuis 1999 (-19% et -22%, respectivement)³, ainsi que la diminution du nombre de bateaux dans leurs flottes (-13% et -38%)³,

L'activité portuaire et le trafic maritime y sont intenses, avec de nombreuses routes maritimes reliant le nord-ouest de l'Europe au reste de l'Atlantique. Les conditions de navigation y sont difficiles : tempêtes, brouillard, fortes houles, forte marées, affleurements rocheux. Tout ceci fait du Golfe de Gascogne une des régions européennes ayant été la plus touchée par des marées noires. On peut notamment citer⁴ :

1. l'*Amoco Cadiz* en 1978, au niveau d'Ouessant et ayant touché aussi des régions côtières du Golfe – 227 000 tonnes.
2. l'*Urquiola* (1973) et l'*Aegean Sea* (1992), La Corogne – 168 000 tonnes.
3. l'*Erika* (1999), au large des côtes de Bretagne Sud – 20 000 tonnes.
4. plus récemment, le *Prestige* (2002), dont les échouages ont touchés la quasi-totalité des côtes du Golfe – 77 000 tonnes.

¹ Direction Générale des Affaires Maritimes et de la Pêche - http://ec.europa.eu/maritimeaffairs/atlas/index_fr.htm

² Agence Environnementale Européenne - <http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/figures/status-of-fish-stocks-in-the-international-council-for-the-exploration-of-the-sea-ices-and-general-fisheries-commission-for-the-mediterranean-gfcm-fishing-regions-of-europe>

³Eurostat

⁴ CEDRE – <http://www.cedre.fr>

L'ensemble de ces facteurs font peser sur le Golfe de Gascogne de nombreuses menaces environnementales et indirectement sociétales. Ceci souligne l'importance de la définition de mesures de protection de l'environnement et du développement de la recherche scientifique sur cette région. Pour toutes ces raisons, une meilleure observation de la dynamique océanique régionale y est également requise.

En termes de protection environnementale, le Golfe de Gascogne est placé sous surveillance de nombreux programmes et organisations internationaux. Parmi ceux-ci, le programme « Large Marine Ecosystems » (LME¹ – ONU) pour la surveillance des écosystèmes, la commission OSPAR² (Europe) pour la mise en place d'objectifs et de législations environnementaux. Ces recommandations servent notamment à la définition de politiques de pêches et environnementales par la Commission Européenne. Cette dernière a notamment permis la mise en place d'aires marines protégées via son programme Natura 2000. Ces dernières représentent environ 3-4% de la superficie du Golfe de Gascogne (source : Eurostat³ – UICN⁴ – MEDDTL⁵). La définition de ces programmes de protection nécessite une approche intégrée, prenant en compte la variabilité climatique et océanographique.

Il existe donc plusieurs programmes océanographiques internationaux pour la mise en place, la coordination et la gestion de systèmes d'observations dans un cadre dit « opérationnel », intégrant les efforts de recherche, d'observation et de prévisions des systèmes dynamiques maritimes.

C'est dans ce contexte que s'inscrit cette thèse, notamment à travers la participation à 2 programmes de recherche. Le projet national EPIGRAM (ANR/CNRS)⁶ et le projet européen MyOcean⁷. EPIGRAM a pour objectif général une meilleure compréhension des principaux processus physiques de la dynamique du Golfe de Gascogne, au moyen d'observations et de modèles numériques réalistes. MyOcean est un projet européen principalement basé sur l'observation et la prévision océanique du point de vue opérationnel, avec une très forte composante spatiale.

¹ LME - <http://www.lme.noaa.gov/>

² OSPAR - <http://www.ospar.org/>

³ Eurostat DB - <http://epp.eurostat.ec.europa.eu/portal/page/portal/environment/data/database>

⁴ UICN, 2011. Les Espaces protégés français - http://www.uicn.fr/IMG/pdf/Espaces_proteges.pdf

⁵ Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable, du Transport et des Logements - <http://www.developpement-durable.gouv.fr/-Natura-2000,2414-.html>

⁶ EPIGRAM – <http://www.ifremer.fr/epiagram>. PI Dr. Yves MOREL

⁷ MyOcean – <http://www.myocean.eu.org/>. PI Dr. Pierre BAHUREL

La dynamique du Golfe de Gascogne est très complexe et possède de nombreuses échelles de variabilité. Les tourbillons à méso-échelle, les SWOddies (Pingree et Le Cann 1992a) sont omniprésents au large et ont une emprise de la dizaine à quelques centaines de kilomètres, font partie des principales sources de variabilité de la circulation océanique de surface du Golfe de Gascogne. En plus de cela, un courant de pente de relativement fine-échelle (15-20 km) est fréquemment observé en période hivernale le long de la côte nord de la péninsule Ibérique, lors de ce que l'on appellera des épisodes de Navidad. Ces processus font partie des principales sources de variabilité de la circulation océanique de surface du Golfe de Gascogne. Ils jouent un rôle très important en termes de transport de chaleur le long des côtes européennes (Garcia-Soto et al. 2002), mais aussi d'éléments nutritifs essentiels à l'activité biologique au large (Koutsikopoulos et Le Cann 1996; Garcia-Soto et al. 2002; Rodríguez et al. 2003), et permettent aussi la redistribution des eaux en provenance de la pente continentale vers le large (Reverdin et al. 2011). Sur le plateau continental, la variabilité haute-fréquence est très forte : phénomènes de surcotes (Lamouroux 2006), très fortes marées (Pairaud et al. 2008) et ondes internes (Pairaud et al. 2010; Pichon et al. 2011) ou encore ondes inertielles (Van Aken 2002).

De ce fait, le Golfe de Gascogne fait ainsi de nos jours l'objet d'une recherche océanographique très intense: on y recense de très nombreuses campagnes océanographiques et réseaux d'observations dédiés, et un grand nombre de modèles d'hydrodynamique (déployés par différentes équipes de recherche) ayant une configuration régionale. Citons par exemple l'étude comparative modèles-observations de Reverdin et al. (2011) sur les échanges d'eau au travers de la pente continentale (NEMO, ROMS, HyCOM et produits altimétriques AVISO/DUACS), ainsi que les études sur la marée barocline (à partir du modèle Symphonie - Pairaud et al. 2010 ou du modèle HyCOM - Pichon et al. 2011), sur les courants de densité (à partir du modèle MARS3D - Lazure et al. 2009), sur les tourbillons à méso-échelle (à partir du modèle ROMS - Ferrer et Caballero 2011), sur la dynamique haute-fréquence (à partir du modèle Symphonie - Herbert et al. 2011) ou encore sur la marée océanique régionale (Telemac - Marcos et al. 2007; MOG2D - Pairaud et al. 2008).

Nous avons ainsi un réel besoin de surveiller et comprendre ces structures océaniques à fine-échelle (<100 km), mais leur observation reste aujourd'hui cependant limitée. Les capteurs optiques et thermiques ont révélé une dynamique océanique riche en structures diverses, des filaments, des courants côtiers forts, et des tourbillons au large de taille variable 50-150 km. Mais les informations sur l'océan sont souvent cachées par les nuages dans le Golfe de Gascogne, rendant donc la surveillance de ces processus limitée

avec ces capteurs. Au contraire, l'altimétrie satellite, en dépit d'un manque de couverture spatiale (limitée à la seule trace des satellites), mesure à travers les nuages. Les données altimétriques sont toutefois limitées dans les régions côtières (dégradation du signal par la proximité de la côte et importance de l'aliasing par les marées et l'atmosphère). De plus, les produits altimétriques « standard » interpolés sur une grille régulière résolvent seulement les échelles spatiales > 150-200 km (Dibarboure et al. 2011; Chelton et al. 2011), et ne sont pas adaptés à l'observation de la dynamique régionale.

Cette thèse se positionne donc principalement sur le volet observationnel, notamment pour le développement de nouvelles méthodes de traitement et d'analyse des données altimétriques afin d'améliorer l'observabilité et par conséquent nos connaissances de ces processus à méso-échelle et à subméso-échelle dans le Golfe de Gascogne. Du fait de leurs courtes échelles spatiales et temporelles, l'observabilité de ces processus sur la zone d'étude pose en soi-même un véritable problème.

D'une part, améliorer notre connaissance de la variabilité méso et subméso-échelle du Golfe de Gascogne à partir des observations altimétriques permettra l'amélioration de la modélisation numérique de ces processus, rendue très délicate du fait des différents niveaux de physique impliqués.

Afin de mieux cerner la problématique et les différents enjeux liés à la caractérisation de la méso-échelle dans le Golfe de Gascogne, nous passerons tout d'abord en revue les principales caractéristiques du Golfe de Gascogne (géographie, météorologie et dynamique océanique) avant de parler de la variabilité méso-échelle.

2 LE GOLFE DE GASCOGNE : GENERALITES

2.1 Géographie de la zone d'étude

Le Golfe de Gascogne est officiellement défini par l'International Hydrographic Office (1953) comme étant la zone océanique située à l'est de la ligne Ortegal (43.5N-8°O) – Ouessant (48.5N-5°O). Il relie ainsi directement la zone ouest Ibérique au Plateau Celtique et à la Manche au nord. Nous utiliserons dans cette thèse la définition de la Commission Européenne¹ : une zone s'étendant de 43° à 48°N (cad. Terrasse de

¹ Direction Générale des Affaires Maritimes et de la Pêche - http://ec.europa.eu/maritimeaffairs/seabasins/biscay_iberian/index_en.html

Meriadzek - Galice), et des côtes européennes jusqu'à 10°O pour l'extension zonale (figure 2). Nous étendrons ponctuellement nos analyses jusqu'à 14°O, voire ~20-25°O dans l'Océan Atlantique Nord-Est pour des besoins ponctuels.

La bathymétrie du Golfe de Gascogne est très complexe (figure 2), avec une orientation zonale d'une partie significative de la marge continentale, ce qui la démarque de l'alignement globalement méridional des marges continentales situées sur le bord Est de l'Atlantique Nord. Cette configuration particulière résulte du début d'ouverture d'un océan entre les plaques Eurasiennes et Ibériques, puis sa refermeture formant les Pyrénées (fig. 1 dans Pinheiro et al. 1996; fig. 8 dans Sibuet et al. 2004). Des vestiges de ces mouvements sont encore visibles (cf. lignes rouges sur la figure 2), avec notamment un zone de convergence au niveau du « point triple » (Sibuet et al. 2004). Le Golfe de Gascogne s'est ouvert à partir de ce point, et les zones situées de part et d'autres (Marge de Goban et Banc de Galice) ont dérivées sur une trajectoire symbolisée par les ronds noirs sur la figure 2.

Notons que cette délimitation est aussi en phase avec la circulation régionale, avec un flux grande-échelle entrant au nord du Mont Charcot (culminant à ~2600m) et ressortant au sud de celui-ci. Nous verrons que la bathymétrie a également une influence sur les tourbillons océaniques de la zone, que ce soit sur leur origine au niveau du talus continental ou sur leur propagation dans la zone hauturière.

Le Golfe de Gascogne regroupe plusieurs zones maritimes caractéristiques, dont deux grandes entités : la zone hauturière et la zone marginale.

2.1.1 La zone hauturière

Cette zone commence au-delà de la pente continentale (isobathe 150m) et représente la plus grande partie du Golfe de Gascogne. La plaine abyssale est plutôt homogène au centre (jusqu'à ~15°O), avec des profondeurs comprises entre 4500 et 5000m. Nous pouvons souligner la présence des monts Cantabria (45°N-8°O) et Gascogne (45.5°N-5°O). A l'entrée de la zone d'étude se trouve une structure imposante, l'alignement des monts Atalante-Charcot-Biscaye (45°N/10-15°O), dont les sommets remontent à des profondeurs d'environ ~2500-3000m (soit autour de 2000m au-dessus du plancher océanique).

2.1.2 La zone marginale

Cette région comprend les marges océaniques Armoricaire et Nord-Ibérique. Elle relie l'étroit plateau continental au sud (Mer Cantabrique) au très étendu plateau Celtique à l'Est. Elle peut-être subdivisée en sous-zones : la Mer Cantabrique et les plateaux Aquitain et Armoricaire.

- La mer Cantabrique

La marge Nord-Ibérique est ainsi nommée par les Espagnols, et s'étend du cap Ortegal jusqu'à une limite située au niveau de l'embouchure de l'Adour et du haut du canyon de Capbreton (~43.7°N). Le plateau est plus large dans sa partie occidentale, avec une distance allant jusqu'à 50 km à l'ouest de 5°O (c.à.d. entre les caps Ortegal et Penhas), et se rétrécit dans sa partie orientale avec une largeur d'environ 5km aux alentours de Santander. La pente continentale Cantabrique est entrecoupée de canyons, notamment les canyons d'Aviles à l'ouest du cap de Penhas, les canyons de Torrevalga (en aval des canyons Lastres et Llanes) et de Santander respectivement à l'ouest et à l'est de la ville de Santander (3.7°O) et le canyon de Capbreton dans le prolongement du canyon de Santander jusqu'à la côte Landaise. Signalons aussi la présence des zones marginales plus profondes du promontoire Ortegal (44°N/9°O) et du Banc Le Danois (44°N/5°O).

- Les plateaux Aquitain et Armoricaire

La marge continentale française s'étend donc du canyon de Capbreton jusqu'à l'entrée de la Manche. Elle est large d'en moyenne 150 km. Au sud (plateau Aquitain), on trouve le plateau des Landes avec des profondeurs décroissants lentement de 500 à 1000m sur une largeur de ~100km, immédiatement à l'ouest du Bassin de Parentis, dont la profondeur est <150m sur ~50km de large.

Au Nord (plateau Armoricaire), la marge continentale s'élargit progressivement. De nombreux canyons l'entaillent, mais sont néanmoins moins marqués que dans la partie sud. La principale structure bathymétrique est la Terrasse de Meriadzek, avec à son aval l'Escarpement de Trévalyan, tous deux à des profondeurs de 2000 à 3000m et s'étendant au travers de la pente.

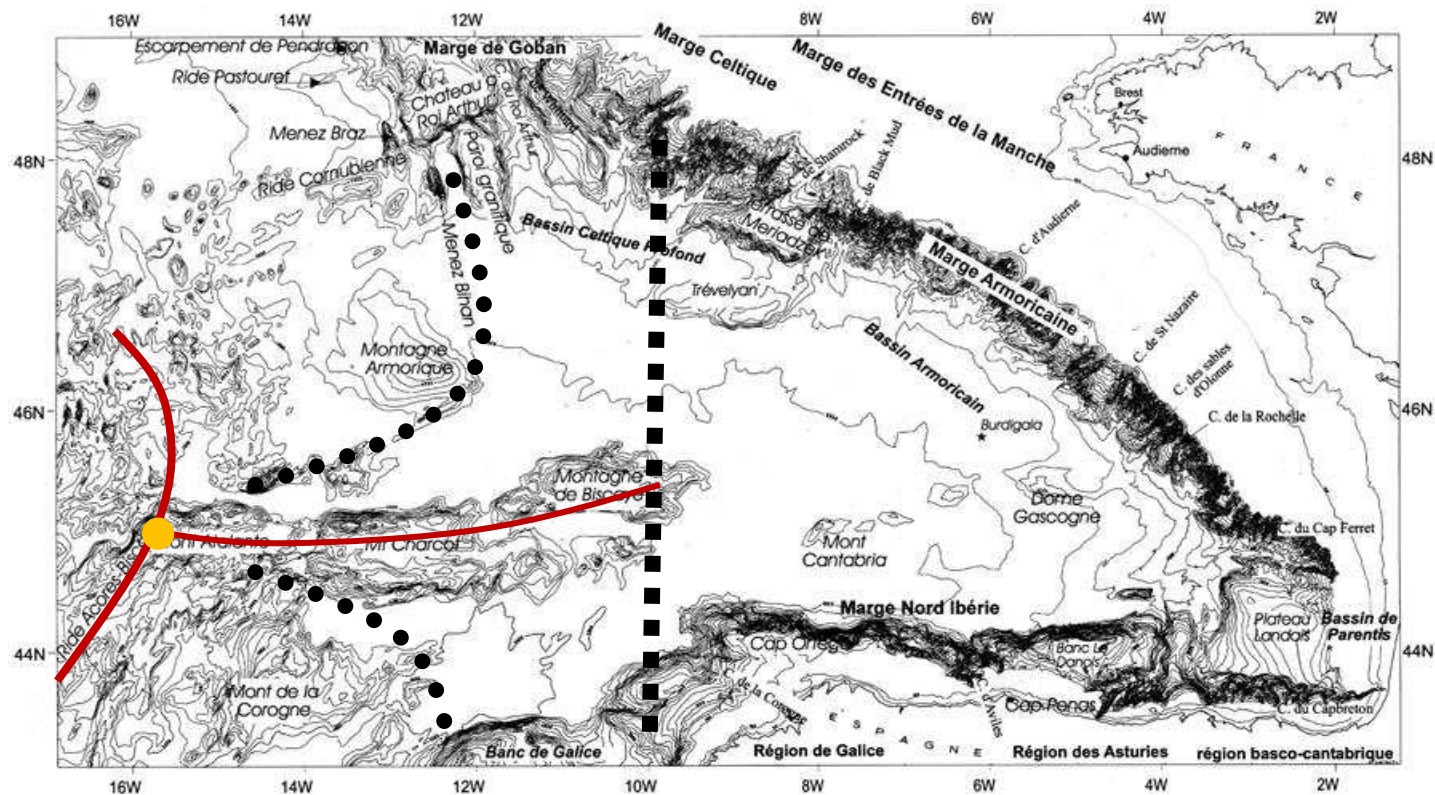


Figure 2. (gauche) Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne montrant la toponymie des principales structures topographiques (Thinon 1999). Les points représentent la limite de l'extension zonale au sens géologique, et les pointillés la limite géographique. Les traits rouges symbolisent les rides océaniques (actuellement éteintes), vestiges de l'ouverture puis de la re-fermeture du Golfe (cf. Vine et Matthews 2003; Dymont 2000). Le rond orange symbolise le « point triple » (Sibuet et al. 2004).

2.2 Conditions météorologiques

Le Golfe de Gascogne est réputé comme une zone de navigation difficile. Ceci est dû aux régimes de vent qui y sont très fluctuants et peuvent devenir très violents avec le passage de nombreuses perturbations atmosphériques venant de l'ouest.

2.2.1 Régimes de vent

Le Golfe de Gascogne se situe à la frontière des zones d'influences atmosphériques subtropicale et subpolaire, soit encore entre les régimes d'alizés, au sud, et de vents d'ouest, au nord.

Le vent y est en moyenne orienté à l'ouest, avec une tendance anticyclonique de rotationnel du vent (figure 3). Les tensions de vent sont plus importantes en hiver, avec des vents de secteur SO à l'entrée de la baie, s'orientant O à NO vers l'intérieur. En été les vents sont de secteur O à NO sur l'ensemble de la zone. Notons la différence avec le secteur ouest-ibérique où les vents sont en moyenne de secteur N et intensifiés en été. Ces régimes de vent ont un fort impact sur la variabilité de la circulation océanique dans le Golfe de Gascogne, avec notamment une tendance anticyclonique du courant dans la partie profonde (Mason et al. 2006), le développement d'un système de courant de pente (Pingree et Le Cann 1990), ainsi que des épisodes d'upwelling le long des côtes espagnoles (Alvarez et al. 2011).

Ces conditions fluctuent de façon saisonnière mais aussi à l'échelle interannuelle. On remarquera par exemple que des épisodes de vent d'Est (favorisant la présence d'un upwelling côtier) peuvent avoir lieu durant la période hivernale comme en 2003 (Ruiz-Villarreal et al. 2006). Le climat du Golfe de Gascogne est donc relativement complexe et implique plusieurs modes de variabilité climatique.

2.2.2 Modes de variabilité basse fréquence et téléconnections

L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) est le principal mode de variabilité atmosphérique présent dans l'Atlantique Nord. Son intensité est principalement reliée par les positions relatives des dépressions subpolaires (Groenland-Islande) et des hautes pressions subtropicales (Anticyclone des Açores). Ce mode de variabilité influence le climat régional (Hurrell 1995; Hurrell et Van Loon 1997).

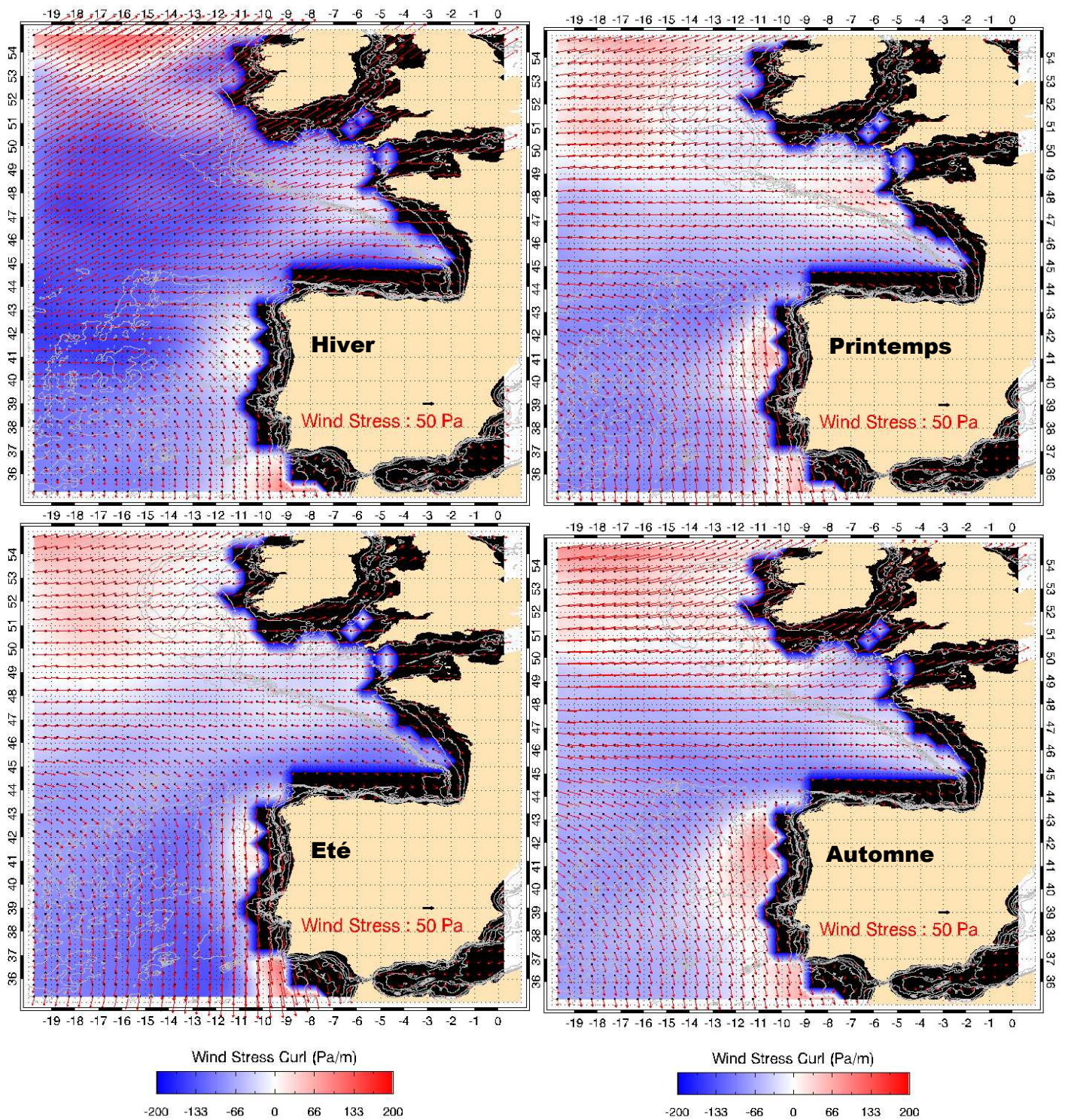


Figure 3. Moyennes des tensions de vent (flèches - mPa) et de son rotationnel (couleurs - nPa/m) du vent pour la période 1999-2009 à partir des données Quikscat sur le Nord-Est Atlantique.

Des changements sur la structure de ce dipôle à des échelles interannuelles (Luo et al. 2010) peuvent avoir un impact significatif sur la circulation océanique régionale, du fait de la modification du rotationnel de vent ainsi que du passage de dépressions atmosphériques (cf. section 3.2).

D'autres modes de variabilité grande échelle ont une influence régionale significative, comme les modes Est Atlantique (et EA/Russie occidentale), Scandinave, ainsi que des téléconnexions avec le mode Est Pacifique/Nord Pacifique (Seierstad, Stephenson, et Kvamst 2007). L'influence de ces modes climatiques sur la circulation océanique du Golfe de Gascogne a été démontrée très récemment (deCastro et al. 2011; Garcia-Soto et Pingree 2012).

Les conditions de vent et de tempêtes fréquentes de l'Atlantique Nord en font une des zones les plus sujettes aux houles de l'océan mondial (Caires et Sterl 2005). Celles-ci possèdent une forte variabilité saisonnière (Woolf, Challenor, et Cotton 2002), est dépendante de modes climatiques régionaux (Kushnir et al. 1997). Dans le golfe de Gascogne, la NAO influe relativement peu sur les conditions de houle (Dupuis, Michel, et Sottolichio 2006), contrairement au mode Est-Atlantique (Woolf, Challenor, et Cotton 2002) et aux téléconnexions comme les modes Pacifique-Est/Pacifique-Nord et Pacifique-Ouest (Le Cozannet et al. 2011). Une tendance à l'augmentation des hauteurs de vagues a aussi été observée (Woolf, Challenor, et Cotton 2002; Young, Zieger, et Babanin 2011).

Ces aspects particuliers de la météorologie du Golfe de Gascogne ont aussi un impact significatif sur les observations de l'océan. Il y a relativement peu de campagnes de mesures hivernales et donc un manque d'observations à cette période de l'année (Charria et al. 2011). La couverture nuageuse impacte fortement l'imagerie satellite à cette période de l'année (cf. chapitre 2.3), et la forte variabilité haute-fréquence de l'atmosphère ainsi que les conditions de vagues ont une influence importante sur la précision des mesures altimétriques.

Les couplages océan-atmosphère ne sont pas le sujet de cette thèse. Cependant ils peuvent être un mécanisme important pour comprendre la dynamique méso-échelle et fine échelle du Golfe de Gascogne.

2.3 Décharges fluviales

L'hydrographie du plateau continental est très influencée par les fleuves qui s'y jettent. Parmi ceux-ci, les trois principaux sont du côté français : l'Adour (débit : $\sim 350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), la Garonne, et la Loire, ($900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en moyenne, pics jusqu'à $4000\text{-}5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en hiver d'après Lazure et Jégou, 1998). Les panaches fluviaux qui en résultent peuvent forcer des courants de densité fortement baroclines en période de crue (Lazure et Jégou 1998)

Côté espagnol, les cours d'eau ou *Rias* (Prego et Vergara 1998; Prego et al. 2007), ont des débits faibles (1 à $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) mais avec une variabilité temporelle très forte du fait de leur configuration (vallées courtes, encaissées et larges estuaires). Ainsi, sur l'ensemble de la mer Cantabrique, Prego et Vergara (1998) ont observé un débit total des rivières de $524 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($305 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en été, $743 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en hiver). Peu de dessalure est donc observée dans cette zone, et l'hydrologie y est principalement influencée par la présence d'upwellings côtiers et du courant de pente.

3 DYNAMIQUE OCEANIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE.

A l'image de la géographie du Golfe de Gascogne, la dynamique océanique régionale est complexe, couvrant un large spectre de variabilités, depuis les fines-échelles côtières jusqu'à la circulation océanique grande échelle, en passant par de la haute fréquence temporelle (e.g. marée, surcote, houle). L'ensemble de ces processus a été décrit dans la très complète revue de Mason et al. (2006), et les principaux sont représentés sur la figure 4.

3.1 Circulation générale

L'Atlantique Nord est marqué par deux grandes cellules de circulation océanique liées à la balance de Sverdrup à grande échelle : les gyres subpolaires et subtropicales. Dans l'Océan Atlantique Nord-est, à la limite entre ces 2 gyres, le Gulf Stream se scinde en 2 branches : le courant Nord-Atlantique (NAC) et le Courant des Açores (AC) (cf. fig. 4).

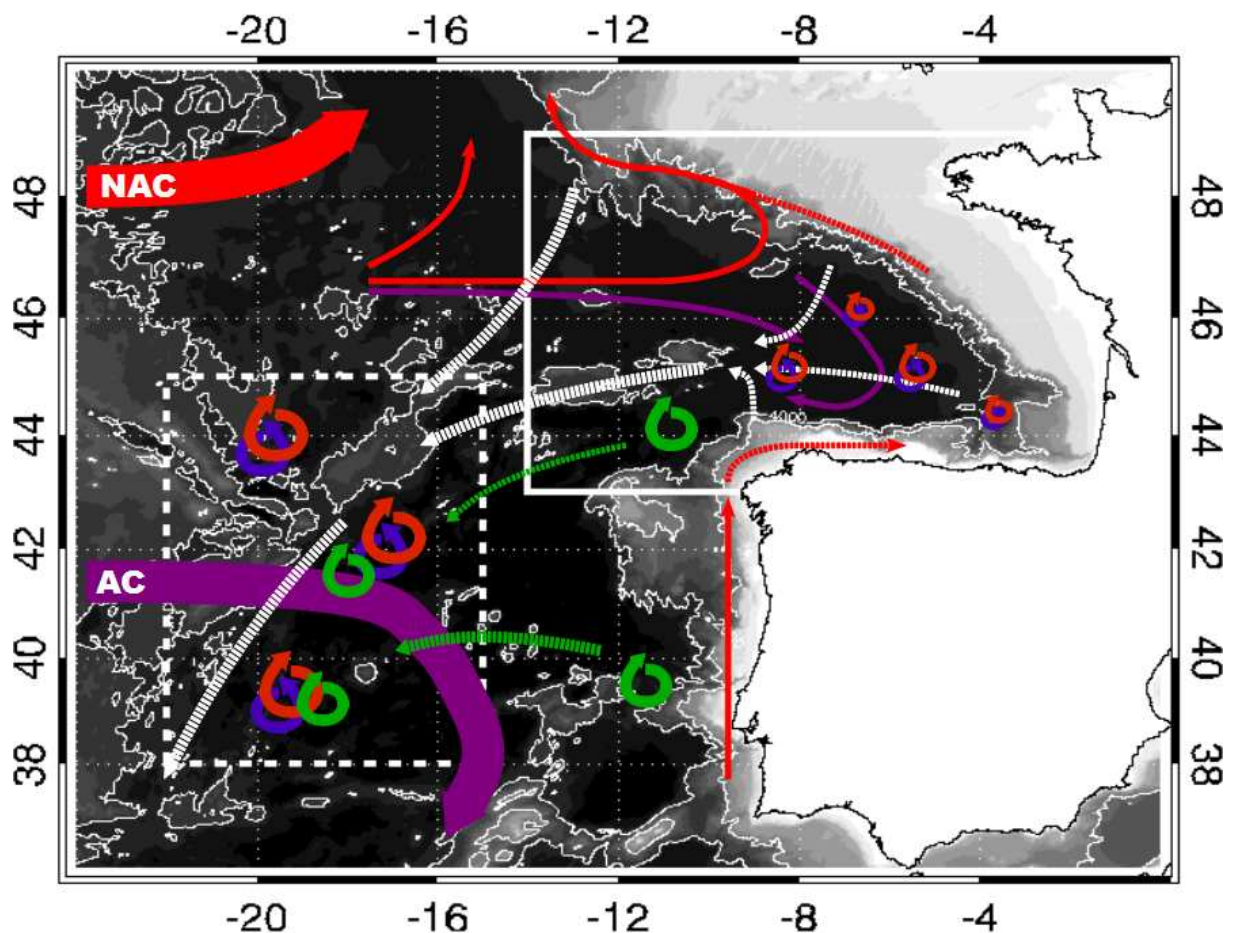


Figure 4. Carte de la topographie du Golfe de Gascogne (cadre blanc) et des processus à méso-échelle régionaux, faisant le lien avec la variabilité de l'Atlantique Nord-est. Les flèches rouges (violetttes) représentent la circulation vers le pôle (l'équateur). Les flèches en pointillé représentent les courants non-permanents/non-stationnaires et trajectoires privilégiées des structures tourbillonnaires. Les tourbillons anticycloniques, cycloniques et les MEDDIES sont respectivement symbolisés par des tourbillons rouges, bleus et verts. La zone de l'expérience POMME a aussi été représentée au large par le cadre en pointillés blancs (Pingree 1993, Koutsikopoulos et Le Cann 1996, Van Aken 2002, Colas 2003, Le Cann et al. 2005, Serpette et al. 2006 et Charria et al. 2011).

Le Golfe de Gascogne est situé à l'est et à l'écart de ces courants intenses. A l'intérieur, une partie de la Dérive Nord Atlantique (Pollard and Pu 1985) recircule vers le sud de façon anticyclonique – fine flèche violette sur la figure 4, associée à des vitesses faibles (~ 1 à 2 cm.s^{-1}) et à un rotationnel du vent négatif (Pingree 1993). A l'inverse, le courant de pente montre une tendance à remonter vers le pôle (donc cyclonique).

L'hydrographie des masses d'eau en surface et subsurface est caractéristique des eaux centrales de l'Atlantique Nord (NACW). A l'intérieur du Golfe, Boucher (1985) a décrit deux masses d'eau bien marquées :

1) Eaux Centrales Nord – d'origine subpolaires (ENACW_{SP}) :

$$T=10,5-12,0^{\circ}\text{C} ; S=35,45-35,75\text{‰}$$

2) Eaux Centrales Sud – d'origine subtropicale (ENACW_{ST}) :

$$T=11,5-12,0^{\circ}\text{C} ; S=35,65-35,75\text{‰}$$

Les premières sont issues de l'advection et de la transformation d'eaux subpolaires par le NAC (NAC ~ 35 Sv ; McCartney et Talley 1982; Fiuza 1984; Pollard et Pu 1985) et transportées vers la gyre subtropicale (Saunders 1982). Environ ~1.8 Sv d'ENACW_{SP} entre dans le Golfe au nord du Mt Charcot (~46°N), pour en ressortir au niveau du Banc de Galice en grande partie (Colas 2003).

Les eaux centrales subtropicales sont plus chaudes et salées et sont issues du courant des Açores (Fiúza et al. 1998). Elles forment avec les ENACW_{SP} le Front Galicien au niveau du Banc de Galice à 43°N (Fiuza 1984; Fiúza et al. 1998). Le système de courant de pente dirigé vers le pôle sur les marges orientales du bassin Atlantique Nord aux moyennes latitudes (figure 5), permet à ce courant, l'Iberian Poleward Current (IPC) de pénétrer occasionnellement dans le Golfe de Gascogne le long du talus Ibérique (Frouin et al. 1990). Ces incursions sont nommées *Navidad* (Pingree et Le Cann 1992).

Ce courant affecte le transport de chaleur à l'intérieur de la zone d'étude de façon significative: en Mer Celtique, le flux d'énergie lié au réchauffement des eaux par ce courant est équivalent à un mois estival additionnel (Garcia-Soto et al. 2002).

3.2 Courant de pente

La Navidad (incursions de l'IPC dans le Golfe) advecte des eaux chaudes dans la couche de surface, sur une extension verticale de 120-200m, à des vitesses de l'ordre de 20-30 cm.s⁻¹ (Frouin et al. 1990; Herbert et al. 2011). La signature de ce courant est visible sur des images de température de surface (SST), occasionnellement jusqu'au plateau des Landes.

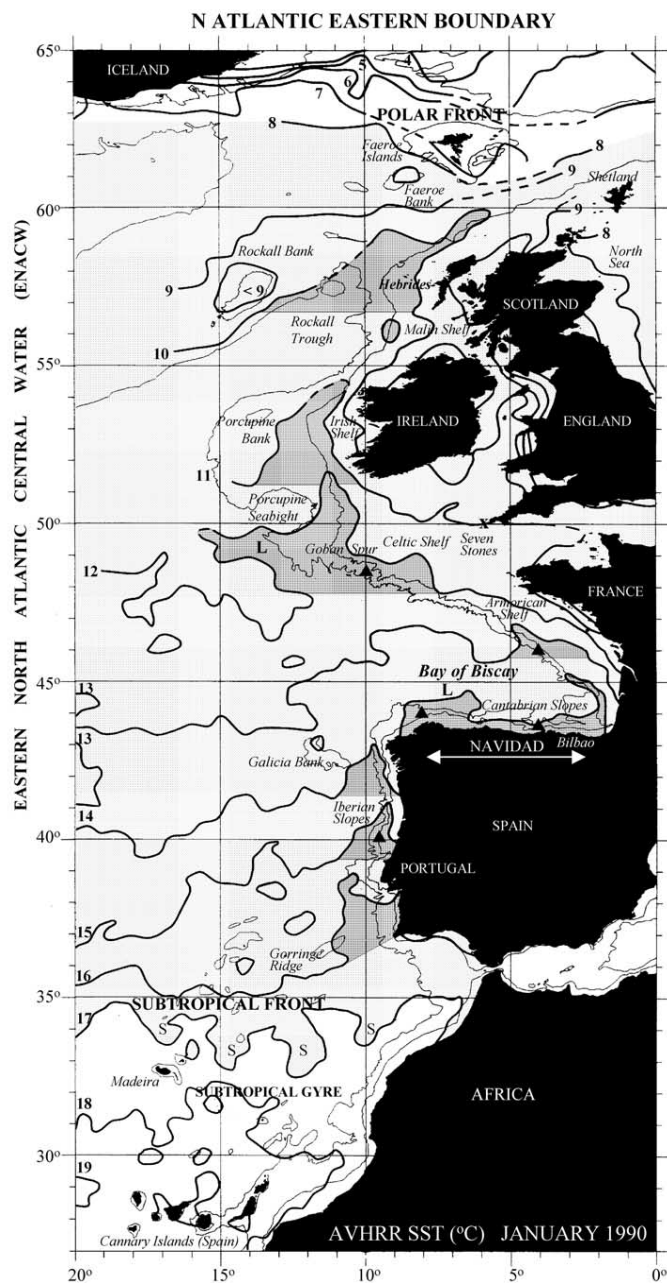


Figure 5. SST (°C – AVHRR) au mois de Janvier 1990. Zones grisées : anomalies positives de SST le long du talus. L : zones de détachement de ces anomalies de la pente; S : méandres du courant des Açores (Garcia-Soto et al. 2002).

Une revue des mécanismes de forçage de ce courant est proposée par Coelho et al. (1999). Parmi ceux-ci, on peut citer le forçage thermohalin à l'échelle du bassin Nord Atlantique (gradient de densité orienté au nord) et des inversions du rotationnel du vent local certains hivers (Frouin et al. 1990; Pingree et Le Cann 1990). Ces deux mécanismes

forcent une accumulation d'eau le long du bord Est, entraînant la présence d'un courant dirigé vers le pôle sur le haut de la pente continentale (Huthnance 1985).

Les modes de variabilité atmosphériques comme la NAO (Garcia-Soto et al. 2002) ou encore le mode Est Atlantique/Russie Occidentale (deCastro et al. 2011) peuvent avoir un impact significatif sur la variabilité de l'IPC. Cependant, cette réponse n'est pas purement locale du fait des ajustements baroclines de la circulation océanique grande échelle aux fluctuations de la NAO – une phase positive de la NAO causant un réchauffement de la gyre subtropicale (Eden et Willebrand 2001) - et couvre ainsi un spectre de variabilité très large, allant des échelles décennales à journalières. L'épisode de Navidad de 1996, exceptionnellement chaud, faisait par exemple suite à une longue phase de NAO positive, suivi d'une phase fortement négative de celle-ci. Aux courtes échelles de temps, les dépressions atmosphériques peuvent intensifier ce courant, sans pour autant qu'une signature en SST ne soit visible (Herbert et al. 2011).

Ce courant de pente est une source potentielle d'énergie cinétique à l'échelle régionale. Il peut entraîner le développement d'instabilités baroclines (Paillet 1999). De plus, des observations ponctuelles de méandres et de tourbillons fine échelle ont déjà été faites à proximité à sa périphérie au moyen de données hydrographiques à haute résolution spatiale (Gil et al. 2002; Gil 2003; Gil et Gomis 2008).

3.3 Les tourbillons à méso-échelle

Contrastant avec la faible circulation moyenne dans le Golfe de Gascogne, les tourbillons à méso-échelle sont omniprésents au large, associés à des courants transitoires $> 20 \text{ cm.s}^{-1}$. Les premières observations de ces structures furent faites à partir de données hydrographiques et d'imagerie satellite (SST). Pingree et Le Cann (1992) leur ont donné le nom de tourbillons océaniques d'eaux marginales (SWODDIES – Slope Water Ocean eDDIES) étant donné la présence en leur sein d'eaux typiques de la pente continentale. Au large, ces tourbillons peuvent affecter une grande partie de la colonne d'eau (Boucher 1985), et les tourbillons anticycloniques semblent être privilégiés du fait de leur mode de formation (Paillet 1999). Ceux-ci se forment de préférence au niveau de discontinuités dans la pente continentale, comme le Cap Ortegal ou le canyon du Cap Ferret (Pingree et Le Cann 1992; Pingree et Le Cann 1992). Garcia-Soto, Pingree, et Valdés (2002) ont mis en avant le lien entre l'occurrence de certains tourbillons et l'intensité du courant de pente. Ils ont aussi souligné leur importance sur la redistribution des eaux côtières dans

la partie profonde du Golfe de Gascogne et sur la déformation et le mélange des eaux au large.

Pingree et Le Cann (1992) ont pu identifier et suivre deux anticyclones sur des images satellites pendant plus d'un an en 1990. Sur cette période, ces structures ont dérivé zonalement depuis le canyon du Cap Ferret jusqu'à 10°O à des vitesses de l'ordre de 2 cm.s⁻¹ (ponctuellement 7 cm.s⁻¹). Ils sont donc fortement non-linéaires du fait du rapport élevé entre les vitesses azimutales et la dérive de la structure (Chelton et al. 2007). Cette dernière est plus rapide que ne le prédit la théorie de Rossby (~0.4 cm.s⁻¹ à 45°N).

Des tourbillons possédant dans leur cœur des eaux caractéristiques du plateau continental Armoricaire ou Celtique ont déjà été observés très au large du Golfe de Gascogne, dans la zone POMME – fig. 4 (Le Cann et al. 2005; Reverdin et al. 2009), suggérant un lien possible entre ces structures et les tourbillons générés sur le Bord Est. Les structures tourbillonnaires issues du courant de pente ont un plus petit diamètre (80-90km) que celles générées par les instabilités du courant NAC (~120 km - Paillet 1999). Ce dernier auteur met d'ailleurs en exergue le fait que les tourbillons issus du Bord Est sont à l'origine d'une partie des petites échelles du spectre de variabilité de la hauteur dynamique à l'est de 20°O.

Des structures submésos-échelles peuvent aussi être associées à ces tourbillons. Sánchez et Gil (2004) ont relevé la présence de zones frontales en périphérie d'un de ces tourbillons, liées aux interactions de celui-ci à d'autres structures de compositions hydrographiques différentes. Des écarts à l'état d'équilibre géostrophiques impliquant des mouvements verticaux d'ordre $O(7 \text{ m.jour}^{-1})$ au niveau de ces fronts ont aussi été observés par ces auteurs. En plus de leur importance sur le transport horizontal et l'évolution des propriétés hydrographiques et biogéochimiques du Golfe de Gascogne, les tourbillons peuvent ainsi aussi contribuer aux transports verticaux de ces propriétés.

D'un point de vue biologique, la présence de ces tourbillons peut affecter les populations pélagiques au centre du Golfe de Gascogne. Les effets de dispersion/rétention de particules au sein de ces structures, ainsi que leur dérive, ont un effet très marqué sur les caractéristiques des populations planctoniques du large (Koutsikopoulos et Le Cann, 1996). Il en résulte de forts contrastes sur les conditions environnementales inhibitrices ou propices au développement de certaines espèces et sur les populations de plancton et de necton du large du Golfe de Gascogne. La structuration des communautés biologiques par la dynamique océanique a d'ailleurs été mise en évidence dans d'autres régions (d'

Ovidio et al. 2010). Enfin, les mouvements verticaux induits par ces tourbillons au large, impactant la disponibilité de nutriments et de lumière à certaines profondeurs sont importants pour la biologie marine (Rodríguez et al. 2003; Garcia-Soto et al. 2002). Les filaments sub-mésoéchelles peuvent aussi jouer un rôle important sur les transports verticaux (Lehahn et al. 2007; Rossi et al. 2009), mais sont relativement peu documentés dans le Golfe de Gascogne. Ils nécessitent ainsi un effort de recherche accru (Gil 2008).

3.4 Dynamique haute fréquence

Un dernier aspect très important de la dynamique océanique du Golfe de Gascogne concerne l'ensemble des processus à haute fréquence temporelle. La marée et la réponse barotrope de l'océan au forçage atmosphérique ont en effet une très forte influence sur la qualité de la mesure altimétrique, dont la répétitivité temporelle n'est pas apte à distinguer ces signaux des autres signaux à plus basse fréquence (cf. chapitre 2.2). Dans les sections suivantes nous ne parlerons pas de l'inertie, dont la signature n'est pas visible sur le niveau de la mer (mais bien présentes sur des mesures de courant), ni de la houle dont l'impact sur les niveaux de la mer observés par altimétrie peut être plus ou moins efficacement évalué.

3.4.1 Marée

La marée barotrope est à l'origine de la plus grande partie de la variabilité du niveau de la mer dans le Golfe de Gascogne. Le marnage y est d'environ 2m au large et de 5-6 mètres à la côte, notamment dans les baies situées le long de la côte française (Pertuis Charentais, Baie de Quiberon) et à l'entrée de la manche (figure 6). La marée est principalement dominée par les ondes semi-diurnes, notamment les ondes M_2 et S_2 . Ces ondes se propagent à l'échelle des bassins océaniques et sont fortement influencées par la bathymétrie lors du passage de l'océan profond à des zones de profondeurs réduites: les échelles spatiales se rétrécissent et la friction sur le fond grandit, favorisant l'apparition d'ondes de marée non-linéaires comme l'onde M_4 . Cette dernière peut d'ailleurs atteindre ~20 cm d'amplitude le long de la côte française.

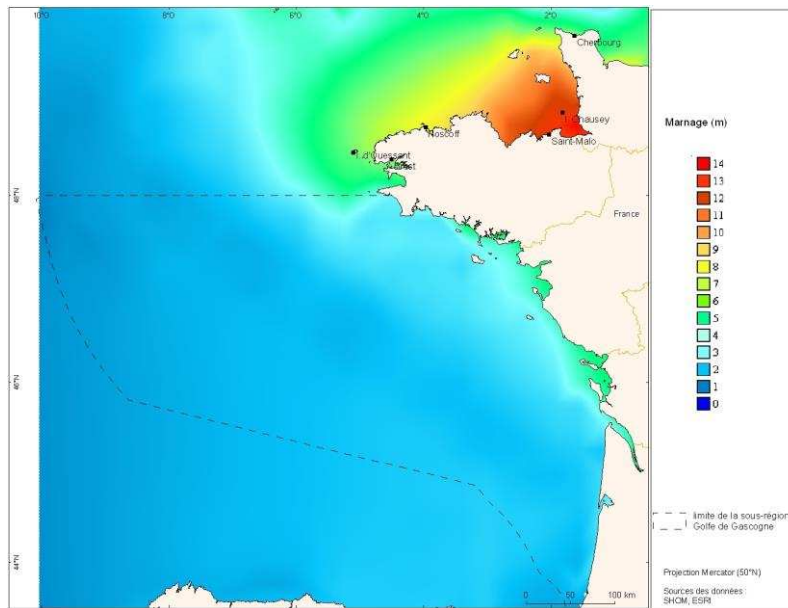


Figure 6. Carte du marnage dans le Golfe de Gascogne (SHOM).

La marée barocline possède des effets importants dans le Golfe de Gascogne, sur le plateau, mais aussi au large. Celle-ci est générée au niveau du talus continental (principalement au niveau de la marge armoricaine), et dépend de la stratification (Pairaud et al. 2010; Pichon et al. 2011). Son déferlement contribue à déstabiliser la colonne d'eau et est une importante source de mélange vertical. Cet effet est visible en été au niveau de la marge continentale avec un refroidissement des eaux de surface par le fort mélange vertical induit par ces ondes.

3.4.2 Réponse barotrope de l'océan au forçage atmosphérique

La réponse de l'océan au forçage en vent et pression à haute fréquence représente, avec la marée, une des principales contributions à la variabilité du niveau de la mer en zone côtière (Brink 1998). Dans le Golfe de Gascogne, ces effets de surcotes sont responsables d'environ 15% de la variabilité du niveau de la mer dans les zones côtières (Marcos et al. 2007), du fait que l'impact du forçage atmosphérique est distribué sur une moins grande colonne d'eau ainsi que de la présence de la côte et de la plus grande influence de la bathymétrie sur la propagation des ondes de Kelvin et de Poincaré.

L'effet de baromètre inverse est la réponse isostatique de l'océan aux variations de pression atmosphérique. Cette relation est linéaire, et peut être calculée facilement à partir de la pression (le niveau de la mer baisse de $\sim 1 \text{ cm.mbar}^{-1}$). A l'échelle globale, les

échelles de temps associées s'étendent de 2 jours à 2 semaines (Ponte et al. 1991). Cependant, les effets dynamiques non-isostatiques peuvent se montrer non-négligeables à des échelles de temps courtes (Carrere et Lyard 2003), surtout en région côtière.

La réponse océanique au forçage en vent et pression est beaucoup plus complexe et nécessite donc d'être modélisée. Celle du Golfe de Gascogne a été étudiée par Lamouroux (2006). Les échelles temporelles associées sont de l'ordre de 2 à 4 jours, et les amplitudes de l'ordre d'une vingtaine de centimètres suivant la zone. La composante non-isostatique reste néanmoins inférieure à 10 cm (~5cm RMS) et les propagations d'ondes de Kelvin ne sont pas visibles à l'intérieur du Golfe de Gascogne. Elle devient par contre beaucoup plus importante dans la Manche où les ondes côtières représentent une importante partie de la variabilité.

4 LA VARIABILITE MESO-ECHELLE

4.1 L'émergence de l'étude des tourbillons océaniques

Depuis l'essor de la marine, les hommes se sont toujours intéressés aux conditions océanographiques, du fait de leur impact sur la navigation. Si bien que l'on peut retrouver dans les anciennes cartes marines des preuves de la connaissance par les marins de certains tourbillons océaniques. On peut citer par exemple la *Carta Marina* de Olaus Magnus, prêtre suédois du XVe siècle (j'encourage d'ailleurs le lecteur à consulter l'interprétation de cette gravure par des océanographes contemporains, Rossby et Miller 2003). Sur celle-ci, les dessins de tourbillons coïncident avec une trop grande précision à des processus océaniques connus, comme le maelstrom des îles Lofoten, mais aussi la dynamique méso-échelle associée au front Islande-Féroé, pour n'être qu'une simple représentation artistique.. Cette carte constitue peut-être d'ailleurs la première tentative de cartographie synoptique de la variabilité méso-échelle établie à partir d'observations en mer. Aujourd'hui, nous disposons de techniques de mesures modernes et bien plus précises qui nous permettent d'observer les océans, que ce soit en mer ou encore depuis l'espace.

Différents types de mesures nous permettent d'avoir une connaissance très précise des différentes variables d'état de l'océan. Si les processus océaniques à grande échelle ont pu être observés relativement tôt à partir de mesures en mer (*in-situ*), du fait de leur

intensité et de leur cohérence spatiale, les premières tentatives pour développer des modèles de la circulation océanique se sont rapidement retrouvées confronté au problème de l'équilibre des forces en présence. Le problème des forces de frictions, non seulement liées aux limites et à la stratification de l'océan, mais aussi aux processus de mélange latéraux, comme l'avait justement fait remarquer Rossby à son époque (Rossby 1936), implique la considération des processus turbulents dans les équations du mouvement. Ceci est d'autant plus important si on considère le couplage entre la physique et la biologie ou la chimie marine, particulièrement dépendantes d'une bonne représentation des processus à fine échelle, comme la diffusion, les mélanges horizontaux et verticaux.

On a dû attendre le milieu du 20^{ème} siècle avant de pouvoir faire les premières observations de la dynamique océanique à méso-échelle, turbulente, alors que la turbulence dans les fluides géophysiques avait déjà fait l'objet de nombreuses études, avec par exemple les études de Reynolds (1883) en mécanique des fluides ou encore Richardson (1922) dans le domaine de la météorologie.

4.2 Observabilité et caractérisation de la méso-échelle

L'étude de la méso-échelle océanique prit un véritable tournant dans les années 1970, avec les premières campagnes d'observations synoptiques à partir de données *in-situ* : POLYGON (Brekhovskikh et al. 1971) et MODE (Gould, Schmitz Jr, et Wunsch 1974). L'intérêt du déploiement de satellites d'observation de la terre pour l'étude de la méso-échelle fut révélé par les premières photos satellites de structures atmosphériques (Fritz et Wexler 1960). Les premiers satellites océanographiques lancés en 1978, cad. AVHRR (température), CZCS (couleur de l'eau) et Seasat (altimétrie), révélèrent l'omniprésence de la méso-échelle dans les océans, ouvrant ainsi un vaste champ de perspectives pour l'océanographie moderne.

Combinée à des mesures hydrographiques de qualité, l'excellente résolution des images satellite fournit quantité d'informations sur la structure tridimensionnelle des processus océaniques dans le Golfe de Gascogne. La présence de plusieurs niveaux d'échelle de variabilité, de la fine échelle océanique à la circulation grande échelle ainsi pu être révélée. Cependant, la densité de ces observations est limitée du fait du coût (humain et matériel) (dans le cas de l'hydrographie) mais aussi des conditions météorologiques défavorables qui prévalent souvent dans le Golfe de Gascogne (hydrographie et imagerie satellitale), empêchant un suivi continu de ces structures.

Au contraire, l'altimétrie satellite, en dépit d'un manque de couverture spatiale (limitée à la seule trace des satellites), n'est pas (peu) affectée par les conditions météorologiques. Dans le Golfe de Gascogne, son utilisation a jusqu'à récemment été limitée à la zone hauturière du fait du manque d'observations dans la bande côtière (proximité de la côte et importance de l'aliasing des marées et atmosphérique). Cette situation est aujourd'hui améliorée avec le développement de nouveaux traitements, mieux adaptés aux régions côtières (projets PISTACH et Coastalt - Vignudelli et al., 2005; Birol et al. 2010; Roblou et al., 2011).

L'utilité de l'altimétrie pour étudier le Golfe de Gascogne a d'ailleurs récemment été démontrée par Caballero et al. (2008) qui se sont intéressés à la variabilité de l'énergie cinétique tourbillonnaire à partir de cartes régionales de niveau de la mer, ainsi que par Le Hénaff et al. (2010) et Herbert et al. (2011) dans le cadre d'études sur le courant de pente.

Ce travail de thèse se place ainsi dans la continuité des études sur la méso-échelle régionale en cherchant à optimiser l'exploitation des données d'altimétrie satellite sur le Golfe de Gascogne. Parce que la gamme des processus auxquels nous nous intéressons va de la mésoéchelle fine à la sub-mésoéchelle, parce que la dynamique haute fréquence est très importante dans cette zone, ou bien encore parce que une étude régionale complète ne peut faire l'impasse sur des observations à proximité de la côte, il faut garder en mémoire que nous nous positionnons aux limites de performances actuelles des systèmes altimétriques.

4.3 Questions

Si les études passées, à partir de mesures altimétriques ou de mesures in-situ, ont apporté un premier regard sur la dynamique méso-échelle du Golfe de Gascogne, beaucoup de questions subsistent :

- 1) Hormis un certain nombre d'observations in-situ et satellites, les échelles caractéristiques des structures méso-échelle de la zone d'étude sont relativement mal connues. Quelle est leur distribution géographique ? Une évolution de ces échelles de l'est vers l'ouest est-elle observée, comme l'avait suggéré Paillet (1999) dans l'Atlantique Nord-est à partir de données XBT ?
- 2) La circulation dans la partie profonde du Golfe de Gascogne est grandement affectée par la variabilité méso-échelle (Caballero et al. 2008; Charria et al. 2011). Est-ce qu'une meilleure représentation de ces processus, notamment aux échelles les plus fines, peut améliorer notre connaissance des courants moyens et de leurs variations?
- 3) Quels éléments l'altimétrie peut-elle nous apporter de plus que les autres mesures ou les modèles quant aux mécanismes de formation, de propagation et d'évolution de ces structures tourbillonnaires?
- 4) La dynamique du courant de pente, est très énergétique et instable. Les nouveaux retraitements des données altimétriques en région côtière sont très prometteurs pour l'analyse la variabilité associée (Le Hénaff et al. 2010; Herbert et al. 2011). Ainsi, est-il possible d'améliorer la représentation 2D des structures physiques associées au courant côtier?
- 5) Récemment, de nouvelles méthodes d'analyses lagrangienne appliquées aux champs de vitesses géostrophiques dérivés des données altimétriques (Lehahn et al. 2007; d' Ovidio et al. 2009) ont révélé la possibilité d'étudier la dynamique subméso-échelle avec ce type de données (cf. chapitre 3.2.2). Hernández-Carrasco et al. (2011) a révélé que si ces techniques n'étaient que relativement peu sensibles à un bruit aléatoire, une mauvaise représentation des échelles de variabilité dans le champ de vitesse initial pouvait affecter les résultats. Ainsi, y a-t-il un gain à mieux représenter le spectre régional de variabilité de la méso-échelle pour l'étude de la subméso-échelle? Ou au contraire, cette variabilité est-elle principalement forcée par la variabilité grande échelle?

- 6) Les fronts, filaments et courants à fine échelle sont observables sur différentes mesures satellites (SST, couleur de l'eau, altimétrie) et observations in-situ (flotteurs, courantomètres, hydrographie). Quels aspects de la dynamique sont observés par chacune de ces mesures et une comparaison entre ces données est-elle possible? De plus que peut alors nous apporter une approche multi-données?

4.4 Organisation du document

Ce manuscrit s'organise de la façon suivante : nous décrirons dans un premier temps les différentes données utilisées dans notre étude (chapitre 2). L'accent sera notamment mis sur les caractéristiques et limitations de chaque type de mesure. Ensuite seront décrites les principales méthodologies utilisées dans cette thèse (chapitre 3).

Le chapitre 4 porte sur l'observabilité de la méso-échelle du Golfe de Gascogne par l'altimétrie. Nous analyserons tout d'abord le cas d'un produit 2D standard distribué actuellement par le centre d'archivage AVISO/DUACS. Nous verrons comment les données le long de la trace nous permettent de dériver les caractéristiques principales de la méso-échelle dans la zone d'étude et d'adapter la cartographie du niveau de la mer aux échelles régionales de variabilité. Ce chapitre a notamment fait l'objet d'un article publié dans le journal *Marine Geodesy* (Dussurget et al. 2011).

Dans le chapitre 5, nous poursuivons l'analyse de la méthode de cartographie régionale proposée au chapitre 4 et nous nous pencherons notamment sur la validation des résultats avec des données indépendantes. Nous serons notamment confrontés à la problématique d'une comparaison multi-capteur. Une analyse du potentiel mais aussi des limitations de l'estimation du niveau de la mer aux fines échelles sera faite afin d'émettre des recommandations sur les efforts à fournir en terme de traitement des données ou de méthodologie d'analyse. Ce chapitre est principalement basé sur un article qui sera prochainement soumis à publication.

Enfin dans une dernière partie (chapitre 6), nous nous pencherons sur l'analyse de ce que les méthodes développées au cours de cette thèse nous apportent quant à la connaissance de la variabilité méso-échelle régionale. Nous décrirons notamment la genèse et l'évolution d'un tourbillon très fine échelle se détachant du courant de pente, à partir de l'analyse combinée de plusieurs jeux de données.

CHAPITRE 2.

DOMAINES D'OBSERVABILITE DES OBSERVATIONS SPATIALES ET IN-SITU

Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, la variabilité méso-échelle du Golfe de Gascogne a été étudiée par le passé au moyen d'un certain nombre de données. Des tourbillons ont par exemple été observés à partir de l'imagerie satellite (Pingree et Le Cann 1992a; Pingree et Le Cann 1992b; Bardey et al. 1999; Garcia-Soto et al. 2002; Sánchez et Gil 2004) ou encore à partir de l'analyse des trajectoires de flotteurs lagrangiens (Pingree 1993; Van Aken 2002; Colas 2003; Serpette et al. 2006; Charria et al. 2011).

A notre connaissance, pour des objectifs d'étude régionale des processus à méso-échelle dans le Golfe de Gascogne, les données altimétriques n'ont été utilisées que par Garcia-Soto et al. (2002) et Sánchez et Gil (2004). Les données altimétriques côtières à pleine résolution ont été récemment utilisées pour l'étude du courant de pente (Le Hénaff et al. 2010; Herbert et al. 2011), en complément d'observations à des bouées le long du talus Cantabrique.

Afin de maximiser la quantité d'informations sur les processus à méso et subméso-échelles, nous aurons donc recourt à plusieurs types d'observations. Le rôle de ce chapitre est donc de présenter ces différents jeux de données, leurs caractéristiques spécifiques et les traitements mis en œuvre.

1 ALTIMETRIE SATELLITE

L'altimétrie satellite existe depuis le lancement de la station orbitale Skylab, en 1973. Cependant, Les premières mesures ayant une précision acceptable pour l'océanographie furent faites par Seasat (1978). Le lancement de la mission TOPEX/Poseidon (T/P) en

1992 constitue le point de départ de l'altimétrie moderne, notamment du fait des excellentes performances de son système d'orbitographie (erreurs < 10 cm).

Aujourd'hui, nous disposons de presque 20 ans de mesures altimétriques servant à un grand nombre d'applications scientifiques ou opérationnelles (eg. océanographie, météorologie, climat, topographie, biologie, navigation et activités offshore).

Dans cette section nous reviendrons principalement sur les différents types de données existantes issues de l'altimétrie, et sur les méthodes de traitement associées. Nous analyserons leurs limitations dans le cadre de notre étude.

1.1 Principe de la mesure altimétrique

L'altimètre est un instrument de télédétection dit actif, émettant une onde radar puis enregistrant l'écho issu de la réflexion de cette onde sur la surface visée, dans notre cas, la surface de l'océan. L'écho de retour peut-être représenté par un modèle Brownien, nous permettant de dater la réception de l'onde réfléchi, mais aussi de dériver l'état de mer et le vent dans la zone échantillonnée.

La distance mesurée \widehat{R} (*range*) entre l'instrument et la surface de l'océan est calculée à partir de la relation $\widehat{R} = ct/2$, avec t le temps d'aller-retour de l'onde et C la vitesse de propagation de la lumière. La vitesse de propagation réelle est néanmoins inférieure à C, affectée par plusieurs facteurs perturbateurs, nécessitant d'introduire une correction à la mesure (figure 1).

Nous distinguons : 1) les corrections environnementales qui concernent les effets liés à la propagation de l'onde radar dans différentes couches de l'atmosphère, 2) les corrections de biais d'état de mer, liées à la réfraction de l'écho radar par la surface océanique, 3) les corrections instrumentales et 4) les corrections géophysiques (marée, vent et pression atmosphérique, géoïde) dont les effets signent sur le niveau de la mer et doivent être modélisés. Nous obtenons ainsi une distance corrigée de la somme de ces effets:

$$R = \widehat{R} - \sum_j \Delta R_j . \quad (1)$$

La connaissance de cette distance (le *range*) corrigée et de l'altitude précise du satellite H en référence à une ellipsoïde permet alors de dériver la hauteur de la mer corrigée h (en référence à l'ellipsoïde choisie):

$$h = H - \widehat{R} + \sum_j \Delta R_j . \quad (2)$$

La hauteur dynamique h_d est la différence de hauteur entre le niveau de la mer h et le géoïde (h_g) et correspond à la déformation de la surface océanique par l'ensemble des processus de la dynamique océanique :

$$h_d = H - \widehat{R} + \sum_j \Delta R_j - h_g . \quad (3)$$

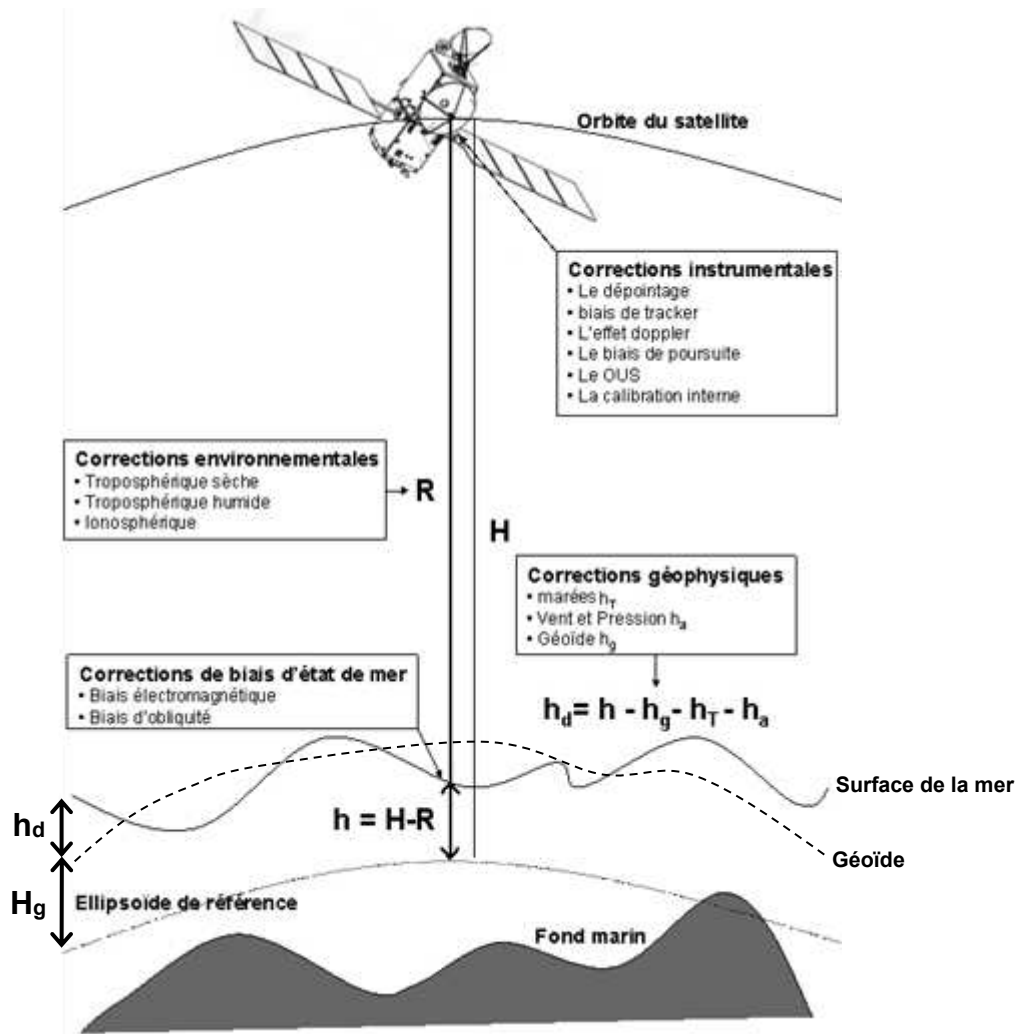


Figure 1. Schéma synthétique du principe de la mesure altimétrique (Chelton et al. 2001)

Si l'estimation du géoïde est maintenant assez précise à grande échelle ($> \sim 100$ km), il reste des incertitudes importantes aux fines échelles spatiales. Or le Golfe de Gascogne est marqué par de forts gradients de géoïde au niveau du talus continental. Ceci concerne donc les échelles de variabilité dynamique qui nous intéressent dans le cadre de cette thèse. Comme le géoïde est quasi invariant au court du temps, on remplace h_g , par

un niveau de la mer moyen \bar{h} (MSS pour « Mean sea Surface ») dans l'équation (3), calculé à partir des >20 ans de mesures altimétriques issues des missions géodétiques ou répétées (eg. Andersen et Knudsen 2009; Schaeffer et al. 2010; Knudsen et al. 2011). Cette solution élimine aussi la signature de la dynamique stationnaire de l'océan. Nous n'aurons ainsi accès qu'aux anomalies de hauteur de mer par rapport à une moyenne de référence (h' ou SLA pour « Sea Level Anomalies »), ce qui en terme de circulation correspondra à des anomalies (accélération/ralentissement) des courants géostrophiques de surface. Si on veut passer de cette valeur relative à une valeur absolue de la hauteur dynamique, il est nécessaire d'ajouter une topographie dynamique moyenne (\bar{h}_d ou MADT). Ce type de surface est modélisée à partir des observations altimétriques, et d'une estimation récente du géoïde (issue de mesures gravimétriques in-situ et des satellites GRACE et GOCE); les plus petites échelles y sont estimées à partir d'observations in-situ (Rio et al. 2009; Rio 2010; Smith 2010; Knudsen et al. 2011). Les erreurs associées aux MADT existantes sont un ordre de grandeur plus faible que celles associées au géoïde aux courtes échelles spatiales.

Dans notre cas, nous cherchons à étudier avec précision des processus océaniques d'une amplitude d'un ordre $\mathcal{O}(10 \text{ cm})$ alors que le *range* est de l'ordre de $\mathcal{O}(1000 \text{ km})$. La barre d'erreur acceptable sur la mesure initiale est donc équivalente à $10^{-7} \%$. Pour atteindre une telle précision, tous les éléments perturbateurs doivent être connus et minimisés.

La chaîne de traitement AVISO/DUACS¹ fournit les niveaux de la mer corrigés provenant de l'ensemble des missions altimétriques. Les corrections altimétriques utilisées sont des corrections globales (pour rester homogène sur l'ensemble du globe), remises à jour régulièrement en fonction des dernières versions des algorithmes de traitements des données altimétriques (Dibarboure et al. 2011). A la fin du processus de traitement, les mesures corrigés sont « édités » (recommandations des agences spatiales et des équipes scientifiques), c.à.d. que les mesures sont éliminées si certains paramètres annexes ou une ou plusieurs correction(s) n'ont pas une valeur considérée comme valide. Enfin, les erreurs d'orbite sont réduites par minimisation aux points de croisement (Le Traon et Ogor 1998) et un contrôle continu de ces données pour chacune des missions (sites in-situ de calibration entre autres) assure leur qualité. Ces données sont ensuite utilisées de diverses manières. Elles interviennent dans le calcul d'une surface moyenne globale de hauteur de mer (Schaeffer et al. 2010). Elles sont distribuées le long des traces

¹ AVISO data assembly center : <http://www.aviso.oceanobs.com/>

de référence à une résolution de 1Hz (points fixes espacés de ~6-7 km le long des traces), ou sous forme de cartes 2D de niveau de la mer, calculées par Interpolation Optimale (cf. chapitre 3 - Ducet et al. 2002).

	Hauturier	Côtier
Bruit instrumental		1.7 ^{1,2}
Ionosphère		0.5
Biais d'Etat de Mer	1.1	>1.1 ³
Troposphère sèche	0.7	1-2 ⁴
Troposphère humide	1.2	2-4
Marées	1.4	15 ⁴
Dynamique Atmosphérique	1	5-10 ⁵
Orbite		2.5 ^{4,6}
Modèles de Géoïde et Surface		5-20
Moyenne		
Niveau de la mer	3.2 ⁷	~4 ⁸

Tableau 1. Synthèse du bilan d'erreur (en cm) d'un système altimétrique moderne, dans l'océan ouvert et en zone côtière, au niveau des GDRs. Adapté de Lambin et al. (2010).

¹ Performances de la mission de référence - J2 (Lambin et al. 2010)

² Le bruit peut être plus grand sur d'autres missions (Ducet et al. 2002)

³ Valable jusqu'à 10-15 km de la côte (Andersen et Scharroo 2010) – 3% de la houle significative (Smith 2008)

⁴ Strub et al., Coastal altimetry workshop 2011

⁵ Sur le Golfe de Gascogne et Mer Celtique (Lamouroux, 2004 ; Woodworth, 2010)

⁶ Les autres missions (e.g. GFO, Envisat) ont de moins bonnes performances. Celles-ci peuvent néanmoins être améliorées par comparaison avec l'orbite de référence (Le Traon et Ogor 1998)

⁷ S.Desai, communication personnelle

⁸ Estimation sur la Méditerranée (Vignudelli et al. 2005)

1.2 Sources d'erreurs critiques sur la mesure altimétrique pour notre étude dans le Golfe de Gascogne

Le tableau 1 montre un rapide aperçu des principales sources d'erreurs de la mesure altimétrique et des amplitudes associées. Toutes ces erreurs n'ont pas le même effet dans notre zone d'étude. Nous nous contenterons de discuter dans les paragraphes suivants celles qui sont critiques pour les objectifs de cette thèse (erreurs géophysiques, état de mer, corrections environnementales).

1.2.1 Troposphère

L'atmosphère n'est pas uniforme et le signal subit donc de la réfraction au passage de certaines couches (troposphère et ionosphère notamment). L'amplitude du ralentissement de l'onde entraîne alors des biais de l'ordre de quelques mètres, bien au-delà des exigences de performance de la mesure. Dans la troposphère, nous faisons la distinction entre 1) la partie sèche, dépendante de l'épaisseur de la masse d'air et calculée à partir d'un champ de pression atmosphérique au niveau de la mer, et 2) la partie humide, liée à la présence de vapeur d'eau. Le retard imputé à cette dernière peut être estimé en comparant des mesures radiométriques faites à plusieurs fréquences dans le domaine du microonde. Toutefois, dans la bande côtière (< 50 km de toute terre), les données du radiomètre sont biaisées et ne peuvent être utilisées, rendant cette correction critique pour notre étude. Il est alors possible de recourir à un modèle atmosphérique, mais leur trop faible résolution ne leur permet généralement pas de reproduire correctement les conditions côtières. Des études récentes ont été faites pour déterminer le taux de contamination des mesures radiométriques par des pixels terrestres afin de n'en extraire que l'information essentielle (Desportes et al. 2007; Brown 2010). Desportes et al. (2007) a notamment montré que cette approche permettait une réduction considérable de l'erreur sur le délai troposphérique humide en zone côtière, la ramenant de 12 cm à seulement 2 cm. Dans cette thèse, nous n'avons pas appliqué ces corrections car elles ne sont pas encore disponibles sur toutes les missions altimétriques. Nous avons opté pour une extrapolation des corrections valides faites au large vers la région côtière (Roblou et al. 2010), décrite en section 1.3.

1.2.2 Etat de mer

L'état de mer affecte la forme de l'onde enregistrée par l'altimètre. En présence de vagues, l'onde est d'abord renvoyée par les crêtes des vagues, puis par les creux. De plus la réflexion est différente entre les creux et les crêtes des vagues : la dispersion causée par ces dernières est plus forte. L'intensité de l'écho retour est donc plus forte pour les creux, ce qui biaise le niveau de la mer en dessous du niveau moyen, Cet effet nécessite d'appliquer une correction appelée correction de biais d'état de mer. La houle étant irrégulière (plus de creux que de crêtes), un effet similaire sur la mesure peut aussi être observé. Comme nous l'avons vu au chapitre 1, le Golfe de Gascogne est sujet à de très fortes houles. Cependant, si la houle est principalement générée dans des zones distantes de l'Atlantique Nord et donc assez homogène, les tempêtes frappant le Golfe de Gascogne génèrent un fetch très important, plus complexe à prendre en compte. De plus, des effets non-linéaires apparaissent en zone côtière. Pour notre étude, de fortes incertitudes persistent sur cette correction, sources d'erreurs sur les données altimétriques en région côtière.

1.2.3 Haute fréquence

Avec des périodes de répétitivité comprises entre 10 et 35 jours, les signaux à haute-fréquence temporelle comme la marée et la réponse barotrope de l'océan au forçage atmosphérique ne peuvent pas être correctement résolus par l'altimétrie. Il en résulte un repliement spectral des haute-fréquences sur les plus grandes longueurs d'onde (phénomène d'aliasing). Par exemple, la marée semi-diurne lunaire est aliasée à une période de 62.1 jours sur l'orbite de T/P, et 94.5 jours sur l'orbite Envisat (Le Provost 2001; Letellier 2004; Volkov et Dorandeu 2007). L'orbite de T/P a d'ailleurs été conçue pour limiter la période d'alias à moins de 6 mois.

Enlever cet alias résiduel nécessite d'être capable de modéliser la marée et la réponse barotrope de l'océan au forçage atmosphérique avec précision, afin d'en soustraire la signature sur les données altimétriques. Comme nous l'avons vu au chapitre 1, le Golfe de Gascogne est sujet à de très grandes marées et est très exposé aux passages de dépressions atmosphériques. Dès lors, corriger les mesures altimétriques de ces processus devient un point critique pour l'utilisation de ces données sur notre zone étude.

1.2.3.1 Correction de marée barotrope

Les 2 principaux modèles utilisés pour le *déaliasing* de la marée dans les données altimétriques sont les modèles FES (Lyard et al. 2006) et GOT (Ray 1999). Les prévisions de marée par ces modèles globaux sont excellentes aujourd'hui au large (1 à 2 cm d'erreur). Cependant, dans les zones côtières, ces modèles sont inadaptés du fait de l'importance des ondes non-linéaires (cf. chapitre 1), nécessitant la mise en place de modèles régionaux à plus haute résolution (Marcos et al. 2007). Notons l'existence de modèles régionaux dans certaines zones, dont T-UGOm (anciennement MOG2D ; Carrere et Lyard 2003) permettant d'améliorer les performances de l'altimétrie dans les régions côtières correspondantes.

Une configuration de ce modèle existe sur la zone Nord-Est Atlantique. Ses performances ont été évaluées onde par onde, par comparaison à des données de marégraphes côtiers et hauturiers, aux points de croisements altimétriques, et par rapport aux solutions globale (FES et GOT) (Pairaud et al. 2008; Bouffard, Roblou, et al. 2008). Les principales caractéristiques de ces différents modèles sont rappelées dans le tableau 2.

	FES	GOT	T-UGOm
Version	FES2004	GOT4.7	
Emprise	global	global	Régional (NEA)
Méthode	spectral	spectral	hydrodynamique
Maillage	Elément finis	Grille régulière	Éléments finis
Résolution	15-150 km (distribué à 1/8°)	1/2°	1-30 km
Assimilation	oui	oui	non ¹

Tableau 2. Caractéristiques des principaux modèles de marées utilisés dans une étude comparative sur le Golfe de Gascogne.

¹ Des simulations avec assimilation de données existent (Bouffard, Roblou, et al. 2008), et sont en phase de validation.

Les principaux points qui ressortent de ces études comparatives sont :

- A l'échelle du Golfe de Gascogne, toutes les solutions sont globalement proches (~10cm), mais avec des différences significatives pour les ondes semi-diurnes ainsi que pour les zones côtières de faibles profondeurs (au nord de 45°N).
- **GOT4.7** possède les meilleures performances au large et en côtier, sur les **ondes principales**
- Les **ondes secondaires** sont non-négligeables dans le Golfe de Gascogne, et représentent une grande source d'erreur (9 cm RMS d'erreur en côtier). Pour ces ondes, le **modèle régional fonctionne le mieux**.
- Le modèle régional possède de meilleures performances sur les ondes secondaires que sur les ondes principales.
- L'**assimilation de données** (marégraphes + altimétrie) dans les modèles de marée permet d'améliorer les solutions. Néanmoins, les problèmes de **couverture spatiale** de l'altimétrie en côtier (cf. section suivante), peuvent ponctuellement dégrader les solutions (principalement le long de la **côte française**).

Pour notre étude, nous avons testé l'utilisation du modèle de marée régional, par rapport au modèle global. Pour la production des cartes sur une grille régulière, nous avons fait le choix de traiter les données de façon consistante avec les données distribuée par AVISO/DUACS (Dibarboure et al. 2011) afin de nous concentrer principalement sur le gain apporté par le développement d'une méthode d'analyse et de cartographie adaptées à la zone. Notons que la version régionale de T-UGOm a déjà été utilisée pour la correction des données altimétriques (données le long de la trace) dans le Golfe de Gascogne, pour l'étude de la variabilité du courant de pente (Le Hénaff et al. 2010), avec des performances très satisfaisantes .

1.2.4 Correction atmosphérique dynamique (DAC)

En règle générale on n'utilise la réponse océanique au vent et à la pression issue d'un modèle barotrope (eg. T-UGOm) que pour enlever la haute fréquence temporelle non résolue par l'altimétrie (en dessous de la fréquence de Nyquist de la mission). Ainsi, la correction que nous avons appliquée (que l'on nommera DAC pour Dynamical Atmospheric Correction) sur nos données comprend une composante issue du baromètre inverse (IB) au-dessus de 20 jours, et la réponse barotrope modélisée par la version

globale de T-UGOm puis filtrée, pour la composante haute-fréquence (cf. CTOH¹). Cette solution donne les meilleurs résultats, notamment aux moyennes et aux hautes latitudes où le baromètre inverse fonctionne mieux que le modèle à basse fréquence en zone hauturière (recommandation OSTST 2006).

Nous avons estimé les différences de hauteur de mer altimétriques, résultant de l'utilisation des corrections IB et DAC, en comparaison aux mesures du marégraphe de Gijón, sur la côte espagnole. Cette estimation est faite pour les fréquences en dessous de 20 jours. L'erreur résiduelle est de 3.4 cm en utilisant une DAC, au lieu de 4.2 cm en utilisant la correction IB seule. Notons que ces erreurs ne sont peut-être pas homogènes sur l'ensemble du Golfe de Gascogne. Néanmoins, au large, elles sont certainement moins grandes qu'à la côte.

1.3 Altimétrie côtière

Les applications côtières sont relativement récentes dans le domaine de l'altimétrie, du fait de ses nombreux problèmes en zone côtière (cf. tableau 1), nécessitant des traitements spécifiques. Cela a fait l'objet de nombreuses études, présentées notamment durant les différents « *Coastal Altimetry Workshops* »², et les progrès significatifs réalisés ces dernières années permettent aujourd'hui l'accès à des outils de traitement pour la bande côtière.

Actuellement, différents jeux de données spécifiques d'altimétrie côtière sont disponibles : X-TRACK (CTOH)³, PISTACH (AVISO)⁴ ou encore COASTALT (ESA)⁵.

Parmi toutes ces données, nous avons principalement exploité celles issues de la chaîne de traitement d'altimétrie côtière X-TRACK (Roblou et al. 2011), du fait de sa capacité à traiter les mesures des différentes missions altimétriques de façon homogène. Cette chaîne de traitement a déjà été utilisée à maintes reprises pour des études scientifiques⁶. Elle est aujourd'hui exploitée sur une base de retraitement régional par le Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH), au LEGOS. Dans le Golfe de

¹ CTOH Along-track data products : <http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products/alongtrack-data/ctoh-up-to-date-corrections>

² Coastal Altimetry Workshops : <http://www.coastalaltimetry.org/>

³ CTOH coastal products : <http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products/coastal-products>

⁴ AVISO experimental coastal and hydrology products : <http://www.aviso.oceanobs.com/index.php?id=1527>

⁵ COASTALT project : <http://www.coastalt.eu/>

⁶ CTOH coastal products references : <http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products/coastal-products/references>

Gascogne, Le Hénaff et al. (2010) et Herbert et al. (2011) ont utilisé les données issues d'X-TRACK pour l'étude de la variabilité du courant de la Navidad. La première étude aborde l'apport de l'utilisation de données à haute-fréquence (à 20 Hz) par rapport aux données classiques à 1 Hz. Au moyen d'un traitement adapté, quelques kilomètres de mesures peuvent ainsi être gagnés vers la côte, permettant une meilleure résolution de ce courant large d'une vingtaine de kilomètre seulement (soit 3 points de mesure à 1 Hz). Cependant, Herbert et al. (2011) ont démontré que l'utilisation des données X-TRACK à 1Hz apportait déjà un gain significatif pour l'observation de la Navidad, par rapport à l'utilisation de jeux de données altimétriques conventionnels.

Le traitement de la donnée altimétrique en zone côtière est très complexe et une revue très complète de toutes les méthodologies développées est publiée dans un livre de référence (Vignudelli et al. 2011). Dans cet ouvrage, une description complète du traitement des données par la chaîne X-TRACK est faite par Roblou et al. (2011), et leur validation et des exemples d'applications est faite par Bouffard et al. (2011).

Pour résumer, la chaîne X-TRACK permet le calcul des anomalies de niveau de la mer (SLA) le long de traces de référence, à partir des ranges altimétriques et corrections géophysiques fournis par les centres opérationnels. Une des principales différences avec un traitement classique est liée à l'édition des données, faite à posteriori et adaptée dans chaque cas aux conditions régionales, ce qui permet de pouvoir exploiter des mesures considérées comme aberrantes par un traitement standard. De plus les corrections environnementales manquantes ou suspectes (troposphère et ionosphère) sont reconstruites à partir des corrections valides, depuis le large vers la côte, au moyen de polynômes de Béziérs. Un autre point essentiel de la chaîne X-TRACK concerne la possibilité d'utiliser des corrections spécifiques de marée et de DAC, qu'elles soient globales ou régionales. Enfin, une surface moyenne (MSS) haute résolution est calculée le long de la trace à partir de l'ensemble des mesures disponibles (cf. chapitre 3.2) sur une longue période, tirant bénéfice de la meilleure couverture des observations en zone côtière.

Pour notre étude, nous avons utilisé dans la chaîne X-TRACK les corrections altimétriques détaillées plus haut.

1.4 Echantillonnage spatial & temporel

De façon générale, les satellites d'observation de la terre permettent d'obtenir une couverture globale et homogène spatialement et offrent une répétitivité temporelle relativement élevée pouvant être maintenue sur le long terme. Même si ces mesures ne décrivent que l'état physique de surface de la mer, elles sont de moindre coût par rapport au déploiement de mesures hydrographiques et de missions océanographiques. Le choix de l'orbite du satellite est un critère primordial, car il conditionne la couverture spatiale, la distance inter-trace à l'équateur ainsi que la répétitivité temporelle.

Pendant cette thèse, nous allons utiliser les données issues de plusieurs missions altimétriques : TOPEX/Poseidon (T/P), Jason-1 (J1), T/P sur son-inter-trace (TP2), Envisat (ENV) et Geosat-Follow On (GFO). Pour les missions T/P, J1 (et Jason-2 actuellement), une orbite spécifique a été choisie et maintenue sur le long terme. Celle-ci a une répétitivité temporelle d'environ 10 jours, permettant un relativement bon échantillonnage de la dynamique océanique. En contrepartie, la distance inter-trace à l'équateur est très large (315km, soit $\sim 3^\circ$), réduisant considérablement l'échantillonnage spatial. Sur Envisat, l'échantillonnage spatial est accru (90km à l'équateur et couverture des hautes latitudes) mais avec une cadence temporelle de seulement 35 jours. L'orbite héliosynchrone de ce satellite pose d'ailleurs des problèmes pour l'étude de la marée. GFO possède une orbite intermédiaire avec une répétitivité de 17 jours.

Les altimètres conventionnels restituent en moyenne 10 à 20 formes d'onde par seconde ; les valeurs de range déduites sont moyennées toutes les secondes dans le but de diminuer le bruit instrumental. La distance entre chaque point de donnée le long de la trace est de ~ 7 km en moyenne. Cependant si l'on considère les mesures initiales (20 Hz), la résolution spatiale est en fait située autour de 350m pour les missions récentes. Du fait de la taille de l'empreinte au sol de l'écho radar (~ 5 km), cette résolution spatiale est à relativiser car la mesure effectuée est déjà le résultat de l'intégration de la réflexion de l'onde radar sur l'aire de la surface '*illuminée*'. Plusieurs études ont révélé l'intérêt océanographique d'exploiter ces données haute-fréquence à 20Hz (Bouffard et al. 2008; Bouffard et al. 2010; Le Hénaff et al. 2010). Néanmoins leur traitement est beaucoup plus lourd et leur utilisation plus complexe du fait de l'important bruit résiduel. Dans cette thèse, nous utilisons les données le long de la trace (*along-track*) moyennées à 1 Hz, avec donc une résolution spatiale de 7 km, et un traitement spécifique pour le côtier (voir section 1.3).

Ainsi, les données sont disponibles le long des traces du(des) satellite(s), avec une relativement haute résolution. Nous verrons cependant dans la section 1.5 que le bruit résiduel encore présent sur les données 1 Hz nécessite un filtrage spatial (et/ou temporel) des données afin de ne conserver que le signal océanique. De plus si on considère l'aspect circulation de l'océan, les données le long de la trace ne permettent d'estimer que la composante de courant géostrophique perpendiculaire à la trace.

Afin d'estimer les composantes zonales et méridionales du courant, il est nécessaire de cartographier les anomalies de hauteur de mer en 2D sur une grille régulière. Néanmoins, au vu de l'espacement inter-trace des missions altimétriques, ces cartes ne pourront résoudre que les signaux dont l'échelle est supérieure à celle de la distance inter-trace, cette dernière variant avec la latitude.

L'approche multi-missions prend alors toute son importance afin d'obtenir la meilleure résolution spatiale possible, c.à.d. ~150-200 km sur les cartes conventionnelles (Ducet et al. 2002). La mésoéchelle régit en grande partie la dynamique océanique au large, sur des échelles de 100 à 400 km en moyenne. Elle peut donc en théorie être correctement représentée sur les cartes altimétriques. Il a été démontré que plus le nombre de satellites utilisé est grand, meilleure est la résolution des structures à méso-échelle dans ces analyses (Pascual et al. 2006; Pascual et al. 2007), car même si ces structures sont lissées par l'interpolation optimale, il y a plus de données disponibles à l'origine.

1.5 Post-traitement (filtre spatial notamment) : présentation et tests réalisés

Une étape nécessaire à la bonne utilisation des données altimétriques concerne l'étape de post-traitement, une fois les séries temporelles d'anomalies de hauteur de mer calculées. Elle est nécessaire pour réduire l'influence du bruit résiduel sur les hauteurs de mer ainsi que sur le calcul des pentes associées, nécessaires à l'estimation des vitesses géostrophiques.

1.5.1 Echelles de variabilités et filtrage

1.5.1.1 Description des erreurs résiduelles

Les données altimétriques sont affectées par de nombreuses sources d'erreurs d'origine instrumentale ou résultante de certaines corrections imparfaites. Le bruit correspondant a une signature sur plusieurs échelles de fréquence (spatiales et temporelles). Ceci est

illustré sur la figure 2. Trois types d'erreurs peuvent être discernés sur ces spectres (dans les domaines spatial et temporel) : les erreurs grande longueur d'onde et erreurs d'observation (bruit de mesure) sur le spectre spatial, et les alias des signaux à haute-fréquence temporelle (marée, réponse au vent et à la pression) sur le spectre temporel.

Les erreurs d'observation se manifestent à différentes fréquences en dessous de 100 km. Bouffard et al. (2010) ont estimé pour une trace en Méditerranée que le bruit instrumental domine la mesure en moyenne au-dessous de 3 km. Cependant, le bruit reste probablement très élevé jusqu'à quelques dizaines de kilomètres et est certainement différent sur une zone comme le Golfe de Gascogne. A des échelles intermédiaires (entre 30- 100 km), le bruit devient suffisamment bas pour permettre d'observer des signaux physiques cohérents.

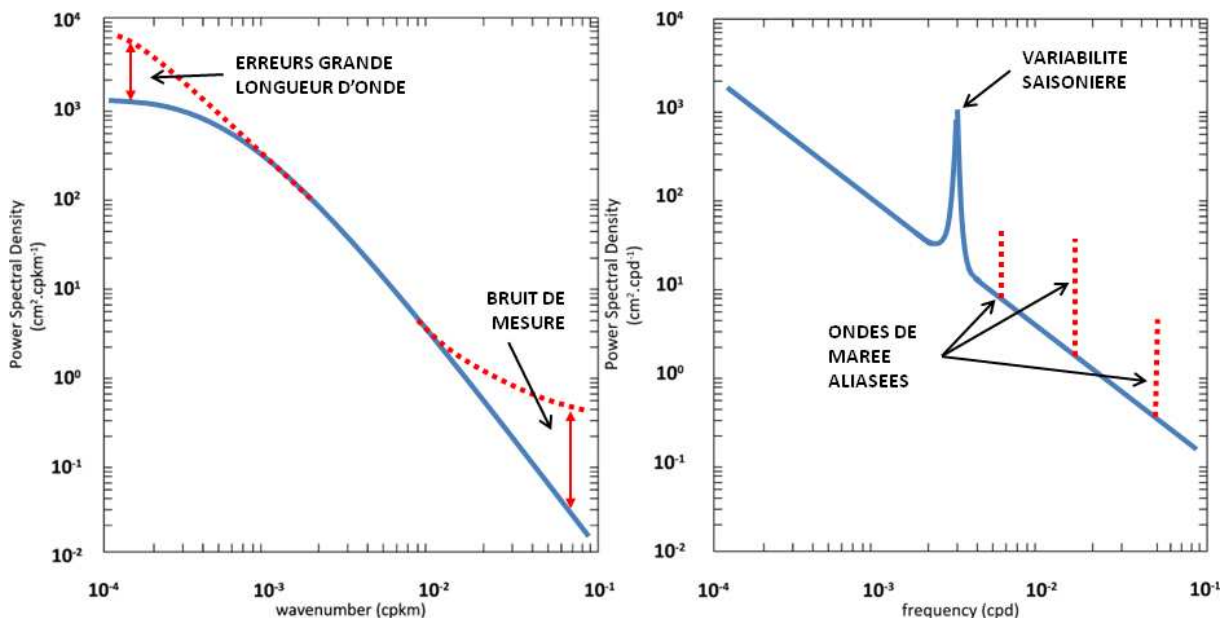


Figure 2. Formes typiques de spectres spatial (gauche) et temporel (droite) des mesures altimétriques (SLA) dans le Golfe de Gascogne. Les lignes pointillées représentent la signature spectrale des différentes sources d'erreur sur les données altimétriques.

Aux grandes échelles spatiales, les incertitudes sont principalement causées par des erreurs dites grande longueur d'onde ; elles sont le fait d'erreurs d'orbite, ou de biais dans les différentes corrections géophysiques utilisées (biais de modèle par exemple). Leur signature temporelle est à haute fréquence (d'un cycle à l'autre) et peut être corrigée par des ajustements aux points de croisement. Ceci nécessite un traitement

complexe, à l'échelle globale, ce qui explique que ces biais ne soient pas corrigés sur les données régionales distribuées par le CTOH (les longueurs de traces sont généralement trop courtes pour calculer cette forme d'ajustement).

Dans le domaine temporel (fig. 2 - droite), le bruit apparaît à différentes échelles. Les alias d'ondes de marées se distinguent par des pics à haute fréquence. Le bruit lié aux erreurs de mesure, lui, est un bruit quasi-blanc, se répartissant sur différentes bandes de fréquence.

Notons que les bruits à fine échelle spatiale et les alias de marée affectent le plus le calcul des pentes du niveau de la mer, et donc de la vitesse géostrophique (Powell et Leben 2004)

1.5.1.2 Méthodes de correction des erreurs résiduelles : filtrage spatial

Afin d'exploiter au mieux les données altimétriques et limiter l'influence du bruit, il est donc nécessaire de filtrer les mesures. Pour cela, il faut tenir compte de la présence de données manquantes dans les séries, ou de longueurs de traces réduites.

Nous avons comparé les propriétés de deux filtres sur des profils altimétriques, en utilisant la même fréquence de coupure (Figure 3). Le filtre de Lanczos, fréquemment utilisé en altimétrie, possède la fréquence de coupure la plus marquée (cf. figure 3 – ligne bleue), alors qu'un filtre de Loess possède une signature moins nette et des oscillations apparaissent en dessous de la fréquence de coupure (visibles sur la figure 3 – courbe rouge), d'une amplitude non négligeable. Notons que la fréquence de coupure du filtre de Loess peut être améliorée en augmentant l'ordre du filtre (filtre polynômial).

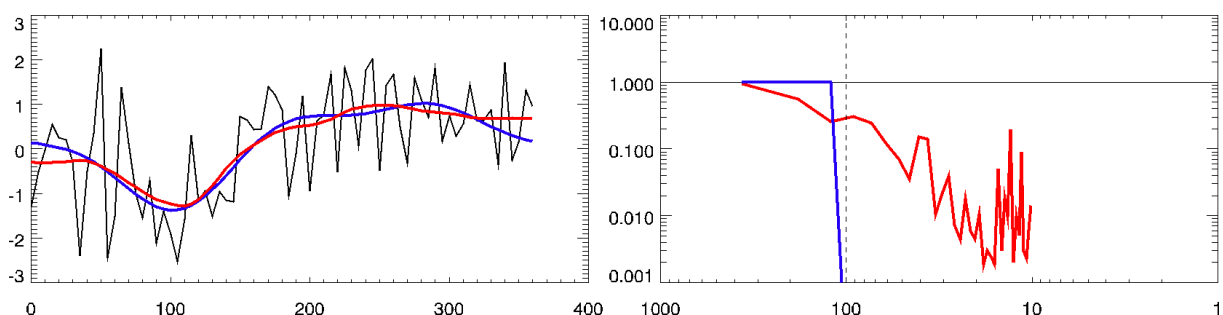


Figure 3. Gauche) filtrage passe-bas à 100 jours d'un signal synthétique (noir : signal à 365 jours d'amplitude ~5cm + bruit blanc de 3 cm) par un filtre de Lanczos (bleu) et de Loess (rouge) sur une même fenêtre de filtrage. Droite) réponse spectrale des filtres (même couleurs) et fréquence de coupure (pointillés).

Le filtre de Lanczos entraîne cependant un effet de bord visible en chaque bout de la série filtrée. Cet effet est bien entendu fortement dommageable dans la bande côtière. Il peut être corrigé par l'utilisation d'un effet « miroir » du signal en bout de trace, mais relativement complexe à mettre en oeuvre. De plus, le filtre de Loess peut être appliqué à des séries irrégulières, très fréquentes en altimétrie. Du fait de sa stabilité en zone côtière et de sa meilleure gestion des grilles irrégulières, nous avons principalement utilisé le filtre de Loess avec nos données altimétriques.

1.5.1.3 Ajustements grande longueur d'onde

Si les biais à grande longueur d'onde n'ont qu'un impact limité sur le calcul des pentes le long des traces altimétriques (les séries temporelles de courant ne sont que peu affectées), leur impact sur le niveau de la mer est très grand. Il est ainsi nécessaire de les corriger, notamment à cause de la forte signature qu'ils ont sur les cartes de niveau de la mer issues de l'altimétrie.

Il existe différentes solutions pour ajuster les données sur ces grandes longueurs d'onde. En premier lieu, nous avons testé la méthode régionale décrite par Bouffard et al. (2008). Cette méthode consiste à détecter les sauts haute-fréquence dans les séries temporelles de la moyenne des mesures faites le long de la trace, et en déduire une correction d'erreur d'orbite (méthode colinéaire – figure 4). Cette méthode est très rapide à mettre en oeuvre, mais elle ne permet pas un gain significatif sur tous les satellites et/ou toutes les traces. En effet, elle est très sensible aux erreurs résiduelles de marée ou de DAC sur le plateau, mais encore à la dynamique océanique transitoire si les traces considérées ne sont pas très longues (par exemple des tourbillons en transit peuvent influencer sur le calcul du niveau moyen par rapport aux traces environnantes).

La figure 5 montre la moyenne des anomalies de hauteur de la mer le long de traces Jason-1 passant au-dessus du Golfe de Gascogne pour un cycle donné, avant et après ajustement de ces biais par la méthode de Bouffard et al. (2008). Nous voyons que certaines traces sont corrigées, mais que d'autres présentent toujours des écarts assez grand (>5 cm) par rapport aux traces environnantes. Si cette technique a une certaine efficacité dans la Méditerranée, où les effets de la marée et le DAC sont moins forts, elle ne marche pas bien dans le Golfe de Gascogne.

Ainsi, une méthodologie plus globale prenant en compte toutes les traces est nécessaire pour parvenir à minimiser correctement les erreurs à grande longueur d'onde. Cela peut être fait par minimisation aux points de croisement entre les satellites (Le Traon et Ogor 1998). Cette méthodologie permet d'obtenir les meilleures performances et est notamment utilisée dans la chaîne SSALTO/DUACS. Cependant, elle est trop complexe pour une mise en œuvre dans le cadre de cette thèse et est impossible à l'échelle régionale (traces courtes).

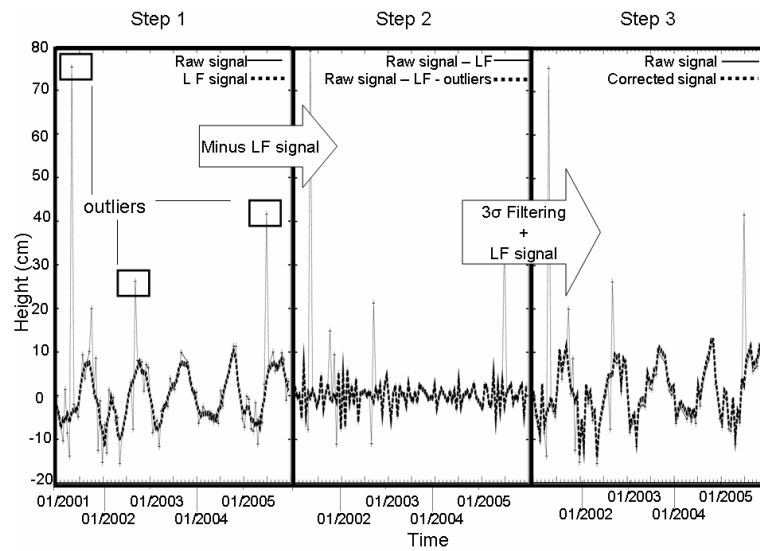


Figure 4. Exemple de réduction d'erreur d'orbite pour GFO. Le panneau de droite compare le signal corrigé (trait pointillé épais) au signal original (trait fin). (Bouffard et al. 2008)

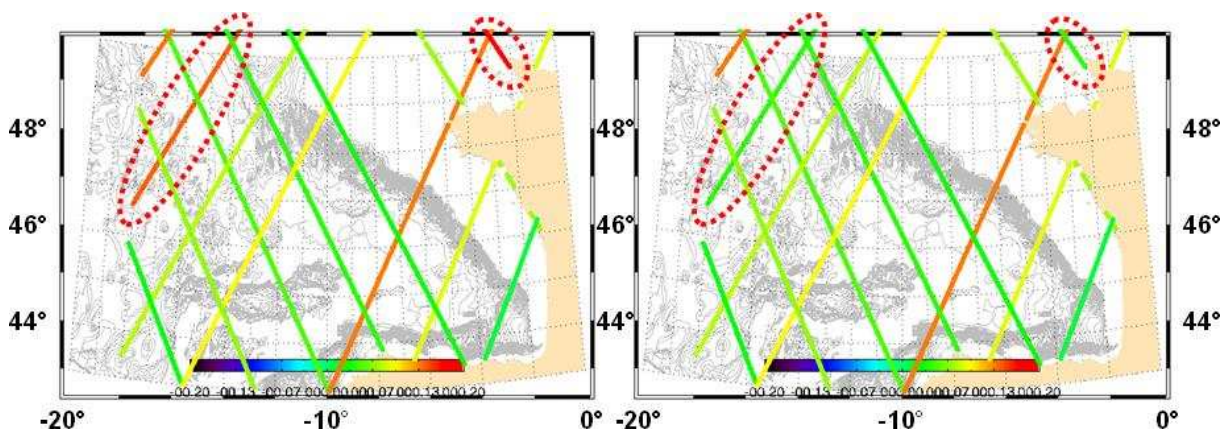


Figure 5. Moyenne des anomalies du niveau de la mer (en cm) calculée le long de plusieurs traces altimétriques dans le Golfe de Gascogne, sur un cycle de mesures, non ajustées (gauche) et ajustées des biais à grande longueur d'onde. Les traces corrigées correctement sont entourées (pointillés rouges).

Pour pallier à ce problème, nous verrons au chapitre 4 comment nous avons substitué les grandes longueurs d'onde de nos données d'altimétrie régionale par celle issues de la chaîne SSALTO/DUACS, d'excellente qualité.

1.5.2 Estimation des courants géostrophiques

Il est admis que la circulation océanique est en grande partie dans un état proche de l'équilibre géostrophique (McWilliams 2003). Mesurer la pente du niveau de la mer rend ainsi possible l'estimation des courants géostrophiques à la surface des océans par la relation géostrophique:

$$U_{GEO} = -\frac{g}{f} \frac{d\zeta}{dx},$$

dans laquelle g est la constante d'accélération gravitationnelle, f la force de Coriolis, et $\frac{d\zeta}{dx}$ la dérivée spatiale du niveau de la mer le long de la trace du satellite. Ce qui est

mesuré par altimétrie est la variation de la pente de hauteur de mer, et U_{GEO} correspond donc à des anomalies de courant géostrophique (décélération/accélération). Dans cette thèse, nous avons utilisé la méthode de calcul des pentes de Powell et Leben (2004) qui permet d'obtenir un filtrage optimal des données, en minimisant le bruit de mesure et en le répartissant de façon homogène sur une trace. Nous avons utilisé des échelles de filtrage de l'ordre du premier rayon de déformation barocline du Golfe de Gascogne (20-25 km – Le Henaff, communication personnelle).

1.6 Synthèse du traitement des données altimétriques

La synthèse des étapes de traitement des données altimétriques est présentée sur la figure 6. Tout au long de ce manuscrit, nous utiliserons 3 niveaux différents d'informations dérivées des données altimétriques issues de la chaîne X-TRACK: 1) des données de SLA le long de la trace corrigées des effets géophysiques, 2) les mêmes données filtrées spatialement et/ou temporellement, 3) la composante de courant géostrophique (U_{GEO}) perpendiculaire aux traces. Ces données seront utilisées pour les différentes analyses mais serviront aussi à la production de données cartographiées (cf. chapitre 3.2) et seront comparées aux cartes altimétriques conventionnels AVISO/DUACS (chapitres 4 et 5).

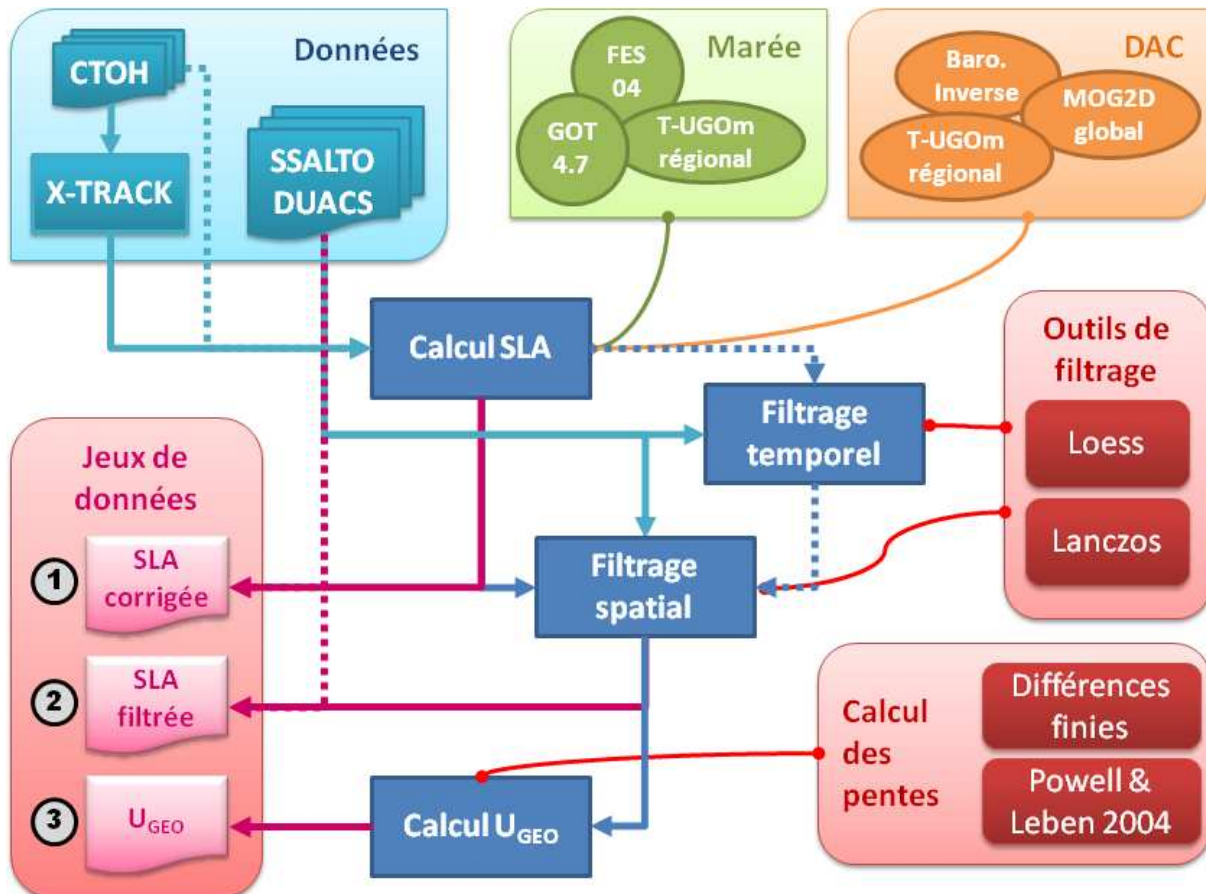


Figure 6. Diagramme des différentes étapes du traitement des données altimétriques. Rose : Jeux de données obtenus en sortie de traitement (bleu foncé) en fonction des : 1) sources de données (bleu clair), 2) corrections géophysiques (vert et orange), 3) outils (rouge). Les flèches pleines et pointillées correspondent au cheminement, respectivement, normal et alternatif.

2 IMAGERIE SATELLITE

2.1 Propriétés des images satellitaires

Les images satellites de température de surface de l'océan (SST) ou de couleur de l'eau nous apportent des informations substantielles sur l'état de surface de l'océan, à une résolution allant de la grande échelle au kilomètre. La SST et la couleur de l'eau ne sont toutefois pas des variables dynamiques, comme la hauteur de la mer. Néanmoins, elles sont affectées par la dynamique advective de surface. Il est ainsi possible de déduire de

la déformation et des déplacements de ces champs de traceur une information sur les processus océaniques sous-jacents.

Bardey, Garnesson, et Moussu (1999) ont caractérisé la signature des processus à méso-échelle comme les tourbillons, plumes et filaments, sur des images SST et de couleur de l'eau. Un exemple de déformation d'un traceur passif (couleur de l'eau) par la dynamique océanique est clairement visible sur l'image MODIS (figure 7). Cette image montre des blooms phytoplanctoniques sur le Plateau des Landes (44°N) et le Banc de Porcupine (50°N), possiblement des coccolithophores du fait de la couleur laiteuse de l'eau, déformés par la dynamique tourbillonnaire sous-jacente. Ces tourbillons ont une emprise de 50-100 km et génèrent des structures filamentaires par étirement et déformation des masses d'eau.

2.2 Images satellite utilisées

Les données de SST et de couleur de l'eau nécessitent un traitement conséquent avant de pouvoir être exploitées pour l'analyse de quantités géophysiques. L'instrument (radiomètre) enregistre un signal, la température de brillance, dont l'origine n'est pas purement océanique. Dans les domaines visible et infrarouge (IR), le rayonnement est principalement absorbé par la vapeur d'eau (notez que ce n'est pas le cas dans le domaine micro-onde, mais la résolution spatiale de ce type d'image ne correspond pas aux besoins de notre étude). Le proche infrarouge possède un nombre limité de bandes spectrales ayant une transmittance suffisante pour les observations. Sur l'exemple de la Figure 7, on voit bien les différents signaux enregistrés par le capteur MODIS. Des nuages et des aérosols sont présents sur une grande partie de l'image, masquant tout signal océanique. Les informations océaniques sont caractérisées par des couleurs sombres (faible brillance), bien que certains signaux soient plus intenses. Cet exemple souligne la nécessité du traitement de ce type d'image avant de les utiliser pour analyser les signaux de l'océan.

Les données que nous utilisons dans cette thèse proviennent de l'Ocean Biology Processing Group¹ du Goddard Space Flight Centre (NASA). Afin de bénéficier d'une résolution maximale et du traitement fait par les centres opérationnels, nous utiliserons des images issues des 2 plus bas niveaux de traitement (sur 4 possible, cad. de niveau 1B

¹ Ocean Biology Processing Group : <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>

ou 2) et venant du capteur MODIS sur le satellite Aqua. Ce capteur possède 9 bandes spectrales dans le visible (résolution spectrale ~ 10 nm) dédiées à la couleur de l'eau et 5 bandes dans l'IR (autour de 4 et 11 μm – résolution ~ 0.05 °K) pour la SST. La résolution spatiale est de $\sim 1\text{km}$. Ces images sont corrigées des effets instrumentaux et radiométriques, référencées dans le temps et dans l'espace. Les quantités géophysiques ont été dérivées et la qualité des données vérifiée. Ces données seront utilisées aux chapitres 4, 5 et 6 afin de pouvoir confronter les structures océaniques à fine échelle détectées sur les données d'altimétrie à des données indépendantes.

2.1 Couverture temporelle des données

Aqua est un satellite héliosynchrone : il survole le globe à horaires réguliers. Le Golfe de Gascogne est ainsi échantillonné 3 à 4 fois par jour, en début d'après-midi (13h-14h) et au milieu de la nuit (1h-2h). Ceci nous offre la possibilité d'obtenir chaque jour des images SST de nuit comme de jour (avec ou sans réchauffement diurne) et 1 à 2 images de couleur de l'eau (jour seulement). La couverture temporelle et spatiale de ces observations est donc théoriquement bien supérieure à celle de l'altimétrie.

Cependant, la couverture nuageuse est très importante sur le Golfe de Gascogne. Sur la figure 8, nous avons calculé l'évolution temporelle de la couverture spatiale (pourcentage de valeurs valides par image) de ces images sur le Golfe de Gascogne (panneau de gauche). Le nombre d'images disponibles (avec une couverture $> 20\%$) est montré sur le panneau de droite. On y voit que le nombre d'images collectées est variable en fonction de la saison, avec un plus grand nombre d'images disponibles en été qu'en hiver. De plus, le pourcentage de données effectivement disponibles (après application des critères de qualité de l'image) est plus grand en été (jusqu'à 80%) qu'en hiver (jusqu'à 20% minimum). Cela ne laisse qu'une quantité très limitée d'informations sur la période hivernale avec en moyenne 7 à 8 images SST disponibles chaque hiver, de qualité limitée (20-40% de données valides). Sur la grande quantité de données disponible, il est donc impératif de faire un tri des images avant leur utilisation.

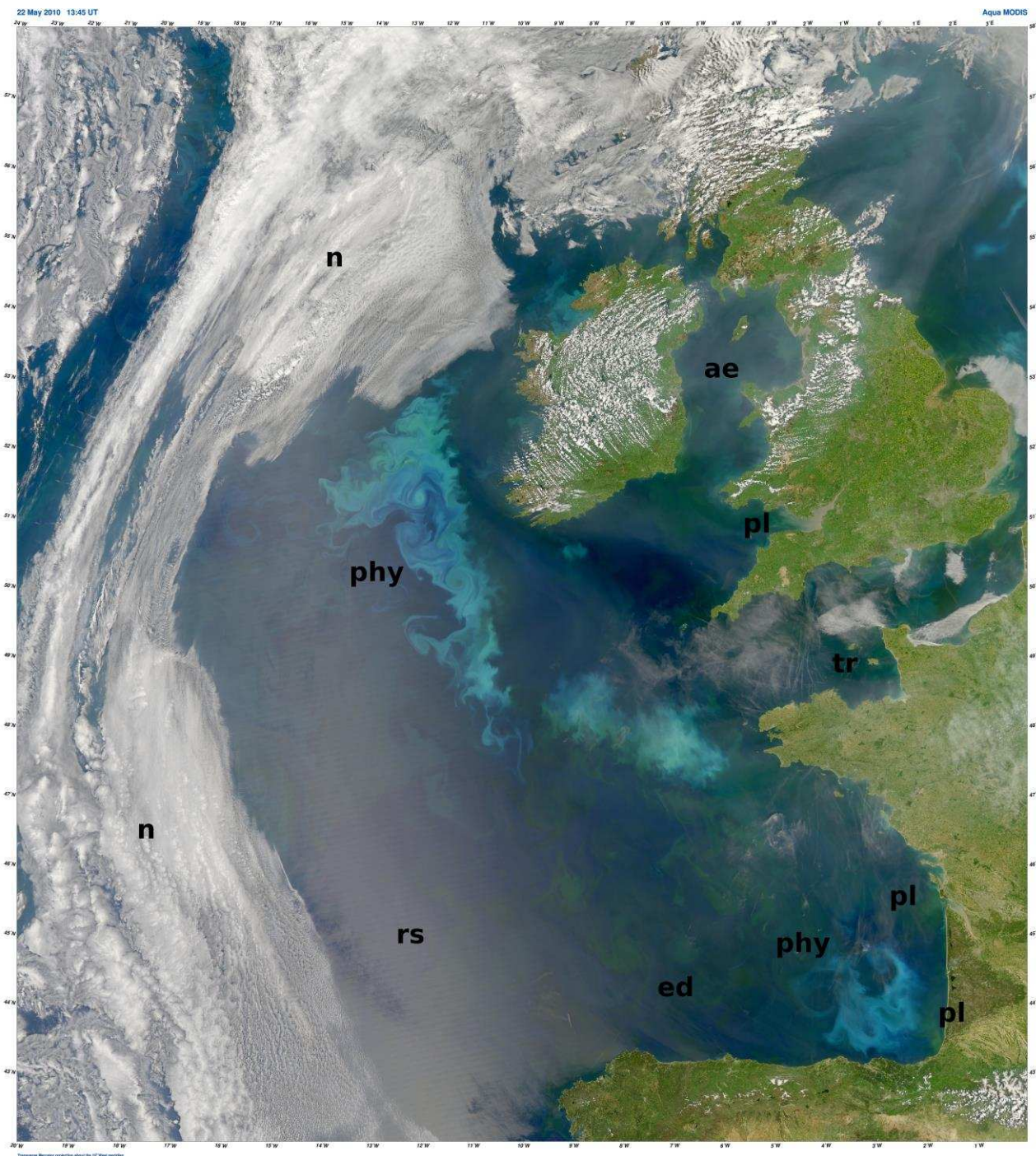


Figure 7. Image de niveau 1 (composite vraies couleurs) prise par le capteur MODIS sur le satellite AQUA, le 22 Mai 2010 dans l'Atlantique Nord-Est. Divers éléments sont désignés : nuages (n), réflexion du soleil sur les côtés de la fauchée (rs), aérosols (ae), traînées d'avions (tr), plumes fluviales (pl), blooms phytoplanktoniques (phy), tourbillons (ed). source : Ocean Biology Processing Group.

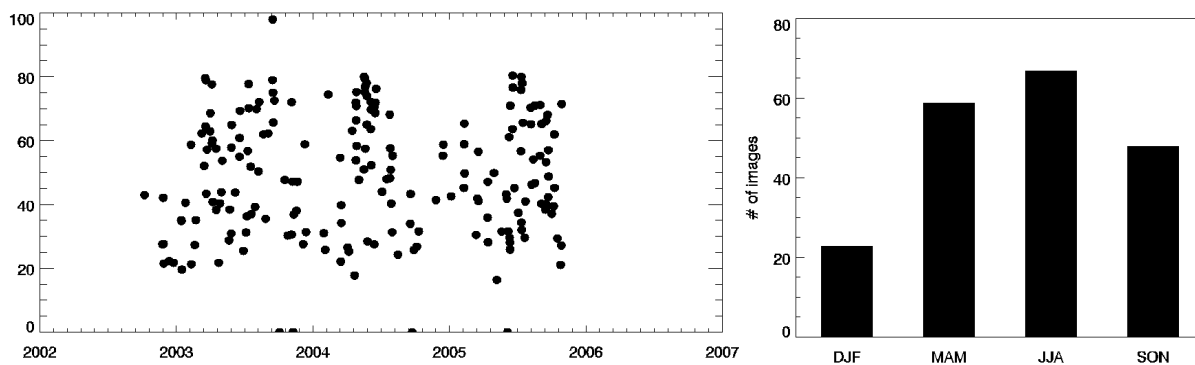


Figure 8. Variabilité de la disponibilité temporelle dans un jeu de données de 197 images (pré-triées) de SST MODIS Aqua sur le Golfe de Gascogne pour la période Automne 2002 – Automne 2005. Evolution temporelle du pourcentage de données valides (gauche) et variabilité du nombre d'images disponibles par saison (droite).

Pourtant, nous sommes particulièrement intéressés par les mesures effectuées en hiver dans le Golfe de Gascogne car la dynamique du courant de pente et les gradients thermiques associés y sont accrus. De plus, parce que la couche de mélange océanique est plus profonde dans le Golfe de Gascogne en hiver, la dynamique méso-échelle possède à cette saison une bonne signature en SST ou en couleur de l'eau. Ceci n'est pas toujours le cas en été, où la forte stratification en surface ainsi que le cycle diurne de la SST peut occulter la présence des structures méso-échelle qui nous intéressent (Garcia-Soto et al 2002; Sánchez et Gil 2004).

Etant donné le nombre très restreint de mesures en hiver dans le Golfe de Gascogne, les images composites sur plusieurs jours issues de ces capteurs ont une qualité variable, avec l'apparition de gradients irréalistes. Cela pose un problème majeur pour le suivi des structures à méso est subméso-échelle.

2.2 Propriétés des mesures de SST dans le Golfe de Gascogne

Pour représenter les propriétés des mesures de SST dans le Golfe de Gascogne, nous avons calculé des climatologies saisonnières à partir des images extraites sur la période Novembre 2002 – Novembre 2005. Sur ces images, nous pouvons notamment distinguer la période hivernale, durant laquelle un fort gradient nord-sud de température existe (eaux plus chaudes dans la partie sud du Golfe qu'au nord) de la période estivale, où au contraire ce gradient est principalement zonal, avec des eaux plus chaudes dans la partie orientale du Golfe de Gascogne que dans la partie occidentale.

D'autres processus sont présents sur la figure 8 : nous pouvons voir en hiver un refroidissement très marqué le long des côtes françaises, notamment lié aux décharges fluviales (cf. chapitre 1.2). Au contraire, le long des côtes ibériques (principalement à l'ouest), nous observons un refroidissement en été et en automne, causé par un upwelling côtier intensifié à ces saisons.

La signature du courant de pente est aussi visible sur la SST hivernale, avec la présence d'une veine d'eau se propageant d'ouest en est le long de la pente Cantabrique. Nous pouvons aussi constater un réchauffement de l'eau au large ($\sim 13^\circ$) entre les caps Ortegal (9°O) et Penhas (6°O), associé aux échanges d'eau à travers la pente continentale du fait de la formation de tourbillons à méso-échelle.

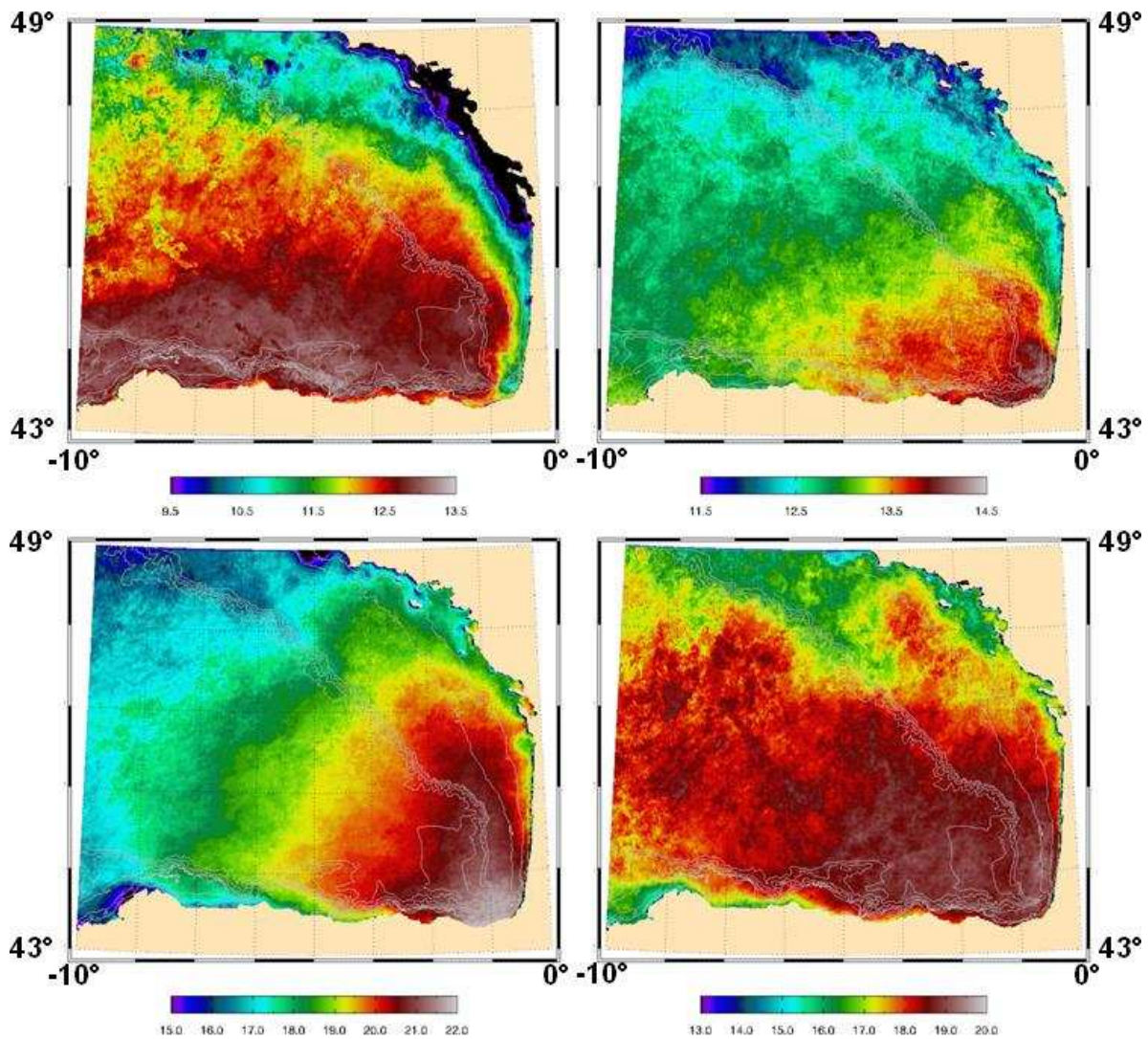


Figure 9. Climatologie de SST ($^\circ\text{C}$) sur la période Nov..2002-Nov..2005 : hiver (haut gauche), printemps (haut droite), été (bas gauche), automne (bas droite).

Enfin, un léger refroidissement le long de la pente Armorique est observé du printemps à l'automne, autour de 47°N. Celui-ci est lié au fort mélange vertical induit par les ondes internes générées dans cette zone.

2.3 Propriétés des mesures de couleur de l'eau dans le Golfe de Gascogne

Les niveaux de concentration en chlorophylle dans la partie océanique du Golfe de Gascogne sont caractéristiques des moyennes latitudes, avec 2 principaux pics de variabilité associés aux blooms phytoplanctoniques printanier et automnal (Bode et al. 2011). Cette variabilité est fortement associée aux processus verticaux de mélange et d'enrichissement en nutriments de la colonne d'eau (Winder et Cloern 2010).

Un pic de variabilité est observé à la base de la thermocline saisonnière, comme cela a été observé par Garcia-Soto et al. (2002), et la variabilité de ce traceur est plus impactée par l'activité méso-échelle sous-jacente que ne l'est la SST lorsque la stratification est importante. Notons aussi que des enrichissements en nutriments peuvent apparaître dans les structures submésos-échelles du fait des plus grandes vitesses verticales au sein de ces structures (Lehahn et al. 2007).

3 OBSERVATIONS IN-SITU

3.1 Bouées dérivantes

Dans le chapitre 5, nous utiliserons aussi d'autres données, dont des données de bouées dérivantes. Celles-ci ont été recueillies dans le cadre du projet EPIGRAM¹. Cette base de données a été compilée par Charria et al. (2011). Elle rassemble 302 trajectoires de flotteurs sur la période 1992-2009. Les bouées sont en subsurface, à une profondeur de drogoue entre 15 et 80 m, et ont un échantillonnage horaire. L'ensemble du traitement appliqué à ces mesures est décrit dans Charria et al. (2011). Les trajectoires et pertes de drogoue sont contrôlées, puis les mouvements liés à la marée sont enlevés en appliquant un filtre de Demerliac (Demerliac 1974). Nous avons en plus appliqué un filtrage de Loess à 3 jours afin d'éliminer les mouvements inertiels (Danioux et Klein 2008).

¹ Projet EPIGRAM : <http://www.ifremer.fr/epigram>

Charria et al. (2011) ont pu dériver des statistiques eulériennes sur l'EKE et sa variance à partir de trajectoires de bouées dérivantes en utilisant la méthodologie mise en place par Colas (2003). Ces statistiques ont ainsi été évaluées de façon saisonnière et dans des boîtes individuelles d'environ 1°. A proximité de la pente, ces boîtes sont déformées selon la topographie locale afin de mieux prendre en compte le caractère synoptique de la dynamique locale. Enfin, le courant moyen est estimé par interpolation optimale.

Nous avons recalculé ces statistiques. Afin de convertir les vitesses calculées à partir des trajectoires des bouées en anomalies de vitesses comparables aux courants dérivés de l'altimétrie, nous avons donc soustrait ce champ moyen aux vitesses estimées. Notons cependant que l'échantillonnage saisonnier irrégulier ne permet pas d'obtenir de moyenne représentative sur certaines zones, dont une grande partie de la pente continentale Ibérique.

Les calculs ont été faits sur la période totale de la base de données EPIGRAM (cad. 1992-2009), ainsi que sur une période restreinte, 2002-2005, pour être consistant avec certains des diagnostics altimétriques de cette thèse.

3.2 Courantomètres sur bouées.

Les observations de courant ont été obtenues à partir d'un réseau de 6 bouées météorologiques Seawatch situées le long des côtes espagnoles et exploitées par le centre de Puertos del Estado (Alvarez Fanjul et al. 2003). Dans cette thèse, nous utiliserons principalement deux bouées situées sur le versant nord ibérique: Cabo de Penhas (43.4°N, 6.1°O.) et Estaca de Bares (44.30°N, 7.3°O), mouillées à des profondeurs d'environ 400m. Les données de courant de surface sont enregistrées à 3m sous la surface. Comme pour les bouées dérivantes, un filtre de loess avec une fenêtre de 72h a été appliqué sur les données horaires afin d'éliminer les composantes de marées et inertielles du courant.

4 CONCLUSION SUR LA COMPLEMENTARITE DES DIFFERENTES DONNEES

Comme nous l'avons vu, chaque type de donnée possède ses avantages et ses inconvénients en termes de disponibilité, de résolution, de coût du traitement, du niveau d'erreur ainsi que du contenu physique de la mesure.

Finalement, relativement peu de données ont des propriétés permettant l'analyse de la dynamique méso-échelle sur l'ensemble du Golfe de Gascogne et sur du long terme. Comme nous l'avons vu auparavant, les données d'imagerie satellite ont un important manque de couverture temporelle en hiver, et la méso-échelle peut être occultée par d'autres processus en été (sur les données de SST), ou bien est dépendante de la saisonnalité de l'activité biologique (couleur de l'eau). Les trajectoires de flotteurs lagrangiens sont une source très riche d'informations. Cependant, leur couverture spatiale et temporelle est limitée et inhomogène, et leurs trajectoires affectées par d'autres processus dynamiques comme la dérive d'Ekman difficilement distinguable du courant géostrophique. Du fait des échelles et de la complexité de la variabilité locale, les données de courant issues de l'altimétrie sont, elles, sujettes à un certain nombre d'erreurs.

En conclusion, seule une utilisation conjointe de plusieurs sources de données peut permettre de lever les sources d'incertitudes propres à chacune de ces données, et donc rendre possible l'étude de processus situés dans la gamme d'échelles critiques qu'est la méso-échelle océanique.

CHAPITRE 3.

TECHNIQUES STATISTIQUES UTILISEES

La problématique de cette thèse nous a conduits à utiliser un certain nombre de méthodes statistiques pour analyser l'ensemble des données que nous avons décrit dans le chapitre 2. Dans ce chapitre, nous présentons ces méthodes afin de mettre en exergue les différents enjeux, mais aussi limitations, à leur utilisation dans le contexte de cette thèse.

Nous commencerons par l'Interpolation Optimale, que nous appliquons aux données altimétriques le long de la trace afin de les cartographier sur une grille régulière. Ensuite, nous nous pencherons sur le problème du suivi des tourbillons à méso-échelle à partir de données altimétriques, non seulement à partir des cartes de niveau de la mer, mais aussi à partir des données le long des traces. Enfin, nous passerons en revue deux méthodes de détection de structures frontales, l'une exploitant les propriétés des champs de vitesses géostrophiques dérivées des cartes altimétriques, l'autre analysant le contenu des données d'imagerie satellite à haute résolution.

1 INTERPOLATION OPTIMALE

L'Interpolation Optimale, aussi connue sous le nom d'Analyse Objective, provient de la météorologie (Gandin 1965) et a été introduite dans le domaine de l'océanographie par Bretherton (1976). En altimétrie, c'est cette technique statistique qui est utilisée pour interpoler de manière optimale dans l'espace et dans le temps, les mesures de SLA obtenues le long des traces des différentes missions satellites. Elle permet d'obtenir des cartes de champs grillés homogènes (Le Traon et Hernandez 1992; Ducet et al. 2002), bien plus faciles à analyser que les mesures irrégulières d'origine. C'est cette méthode qui a été adaptée à la problématique de cette thèse.

1.1.1 Principe de l'Interpolation Optimale

Le principe de l'interpolation optimale est de chercher une combinaison linéaire optimale entre les observations disponibles et les états du système aux mêmes instants. Afin de minimiser la variance d'erreur du champ analysé, il est nécessaire de connaître les propriétés statistiques de ce système.

L'analyse objective x_a d'un champ x est estimée par rapport à une ébauche x_b , auquel on apporte un élément correctif, le *vecteur d'innovation* \mathbf{d} , pondéré par une matrice de gain \mathbf{W} minimisant la variance de l'erreur d'analyse :

$$x_a = x_b + \mathbf{Wd} \quad (1.1)$$

Définissons l'opérateur d'observation \mathbf{H} permettant la transformation des vecteurs depuis l'espace d'ébauche vers celui des observations. Le vecteur d'innovation est alors exprimé de la sorte :

$$\mathbf{d} = \varepsilon_o - \mathbf{H}\varepsilon_b,$$

où ε_a et ε_b sont, respectivement, les erreurs d'analyse et d'ébauche. Définissons alors les matrices de covariance d'erreur de l'analyse \mathbf{A} , de l'ébauche \mathbf{B} et des observations \mathbf{R} :

$$\mathbf{A} = \langle \varepsilon_a \varepsilon_a^T \rangle, \quad \mathbf{B} = \langle \varepsilon_b \varepsilon_b^T \rangle, \quad \mathbf{R} = \langle \varepsilon_o \varepsilon_o^T \rangle,$$

où ε_o est l'erreur d'observation et \mathbf{A} la matrice à minimiser. En pratique, l'erreur d'observation est un terme générique qui désigne le bruit blanc instrumental et la dynamique dont les échelles ne peuvent pas être résolues par l'interpolation optimale. Cette dernière, nommée *erreur de représentativité* par Ide et al. (1997), est due à l'effet des signaux à trop petite échelle par rapport à l'échantillonnage spatial. La matrice \mathbf{R} comprend ainsi deux composantes, une liée à la mesure instrumentale (de covariance \mathbf{b}^2), l'autre aux échelles de variabilité comprises dans les observations (de covariance \mathbf{E}), de telle sorte que $\mathbf{R} = \mathbf{E} + \mathbf{b}^2$.

La matrice de gain \mathbf{W} est obtenue par la différentiation de chaque élément de \mathbf{A} par rapport aux éléments de \mathbf{W} et en satisfaisant la contrainte de minimisation. De plus, les erreurs d'ébauche et d'observation sont supposées non corrélées, ce qui nous permet d'exprimer le gain comme le produit de la covariance de l'erreur d'ébauche dans le domaine des observations par l'inverse de la somme des covariances d'erreur (somme des covariances d'ébauche et d'observation) :

$$\mathbf{W} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T (\mathbf{R} + \mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T)^{-1} \quad (1.2)$$

En raison du grand nombre d'observations utilisées pour le calcul de cette matrice de gain optimale, il est courant de régionaliser l'analyse afin de réduire les coûts de calcul (Ide et al. 1997). Cette approximation, dite suboptimale, se fait soit en sélectionnant aléatoirement quelques observations autour du point de grille à incrémenter (sous-échantillonnage), ou par fractionnement en sous-domaines d'analyse de plus petite taille (souvent désignés comme « *bulles d'influence* ») afin de réduire la dimension des matrices de covariance. Il faut garder en mémoire que l'interpolation optimale agit comme un filtre sur le champs analysé et les étapes de filtrage en amont sur les données et de sous-échantillonnage augmentent cet effet de lissage (Stephens et Polan 1971). Plus le nombre d'observations pris en compte est grand, meilleure est la contrainte spectrale sur le champ analysé.

Une fois le gain \mathbf{W} calculé, l'analyse x_a peut être calculée en rappelant (1.1) :

$$x_a = x_b + \mathbf{B}\mathbf{H}^T (\mathbf{R} + \mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T)^{-1} \cdot (\varepsilon_o - \mathbf{H}\varepsilon_b). \quad (1.3)$$

L'erreur d'analyse \mathbf{A} est obtenue de la covariance de l'ébauche réduite par une matrice formée de la matrice identité \mathbf{I} moins le gain dans l'espace des observations :

$$\mathbf{A} = \mathbf{B}(\mathbf{I} - \mathbf{W}\mathbf{H}). \quad (1.4)$$

Les paramètres observationnels comme \mathbf{R} et \mathbf{H} sont connus au préalable, au contraire de la covariance de l'erreur d'ébauche \mathbf{B} . Un modèle de covariance \mathbf{C} associé à une matrice diagonale \mathbf{D} permet de la déterminer : $\mathbf{B} = \mathbf{D}^{1/2}\mathbf{C}\mathbf{D}^{1/2}$.

1.1.2 Choix du modèle de covariance

Pour cartographier la variabilité du niveau de la mer, Arhan et Colin De Verdière (1985), ont proposé un modèle de covariance, déduit d'une régression polynômiale sur des mesures hydrographiques faites dans le Golfe de Gascogne (Expérience Tourbillon). Afin d'étudier la variabilité océanique à méso-échelle dans l'Atlantique Nord à partir des données de la mission altimétrique Geosat, Le Traon et Hernandez (1992) ont étendu ce modèle dans le domaine temporel et dérivé la fonction de corrélation analytique suivante:

$$\mathbf{C}(r,t) = \left[1 + r/r_0 + \frac{1}{6}(r/r_0)^2 - \frac{1}{6}(r/r_0)^3 \right] e^{-r/r_0} e^{-(t/T)^2}, \quad (1.5)$$

où r et t sont respectivement les distances spatiales et temporelles séparant le point d'analyse (de la grille) des observations réelles. T et $R = 3,336 \cdot r_0$ correspondent, respectivement, à l'échelle temporelle et spatiale de décorrélation du signal analysé.

Notons qu'il existe d'autres types de fonctions de corrélation (Bretherton 1976; De Mey et Robinson 1987; Davis 1998). Le choix dépend principalement des caractéristiques de la dynamique que l'on cherche à représenter. La fonction (1.5), produit de polynômes et de fonctions exponentielles décroissantes, est adaptée à l'étude des processus tourbillonnaires non stationnaires, objet de cette thèse.

La fonction de corrélation (1.5) est aujourd'hui utilisée de manière opérationnelle dans le système SSALTO/DUACS pour le calcul des cartes de niveau de la mer issues de l'altimétrie (globales et régionales). Nous avons également choisi cette fonction pour rester en cohérence avec les produits conventionnels aussi bien que parce qu'elle est adaptée à la dynamique qui nous intéresse ici. Une des principales divergences entre l'analyse objective que nous allons utiliser et celle du système DUACS se fera sur l'échelle de décorrélation spatiale. DUACS utilise la formule générale suivante (exprimée en km) pour prendre en compte les variations méridionales du rayon de déformation interne (Ducet et al. 2002):

$$R = 50 + 250 \cdot \frac{900}{(\phi^2 + 900)}, \text{ avec } \phi \text{ étant la latitude.}$$

Cette relation donne des valeurs proches de 125 km aux latitudes du Golfe de Gascogne.

Le choix des échelles de décorrélation a une importance majeure sur le résultat de l'analyse (Arhan et Colin De Verdière 1985) et sur les échelles de la dynamique que l'on va résoudre. Or, celui-ci est très dépendant de la couverture spatiale des observations initiales. Il faut prendre en compte le fait que celle-ci a beaucoup varié dans le temps en fonction du nombre de satellites de la constellation de missions altimétriques. Un maximum de 4 satellites opérationnels a été atteint entre Octobre 2002 et Septembre 2005, générant un échantillonnage spatial et temporel optimal. Les échelles de décorrélation du système SSALTO/DUACS ont été choisies pour permettre des analyses de qualité équivalentes au cours du temps, quel que soit le nombre de satellites disponibles depuis 1992 (2 satellites au minimum et 4 au maximum). Il nous faut aussi garder en mémoire que dans une configuration multi-satellites, la couverture spatiale n'est pas homogène sur une région donnée, faisant apparaître des formes de losange typiques au milieu des traces. Cette inhomogénéité existe aussi pour un même satellite

dans les directions zonales et méridionales, du fait de l'inclinaison des traces altimétriques (figure 1 ci-dessous). La densité de l'échantillonnage sur une grille régulière peut être estimée comme indiqué sur la figure 1, en calculant en chaque point de grille G les distances $[Z_1, Z_2]$ et $[M_1, M_2]$ aux observations les plus proches, respectivement sur l'axe zonal et l'axe méridional.

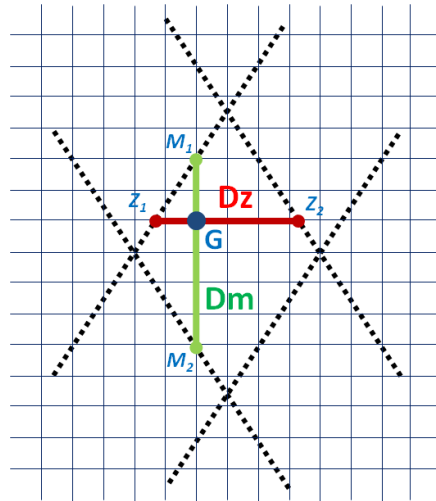


Figure 1. Méthode d'estimation de l'échantillonnage en un point de grille G par rapport aux observations environnantes sur les axes zonal et méridional.

Dans le Golfe de Gascogne, nous avons calculé que durant la période optimale 2002-2005, pour tout point de la zone, la distance aux observations les plus proches était en moyenne comprise entre 20 à 40 km dans une fenêtre de 15 jours. La distance méridionale Dm est en moyenne plus élevée que la distance zonale Dz . Cette estimation n'est pas homogène dans l'espace et le temps mais elle est largement en dessous des échelles de corrélation considérées dans les produits altimétriques grillés classiques (choisies avec un souci d'homogénéité par rapport à la combinaison initiale à 2 satellites). Celles-ci sont donc potentiellement sous optimales, surtout pour la période 2002-2005. Cette question sera analysée en détails dans le chapitre 4.

1.1.3 Le système opérationnel SSALTO/DUACS : description et discussion

Le système de traitement DUACS représente aujourd'hui une des chaînes de traitement de données altimétriques les plus complètes qui soit. Le schéma d'interpolation optimal

possède diverses caractéristiques dont le détail (version la plus récente) est décrite dans Dibarboure et al. (2011) . Nous ne parlerons ici que de quelques aspects que nous avons analysé en particulier.

Tout d'abord, un des principaux points fort de ce système se situe dans le processus d'ajustement des données entre elles aux grandes longueurs d'onde (Le Traon et Ogor 1998). Des corrections d'erreur d'orbite sont calculées pour chaque arc altimétrique (demi-révolution) à partir de la minimisation aux points de croisement par rapport à une mission de référence (T/P, J1, J2), elle-même préalablement corrigée de ces erreurs par la même méthode. Les biais obtenus sont ensuite lissés au moyen de fonctions splines sur des distances de plus de 5000 km.

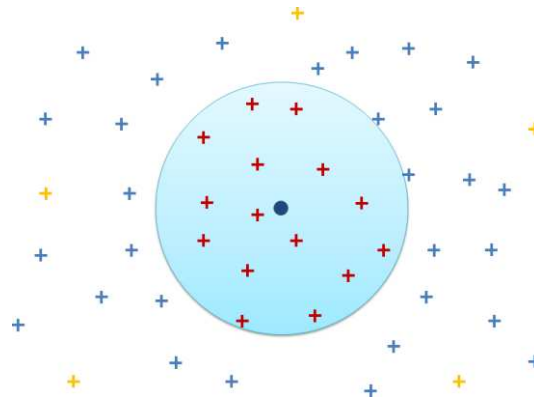


Figure 2. Exemple de sous-échantillonnage d'observations dans une bulle d'influence (croix rouges) autour d'un point de grille (point bleu), et de sélection aléatoire de données à grande échelle (croix oranges).

L'interpolation optimale nécessite que les erreurs d'observations ne soient pas corrélées spatialement. En pratique, cette hypothèse n'est pas entièrement vérifiée étant donné la présence de biais à grande longueur d'onde ou spatialement corrélées (eg. erreurs d'orbite résiduels, biais ou erreurs dans les corrections). Dans le système SSALTO/DUACS, ces erreurs sont prises en compte en modifiant la matrice de covariance des observations afin d'ajouter un biais entre observations de trace et de cycle différents (Le Traon et al. 1998):

$$\mathbf{R}_{ij} = \begin{cases} \delta_{ij} \mathbf{b}^2, & \text{pour } i \notin (\text{Trace}_j \cap \text{Cycle}_j) \\ \delta_{ij} \mathbf{b}^2 + \mathbf{E}_{LW}, & \text{pour } i \in (\text{Trace}_j \cap \text{Cycle}_j) \end{cases}$$

où b^2 , correspond à la variance de l'erreur d'observation et E_{LW} la variance liée aux erreurs grande longueur d'onde. La matrice de covariance est modifiée afin de prendre en compte les erreurs résiduelles aux grandes longueurs d'onde, avec E_{LW} (~ 6 cm).

D'après Le Traon et al. (1998), les erreurs résiduelles à grande longueur d'onde ne permettent pas un fractionnement sub-optimal du domaine à des échelles plus courtes que 1000 km. Cependant, pour ces échelles, il est possible de ne sélectionner que quelques observations afin de pouvoir conserver des bulles d'influence de plus petite échelle pour la cartographie, comme présenté sur la figure 2, et donc réduire les coûts de calcul tout en prenant en compte correctement ces biais à grande longueur d'onde. Ces bulles d'influences ont un rayon équivalent à $3R$ dans DUACS ; nous les choisirons égales à $2R$ dans notre système de cartographie (les différences entre ces deux configurations sont négligeables sur nos résultats). Notons que les bulles d'influence de DUACS prennent en plus en compte une estimation de la propagation moyenne des structures tourbillonnaires, afin de mettre en phase la zone d'analyse avec la propagation locale.

Enfin, en plus du fractionnement du domaine, la cartographie DUACS utilise en entrée de l'analyse des données filtrées à 60 km le long de la trace à la latitude du Golfe de Gascogne, qui sont ensuite sous-échantillonnées tous les 3 points. Les cartes globales issues de DUACS sont générées au $1/3^\circ$ sur une grille Mercator, avec une résolution temporelle de 7 jours.

Il existe aussi des versions régionales des jeux de données altimétriques AVISO/DUACS. Sur la Méditerranée, le filtrage spatial est réduit à 42 km (Pujol et al. 2007), et une version régionale du modèle MOG2D est utilisée. Les échelles de décorrélation sont fixées à 100 km et 10 jours et les cartes ont une résolution de $1/8^\circ$. Actuellement, ce type de produit n'existe pas pour le Golfe de Gascogne. Cette thèse est notamment une contribution à la mise en place de nouvelles cartes régionales pour cette zone (projet MyOcean).

1.1.4 Sequoia et filtre de Kalman

La formulation de l'Interpolation Optimale (équation 1.2) est très proche de celle du filtre de Kalman. La principale pour l'OI intervient dans le fait que ni l'analyse de l'erreur d'ébauche ni la dimension temporelle d'évolution des erreurs ne sont prises en compte.

Du fait de cette similitude, le système de cartographie que nous avons utilisé est basé sur la plateforme d'assimilation séquentielle SEQUOIA¹ (De Mey 2007), et en particulier le noyau BELUGA qui est un filtre de Kalman d'ensemble (EnKF; Evensen 2004). Ce système possède plusieurs éléments intéressants, dont la possibilité d'assimiler tout type de données, de réaliser des analyses sur des grilles irrégulières, et de pouvoir modifier très facilement la paramétrisation de l'analyse au moyen d'un fichier de configuration. Nous avons appliqué ce système dans sa version de base, proche de l'interpolation optimale, mais il est resté possible d'utiliser des fonctionnalités plus avancées (voir la discussion en chapitres 5 et 6).

Ainsi, nous avons pu cartographier des données altimétriques à différentes résolutions, à partir de différents jeux de données le long des traces (dans cette thèse, nous ne parlerons que du cas des données issues des traitements X-TRACK, présentées au chapitre 2), et étudier en détail les effets de la paramétrisation de la cartographie sur les analyses régionales de niveau de la mer.

2 METHODES DE DETECTION DES TOURBILLONS A PARTIR DE MESURES ALTIMETRIQUES

Dans la littérature nous pouvons trouver différentes techniques de détection et de suivi de tourbillons à méso-échelle. Elles sont en général appliquées à des cartes 2D de niveau de la mer (altimétriques ou non). Les principales sont : 1) la transformée de Radon 3D (Challenor, Cipollini, et Cromwell 2001) qui permet de détecter des modes de propagation sur une série d'images satellites, 2) le paramètre d'Okubo-Weiss (Isern-Fontanet et al. 2003; Morrow et al. 2004), 3) l'angle d'enroulement ou *winding-angle* (Chaigneau et al. 2008), 4) l'analyse en ondelettes 2D (Turiel et al. 2007; Doglioli et al. 2007; Dencausse et al. 2010), ou encore 5) une méthodologie simple basée sur l'analyse des contours de SLA (Chelton et al. 2007; Chelton et al. 2011). Dans cette thèse, nous avons utilisé le paramètre d'Okubo-Weiss sur les cartes altimétriques 2D, et l'analyse en ondelettes, adaptée à la problématique régionale, sur les données le long des traces altimétriques.

¹ SEQUOIA platform : <http://sirocco.omp.obs-mip.fr/eng/tools/Sequoia/Home/SequoiaHome.html>

2.1 Propagation de structures tourbillonnaires : Okubo-Weiss

Le paramètre d'Okubo-Weiss (W) est la différence entre les composantes normales et de cisaillement (s_n et s_s respectivement) de la déformation d'un champ de vitesse (u, v) par rapport à la vorticité (ω) :

$$W = s_n^2 + s_s^2 - \omega^2, \text{ avec } \begin{cases} s_n = \delta_x u - \delta_y v \\ s_s = \delta_x v + \delta_y u \\ \omega = \delta_x v - \delta_y u \end{cases} \quad (2.1)$$

Il est possible de déterminer à partir de ce paramètre, des zones elliptiques ($W < 0$) où la rotation l'emporte sur la déformation, et hyperboliques ($W > 0$) où la déformation l'emporte. Ce critère permet donc d'identifier le cœur des tourbillons (zones où $W < 0$).

Isern-Fontanet et al. (2003) ont adapté cette technique pour une application à des champs de courant géostrophiques dérivés des cartes de niveau de la mer altimétriques. Ils en ont dérivé le paramètre $Q = -d_x^2 u - d_x v \cdot d_y u$, équivalent à celui d'Okubo-Weiss (au prix d'un changement de signe et d'un facteur 4). Ce paramètre Q permet de détecter les tourbillons, même quand les contours de SLA ne sont pas clairement identifiés. Outre la position, on en déduit également l'amplitude de la structure. En reliant les positions de chaque tourbillon entre les cartes de niveau de la mer successives (en imposant des limites sur la vitesse de propagation, basées sur la théorie), on peut également en déduire leur trajectoire, la vitesse de déplacement et leur durée de vie.

Cependant cette méthodologie a différentes limitations. Tout d'abord, la rotation peut l'emporter sur la déformation dans d'autres zones que les centres de rotation des tourbillons. Un tourbillon étiré peut par exemple voir son centre séparé en 2 parties. Enfin, le paramètre d'Okubo-Weiss nécessite le calcul de dérivées secondes du niveau de la mer et un passage au carré. Ainsi, de très faibles erreurs sur le niveau de la mer, liées aux incertitudes de mesure et aussi aux discontinuités, peuvent se répercuter de façon dramatique sur les résultats, d'autant plus si l'amplitude des structures étudiées est faible, ce qui est le cas de notre zone d'étude.

Cette technique, relativement classique, a été utilisée en premier pour les objectifs de cette thèse. Les résultats seront présentés aux chapitres 4 et 6.

2.2 Analyse en ondelettes

2.2.1 Description de la méthode

Grâce à la décomposition du signal en un paquet d'ondes de résolution variable, la transformée en ondelettes a l'avantage de permettre une estimation localisée de l'amplitude et de la phase d'un signal et donc de suivre l'évolution de ses propriétés en chaque point d'une série de mesures. L'utilisation de l'analyse en ondelettes s'est généralisée en océanographie ces dernières années, (Lin et Liu 2004; Pairaud et al. 2010; Winder et Cloern 2010), notamment pour l'étude de la turbulence. En effet les ondelettes sont particulièrement adaptées à l'analyse des cascades d'énergie (Farge 1992; Beta, Schneider, et Farge 2003). Leur utilisation pour l'analyse de produits altimétriques grillés s'est récemment développée (Turiel et al. 2007; Doglioli et al. 2007; Nieves et Turiel 2009; Dencausse et al. 2010), mais leur application sur des données altimétriques le long des traces restent limitée (Lilly et al. 2003).

De manière générale, une ondelette est définie par une fonction $\psi(n)$ le long d'une dimension n . La transformée en ondelette d'une série x_n est donné par la convolution de cette série avec une version mise à l'échelle s et centrée sur n de $\psi(n)$:

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi * \left[\frac{(n'-n)\delta}{s} \right]. \quad (2.2)$$

Ainsi, pour chaque échelle s choisie, nous obtenons une série reconstruite à partir de cette convolution et centrée en n . La règle du produit de convolution de la transformée nous indique que cette transformée est égale à la transformée de Fourier inverse du produit:

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\psi} * (s\omega_k) e^{i\omega_k n \delta}. \quad (2.3)$$

Cette formulation nous permet notamment d'accélérer significativement les calculs en tirant avantage d'une transformée de Fourier rapide (plus rapide que la convolution dans l'espace). L'énergie au point n pour une échelle s à l'issue de cette transformée est donc donnée par $|W_n(s)|^2$. Notons au passage que les ondelettes sont des fonctions complexes, et permettent ainsi de déduire la phase et l'amplitude de la transformée de leurs parties réelles ou imaginaires. Une revue complète sur la méthodologie et sur les

différentes applications de la transformée en ondelette a été faite par Torrence et Compo (1998) et nous renvoyons le lecteur à ce papier pour plus de détails.

De très nombreuses fonctions ondelettes existent, avec des propriétés différentes (eg. fonctions de Morlet, gaussiennes, Harr). Pour une application particulière, le choix d'une fonction par rapport à une autre va notamment être déterminé par la nature du signal (forme de l'ondelette) à étudier ainsi que ses propriétés spectrales (largeur de l'ondelette). La largeur d'une fonction en ondelette, à ne pas confondre avec l'échelle s , est définie comme le temps mis par celle-ci pour décroître d'un facteur e par rapport au maximum d'amplitude, dans l'espace réel ou dans l'espace de Fourier. Une fonction étroite dans le temps permettra une meilleure localisation des pics énergétiques mais aura une moins bonne résolution en fréquence, et inversement.

2.2.2 Application à la détection de tourbillon de long des traces altimétriques

Les tourbillons du Golfe de Gascogne que nous voulons identifier dans les mesures altimétriques ont des échelles spatiales et des vitesses de propagation variables. Aucune fréquence (temps ou espace) particulière ne permet d'isoler ce signal du reste de la dynamique dans l'analyse de Fourier classique. L'analyse en ondelette semble bien mieux appropriée pour extraire ces structures à méso-échelle. Nous utiliserons une fonction gaussienne qui possède une forme particulièrement adaptée à l'analyse de la déformation de la surface de la mer induite par la présence de tourbillons. De plus, ce type de fonction permet une très bonne localisation dans l'espace des structures du fait de sa largeur dans l'espace réel. Au contraire, sa résolution en fréquence est limitée du fait de son étroitesse dans l'espace de Fourier.

Une ondelette dérivée de Gaussienne d'ordre $m=2$ est définie au point n par la formule suivante :

$$\psi(n) = -\frac{(-1)^{m+1}}{\sqrt{\Gamma(2+\frac{1}{2})}} \frac{d^m}{dn^m} (e^{-n^2/2}), \quad (2.4)$$

et sa transformée de Fourier est :

$$\hat{\psi}(s\omega) = -\frac{1}{\sqrt{\Gamma(2+\frac{1}{2})}} (s\omega)^2 e^{-(s\omega)^2/2}. \quad (2.5)$$

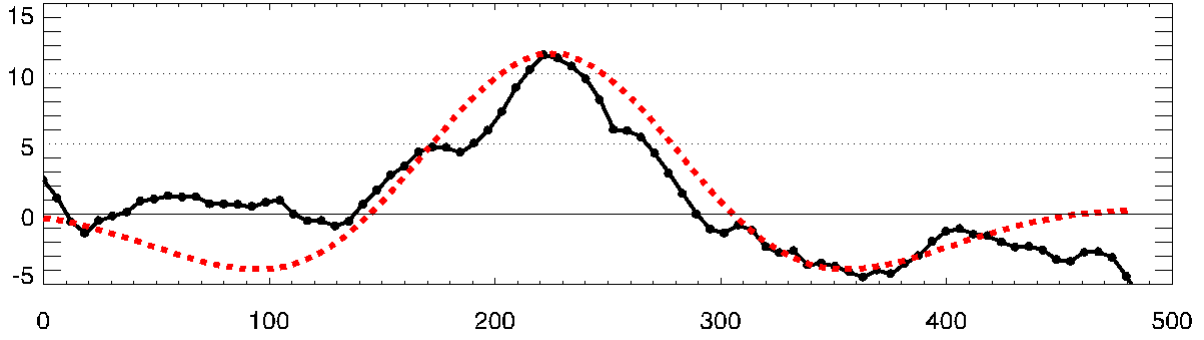


Figure 3. Exemple de détection d'un tourbillon sur les données altimétriques (Jason-1, 6 Juin 2001) au moyen de l'analyse en ondelette. La ligne noire représente les données le long de la trace, avec l'échantillonnage 1Hz, le trait pointillé rouge l'ondelette.

Sur une trace altimétrique présentant un tourbillon méso-échelle (trait noir), l'énergie de la transformée en ondelette sera maximale pour l'ondelette située au point n le plus proche du centre du tourbillon, et d'échelle s la plus proche du diamètre du tourbillon, comme représenté sur la figure 3 (pointillés rouges).

Un tourbillon est, dans la réalité, mieux représenté par un modèle intégrant une gamme d'échelles comprises entre s_1 et s_2 . Le spectre d'énergie de la transformée, moyenné sur une bande de fréquence est donné par la relation suivante :

$$\overline{W}_n^2 = \frac{\delta j \delta t}{C_\delta} \sum_{j=j_1}^{j_2} \frac{|W_n(s_j)|^2}{s_j}, \quad (2.6)$$

avec δj et δt , respectivement, les pas d'échelles et de temps, et C_δ un facteur de reconstruction unique à chaque fonction ($C_\delta = 3.541$ dans notre cas). Ces échelles sont choisies a priori en fonction de la connaissance de la zone et du bruit instrumental. Dans notre cas, la bande d'échelles analysées va de 40 à 400 km. L'amplitude du tourbillon détecté au point n va être donnée par \overline{W}_n . Cette valeur est non biaisée (le tourbillon est décrit depuis sa base) et est une approximation multi-échelle de l'amplitude du tourbillon. Etant donné le bruit résiduel dans les données altimétriques, nous utiliserons un seuil minimum sur l'amplitude des structures détectées dépendant des données utilisées : sur les données non-filtrées le long des traces nous avons appliqué un seuillage à 3 cm, et sur les données cartographiées un seuillage à 2 cm seulement (du fait de la plus faible variance sur ces cartes). Plusieurs autres caractéristiques du tourbillon

peuvent être déduites de cette méthode: le sens de rotation, les courants géostrophiques (et la vorticité relative) associés par exemple.

Il est aussi possible de reconstruire un signal filtré entre les échelles s_1 et s_2 :

$$x_n' = \frac{\delta_j \alpha^{1/2}}{C_\delta \psi_0(0)} \sum_{j=j_1}^{j_2} \frac{\Re\{W_n(s_j)\}}{s_j^{1/2}}, \quad (2.7)$$

Les caractéristiques réelles du tourbillon ne pouvant être mesurées que lorsque le tourbillon est centré sur la trace altimétrique, ce qu'il est impossible de savoir a priori, nous répétons l'analyse à chaque passage du satellite le long de la même trace afin de reconstruire une matrice 2D (distance le long de la trace et temps) des spectres moyennés en échelle. Ceci nous permet de détecter les passages pour lesquels on obtient un maximum d'énergie local sur la matrice \bar{W} , ce qui correspondra au pas de temps pour lequel un tourbillon est le mieux centré sur cette trace.

La détermination de la taille de la structure peut varier d'une formulation à une autre. Elle peut d'abord être calculée à partir de l'échelle en ondelette. Cependant, la périodicité de l'ondelette dans l'espace de Fourier ne se fait pas à l'échelle s . Afin de convertir les échelles de l'ondelette en échelle équivalente au sens de Fourier, il est crucial d'opérer une conversion d'échelle pour ne pas fausser l'interprétation. L'échelle de Fourier λ équivalent pour une dérivée de gaussienne d'échelle s est donnée par Torrence et Compo (1998) :

$$\lambda = \frac{2\pi}{\sqrt{m + \frac{1}{2}}} s \approx 3.97s. \quad (2.8)$$

Comme expliqué plus haut, l'ondelette gaussienne est très précise dans l'espace du fait de sa largeur dans l'espace réel, mais n'est pas aussi précise en termes d'échelle. Il est donc nécessaire de ré-estimer l'échelle, soit au moyen d'une 2^{ème} transformée utilisant une ondelette plus précise dans l'espace de Fourier, soit par le calcul de l'échelle suivant d'autres critères directement à partir des données ou de leur reconstruction en ondelettes (équations 2.6 ou 2.7). Nous avons retenu la deuxième option (voir ci-dessous).

La zone centrale du tourbillon en rotation quasi-solide peut être définie par la distance entre les 2 pics de vitesses azimutales l'entourant (Lilly et al. 2003). L'autre option que nous avons retenue pour rester en cohérence avec les autres méthodes utilisées (eg. l'Analyse Objective) est de calculer la distance de décorrélation spatiale à partir du

centre du tourbillon. Celle-ci est donnée par le 1^{er} croisement par zéro de la fonction d'auto-corrélation. Cette distance (rayon de décorrélation) correspond à la moitié de l'échelle.

Cette analyse a été développée et adaptée dans le cadre de cette thèse pour une application aux tourbillons du Golfe de Gascogne. Les résultats seront présentés dans le chapitre 4. Elle a été également testée avec succès dans le Golfe du Mexique afin d'analyser les processus d'évolutions des cyclones entourant le Loop Current à partir des sorties d'un modèle régional (cf. chapitre 7 - collaboration avec M. Le Hénaff).

3 DETECTION DE STRUCTURES A SUBMESO-ECHELLE

3.1 Exposants de Lyapunov appliqués à l'altimétrie

Les structures à submésos-échelles, telles que les filaments, sont des éléments caractéristiques de la dynamique océanique. Ces structures sont souvent liées à l'advection chaotique par la variabilité de la dynamique à plus grande échelle, comme les tourbillons, et peuvent être observées à partir de l'imagerie satellite à haute résolution (Abraham et Bowen 2002; d' Ovidio et al. 2004; Lehahn et al. 2007).

Les exposants de Lyapunov sont une méthode lagrangienne permettant de caractériser la dispersion relative moyenne des particules dans un fluide au cours du temps. Les exposants de Lyapunov à taille finie (FSLE) caractérisent le taux de divergence entre des particules séparées d'une distance δ_0 au début de l'expérience, puis d'une distance δ_f après un temps d'advection τ . Notons que pour les exemples que nous montrerons au chapitre 5, nous avons utilisé une séparation initiale δ_0 de 0.01° ($\sim 1\text{km}$) ainsi qu'une taille finie δ_f de 0.05° pour un temps maximal d'advection τ de 50 jours (si la distance de séparation n'est pas atteinte après cette limite de temps, l'advection est arrêtée).

Le calcul de cette dispersion se base sur une loi exponentielle :

$$\lambda(x, t, \delta_0, \delta_f) = \frac{1}{\tau} \log \frac{\delta_f}{\delta_0}. \quad (3.1)$$

Le calcul des trajectoires des particules dans l'espace et le temps se fait grâce à l'utilisation d'un modèle d'advection, l'intégrateur Runge-Kutta d'ordre 4 (d' Ovidio et al. 2009). Avant intégration, le champ de vitesses, issu des cartes 2D d'altimétrie dans notre

cas, est interpolé linéairement aux positions spatiales mais aussi temporelles des particules. L'advection est arrêtée au temps τ lorsque les deux particules sont séparées d'une distance δx . Le temps sert ainsi de base pour déterminer les taux de séparations.

Cette estimation de la dispersion nous permet de caractériser les zones de fortes convergences (advection à rebours dans le temps) / divergences (advection dans le sens positif du temps) liées à la variabilité temporelle d'un champ de vitesse en l'équilibre géostrophique (implicitement non-divergent). De plus, en intégrant les effets subis par une particule tout au long de sa trajectoire, il est ainsi possible de mettre en évidence des structures à des échelles plus fines que les pas de grilles du champ de vitesse considéré (d' Ovidio et al. 2009).

Notons que l'advection d'un traceur passif dans un champ turbulent et non-visqueux implique une cascade directe d'énergie, ce qui entraîne des exposants de Lyapunov négatifs pour une advection dans le sens temporel inverse, et réciproquement (Chertkov et al. 1998). Les échelles représentées dans le champ de vitesse initial doivent donc contenir assez d'énergie pour lui permettre d'être propagée jusqu'aux petites échelles (Hernández-Carrasco et al. 2011). Ceci va constituer un point critique à l'utilisation des exposants de Lyapunov dans le Golfe de Gascogne (cf. chapitre 5) où la circulation est relativement faible.

Les FSLE permettent de suivre l'évolution d'un champ de traceur et d'y détecter des zones frontales (marquées par des maxima locaux de la valeur des FSLE - d' Ovidio et al. 2009), mais aussi de donner une estimation sur le mélange turbulent. Ils peuvent ainsi être utilisés pour des études en biologie et bio-géochimie (Rossi et al. 2009; d' Ovidio et al. 2010).

Les FSLE seront dans notre cas principalement utilisés dans le cadre d'une inter-comparaison aux images de SST afin de valider les champs de vitesses issus de l'analyse objective (chapitre 5).

3.2 Détection de structures frontales à partir de l'imagerie satellite

Dans cette section, nous allons présenter les méthodes statistiques utilisées pour l'analyse des images de SST. Ces techniques seront surtout utilisées pour comparer l'information dérivée de l'altimétrie avec celle de l'imagerie satellite (chapitre 5). En

effet, dans certaines situations, les fronts dynamiques ont une signature thermique à la surface et peuvent être identifiés par la présence de gradients de SST.

Différentes méthodes existent pour détecter les structures frontales sur les données d'imagerie satellite. Cependant, la présence de bruit dans les données, de nuages non détectés par le contrôle qualité, mais aussi de faibles gradients thermiques (ce qui est le cas au large dans le Golfe de Gascogne) rendent les méthodes par différentiation classiques (eg. filtre Sobel) inadaptées. Afin de palier à ces problèmes, il est nécessaire de limiter le bruit sur les images de SST par filtrage spatial mais aussi d'utiliser des fenêtres d'analyse élargies (et non pas sur 2 pixels voisins), ainsi que d'analyser la cohérence spatiale et statistique des structures détectées, ce qui est rendu possible par l'utilisation d'algorithmes plus sophistiqués.

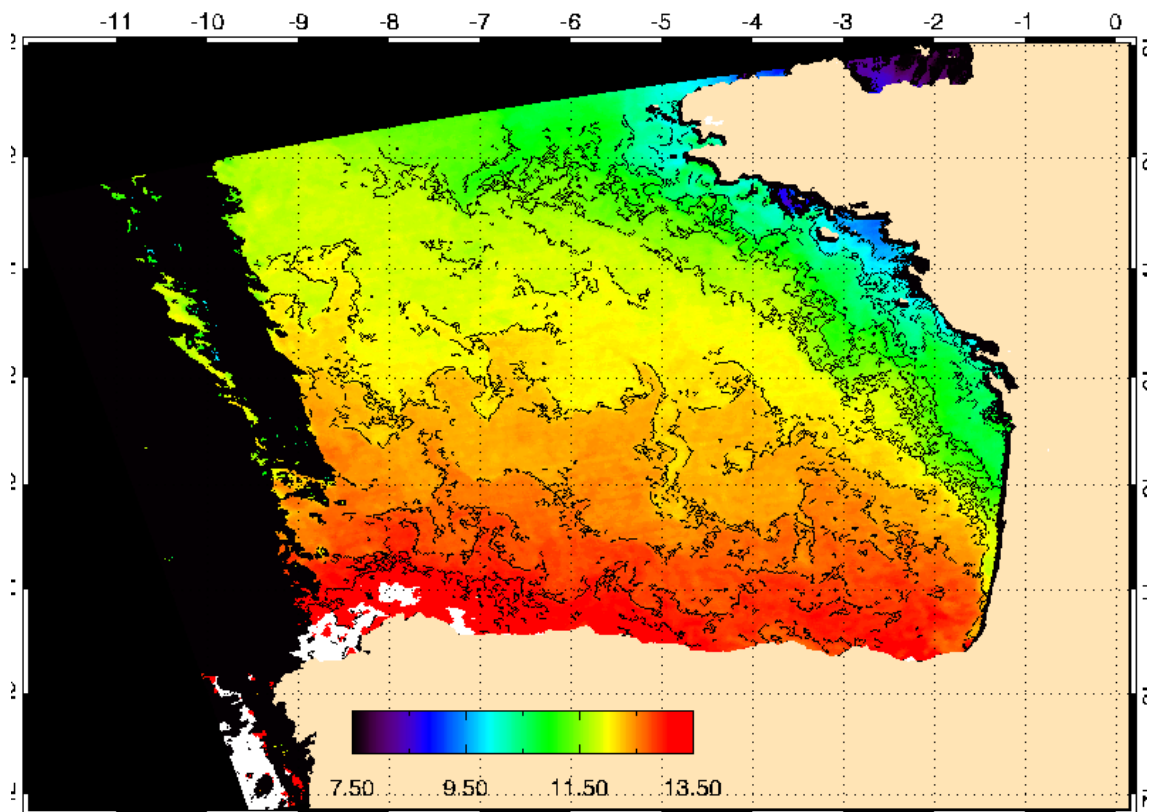


Figure 4. Exemple de détection de fronts (traits noirs) sur une image de SST MODIS du Golfe de Gascogne (18 Mars 2003) au moyen de l'algorithme de Cayula-Cornillon (1992).

Nous avons choisi une méthode d'analyse développée par Cayula et Cornillon (1992). Celle-ci consiste à considérer l'histogramme de densité des populations de SST dans des sous fenêtres de l'image satellite. Les différentes masses d'eaux se concentrent autour de valeurs particulières. Ainsi en analysant la répartition en densité des populations de l'histogramme, nous pouvons les discerner les unes des autres et sommes capables de renforcer les gradients thermiques présents dans l'image de façon efficace. Cet algorithme est largement utilisé pour la détection de fronts thermiques (Belkin et al. 2009; Miller 2009).

La détection de fronts au moyen de ce filtre se fait en 4 temps : 1) analyse de l'histogramme local, 2) analyse de la cohérence, 3) détection des pixels frontaux, 4) reconstruction des fronts (contourage).

L'algorithme sépare tout d'abord l'image en sous-fenêtres d'analyse se recouvrant totalement (pas de sous-échantillonnage sur le recouvrement des fenêtres). Suite à différents tests sur des données de SST du Golfe de Gascogne, nous avons retenu une largeur de fenêtre de 32 pixels. Les densités des valeurs de SST sont ensuite établies à partir de l'histogramme calculé sur ces fenêtres. La présence d'un front se traduit par une répartition bimodale de l'histogramme. La valeur de séparation dérivée de l'histogramme est ensuite testée afin de vérifier la cohésion statistique des deux populations obtenues. Le seuil de cohésion statistique est défini par des valeurs $C=0.92$, $C_1=0.90$ et $C_2=0.90$, définies par Cayula et Cornillon (1992). Un seuil de température de séparation optimal entre populations est calculé. La cohérence spatiale du résultat est alors analysée afin d'éliminer les erreurs d'origine atmosphérique (nuages). Si ce dernier test est concluant, les pixels correspondant au seuil de séparation optimal sont marqués comme pixels frontaux. Dans un dernier temps, les résultats d'analyse de chaque sous-fenêtre sont considérés de façon plus globale, et les pixels frontaux sont reliés entre eux par une méthode de contourage. Les fronts de trop courte longueur (inférieur à 10 pixels dans notre cas) ainsi que les fronts subissant de trop fortes variations de leur orientation sont éliminés. Finalement, cette méthode permet la détection de structures cohérentes dans les images de SST MODIS jusque pour des gradients de moins $0.05^\circ/3$ km. Un exemple d'application de cette méthode est donné sur la figure 4.

CHAPITRE 4.

DEVELOPPEMENT D'UNE METHODOLOGIE DE CARTOGRAPHIE REGIONALE DES DONNEES MESURES ALTIMETRIQUES

1 INTRODUCTION

Comme vu au chapitre 1, les tourbillons océaniques sont omniprésents dans la partie profonde du Golfe de Gascogne. Dans ce chapitre, nous nous attèlerons d'abord à détecter la signature des structures à méso-échelle dans les cartes globales du niveau de la mer (produit AVISO/DUACS), couramment utilisées pour l'étude de la dynamique tourbillonnaire. Pour analyser les résultats, nous comparerons les caractéristiques des tourbillons détectés sur ces cartes à celles observées à partir du produit régional X-TRACK de données altimétriques le long de la trace. Ce dernier contient en effet des informations plus détaillées sur la dynamique de la zone. Pour cette étape nous avons développé une méthode d'analyse basée sur la transformée en ondelettes, que nous avons adapté à notre problématique (cf. chapitre 3.1.2)

Nous verrons comment les caractéristiques de la dynamique locale nous ont encouragés à développer une nouvelle méthodologie de cartographie des données du niveau de la mer à l'échelle régionale, afin de mieux préserver les signaux à fine échelle que dans les produits standards. Ceci a fait l'objet d'une première publication dans la revue *Marine Geodesy* en 2011 (Dussurget et al. 2011), article inclus en anglais dans la section 3.

2 CARACTERISATION DES PROCESSUS MESO-ECHELLE DU GOLFE DE GASCOGNE A PARTIR DE PRODUITS ALTIMETRIQUES GRILLES STANDARDS

L'analyse spectrale des séries temporelles de SLA obtenues à partir des cartes d'anomalies de hauteur de mer issues de DUACS (Figure 1) nous montre que la variabilité est principalement dominée par le cycle saisonnier résultant des processus de dilatation/contraction thermostériques dans la couche superficielle de l'océan (Stammer 1997). Cette variabilité est plus forte sur le plateau (jusqu'à 6 cm) qu'au large (~3-4 cm). Cependant les différences d'amplitude entre les signaux observés sur le plateau et au large ne se cantonnent pas uniquement à la fréquence saisonnière. On observe sur la figure 1 significativement plus d'énergie pour l'océan profond sur les échelles intra-saisonnières (100 à 300 jours). Ceci ne peut être expliqué par des erreurs résiduelles de marée étant donné la large bande spectrale associée à ce surplus d'énergie. De plus on s'attend à ce que des erreurs de marée aient des amplitudes plus faibles au large que sur le plateau, à l'inverse de ce qui est observé.

Une analyse de ce signal intra-saisonnier sur l'ensemble du Golfe (figure 2) montre que celui-ci est principalement situé, au large, le long de 45°N, et culmine à 2 cm de RMS (soit presque 50% de la variabilité au large) à 6° et 8.5°O sur les cartes globales.

Un diagramme de Hovmöller à 45°N (figure 3) sur ces données montre clairement la propagation d'anomalies de niveau de la mer vers l'ouest dans la bande des 100 à 300 jours, ainsi qu'au-delà de 300 jours ponctuellement (cf. pointillés noirs sur la figure 3), traduisant une augmentation d'échelle lors du déplacement de ces structures. Une augmentation relative de ces signaux est visible entre 2001 et 2004 sur la figure 2. Cette période correspond globalement à une couverture accrue en termes d'observations altimétriques, avec 4 satellites volant de concert.

Cependant, cette augmentation est observée aussi bien dans le jeu de données de référence (REF – fig. 3.B) obtenu à partir des 2 missions historiques seulement (T/P et ERS) sur toute la période, que dans celle (UPD – fig. 3.C) obtenue avec l'ensemble de la constellation altimétrique. Notons qu'une augmentation de l'activité méso-échelle moyenne sur la zone a aussi été observée par Caballero et al. (2008) à cette période.

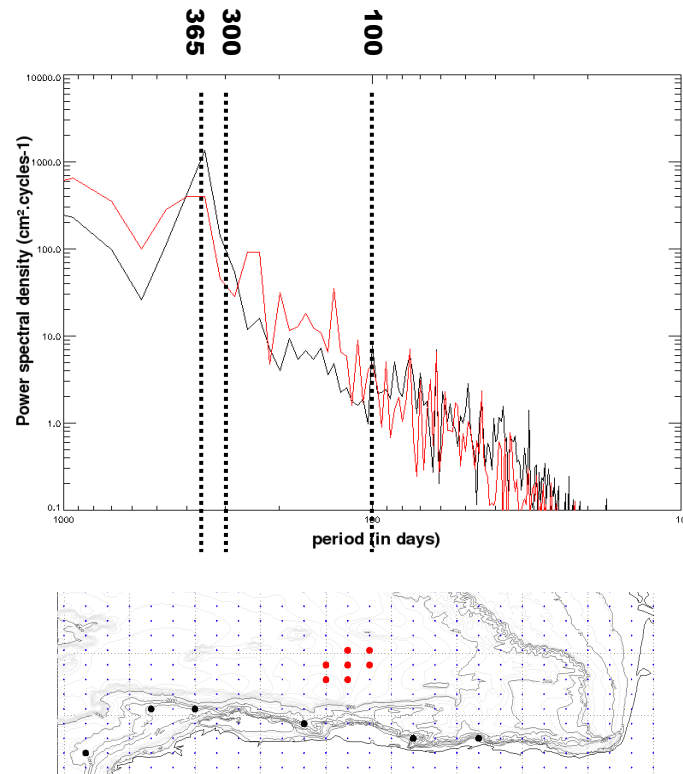


Figure 1. Moyenne spatiale des densités spectrales calculées à partir des séries temporelles de SLA DUACS aux points de grille situés le long du talus Cantabrique (en noir) et au large vers 45°N (rouge) – cf. carte du bas.

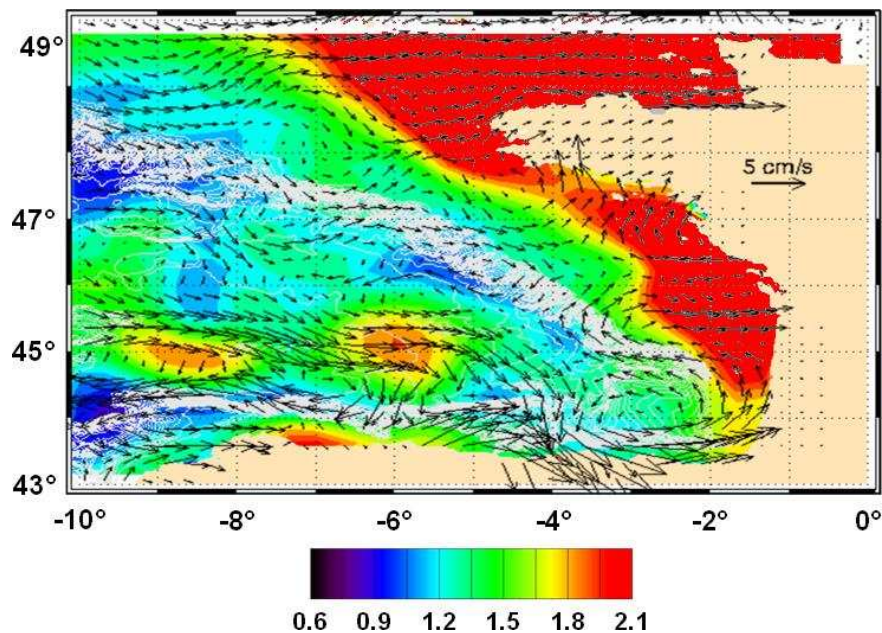


Figure 2. (couleurs) RMS en cm du signal filtré de 100 à 300 jours (couleurs) ; (flèches) courant moyen issue de la MDT Rio et al. (2009).

La représentation en Hovmöller renseigne sur les propagations en une direction seulement. Afin d'étudier ces propagations sur l'ensemble de la zone, nous avons eu recours à la méthode d'Okubo-Weiss, décrite au chapitre 3, pour identifier et suivre les tourbillons à partir des cartes 2D d'anomalies du niveau de la mer sur la période 2000-2004. Pour obtenir des résultats exploitables il a été nécessaire de définir des seuils de détections très bas ($|SLA| \geq 3 \text{ cm}$ & $Q \geq 0.5 \cdot 10^{-12}$). On notera également que la vorticité relative ζ des structures détectées est très faible par rapport à la vorticité planétaire f ($\zeta \leq 5\text{-}10\%$ de f) par rapport au 30 à 40% attendus (Pingree et Le Cann 1992a; Pingree et Cann 1992b).

Sur la figure 4 ne sont représentées que les grandes structures ayant les plus longues trajectoires détectées. Pour la période 2000-2004, seulement une trentaine de grands tourbillons a pu être suivi avec cette technique. Le plus grand nombre se situe en dehors du Golfe de Gascogne et les structures observées semblent provenir en grande partie de la marge continentale française. Aucune ne provient des zones de formation de tourbillon identifiées dans la littérature : les zones du Cap Ortegal et du canyon de Cap Ferret.

Un anticyclone (ae7w – trajectoire bleue marine) a cependant pu être suivi pendant plus de 18 mois à partir de $45^\circ\text{N} - 7.5^\circ\text{O}$. Il correspond au signal matérialisé par une ligne pointillée sur le diagramme d'Hovmöller en 2002 (figure 3.c,d). Ces trajectoires ne montrent pas de tendance de propagation en fonction du sens de rotation, comme prédit par l'« effet beta » (Cushman-Roisin 1994; Morrow et al. 2004; Chelton et al. 2007). Plus au large, la trajectoire de l'anticyclone ae7w (bleu foncé) a clairement été affectée par la topographie, et a contournée la montagne Biscaye ($10\text{-}11^\circ\text{O}$) par le sud, avant de repartir vers le nord en passant entre les monts Biscaye et Charcot. Nous reviendrons sur l'analyse de ces signaux dans le chapitre 6.

Le très faible nombre de tourbillons détectés par ces différentes analyses laisse supposer la mauvaise représentation de la méso-échelle régionale sur les cartes altimétriques globales. En effet, l'utilisation d'une couverture spatiale accrue sur la période 2002-2005 (4 satellites) ne montre que de faibles différences du niveau de variabilité par rapport à un jeu de données basé sur 2 missions altimétriques. Les échelles de décorrélation spatiales utilisées lors de l'Interpolation Optimale ($\sim 125 \text{ km}$) et le filtrage spatial ($\sim 60 \text{ km}$) appliqué aux données le long de la trace en amont de la cartographie sont de potentielles limites à une représentation correcte des signaux océaniques méso-échelles du Golfe de Gascogne sur les cartes globales issues de DUACS.

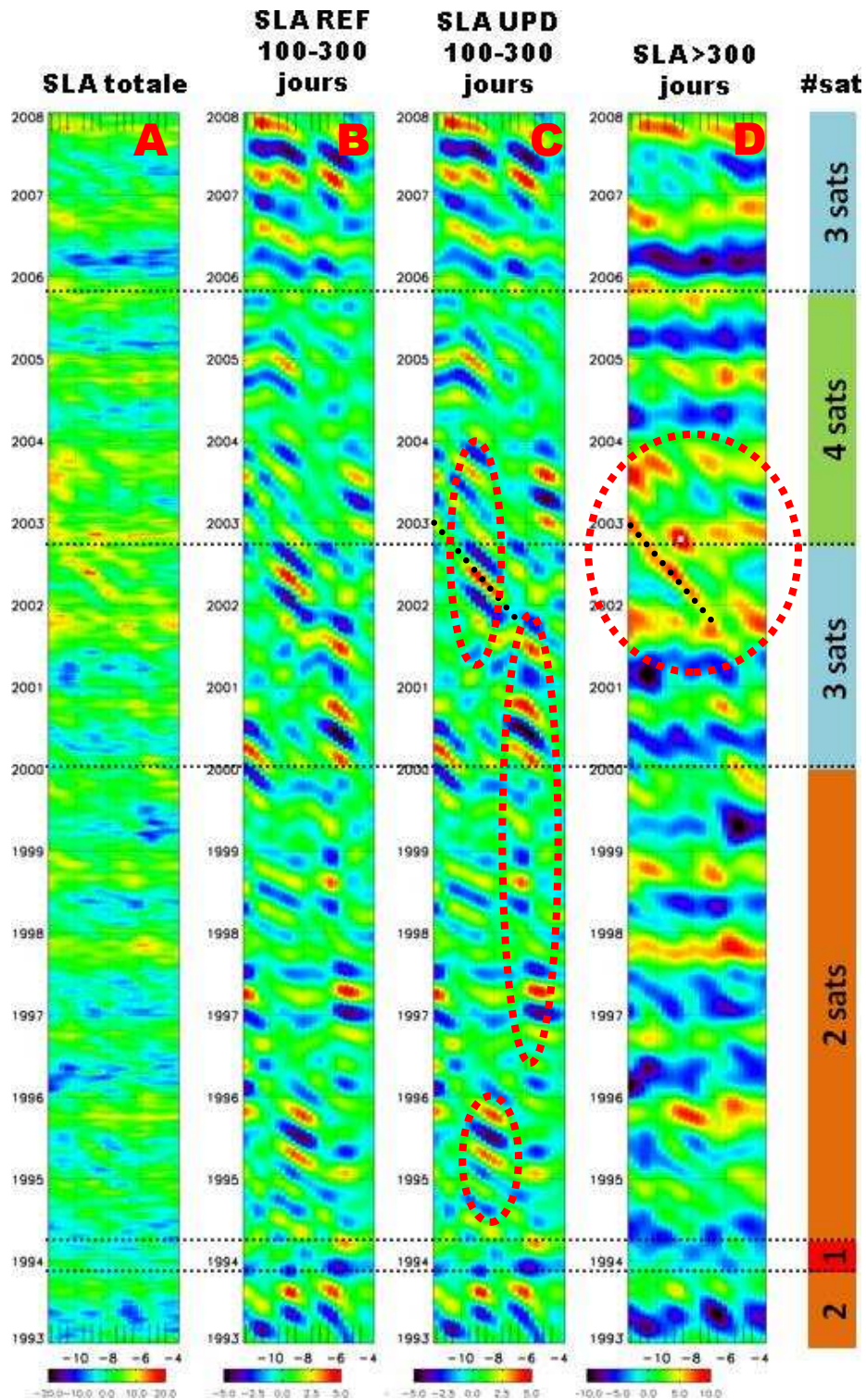


Figure 3. Diagramme Hovmöller de la SLA issues des cartes DUACS le long de 45°N (de 4° à 12°). Signal total de la série REF – cartes DUACS avec 2 missions altimétriques (gauche). SLA filtrées temporellement entre 100 et 300 jours pour les séries REF (panneau central) et UPD – cartes DUACS avec jusqu’à 4 missions altimétriques (panneau de droite) et nombre de satellite dans la série UPD (barre de droite). Le panneau de droite montre quant à lui la SLA basse fréquence (>300 jours).

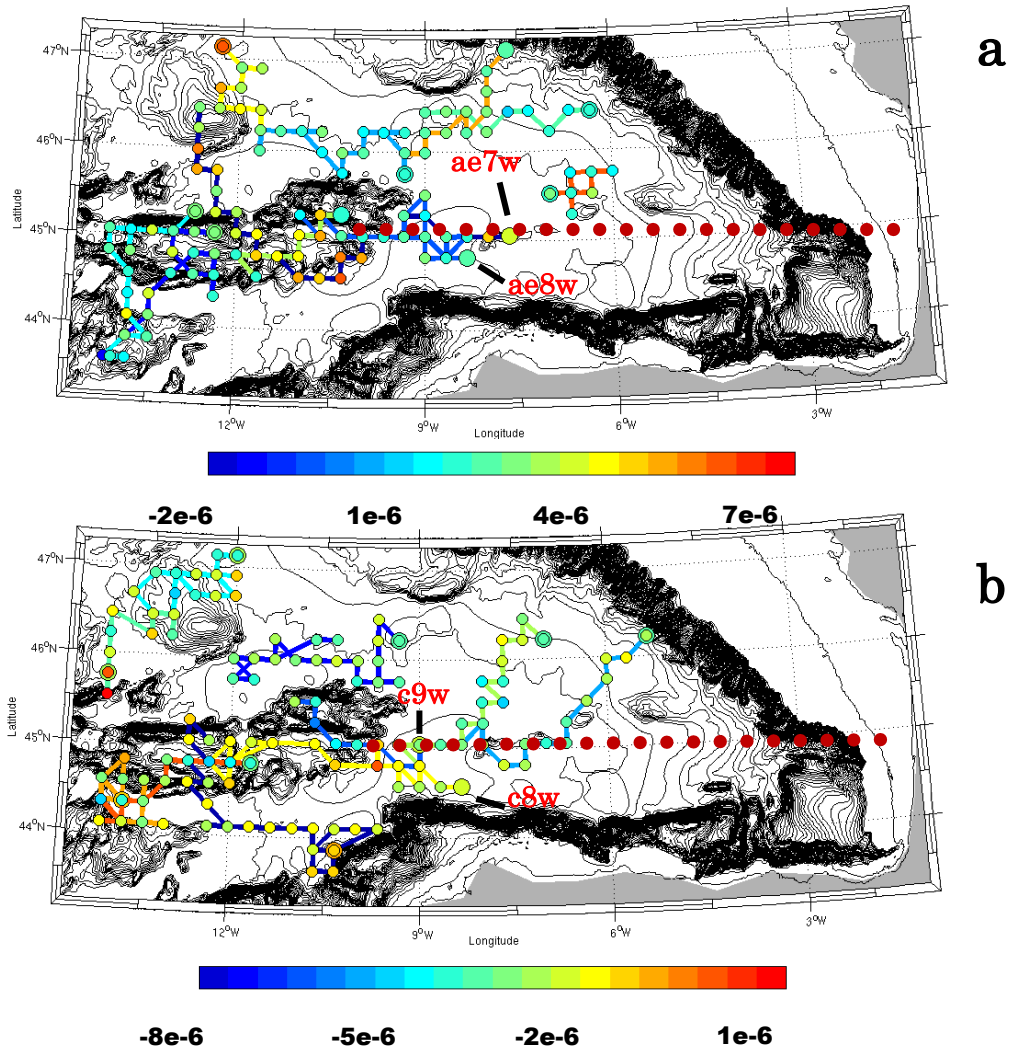


Figure 4. Evolution des trajectoires (lignes) et de la vorticité relative (points de couleur) pour les 10 plus longs anticyclones (a – panneau du dessus) et cyclones (b – panneau du dessous) suivis du 1er Janvier 2000 et 31 Décembre 2003. Les points de plus grande taille représentent les points de départ de chacune des trajectoires. La section longitudinale du diagramme Hovmöller est représentée par les pointillés rouges.

Le très faible nombre de tourbillons détectés par ces différentes analyses laisse supposer la mauvaise représentation de la méso-échelle régionale sur les cartes altimétriques globales. En effet, l'utilisation d'une couverture spatiale accrue sur la période 2002-2005 (4 satellites) ne montre que de faibles différences du niveau de variabilité par rapport à un jeu de données basé sur 2 missions altimétriques. Les échelles de décorrélation spatiales utilisées lors de l'Interpolation Optimale (~ 125 km) et le filtrage spatial (~ 60

km) appliqué aux données le long de la trace en amont de la cartographie sont de potentielles limites à une représentation correcte des signaux océaniques méso-échelles du Golfe de Gascogne sur les cartes globales issues de DUACS.

Afin de savoir s'il est possible d'améliorer la cartographie des données altimétriques dans la zone d'étude, et si oui, comment, nous avons analysé la capacité des mesures altimétriques avant analyse (le long des traces altimétriques) à capturer les structures méso-échelles qui nous intéressent. En effet, la résolution spatiale, mais aussi temporelle, de ces données « d'origine » est la meilleure possible parmi les produits altimétriques, même si la résolution spatiale se limite à une dimension, ne permettant d'observer et de caractériser le passage de structures méso-échelles qu'en dessous des traces des satellites. La capture systématique des structures tourbillonnaires à partir de données altimétriques le long de la trace nécessite d'adopter de nouveaux outils d'analyse. La caractérisation de ces structures pourra ensuite servir de base au développement d'une méthode de cartographie adaptée à la dynamique locale. L'ensemble de ce travail est détaillé dans la section suivante, mais aussi au chapitre suivant.

3 ANALYSE DES DONNEES LE LONG DE LA TRACE ET CARTOGRAPHIE DES DONNEES ALTIMETRIQUES (ARTICLE MARINE GEODESY)

3.1 Résumé de l'article

L'analyse des cartes de SLA globales nous a conduits à reconsidérer l'utilisation des données le long des traces altimétriques pour l'étude de la dynamique méso-échelle. La première partie de l'article consiste en l'analyse de spectres de variabilité spatiale et temporelle du niveau de la mer dans le Golfe de Gascogne. Cette analyse permet de mettre en évidence d'importantes différences entre les jeux de données altimétriques considérés. Les spectres de variabilité des cartes de SLA montrent un déficit d'énergie en dessous de 150 km et de 200 jours, suggérant l'absence d'une partie de la variabilité fine-échelle ayant une signature temporelle sur des échelles relativement longues. Afin de

mettre en exergue cette interprétation, nous nous basons sur la méthodologie d'analyse en ondelettes détaillée dans le chapitre 3. Celle-ci nous permet la détection et la caractérisation des tourbillons à partir des données le long de la trace issues de la chaîne X-TRACK. Cette analyse permet de démontrer un manque systématique d'amplitude et d'échelle sur les données cartographiées à l'intérieur du Golfe de Gascogne. Les vitesses géostrophiques autour de ces tourbillons sont sous-estimées d'environ 33%, impliquant une réduction de moitié de l'EKE dans le Golfe. A l'extérieur du Golfe, les échelles spatiales observées sont suffisamment proche du rayon de décorrélation utilisé dans DUACS (~120 km), pour que les cartes globales de SLA soient en phase avec la variabilité locale.

Du fait des échelles spatiales réduites à l'intérieur du Golfe, une méthode de cartographie régionale du niveau de la mer est mise en place. En utilisant des rayons de décorrélation de 55 km et une cartographie en deux temps (seule la variabilité fine échelle est réanalysée et ajoutée à la variabilité grande échelle issue de DUACS), cette méthode est appliquée à la période 2002-2005 pour laquelle la couverture spatiale par l'altimétrie a été optimale. L'intercomparaison de ces données par rapport à des images satellites montre la bonne cohérence des signaux reproduits avec la dynamique locale. Le contenu spectral des données montre une augmentation de la variabilité sur des échelles de 50 à 100 km. Des essais menés avec 3 satellites au lieu de 4 démontrent que cette méthode de cartographie pourrait être étendue à une période plus longue (la constellation de satellite altimétriques étant composée d'au minimum 3 satellites depuis 2000).

Les limites d'une telle réanalyse des données altimétriques sont discutées à la fin de l'article et mentionnent notamment des améliorations possibles, mais soulignent aussi la besoin d'intercomparaison à des données indépendantes. Ces améliorations seront développées dans le chapitre 5.

Fine Resolution Altimetry Data for a Regional Application in the Bay of Biscay

RENAUD DUSSURGET,¹ FLORENCE BIROL,²
ROSEMARY MORROW,² AND PIERRE DE MEY¹

¹LEGOS, Université de Toulouse/CNRS, Toulouse, France

²Center for Topographic Studies of the Oceans and Hydrosphere
(CTOH)/LEGOS, Université de Toulouse/CNRS, Toulouse, France

Eddy properties in the Bay of Biscay are studied from 15 years of reprocessed along-track altimeter data using a wavelet-based analysis. Associated spatial scales vary from ~60 km in the inner bay to 130 km offshore, with amplitudes also increasing offshore. These characteristics are not correctly represented in standard gridded products, which are too smooth. Compared to observed along-track data, geostrophic currents and eddy kinetic energy estimated from standard gridded maps are too weak by a factor of 33% and 50%, respectively. A new mapping approach is proposed to better resolve the local mesoscale variability. It uses the larger wavelengths of the standard gridded maps as a first guess and adds an increment based on the short scale signals of the along-track data. First results show coherent fine scale signals, consistent with the information provided by MODIS imagery.

Keywords Altimetry, mesoscale dynamics, Bay of Biscay, spectral analysis, wavelet analysis, objective analysis

1. Introduction

Over the last two decades, altimetric data, used alone or in conjunction with other satellite or in situ observations, have made an important contribution for observing and studying ocean mesoscale dynamics (Le Traon and Morrow 2001; Le Traon and Dibarboure 2004). Mesoscale variability, associated with eddies, vortices, meandering currents, fronts and jets, is ubiquitous in the ocean. In most mid-latitude regions, there is a peak of energy at the mesoscale (Schmitz and Luyten 1991). The altimetric sea surface height (SSH) time series extends continuously now for more than 18 years since the launch of the TOPEX/POSEIDON mission in 1992. Their accuracy has been continuously improved, reaching centimetric precision (Lambin et al. 2010). Compared with other satellite observations (e.g., sea surface temperature or ocean color), satellite altimetry has the unique capability of providing all-weather (even through clouds) synoptic views of the sea surface height field, which is related to the dynamics of both the surface and deep geostrophic currents.

During different periods, different altimeter missions flying simultaneously (up to four between 2002 and 2005 and even five in 2002) have provided an improved time and space

Received 18 November 2010; accepted 22 March 2011.

Address correspondence to Renaud Dussurget, LEGOS, Université de Toulouse Observatoire Midi-Pyrénées, 18 av. Edouard Belin, 31401 Toulouse cedex 9, France. E-mail: renaud.dussurget@legos.obs-mip.fr

sampling of the ocean surface topography, sampling which is crucial for monitoring and understanding ocean mesoscale variability. Various studies (Le Traon and Dibarboure 2004; Pascual et al. 2006; Pascual et al. 2007) have shown that at least two complementary nadir altimeters are required for observing part of the mesoscale signal, while four missions allow us to recover a significant part of the corresponding ocean features. Although the present generation of global altimeter maps are tuned to resolve the larger mesoscale structures ($> 100\text{--}200$ km; Chelton et al. 2007), they do not capture the wide part of the ocean signals ranging from the smaller mesoscale to submesoscale motions. These processes play a primary role in the horizontal stirring of ocean tracers (d'Ovidio et al. 2004; Lehahn et al. 2007), in the cross-slope exchanges between coastal seas and open ocean (Huthnance et al. 2009) and in the vertical exchanges of water, carbon and nutrients (Klein and Lapeyre 2009). They are particularly important in coastal transition zones where the standard gridded SSH products are either not available or are unreliable. Retrieving correct altimeter data in the 20–50 km coastal band is particularly complex. Correctly sampling the mesoscale, submesoscale and coastal dynamics is probably one of the major challenges facing present day satellite *altimetry*.

Substantial efforts are being made by the satellite altimetry community to develop new processing techniques and new altimetry corrections, in order to improve the spatial resolution of the original along-track altimeter data sets and to retrieve correct estimates of sea surface heights in the near shore region. Recent studies, based on reprocessing of along-track sea level anomaly (SLA) data using a coastally oriented strategy, have shown that it is possible to observe ocean currents 20–30 km wide (Birol et al. 2010; Bouffard et al. 2010b; Le Hénaff et al. 2010; Herbert et al. in revision). Judicious along-track filtering, based on the high-rate along-track measurements (10/20 Hz) rather than usual 1 Hz measurements, also reveals that coastal processes may be observed down to these scales, opening a new range of satellite altimetry perspectives.

In this context, the objectives of this study are twofold: 1) to assess the observability of the smaller ocean mesoscale features (less than 200 km wavelength) in the coastal region and further offshore in the Bay of Biscay, using a reprocessed along-track altimeter data set (sections 2 and 3), and 2) to demonstrate the capability of mapping these smaller mesoscale structures to produce regional 2D gridded SLA products (section 4). The 2D velocity fields derived from these finer scale gridded SLA maps can then be used to monitor more precisely the coastal advection and offshore exchanges. Moreover, the representation of these scales in 2D velocity fields is a critical issue when deriving the submesoscale filamentation from statistical techniques.

1.2. The Study Region

Due to the rich nature of its dynamics, the Bay of Biscay, located in the Northeastern Atlantic, is an ideal laboratory for this study. The Bay of Biscay provides the main access from the Atlantic basin to the coastal and shelf seas of Northwest Europe. One particular feature is the shelf orientation and bathymetric structure (Figure 1). In most mid-latitudes boundary regions, coastlines tend to follow a north-south alignment. The Bay of Biscay, which extends from the Portuguese coast to the Irish coast, includes the zonal alignment of the Cantabrico slope and the southeast-northwest alignment of the French and Celtic shelves. Moreover, the French shelves extend far into the Bay, resulting in fairly shallow water in many areas.

In line with these bathymetric constraints, the local ocean dynamics are complex, with a broad spectrum of processes, from small scale river plumes, strong tidal currents,

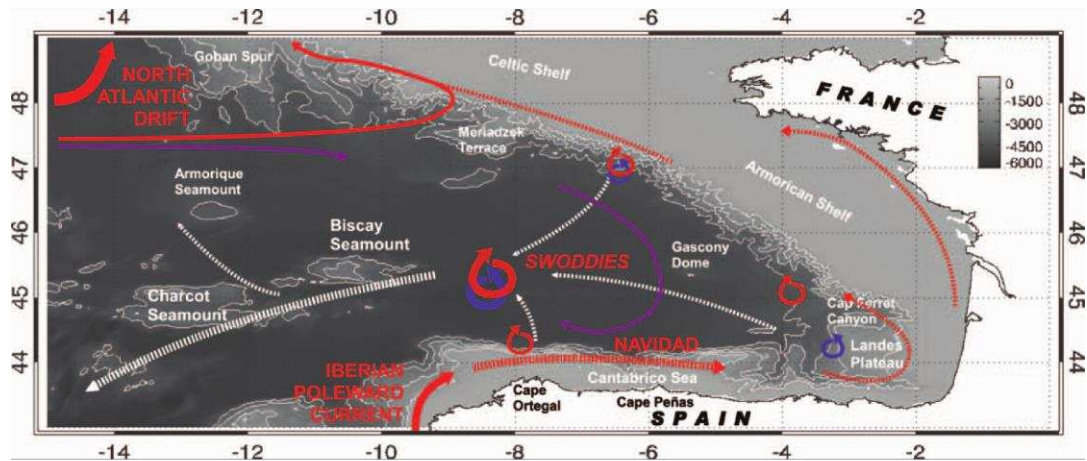


Figure 1. Schematic representation of the major ocean circulation features in the Bay of Biscay, superimposed on the bathymetry. Red lines are the poleward circulation permanent (solid line) and seasonal (dashed) branches; purple line is the weak anticyclonic (equatorward) large scale flow; circles are anticyclones (red) and cyclones (blue) with their supposed generation and propagation (white dashed line). (Figure available in color online)

instabilities generated near the continental slope, eddies and large scale circulation. Figure 1 provides a schematic view of the major features occurring in the Bay. Amongst the main circulation features, a poleward coastal current, the Iberian Poleward Current, enters the Bay from the southwest (dotted line along Spanish coast on Figure 1). This current flows along the Spanish continental slope, sometimes reaching the Landes Plateau, in episodes which have been named *Navidad* events (Pingree and Le Cann 1992a). The poleward slope current may also be visible along the Armorican and Celtic shelves (Pingree and Le Cann 1989; Pingree and Le Cann 1990) and is reinforced towards the north of the Bay (Goban Spur area) where it joins the intense poleward flow along the Irish coasts. Around 46° N, the North Atlantic drift separates into northward and southward branches. Part of this flow enters the Bay of Biscay and drives its offshore circulation in the form of a weak anticyclonic gyre (Pingree 1993; Le Cann and Pingree 1995).

This relatively weak general circulation is highly influenced by the frequent occurrences of mesoscale eddies. On the basis of a series of hydrographic measurements made in the Bay and satellite infrared images, Pingree and Le Cann (1992a, b) have monitored these mesoscale vortices, naming them SWODDIES (Slope Water Ocean eDDIES). These eddies are thought to originate from discontinuities in the continental slope such as the Cap Ferret Canyon or Cape Ortegal promontory. Then they may propagate westward towards the exterior of the Bay (Pingree and Le Cann 1992b; Garcia-Soto et al. 2002) and possibly drift far away for long periods into the North Atlantic (Le Cann et al. 2005; Reverdin et al. 2009). The mesoscale field in the Bay of Biscay has also been studied with altimetry. Caballero et al. (2008) processed a regional gridded data set using SLA from 2 satellites (TP+ ERS-2; then Jason-1+ ENVISAT) to analyse the Eddy Kinetic Energy (EKE) variability in this area. Their study showed increased EKE values for the period 2001–2003, and they were able to track several large SWODDIES.

Figure 2 shows an ocean color composite image taken from the MODIS sensor on the Aqua satellite under clear sky conditions. It illustrates the complexity of the mesoscale field acting in the deeper part of the Bay of Biscay. Most of the structures have scales

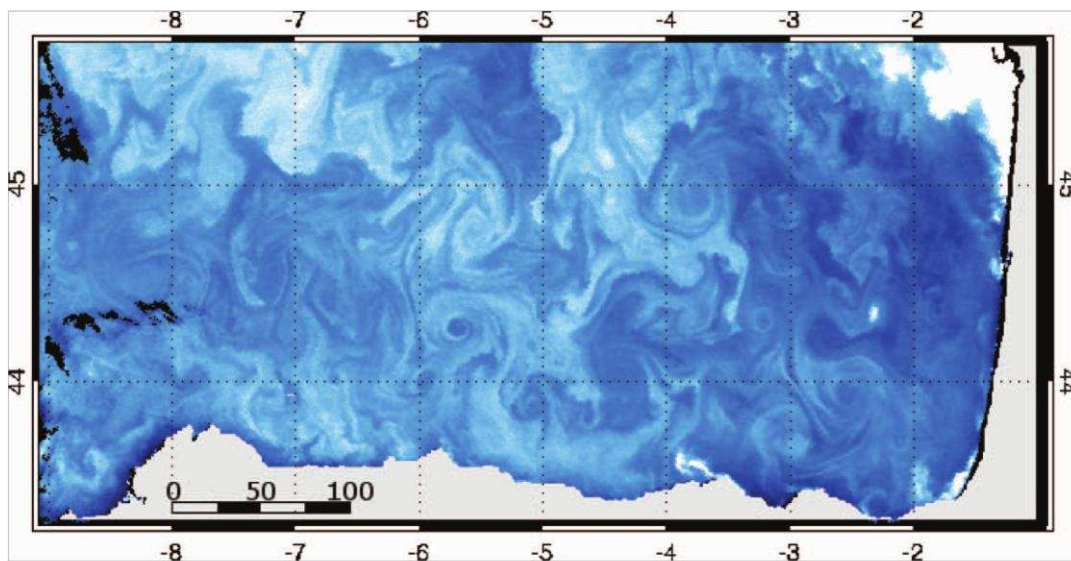


Figure 2. MODIS image of the Bay of Biscay on March 19, 2003. This figure is a composite of reflectances in the Red/Blue/Green spectral bands. Scale is given in km. (Figure available in color online)

close to 60–80 km, such as the cyclone/anticyclone dipole near 6° W and the cyclone at 4° W–45° N, and can induce the formation of the submesoscale filaments surrounding them. These structures are responsible for an intense stirring of the ocean with “clearer” offshore waters advected from the Northern Bay of Biscay being mixed with more opaque “darker” waters near the shelves. In this article, we will analyze how altimetry resolves the surface signature of this complex mesoscale field, both using standard products and experimental processing techniques.

2. Data

2.1. Altimetry Data

In this study, two different types of altimetry data are used: along-track data and standard gridded data fields. In order to compute reliable statistics when analyzing the spatial and temporal scales observed in the Bay of Biscay from different altimetry products (section 3), we first consider an extended time series of 15 years of data (March 1993–April 2008). In section 4, in order to provide a finer characterization of the mesoscale variability in the area of interest, we concentrate on the period ranging from October 2002–September 2005, ideally suited because of the availability of data from four different altimeter missions: TOPEX/Poseidon (1992–2005), GEOSAT Follow On (2000–2008), ENVISAT (2002–present) and Jason-1 (2002–present), shortened to TP, GFO, ENV and J1 hereafter.

2.2. Alongtrack Altimetry Data

The along-track altimetry data used in this study were developed, validated and distributed by the Centre de Topographie des Océans et de l’Hydrosphère, France

(CTOH—<http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products/coastal-products/coastal-products>). For all considered altimetric missions (i.e., TP, J1, ENV and GFO), the 1 Hz rate data (equivalent to a resolution of approximately 6–7 km) have been reprocessed along the tracks using the coastal-oriented X-TRACK software (Roblou et al. 2010) whose objective is to improve both the quantity and quality of altimeter estimates in coastal regions by reprocessing *a posteriori* the Geophysical Data Records (GDRs) delivered by data assembly centers. Different studies have demonstrated the efficiency of the X-TRACK strategy in improving the data coverage and the representation of the coastal dynamics, characterized by relatively short-term and short-scale variations (Birol et al. 2010; Le Hénaff et al. 2010; Herbert et al. 2011). The first step of the processing consists of redefining the data editing strategy on a regional basis to minimize the loss of data during the correction phase. The standard altimeter corrections provided by the missions' data processing centers are used. In addition, homogeneous geophysical corrections (tidal and high frequency signal aliasing corrections) are applied to all data sets, computed using the GOT v4.7 tidal model (Ray 1999) and the global finite element barotropic Mog2D/TUGO model (Carrere and Lyard 2003; Mangiarotti and Lyard 2008). Note that the aliasing of subsampled tidal components in altimeter sea level records may be a critical issue in the Bay of Biscay where the coastal tidal dynamic is particularly complex and energetic. After an along-track mean reference surface computation phase, the data are finally interpolated at equally sampled reference points along a nominal ground-track and converted to time series of SLA data. For details on the processing and on the altimeter corrections, the reader is referred to the paper by Roblou et al. (2010) and to the CTOH website. This data set is referred as X-TRACK data hereafter.

Two versions of this data set are used in this study: 1) since the noise level limits the ability to observe the smaller along-track wavelengths, in section 3b, an along-track spatial low-pass filtering with a spatial cutoff frequency of about 40 km is applied before data analysis; 2) in section 4, no filtering was used before mapping. In both cases, no subsampling is applied.

2.3. Maps of Sea Level Anomalies

Global merged SLA grids were produced by SSALTO/DUACS and distributed by AVISO with support from CNES. Data were obtained online through the AVISO website (<http://www-aviso.cnes.fr>). The delayed time, “updated” version of the AVISO SLA weekly gridded maps on a $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ Mercator grid were used, computed with all available satellites. The gridding technique for combining data from multi-satellite sources is based on the OI scheme described in (Le Traon et al. 2003). It resolves the larger mesoscale oceanic processes, from a priori knowledge of sea level and error covariance functions, and spatial and temporal scales that are imposed by the analytical functions used in the analysis. At the latitude of the Bay of Biscay, the corresponding length scales are on the order of 115 km and time scales on the order of 14 days on average (M.I. Pujol, personal communication, 2010). In addition, propagation velocities were also included in the analysis to better represent oceanic propagation processes. Finally, a global adjustment using the Jason-1 orbit as a reference is performed to remove biases for all satellites (Le Traon and Ogor 1998).

The main characteristics of both alongtrack and standard gridded SLA data are summarized in Table 1. The corrections applied to altimeter measurements are the same. The X-TRACK editing strategy allows the retrieval of more data, especially in shallow water areas (Birol et al. 2010). However, the main difference between the two data sets lies in the

Table 1
List of main characteristics and differences between along-track coastal and gridded data sets

	Along-track coastal data set	Gridded standard altimetry data set
Period	TP+ J1: 1993–2008	Merged product: 1993–2008
Availability of atmospheric corrections to the coast	TP+ J1+ ENV+ GFO: Sept.2002–Sept.2005 Last available radiometer correction interpolated to the coast using model variability in coastal zone	~30–50 km
Tidal correction	GOT4.7 global tidal model	GOT4.7 global tidal model
Atmospheric forcing correction	MOG2D global model for high frequency < 20 days	MOG2D global model for high frequency < 20 days
Initial resolution	Inverse barometer from atmospheric surface pressure for low frequency > 20 days 1 Hz ~7 km	Inverse barometer from atmospheric surface pressure for low frequency > 20 days 1 Hz ~7 km
Spatial filtering	None or 6 pts Loess filter (~40 km)	3 pt Median filter + 60 km Lanczos filter
Mapping length scales	—	~115 km and 14 days
Output resolution	7 km 10–35 days	0.33° (~35 km) 7 days

limitations in terms of resolution. In altimetric maps, it is critically limited by the choice of the covariance functions in the OI scheme (which produces SLA estimates that are smoothly varying in space and time), but it is also limited by the filtering and subsampling of the original data sets.

Indeed, prior to the mapping of altimetry data, alongtrack SLA are filtered twice by standard processing: first using a 3-point (~ 20 km) nonlinear low-pass median filter and then by applying a low-pass Lanczos filter with a cutoff frequency of ~ 65 km (at 45° N). Outliers are also removed and data are subsampled every 3 points (Pujol and Larnicol 2005). These filtering phases are used not only to reduce the noise level in the data but also to limit the observability of the smaller scales processes in the resulting gridded fields.

2.4. Other Data Sets

A sequence of MODIS level 2 ocean color images were processed and obtained from the Ocean Biology Processing Group (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). Level 2 data are at full resolution (1 km) containing derived geophysical variables, with all instrumental/radiometric corrections applied, which have been time-referenced, georeferenced and quality checked. For this study, we have used 3 different types of maps: processed composite images from averaged reflectances in the red, blue and green bands (respectively 667, 547 and 469 nm); maps of Chlorophyll A concentrations from OC3 algorithm (using reflectances at 443, 488 and 551 nm); and SST images issued from the $11 \mu\text{m}$ band.

3. Statistical Analysis of Space and Time Scales Observed in Sea Level Variability

Applying gridding methods to map the along-track sea level observations of different altimeter missions has the advantage of filling the gaps between the different ground tracks and of synchronizing the information provided by different satellites. The disadvantage is that the finer along-track structure of the original dense observations is necessarily smoothed in time and space during the interpolation process onto the regular grid. The aim of this section is to quantify the effect of this smoothing produced by a conventional gridding method on the monitoring of eddy-like structures. We will investigate the differences between the along-track X-TRACK and gridded AVISO data using spatial and temporal spectra (section 3.1) and quantify the scales effectively resolved using a wavelet analysis (section 3.2).

To first evaluate how the different along-track or gridded SLA data will affect the observations of the oceanic mesoscale variability, we have computed the Root Mean Squared (RMS) amplitudes of SLA in the Bay of Biscay from both data sets and for the particular period September 2002–October 2005, when we expect to have the best representation of the small scale dynamics from altimetry (Figure 3). For clarity, only J1 and TP on its interleaved orbit have been displayed on the alongtrack RMS maps.

Differences in the amplitudes of the variability are clearly observed. The X-TRACK data have higher RMS values (6.2 cm on average) than those of the standard gridded data (3.9 cm colocated onto altimeter tracks). Note that the energy level is relatively low over the area of interest compared to what can be observed in many other ocean regions. Locally, the X-TRACK data set shows relative maxima of the RMS value (over 6 cm), especially along the continental shelf where the Slope Current has a signature in the sea level. Over the French shelf, the RMS sometimes reaches 7 cm on both data sets, though this area of maximum variability has a greater extent on the X-TRACK data. In the deeper part of

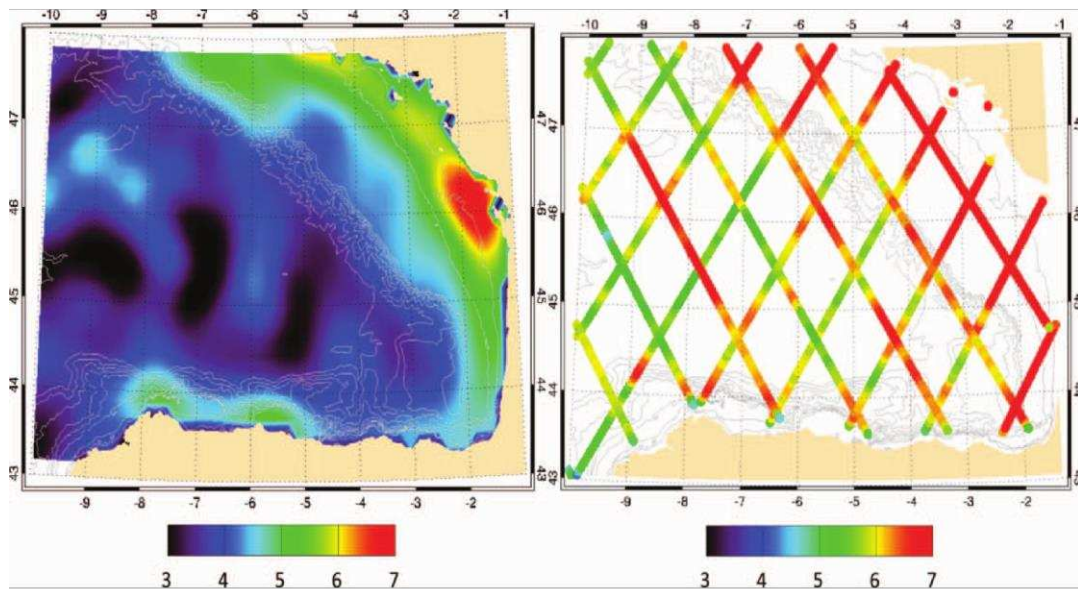


Figure 3. RMS deviations (in cm) of global AVISO gridded SLA data (left) and along-track SLA data (right) for the period 2002–2005. (Figure available in color online)

the Bay of Biscay, RMS values computed from along-track SLA oscillates between 5 and 7 cm, whereas the gridded data set shows values between 3 and 5 cm (i.e., only representing 60–70% of the X-TRACK SLA variability on average).

In particular, the X-TRACK data displays a thin band of RMS values of SLA larger than 6 cm along the Cantabrian shelf break near 44° N, where the seasonal Navidad current is expected to be observed. Closer to the shore, the level of this variability is reduced in the X-TRACK data. In comparison, due to its spatial resolution, the global gridded data smooths out this variability so that the narrow band of shelf break dynamics is no longer distinct.

One reason for the lower levels of the large-scale variability over the whole area in the AVISO global maps results from the great effort to reduce the long wavelength errors (LWEs, orbit errors and geographically correlated biases). This is done by minimizing crossover SLA differences between all altimeter missions and removing these large scale errors from the data before mapping (Le Traon and Ogor 1998). Also, merging the data from different missions with different sampling periods has a secondary effect: it reduces the amplitudes of unresolved large-scale tides. This may contribute to the difference in variability observed over the French shelf, where very energetic tidal variability occurs. We have analyzed the impact of using a regional high resolution tidal model with a large number of tidal harmonics during the data processing phase (not shown). Although the representation of the coastal tides was improved, the tidal aliases were still important over the shelf. The large-scale error reduction and merging of multimissions data sets are more efficient in reducing these error sources in altimeter data.

Finally, as also suggested by the MODIS ocean color image (Figure 2), there are smaller scale signals (less than 200 km wavelength) not present in the altimetric maps, which play a significant role in sea level variability. In the deeper part of the basin, around 45° N, the gridded data show 3 local maxima of RMS of around 4 cm (Figure 3, left panel). Larger variability is also observed in X-TRACK data in these zones but with finer structure

patterns. These finer along-track spatial signals could explain part of the 30–40% difference of SLA variability between both data sets in areas where the mesoscale variability is a major contribution to the oceanic variability.

3.1. Spectral Analysis

3.1.1. Spatial Scales. To better understand the differences in the spectral characteristics between the unfiltered X-TRACK data and the gridded data at regional scales, power spectral density (PSD) have been computed over the Bay of Biscay. Figure 4 shows the average spatial spectra obtained from 15 years of TP and J1 along-track SLA data (red curve) and of global AVISO gridded MSLA data (blue curve) collocated along the same ground tracks and over the same period. The longer time series is used here to provide more robust statistics. Due to the size and configuration of the Bay of Biscay, we have used six 1500 km long tracks passing through the Bay (see inset plot in Figure 4).

The spatial spectrum of SLA is red; that is, it has an inverse relation with wave number. Small discrepancies between the X-TRACK along-track and the global AVISO gridded spectra occur at longer wavelengths (Figure 4), with less energy in the AVISO mapped data. These discrepancies are due to the long wavelength error reduction techniques applied (see section 4). At scales shorter than 200 km, the energy of the altimetric maps drops with a $k^{-5.3}$ relation, then with a $k^{-2.7}$ slope below $k^{-1} < 100$ km (estimated using a linear regression). This spectral behavior suggests that part of the smaller scale variability (below 200 km) may remain in the altimetric maps, although the energy levels are highly

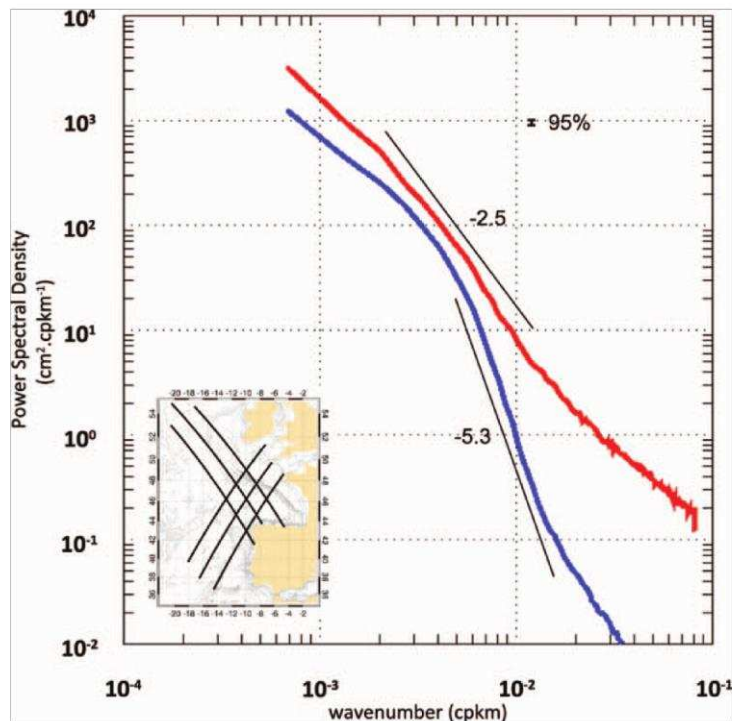


Figure 4. Average Power Spectral Densities (PSD) of X-TRACK along track SLA spatial variability (red) and global AVISO gridded dataset (blue) for 6 tracks in the North East Atlantic (see map) sampled from March 1992 to April 2008. Wave number is given in cycles per kilometer (cpkm) and PSD in cm^2/cpkm . Error bars are shown for 95% deviation. (Figure available in color online)

damped. Note that there is no significant difference at these scales when the spectra are calculated from the “reference” gridded data set (2 reference orbits), rather than the full “updated” gridded AVISO maps (not shown).

As shown in Stammer (1997) in the North Atlantic, along-track SLA energy drops with a $k^{-2.5}$ relation for $150 \text{ km} > k^{-1} > 70 \text{ km}$. The along-track PSD spectrum falls off with a flatter slope ($k^{-1.5}$) below $k^{-1} < 70 \text{ km}$. Stammer (1997) related the behavior of the spectrum at these high wave numbers to noise dominating the oceanic signal. This is supported by a recent intercomparison study of altimeter-derived velocities and ADCP data (Wang et al. 2010), where the ADCP currents had its kinetic energy spectrum exhibiting a continuous negative slope (k^{-3}) down to kilometric scales. However, some studies of the spectral characteristics of SLA for very high wave numbers from high-rate altimeter measurements have suggested that the instrumental white noise dominates at scales lower than 3 km (Bouffard et al. 2010a). The altimeter “white noise” due to geophysical and instrumental noise will vary from one region to another and will also depend on the processing techniques used in the different studies. In contrast to the Stammer (1997) conclusions, we suggest that part of the SLA signal at scales between 10 and 100 km is of dynamical origin and is relevant when studying the regional mesoscale dynamics in the Bay of Biscay. Being able to separate the signal from the noise here is a delicate issue, but the global gridded data set is clearly missing a nonnegligible part of the dynamics at scales below 200 km.

3.2. Temporal Scales

To assess the impact of this lack of short spatial scales on the temporal characteristics of the global gridded data, the average temporal SLA spectra have been computed from the along-track (Figure 5, red curve) and gridded (Figure 5, blue curve) time series of SLA. The spectra have been averaged for all tracks in the deeper part of the Bay of Biscay, east of 12° W (see insert box, Figure 5). Note first that the spectrum calculated from X-TRACK data shows different peaks at aliasing periods of tides (e.g., at ~ 62 days, which is the T/P aliasing period for M2 tidal constituent). In comparison, much less tidal aliasing appears in the gridded data set.

At low frequencies, both data sets have the same levels of energy, with the main spectral peak being the annual variability of the SLA, as described by Stammer (1997). For periods less than 300 days, a sharper decrease in spectral energy is observed on the mapped altimetric data, with a slope of σ^{-1} against $\sigma^{-1/2}$ for the X-TRACK data. A clear separation of both spectra can be found from $\sigma^{-1} < 150\text{--}200$ days. The total energy in the 30–200 day band is thus significantly reduced in the gridded data. This is much more than the theoretical limitation of the 14 day decorrelation time imposed by the OI. The spectral analysis of the spatial variability suggests that this may result from a lack of short scale processes at intraseasonal to seasonal time scales, and could be an effect of the OI, which smoothes eddies below the spatial cut-off frequency. Ivanov et al. (2009) showed a similar spectral behavior between global altimetric maps and a high-resolution numerical eddy-resolving model of the California Current, with a clear discrepancy of the shorter spatial scales in the SSH fields for temporal scales in the 1–12 month frequency band.

3.3. Eddy Properties Observed from Altimeter Data Using a Wavelet Analysis

Wavelet analysis consists of the decomposition of a signal under study into orthogonal, multiresolution wave packets in a similar way to Fourier decomposition. As described in Torrence and Compo (1998), such a technique allows for an efficient detection of the

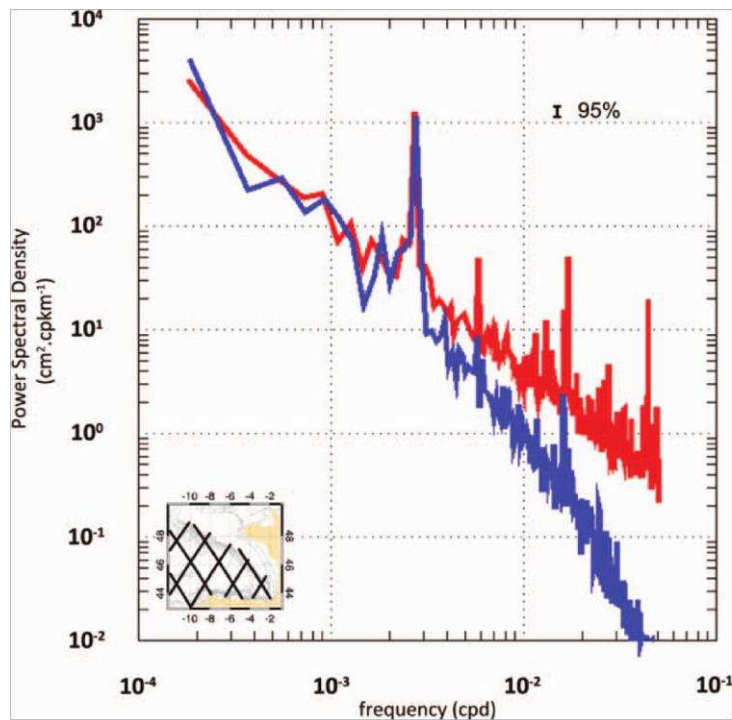


Figure 5. Power spectrum of SLA temporal variability from along-track (red curve) and gridded altimetry datasets (blue curve) from SLA time series west of 12° W (see map). Frequencies are given in cycles per year (cpy) and PSD in cm²/cpy. Error bars are shown for 95% deviation. (Figure available in color online)

spectral characteristics of nonstationary processes in both time and space. At the mesoscale and finer scales, nonlinear processes are indeed characteristic of turbulent dynamics, so the wavelet transform is particularly adapted to turbulent geophysical flows, including oceanic turbulence (Beta et al. 2003; Nieves and Turiel 2009). In this study, we have chosen to apply this analysis to X-TRACK data to analyze the space-time properties of “eddy-like” structures which have signatures in satellite SLA data. This method, previously used by Lilly et al. (2003) to study the mesoscale dynamics in the Labrador Sea, has proven to be robust and efficient in terms of computational time.

We have first assumed that, in the Bay of Biscay, oceanic eddies have Gaussian properties, which is a reasonable assumption when dealing with their impact on sea level. A derivative of a Gaussian function, of the order $m = 2$ has been used, that is, the so-called “Mexican hat” function (red dashed line on Figure 6). Given the characteristics of this specific function in both real and Fourier space, it provides a good tool for the identification of eddy structures and associated properties (Torrence and Compo 1998). Details of the wavelet analysis are given in Appendix A. The goal of applying this technique to along-track SLA data is to estimate the best possible eddy amplitudes and scales. The repeated analysis in time provides information on the temporal variability of the wavelet energy, directly linked to the mesoscale variability.

The method has been applied to the 15-year long time series of collocated TP and Jason-1 SLA data to provide a statistically robust climatology of eddy properties. Only signals with scales ranging from 30 to 300 km and amplitudes greater than 3 cm are extracted. The analysis is restricted to the deep ocean region (depth greater than 1000 m)

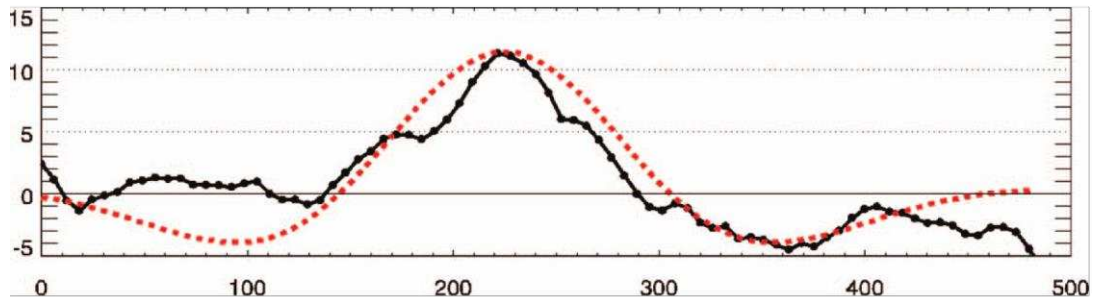


Figure 6. Example of eddy-like feature detection using wavelet analysis along an altimetric SLA profile, (J1, June 6, 2001). Black line represents along-track data, with 1 Hz observation points as dots. Red dotted line is the wavelet scaled to obtain maximum wavelet energy. (Figure available in color online)

to avoid interference with the continental shelf dynamics. Figure 6 shows an example of eddy-like structure detection along a particular altimeter track. Obtaining eddy scales and amplitudes from this result is hence straightforward. The information collected over the 15-year period has been synthesized into a climatology of eddy length scales, amplitudes and occurrences. To ensure a sufficient number of detected events, the results were gridded with a 50 km horizontal bin size along the different reference ground tracks.

The wavelet analysis has been applied to the X-TRACK SLA data (Figure 7, left panels) and the gridded AVISO MSLA data, retrieved along the ground tracks (right panels). The X-TRACK data show a general westward increase in eddy length scales and eddy amplitudes from values of, respectively, ~ 60 km and 5–6 cm near the Landes Plateau east of 4° W, to values up to ~ 130 km and 10–12 cm further out in the Bay of Biscay, west of 15° W (Figure 7a and 7b). Larger scales are also apparent in the centre of the abyssal plain near 7° W, away from bathymetric features. The general westward evolution of eddy characteristics has already been observed from hydrographical data by (Paillet 1999). Spatial scales, as well as amplitudes, are clearly increasing west of Ortegat Promontory (8° W). Inversely,

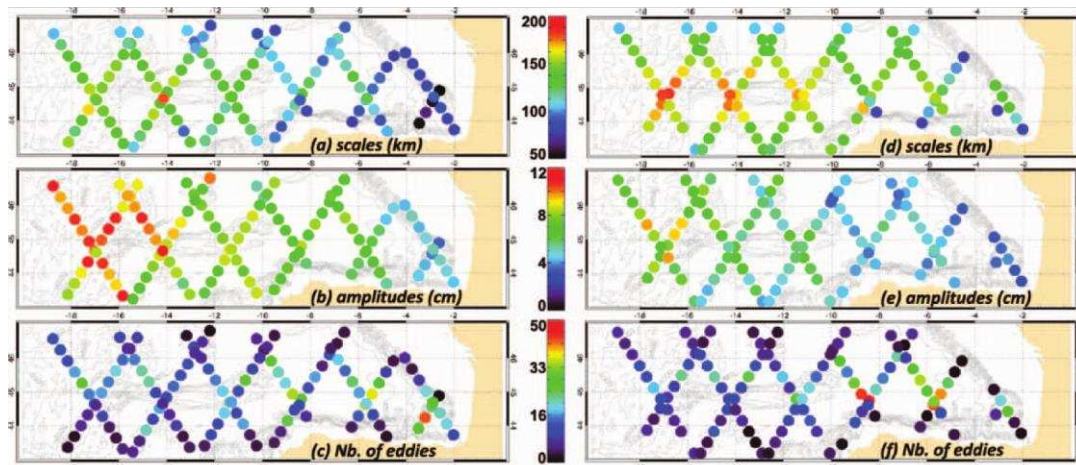


Figure 7. Eddy scales (top), amplitudes (middle) and occurrences (bottom) from wavelet analysis of X-TRACK along-track data (left panel – a, b, c) and global AVISO gridded data projected back onto the ground tracks (right panel – d, e, f).

the number of eddy occurrences (Figure 7c) increases not only in the southeastern part of the Bay, especially near the Landes Plateau, but also in the vicinity of Ortegat Promontory, which has been documented as eddy generation zones (Pingree and Le Cann 1992b; Garcia-Soto et al. 2002).

In comparison, a similar analysis applied to the gridded SLA data shows that eddy length scales have greater values on average (125–175 km) and are more regionally homogeneous (Figure 7d). This can be explained by the decorrelation length scales used in the mapping process, which imposes the smallest horizontal scales which can be observed in the domain. The time-averaged eddy amplitudes derived from the gridded data (Figure 7e) are also 2–3 cm smaller than those obtained from the X-TRACK data. This is in agreement with the differences observed in the RMS fields (Figure 3). However, the number of eddies is only slightly reduced (Figure 7f).

To better quantify the differences in eddy length scales and amplitudes observed from the two data sets, we have calculated their wavelet statistics for a particular track, TP track 137, which passes through the zone of maximum mesoscale variability around 5° W (Figure 8). For the longer wavelengths > 120 km (yellow to red dots), the differences in eddy amplitude and length scale are both centered on zero, meaning that the gridded SLA products are correctly representing the eddy characteristics observed in the X-TRACK data. However, differences arise for the shorter length scales between 75 and 100 km (green dots), that is, around the average scale observed in this area. For these smaller eddies, the length scales derived from the gridded SLA are ~25 km larger than the scales derived from along-track SLA, and the amplitudes are about 2 cm lower on average. Some of the stronger eddy structures show differences larger than 4 cm.

This analysis illustrates that the use of gridded SLA data does not allow a correct representation of eddy properties in the inner Bay of Biscay: the mapped length scales are too large and the amplitudes too small. The rich evolution of eddy processes cannot emerge from the gridded data set. One implication of this result is that the SLA gradients are too weak in the gridded maps, which has a direct impact on geostrophic velocities. The latter

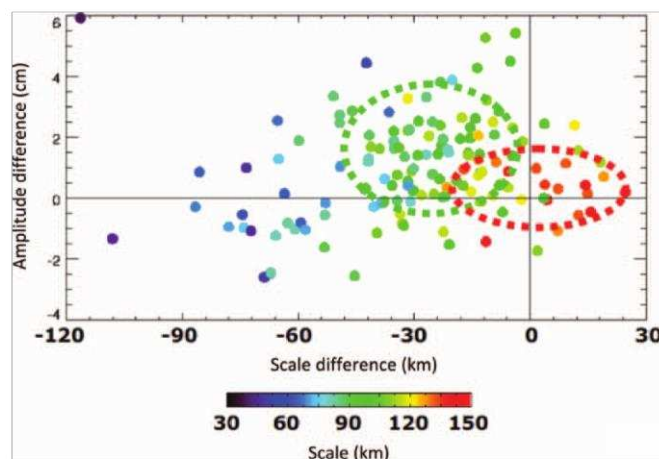


Figure 8. Differences in eddy length scale (km) derived from along-track data and global AVISO gridded data plotted against differences in eddy amplitude (cm) for the TP Track 137 (~5° W). Colors are given as a function of horizontal scale observed (km) using along-track dataset. Circles represent groups of large scale eddies (scale > 125 km - red circle) and smaller scale eddies dominating the local mesoscale variability (scales within 70–100 km – green circle).

show an average reduction of about 33% when computed from the gridded field. This leads to a reduction of about 50% in terms of Eddy Kinetic Energy, considering isotropy of the flow within eddy structures. This can be important for model validation: the standard global AVISO MSLA data may underestimate the EKE in the Bay of Biscay by at least a factor of two.

4. Improved Mapping Method for Regional Applications

Computing sea level over a regular grid requires an estimation of SLA information between satellite tracks. Objective Analysis (OI) has been introduced to oceanography by Bretherton (1976) for the mapping of oceanographic fields and has been widely used for mapping altimeter data (De Mey and Robinson 1987; Le Traon and Hernandez 1992; Le Traon et al. 1998; Ducet et al. 2000; Le Traon et al. 2003). The interpolation is optimal in the sense that it minimizes the error variance of an analyzed field.

OI mapping has been previously applied on a regional basis in the Bay of Biscay (Caballero et al. 2008) or in the Mediterranean Sea (Pujol and Larnicol 2005; Rio et al. 2007; Pascual et al. 2007). Here, we want to re-assess the feasibility of mapping the smaller mesoscale dynamics in our region, taking advantage of 1) the results of the scale analysis performed in section 3 and 2) the improved data provided by the X-TRACK coastal processing software.

During 2002–2005, we have maximum altimetry data coverage, with a constellation of 4 complementary missions. For this period, the track separation may be short enough to resolve some smaller scale surface processes by optimally combining the information from all available satellites. In the following sections, different mapping experiments (section 4.2) have been carried out using the incremental OI scheme presented in section 4.1.

4.1. Methodology

Our OI procedure uses routines from the SEQUOIA sequential assimilation library (De Mey 2007; <http://sirocco.omp.obs-mip.fr/eng/tools/Sequoia/Home/SequoiaHome.htm>), in particular the BELUGA Ensemble Kalman Filter (EnKF; Evensen 2004) kernel, which interpolates observed information in space and time onto a grid by estimating representer coefficients. The Ensemble Kalman Filter assimilation formulation is similar to OI but differs by the definition of the background (or forecast) error covariance. In the context of a data assimilation experiment, this is updated at each analysis time step using the Ensemble statistics. For the purpose of our mapping experiments, the error covariance matrix will be kept fixed in time, but its definition will be subject to particular care in order to resolve the targeted finer scales.

The estimation procedure uses a-priori knowledge of the statistical properties of the signal to be mapped and of the observation noise. Noise is a generic term, which will designate the sum of instrumental errors and unresolvable dynamics. The latter, named *representativeness* error in Ide et al. (1997), is associated with short scale signals which are not properly resolved by the altimeter data sampling. The total observational noise variance is estimated by computing the variance of the SLA residuals at scales shorter than 50 km (Dorandeu et al. 2004). This estimation is repeated for all tracks and then averaged over time for each mission. We thus implicitly make the assumption that these dynamics are relatively constant along tracks and stable over time. The average values of noise standard deviation obtained are 2.1 cm for the TP interleaved orbit, 2.3 cm for ENV, 2.5 cm for J1 and 2.7 cm for GFO. The standard deviation error of the first guess field is taken as

the average misrepresentativity of the mesoscale processes in the global AVISO altimetric maps (estimated from the along-track Wavelet Analysis in section 3). This amounts to 2 cm in the central Bay of Biscay (5° W) but increases near the Landes Plateau and in eddy generation sites (see Figures 7 and 8).

We now turn to the definition of the space-time correlation error of the first-guess field. The signal covariance model we use is the one proposed by Arhan and Colin De Verdière (1985), which was chosen to fit dynamic height measurements derived from a network of hydrographical measurements made in the northwestern edge of the Bay of Biscay (Le Groupe Tourbillon 1983). This type of function, a product of polynomials and exponentially decaying weight functions, is well suited to the representation of nonstationary processes since it exhibits not only a decorrelation length scale but also a sharp energy spectrum decrease at the short wavelength end. To investigate the mesoscale variability in the North Atlantic from Geosat data, Le Traon and Hernandez (1992) have extended this model to the time domain and derived the following analytical correlation function:

$$C(r, t) = 1 + r/r_0 + \frac{1}{6}(r/r_0)^2 - \frac{1}{6}(r/r_0)^3 e^{-r/r_0} e^{-(t/T)^2}, \text{ with } R = 3,336 \cdot r_0$$

where r and t are, respectively, the distance and time separating the analysis point to any observations. T and R are, respectively, the e-folding time and spatial decorrelation scale (zero-crossing). Note that a version of this correlation function is also used operationally to produce AVISO maps at a global scale (Ducet et al. 2000). Although covariance structures can vary in space and time in the BELUGA software, we have chosen to keep T and R fixed for the experiments at hand. From the time scale variability of the scale-averaged wavelet power spectrum, we have chosen an e-folding time T of 14 days, similar to the AVISO mapping timescale.

Values of the decorrelation scale R have been estimated from the Wavelet Analysis (section 3.2.). Choosing the fixed R value for our region is a trade-off between resolving the relatively short along-track eddy scales and the irregular sampling from the constellation of altimetric satellites. First, we have analyzed the distance of any point in the Bay of Biscay to the nearest altimeter observation for a 14 days observation period (not shown). A remarkable feature is the heterogeneity of the spatial sampling, with the typical diamond-shaped areas with no observations falling between tracks (see Figure 9). During 2002–2005, with 4 different orbits (TP2, J1, ENV, GFO), the spatial sampling of the Bay of Biscay is globally well achieved. The average distance to the nearest observation is within 10 km but with local maxima up to 45 km. Since wavelengths of at least twice the data sampling may be resolved by the OI scheme, most of the scales down to 20 km can be resolved on average, but with some regions needing a minimum of 90 km.

Finally, after a number of tests, we have chosen to apply an $R = 55$ km decorrelation spatial scale, which is a balance between maintaining the smaller-scale dynamics in the nearshore regions and of minimizing the error variances. Our wavelet analysis shows that the nearshore fine scale structures should be reasonably resolved at these scales, though some areas will be subject to higher analysis error variance, as they are not sampled within a 14-day decorrelation period.

Due to the great number of observations used when computing the optimal weighting function, a common feature of OI to reduce computational costs is to use a suboptimal approximation. For each grid point, only some of the observations are used and the data are selected are in a small subdomain around the grid point (often referred to as the “influence bubble”). Since we are interested in interpolating a small-scale increment, influence

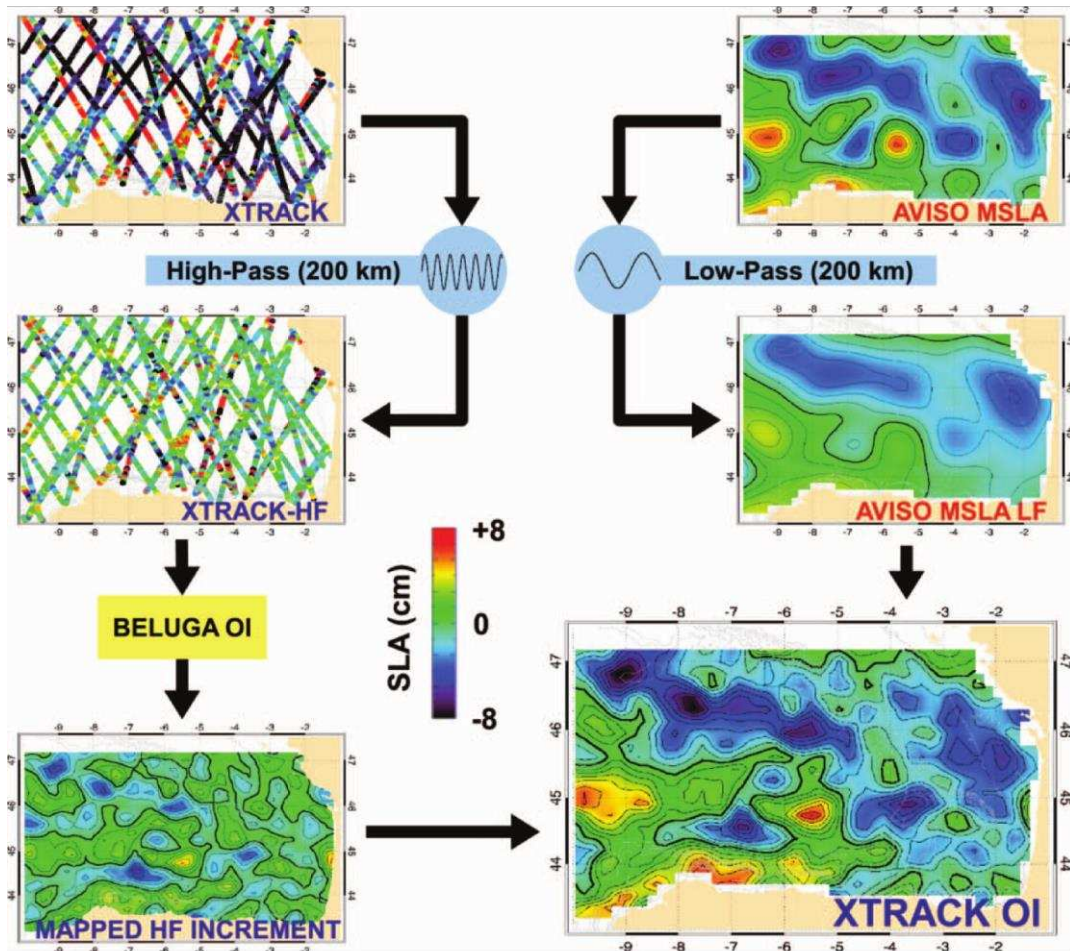


Figure 9. Diagram of the X-TRACK OI scheme used to produce combined altimetric maps for observations of mesoscale dynamics in the Bay of Biscay. Left panel: X-TRACK raw along-track data (top); high-pass filtered at 200 km cutoff (middle); mapped increment of X-TRACK data for scales below 200 km (bottom). Right panel: global AVISO map (top) and low-pass filtered at 200 km cutoff (middle). Bottom right: X-TRACK OI analysis for March 18, 2003.

bubbles are restrained to subdomains of three times the decorrelation scale R , for example, 165 km. In addition, because of the filtering effect of data subsampling on the estimation (Stephens and Polan 1972), neither filtering nor subsampling is applied to the X-TRACK data before inclusion in the OI scheme, nor within the BELUGA kernel. This keeps all observable scales in the altimetric signal for the Objective Analysis. Nevertheless, the increased signal variability which results from this choice has been included in the analysis via the observational noise estimate.

The OI assumes uncorrelated background and observation errors. In practice, this is not true when using along-track altimetry data, as they contain geographically correlated errors such as orbit errors, often referred as Long Wavelength Errors (LWE) due to their large scale effect (e.g., more than 500 km; Dorandeu et al. 2004). These errors may be taken into account by the OI analysis by including a LWE term in the covariance matrix, as described by Le Traon et al. (1998), in conjunction with a least squares reduction of SLA residuals at crossover points. This relatively complex technique has been applied to

efficiently remove the LWE from the global AVISO mapped data but cannot be used for regional data sets, which have insufficient track lengths (~ 200 km in the inner part of Bay of Biscay).

For this study, the choice was made to add the excellent long wavelength signal from the AVISO global mapped data to a small-scale increment derived from the X-TRACK regional processing. Therefore, we first high-pass filter the X-TRACK data to remove the long wave residuals ($k^{-1} > 200$ km), including the LWE. The remaining small-scale structures are gridded using the OI scheme described in this section; we then add the large-scale variability from low-pass filtered ($k^{-1} > 200$ km) global AVISO maps (see the schematic in Figure 9). This technique works since the basic data and corrections are quite similar between the global AVISO maps and the X-TRACK processing. The advantages of both data processing techniques are retained—coherent large-scale multimission analysis from AVISO, and improved fine-resolution small-scale structures in the regional domain, including the coastal currents, from the X-TRACK data.

The mapping process illustrated in Figure 9 is for a particular analysis date (March 19, 2003). The OI maps which are produced from the X-TRACK data set will be named X-TRACK OI hereafter.

4.2. Regional Application

SLA maps combining four altimeter missions (TP, Jason-1, Envisat et GFO) have been computed in the Bay of Biscay area using the methodology described above. The main differences from previous studies (Caballero et al. 2008) are 1) along-track data processing and postprocessing (more data available near the coasts, no filtering and subsampling) and 2) the decorrelation scales applied (55 km instead of 95 km scales). Two experiments have been performed. In the first one, data are mapped onto a $1/6^\circ$ regular grid spanning from the French coasts to 20° W zonally, and meridionally from the North Iberian coasts to Brittany. Since the offshore variability is relatively isotropic, the grid resolution is sufficient, as $1/6^\circ$ (≈ 15 km) is half of the imposed decorrelation radius. Maps have been produced every week over the October 2002–October 2005 period. The results are discussed in section 4.2.

In a second study, we assess the feasibility of mapping the continental slope dynamics. For this, we have set up a high-resolution domain ($1/16^\circ$ - i.e., ≈ 5 km) along the Spanish slope (from 9° to 1.5° W), which is particularly well sampled by the different altimetric missions. Such very high resolution is required to represent the flow anisotropy in a region strongly constrained by the bathymetry. To reduce computational costs, the domain has been split into 2 separate grids, with latitudes up to 44.5° on the western side and 44° N on the eastern side. Maps have been produced every week over the November 2002–April 2003 period.

The results are discussed in the next sections. We first compare the general characteristics of the sea level variability in both XTRACK-OI and global AVISO maps. Then, some case studies are presented.

4.2.1. Mesoscale Variability over the Bay of Biscay. Figure 10 (left panel) shows the RMS of SLA for the XTRACK OI maps, which should be compared with similar maps from the original (along-track) X-TRACK data and from AVISO gridded maps presented in Figure 3. The average RMS SLA of the XTRACK OI maps, collocated along the altimeter ground tracks, is significantly lower than in the along-track data (4 cm instead of 6.3 cm from section 3), and much closer to the mean RMS of the AVISO mapped data. However, local differences occur over 0.5 cm, mainly in the southeastern parts of the Bay, in localized sites

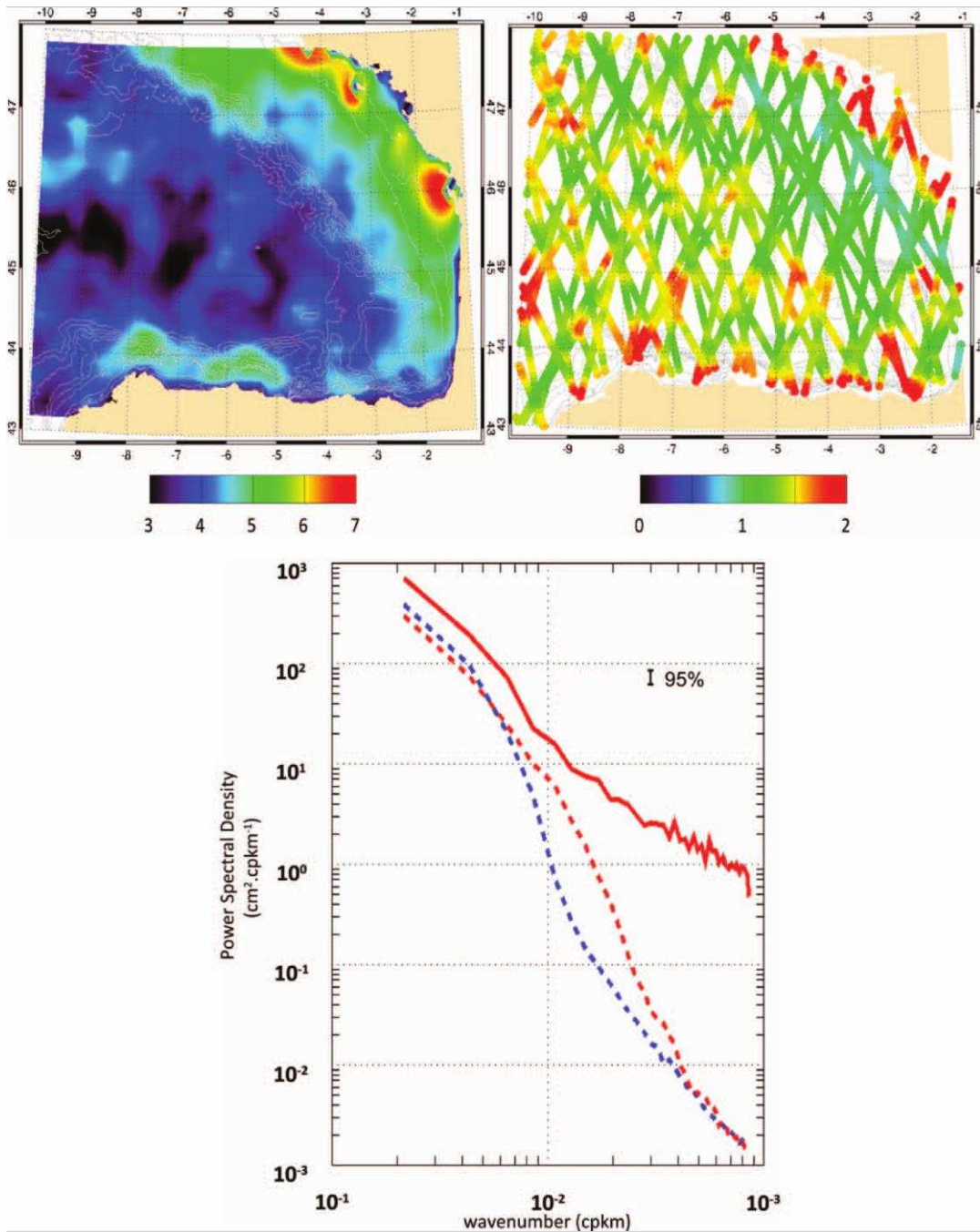


Figure 10. Upper left panel) RMS deviations (in cm) of the X-TRACK OI data set for the period 2002–2005, as seen in Figure 3. Upper right panel) RMS deviations of the mapped increment along altimeter tracks. Bottom panel) Spatial Power Spectrum from along-track data (solid line) and gridded datasets (dashed red line: X-TRACK OI; dashed blue line: AVISO maps). Error bars are shown for 95% deviation. (Figure available in color online)

over the abyssal plain and over the Landes Plateau. This increased variability is spatially localised, and often adjacent to bathymetric features. An example is the increase in RMS SLA along the Cantabrian shelf (Figure 10a, upper left panel, 43.8° N, 5–8° W), with reduced variance values inshore, as also observed in the along-track data set. These features do not

appear in the AVISO maps (Figure 3, left panel) where the large RMS values are located closer to the coast and not centered on the continental slope. A similar pattern is also observed in the southeastern corner of the Bay ($\sim 2^\circ$ W) with the maximum RMS shifted offshore in XTRACK OI data. The reduction in the XTRACK-OI RMS compared to the along-track RMS values mainly concerns the large scale signal (3.6 cm, not shown). This confirms the importance of the multisatellite large scale error adjustment.

The RMS SLA of the small-scale increment derived from the high-pass filtered XTRACK data (lower left panel of Figure 9) is also shown in Figure 10 (top right panel). This fine scale part of the variability is greatest in isolated patches offshore, often adjacent to bathymetric features. There is also a band of strong variability along the coast, in depths less than 100 m. Comparing the total XTRACK-OI RMS maps and the along-track increment, we can see that the increment can act to reduce the overall variability in these zones (i.e., the increment compensates for the excess variability here in the large-scale AVISO maps).

The increased representation of the shorter scales is also visible in the spatial spectrum (Figure 10 bottom panel). The energy levels are slightly different in this plot compared to Figure 4, since these spectra are calculated over 3 years only. The XTRACK-OI mapped data have more energy in the 50–200 km band than the global mapped AVISO data, with a spectrum slope in $k^{-2.7}$ between 100 km and 300 km, consistent with the along-track data for the same scales. The energy starts to drop rapidly below ~ 65 km, slightly above the decorrelation radius.

We have also calculated the eddy statistics for the XTRACK-OI mapped data, using the same wavelet analysis presented earlier, but now over the 3-year period from October 2002 to September 2005 (Figure 11, left panel). Figure 11 also includes a similar analysis for the X-TRACK data and global AVISO maps, calculated over the same 3-year period for comparison. The amplitudes and the spatial scales in these maps are slightly different from the analyses presented in Figure 7, since they are computed over a much shorter period which was also notable for its higher eddy energy (Cabellero et al. 2008). As in Figure 7, the 3-year analyses of the X-TRACK data show that the spatial scales vary from ~ 60 km in the inner bay to 150 km offshore, with a general increase in amplitudes offshore (Figure 11, middle panels). Once again, these characteristics are not correctly represented in the AVISO gridded products (Figure 11, right panels) which have consistently larger space scales, and weaker amplitudes. In contrast, the XTRACK-OI maps have scales which are in-between, which is not surprising since their long wavelength signal comes from AVISO and the short wavelength signal from the X-TRACK data. The pattern of the offshore evolution in the space scales, which is evident in the X-TRACK data, has also been reproduced in the XTRACK-OI maps. In the inner Bay, more eddies are detected in the XTRACK-OI gridded data than in the AVISO maps. However, the corresponding eddy amplitudes remain underestimated. This indicates that the definition of some parameters used in the mapping process could be improved. For example, the chosen time decorrelation scale (14 days) and the relatively large *representativeness* errors certainly affect the estimation of SLA amplitudes.

These statistics provide an overview but case studies from particular dates reveal a significant improvement in the representation of individual eddies. Figure 12 shows the regional X-TRACK OI analysis ($1/6^\circ$ resolution), centered on the March 19, 2003 (lower right), compared to the global AVISO SLA map (March 19, upper right), and the nearest available MODIS Chlorophyll A image (March 18, upper left). These features are also visible on the MODIS composite image for the same date (Figure 2). Close to the continental slopes, significant differences arise. A couple of dipoles with weaker amplitudes

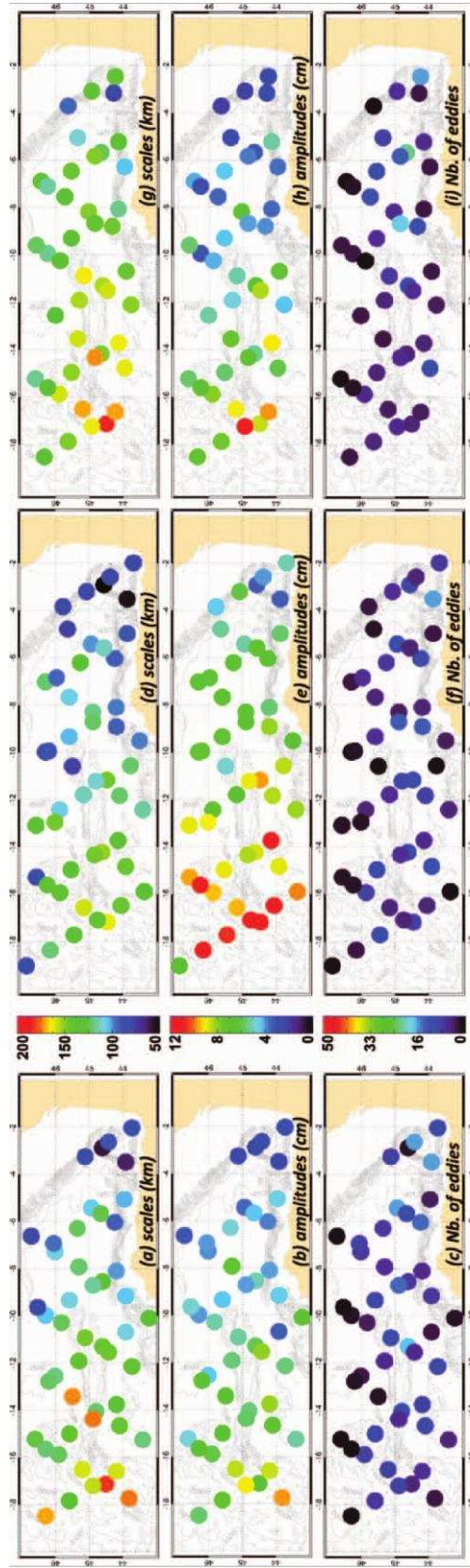


Figure 11. Same as Figure 7 but for the 2002–2005 period, with X-TRACK OI statistics included. Eddy scales (top), amplitudes (middle) and occurrences (bottom) from wavelet analysis of X-TRACK OI gridded data (left panel – a, b, c), X-TRACK along-track data (middle panel – d, e, f) and global AVISO gridded data (right panel – g, h, i). To ensure a sufficient number of detected events, the results were gridded with a 100 km horizontal bin size along the different reference ground tracks.

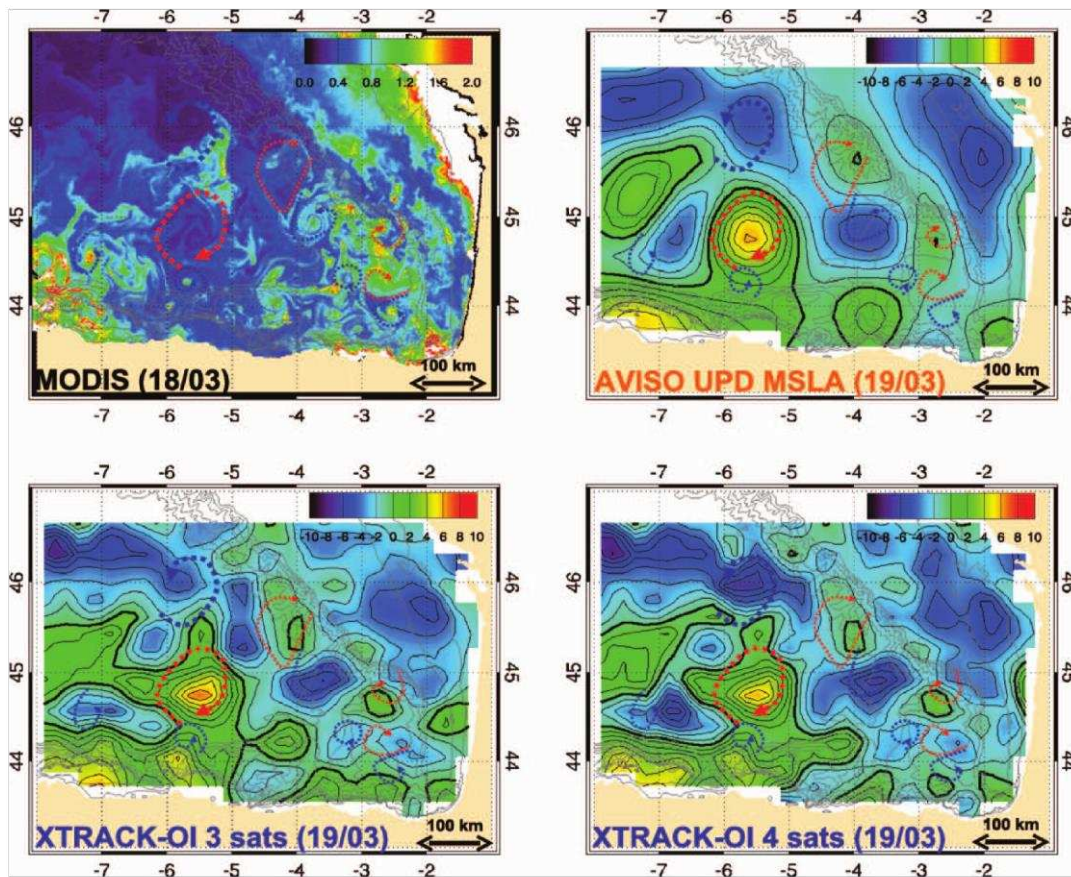


Figure 12. MODIS sensor on Aqua Chlorophyll A content map from March 18, 2003 in $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (upper left). AVISO altimetric map for the following day (upper right). X-TRACK OI maps produced for March 19, 2003 using 3 satellites (lower left) and 4 satellites (lower right). Contours are shown every cm and zero isocontour is highlighted. Superimposed arrows are anticyclones (red) and cyclones (blue), at their respective positions on the MODIS image.

are visible around the Landes Plateau (45°N - 4°W and $44,5^{\circ}\text{N}$ - $2,5^{\circ}\text{W}$) on the X-TRACK OI data. These fine-scale structures are not present on AVISO maps, but such structures are also visible on the MODIS image taken the day before, albeit with somewhat shorter scales than are present in our data set. Although horizontal stirring is not the only factor impacting on chlorophyll on the MODIS image, the resolved space scales and positions of the X-TRACK-OI eddies more closely resembles the MODIS image than the global AVISO maps.

The southernmost dipole (centered at 43.9°N - 2.5°W on Figure 12) undergoes a north-westward propagation in the longer time series of XTRACK OI maps (not shown). Our first observation of this structure is located along the Spanish Slope, south of the Landes Plateau (3°W). The long-term time series indicates that the anticyclonic part of the dipole is visible for 4 months, propagating to the northwest around the Plateau, with a 3.5 – $4 \text{ km}\cdot\text{day}^{-1}$ drift. So these structures are not noise, but propagate in a coherent and dynamical way.

Along the Cantabrian coast, the MODIS image shows a large number of small-scale eddies and filaments that may be associated with slope water advection offshore. The

X-TRACK-OI analysis also shows a series of cyclonic and anticyclonic circulation cells along 44° N on March 19, with spatial scales similar to those in the MODIS images. These are largely overestimated by the global AVISO maps.

Finally, we have also performed analyses using 3 satellite missions during the same period (J1, GFO and ENV) rather than the standard 4 mission configuration. This is more representative of the rest of the decade from 2000 onwards. This example shows that there are only small differences between the 3-satellite and 4-satellite configurations (Figure 12, lower panels) in terms of their spatial scales (both using the 55 km decorrelation scale). However, the 4-satellite configuration has slightly stronger amplitude eddies and stronger horizontal gradients and thus velocities. A spectral analysis of these two configurations indicates almost no difference in the meridional scales, but slightly higher energy in the zonal scales from 50–100 km, but the difference is within the error bars. This point is further discussed in section 4.3.

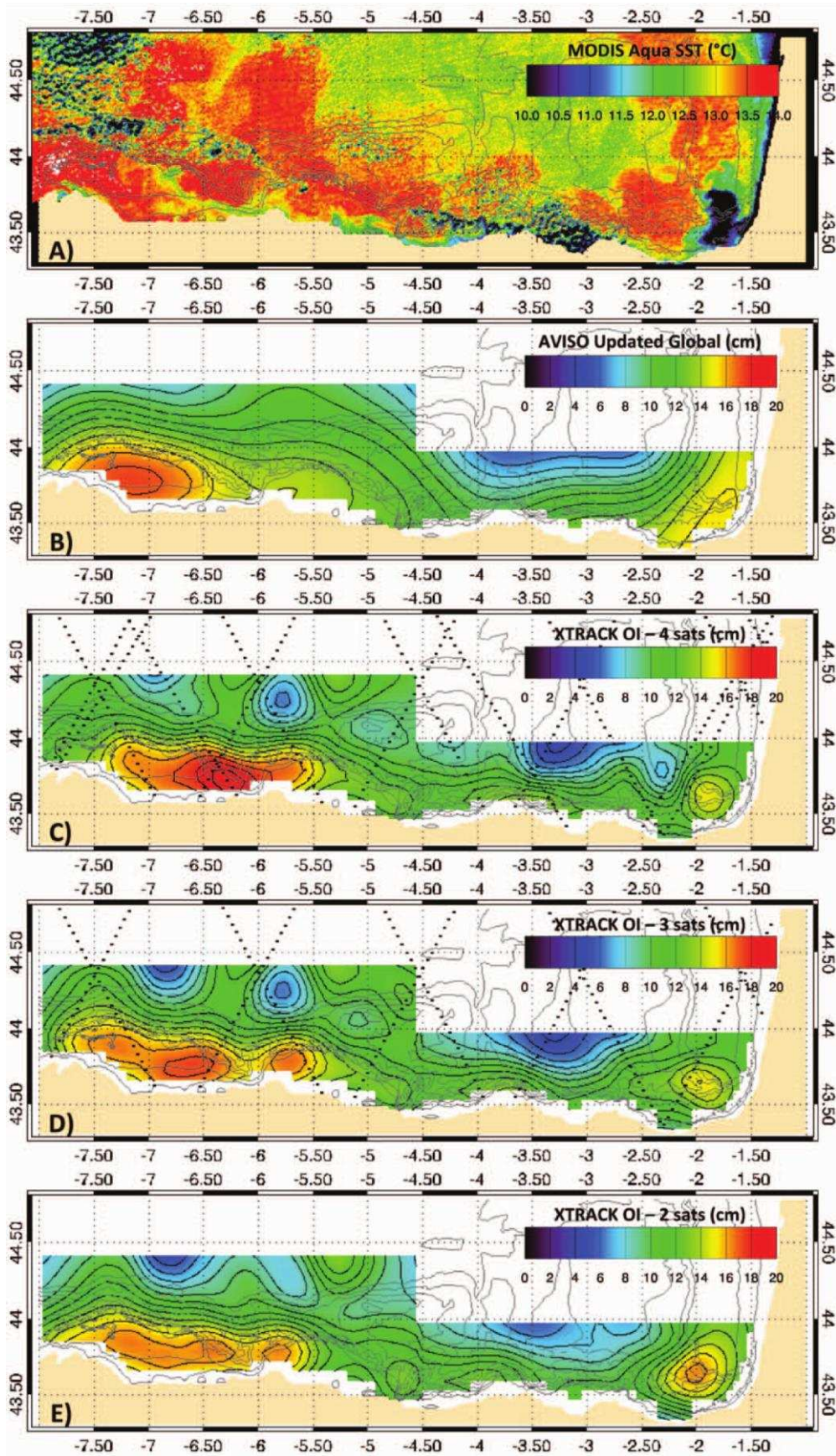
4.2.2. Analysis of the Slope Current. In the next example very high resolution maps have been computed on a $1/16^\circ$ (5 km) grid, for a 6-month period (mid-December 2002 to mid-January 2003), during a period of increased along-slope current along the Cantabrian coast. Results of this feasibility study are shown in Figure 13.

The principal vein of the current is well visible on the X-TRACK OI maps, with corresponding geostrophic current anomalies (GCA) peaking at $20\text{--}30\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ between December 25, 2002 and January 1, 2003 (Figure 13c). The current is well-aligned with the continental slope. Global AVISO maps do not reproduce the strength of the eastward anomaly nor its precise location on the shelf break. Comparison with a MODIS SST image taken 12 days later indicates that this flow has advected a warm SST anomaly (Figure 13a) along the Cantabro Slope. This warm SST anomaly is centered on the shelf break, with cooler waters at the coast. This geostrophic current anomaly is coherent in time as it is visible from December 18, 2002 to January 8, 2003.

An interesting feature is the evidence of coastal upwelling visible on the MODIS image along the Spanish coasts. Hourly wind observations at Cabo de Peñas ODAS buoy (courtesy of Puertos del Estado) indicated the presence of increased winds from December 27, 2002 to January 4, 2003. Analysis of the short time series of XTRACK-OI maps is in agreement with the atmospheric conditions, with a coastal westward current anomaly observed from December 25, 2002 to January 1, 2003 on the weekly maps. Ruiz-Villarreal et al. (2006) also confirmed the early presence of upwelling processes from hydrographical measurements to the east of Peñas in 2003.

In the western part of the Cantabro slope, between the Cabo de Peñas (5.7° W) and Cabo Ortegal (7.5° W), cyclonic cells appear offshore on the XTRACK-OI analyzed maps, collocated with similar structures in the MODIS maps. The easternmost structure (off Peñas) stirs a warm patch of water, apparently originating from the slope, around cooler water advected from the north, with a center of rotation around $44.4^\circ\text{ N}\text{--}6.2^\circ\text{ W}$ on the MODIS image. It strengthens on the following maps, while drifting westward along the slope, and is barely visible in the AVISO product. Another cyclonic cell with strong SST gradients (warm filament surrounding a colder core) is visible in the southeastern part of the Bay ($2.3^\circ\text{ W}\text{--}43.8^\circ\text{ N}$) on both MODIS image and finer resolution maps. However, the most striking feature is the strong coastal current, well-positioned along the shelf break in the XTRACK-OI maps (Figure 13c), which is much too diffuse in the AVISO maps.

Fine Resolution Altimetry Data for a Regional Application



4.3. Assessment of Finer Scale Altimetric Maps from a Reduced Altimetric Constellation

Finally, one of the difficulties in representing the smaller-scale mesoscale processes for regional climate studies is that the number and quality of altimetric missions varies over time. Our study has concentrated on the 2002–2005 period when at least 4 altimeter missions with precise repeat-track data were available. The spatial decorrelation scales of 55 km derived during our analyses depended on this 4-altimeter configuration. The trade-off between the number of altimeter missions and the mapping capabilities for offshore mesoscale studies have been examined in detail by Pascual et al. (2006, 2007). For coastal processes, the sampling is even more critical. The bottom panels of Figure 13 (c, d, e) show the mapping capabilities of the finer coastal structures using 2, 3 or 4 altimeter missions. The data are mapped using the same decorrelation radii described above but applied to the long-term, 2-mission configuration (J1, ENV) or the 2002–2008 3-mission configuration (J1, ENV and GFO). The different maps show that despite the improved along-track coastal processing, there are small-scale dynamical variations along the coast that are simply not observed in the 2-altimeter configuration (Figure 13e). Although, there is some evidence of a cyclone at 7° W and a reinforced coastal current between 6° and 8° W, the intensity of this flow is strongly damped between 3° and 5° W (i.e., closer to the global product). In the XTRACK-OI maps, any undersampled areas will resemble the background field, that is, will return to the AVISO long wavelength field. The 3 and 4 altimeter configurations are quite similar, though a small number of along-track features are missing where the interleaved TP data are missing, such as the cyclonic cell at 44° S, 2.3° W on Figure 13 (c, d).

All of these results suggest that these smaller-scale structures could reasonably be gridded from 2002 onwards, when we have available at least 3 complementary altimetry missions, although the 55 km decorrelation radius derived for this study would need to be re-evaluated.

5. Discussion and Conclusion

In this study we have investigated the representation of the mesoscale dynamics in the Bay of Biscay from altimetry data, as well as the spatial resolution necessary to map mesoscale eddies in this region. When comparing different altimetry data sets, different processing and postprocessing can induce major differences in the observability of fine scale processes. At a regional scale, specific data sets should be used, such as coastal altimetry data or unfiltered altimetric SLA with state of the art geophysical corrections.

The characteristics of the mesoscale structures have been estimated using a wavelet analysis applied to along-track SLA profiles. Results indicate that eddy amplitudes and length scales are zonally variable. In particular, these vortex properties decrease sharply

Figure 13. Upper panel (a) is a SST image over the area taken by MODIS sensor on Aqua mission, with bathymetry in black. Below are maps of sea level anomalies on January 1, 2003, derived from (b) global AVISO maps, (c) X-TRACK OI map using all available satellites, (d) X-TRACK OI map using only 3 satellites and (e) X-TRACK OI map using only 2 satellites. Contours are given every centimeter, from 0 cm to + 20 cm SLA. All maps were generated using at least J1 and ENV. For maps (c) and (d), additional satellites are given (black dots): only GFO is added in (d), whereas GFO and TP2 are both added in (c).

in the boundary regions and near their generation sites. The detailed analysis of the evolution of eddy characteristics in the Bay of Biscay is beyond the scope of the present paper and will form the subject of a future study. We note that the regional pattern of eddy length scales observed in Figure 7a does not correspond to the regional pattern of the baroclinic Rossby radius of deformation derived from a global $1^\circ \times 1^\circ$ resolution atlas (Chelton et al. 1998). The internal Rossby radius has slightly higher values around 45° N but does not show any westward increase in eddy scales, although this may be limited by the lack of nearshore in situ data in their analysis. The observed spatial evolution of altimetric eddy characteristics in Figures 7a, b, c may be evidence of an inverse cascade of energy under a geostrophic turbulence regime (e.g., Cushman-Roisin 1994). Indeed, a turbulent field generated from small-scale instabilities tends to organise itself until reaching a quasi steady-state. Through merging processes, the vortex population evolves towards fewer and larger vortices (McWilliams 1984). These processes have been highlighted by high-resolution modeling studies in eastern boundary current such as the Californian Current (Capet et al. 2008) but are usually difficult to observe and monitor over long periods.

The wavelet analysis is shown to be a useful tool for quantifying the differences between an along-track data set and the different gridded products by analyzing the scales and amplitude differences of the extracted eddy fields. It shows that the zonally constant decorrelation length scales used in the OI analysis for generating standard global gridded altimetry products are not well adapted to correctly sample these dynamical features, especially near eddy generation sites.

The alternative OI methodology proposed in this paper also uses multimission altimetric data (based on the availability of 4 simultaneous altimeters) but reprocessed on a regional basis. Our approach is based on multiscale resolution of the altimetric variability. Large scales, which are more sensitive to LWE errors, are provided by the large scale component of AVISO maps, since their processing includes an extremely efficient reduction of these errors. The shorter scales, whose representation critically relies on the data processing, are added by running an OI software using short scale SLA residuals with no prior high-pass filtering nor subsampling. Therefore, the small scale signal is maintained in the OI scheme. Furthermore, this methodology using a finer resolution mapping procedure may be applied to any specifically reprocessed regional data set, which could include locally adapted tide models or other corrections, while at the same time benefiting from the Large Scale Error reduction techniques employed in the global AVISO mapping procedures.

With this mapping approach proposed here, processes ranging from 90 km down to scales of 50 km appear consistent with information provided by independent ocean color and SST measurements. Local high-resolution ($1/16^\circ$) maps were also able to reproduce the anisotropic nature of a coastal flow, even though the covariance model used was isotropic. These examples show that a wide range of dynamics may be studied with appropriate regional mapping.

However, even this improved regional OI scheme has limitations which can be explained by the statistical properties of the mesoscale dynamics in this area. Indeed, larger scale eddies, also present in the deep ocean part of the Bay, may not be accurately represented due to the 55 km decorrelation scale and the size of the suboptimal domains. In future analyses, we plan to use scales which vary according to the local dynamics. This can be achieved by applying directly the spatially varying eddy length scale field obtained from the wavelet analysis. Systematic validation of these new gridded data sets is also required over a longer period, using all available measurement, including subsurface drifters, ARGO floats, current meters, tide gauges but also other high-resolution satellite SST and ocean

color images, when and where they are available. This will be presented in a follow-up study, along with analysis of the dynamics which may improve the proposed methodology.

This study has been possible due to the extraordinary work performed over the last two decades by the altimetry community, in improving the quality of along-track altimetry data, both in terms of reduced altimetric noise and improved corrections. This means that many projects can now start “data mining,” reprocessing the time series of along-track data to reveal more smaller-scale structures, and remapping these improved data sets in regional seas. The current and future multimission altimetric constellation will include satellites particularly adapted to coastal and fine-scale observations, including the improved Jason-2 algorithms, and the upcoming finer-resolution Ka-band Altika data, Sentinel-3 data and the wide-swath data from SWOT. We are working on improving our understanding of the finer part of the mesoscale dynamics with reprocessing of the available data, and even deriving part of the sub-mesoscale signal using evolutive statistical techniques such as Lyapunov Exponents (d’Ovidio et al. 2004; d’Ovidio et al. 2009). Ongoing analysis of the altimeter signal at these scales will help us understand and monitor the boundary region dynamics, as well as to prepare future altimetry missions.

Acknowledgements

The authors warmly thank members of the CTOH and X-TRACK teams at LEGOS, Toulouse, for their contribution to this paper by providing the multisource data sets and their expertise. Computing facilities were made available by the LEGOS and the Pole d’Océanographie Côtière via the Laboratory of Aérologie in Toulouse. Fruitful discussions on altimeter mapping were appreciated with colleagues in CLS and the OSTST Science team. The project was supported by the French TOSCA program via the CNES, by a French DGA Ph.D. grant (from Direction Générale de l’Armement) and is a contribution to the MyOcean Sealevel project. Finally, we thank the anonymous reviewers who helped to improve the quality of our manuscript.

References

- Arhan, A. and A. Colin De Verdière. 1985. Dynamics of eddy motions in the eastern North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography* 15(2):153–170.
- Beta, C., K. Schneider, and M. Farge. 2003. Wavelet filtering to study mixing in 2D isotropic turbulence. *Communications in Nonlinear Science and Numerical Simulation*, doi: 10.1016/S1007-5704(03)00030-3.
- Biol, F., M. Cancet, and C. Estournel. 2010. Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry. *Journal of Marine Systems* 81(4):297–311, doi: 10.1016/j.jmarsys.2010.01.005.
- Bouffard, J., L. Roblou, F. Biol, A. Pascual, L. Fenoglio-Marc, M. Cancet, R. Morrow, and Y. Menard. 2010a. Introduction and assessment of improved coastal altimetry strategies: Case study over the North Western Mediterranean Sea. In *Coastal altimetry*, eds. S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste. Berlin: Springer-Verlag.
- Bouffard, J., A. Pascual, S. Ruiz, Y. Faugère, and J. Tintoré. 2010b. Coastal and mesoscale dynamics characterization using altimetry and gliders: A case study in the Balearic Sea. *Journal of Geophysical Research* 115:1–17, doi: 201010.1029/2009JC006087.
- Bretherton, F. P. 1976. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 23:559–582.

Fine Resolution Altimetry Data for a Regional Application

- Caballero, A., A. Pascual, G. Dibarboure, and M. Espino. 2008. Sea level and eddy kinetic energy variability in the Bay of Biscay, inferred from satellite altimeter data. *Journal of Marine Systems* 72(1–4):116–134, doi: 10.1016/j.jmarsys.2007.03.011.
- Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, and A. F. Shchepetkin. 2008. Mesoscale to sub-mesoscale transition in the California Current System. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests. *Journal of Physical Oceanography* 38(1):29–43.
- Carrere, L., and F. Lyard. 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing-comparisons with observations. *Geophys. Res. Lett.* 30(6):1275.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, R. M. Samelson, and R. A. de Szoeke. 2007. Global observations of large oceanic eddies. *Geophys. Res. Lett.* 34(8):1–5.
- Chelton, D. B., R. A. deSzoeke, M. G. Schlax, K. El Naggar, and N. Siwertz. 1998. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography* 28(3):433–460.
- Cushman-Roisin, B. 1994. *Introduction to geophysical fluid dynamics*. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice Hall.
- d’Ovidio, F., V. Fernández, E. Hernández-García, and C. López. 2004. Mixing structures in the Mediterranean Sea from finite-size Lyapunov exponents. *Geophysical Research Letters* 31:L17203.
- d’Ovidio, F., J. Isern-Fontanet, C. López, E. Hernández-García, and E. García-Ladona. 2009. Comparison between Eulerian diagnostics and finite-size Lyapunov exponents computed from altimetry in the Algerian basin. *Deep Sea Research Part I*, doi: 10.1016/j.dsr.2008.07.014.
- De Mey, P. 2007. The SEQUOIA manual. *Paquetage de documentation du système SEQUOIA*, 29pp. <http://sirocco.omp.obs-mip.fr/eng/tools/Sequoia/Home/SequoiaHome.htm>
- De Mey, P., and A. R. Robinson. 1987. Assimilation of altimeter eddy fields in a limited-area quasi-geostrophic model. *J. Phys. Oceanogr.* 17:2280–2293.
- Dorandeu, J., M. Ablain, Y. Faugere, F. Mertz, B. Soussi, and P. Vincent. 2004. Jason-1 global statistical evaluation and performance assessment: Calibration and cross-calibration results. *Marine Geodesy* 27(3):345–372.
- Ducet, N., P. Y. Le Traon, and G. Reverdin. 2000. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *Journal of Geophysical Research* 105(C8):498.
- Evensen, G. 2004. Sampling strategies and square root analysis schemes for the EnKF. *Ocean Dynamics* 54(6):539–560, doi: 10.1007/s10236-004-0099-2.
- García-Soto, C., R. D. Pingree, and L. Valdés. 2002. Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research* 107(C8), doi: 10.1029/2001JC001012.
- Herbert, G., N. Ayoub, P. Marsaleix, and F. Lyard. 2011. Signature of the coastal circulation variability in altimetric data in the southern Bay of Biscay during winter and fall 2004. *Journal of Marine System*. (forthcoming)
- Huthnance, J. M., J. T. Holt, and S. L. Wakelin. 2009. Deep ocean exchange with west-European shelf seas. *Ocean Science* 5:621–634.
- Ide, K., P. Courtier, M. Ghil, and A. C. Lorenc. 1997. Unified notation for data assimilation: Operational, sequential and variational. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 75(1B):181–189.
- Ivanov, L. M., C. A. Collins, P. Marchesiello, and T. M. Margolina. 2009. On model validation for meso/submesoscale currents: Metrics and application to ROMS off Central California. *Ocean Modelling* 28(4):209–225, doi: 10.1016/j.ocemod.2009.02.003.
- Klein, P. and G. Lapeyre. 2009. The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. *Annual Review of Marine Science* 1:351–375.
- Lambin, J., R. Morrow, L. L. Fu, J. K. Willis, H. Bonekamp, J. Lillibridge, J. Perbos, G. Zaouche, P. Vaze, W. Bannoura, F. Parisot, E. Thouvenot, S. Coutin-Fayne, E. Lindstrom, and M. Mignogno. 2010. The OSTM/Jason-2 mission. *Marine Geodesy* 33:4–25.
- Le Cann, B. and R. Pingree. 1995. Circulation dans le Golfe de Gascogne: Une revue des travaux récents. *Acta del IV Coloquio Internacional sobre Oceanografía del Golfo de Vizcaya* 217–234.

- Le Cann, C., M. Assenbaum, J. C. Gascard, and G. Reverdin. 2005. Observed mean and mesoscale upper ocean circulation in the midlatitude northeast Atlantic. *American Geophysical Union* article number C07S05.
- Le Groupe Tourbillon. 1983. The Tourbillon experiment: A study of a mesoscale eddy in the eastern North Atlantic. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 30(5):475–511, doi: 10.1016/0198-0149(83)90086-9.
- Le Hénaff, M., L. Roblou, and J. Bouffard. 2010, December. Characterizing the Navidad current interannual variability using coastal altimetry. *Ocean Dynamics* 1–13, doi: 10.1007/s10236-010-0360-9.
- Le Traon, P. Y., Y. Faugère, F. Hernandez, J. Dorandeu, F. Mertz, and M. Ablain. 2003. Can we merge GEOSAT follow-on with TOPEX/Poseidon and ERS-2 for an improved description of the ocean circulation? *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 20(6):889–895, doi: 10.1175/1520-0426(2003)020<0889:CWMGFV>2.0.CO;2.
- Le Traon, P. Y. and F. Hernandez. 1992. Mapping the oceanic mesoscale circulation: Validation of satellite altimetry using surface drifters. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 9(5):687–698.
- Le Traon, P. Y. and R. Morrow. 2001. Chapter 3. Ocean currents and eddies. In *Satellite altimetry and earth sciences—a handbook of techniques and applications*, Volume 69:171–215, ix–xi. New York: Elsevier.
- Le Traon, P. Y., F. Nadal, and N. Ducet. 1998. An improved mapping method of multisatellite altimeter data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15(2):687–698.
- Le Traon, P. Y. and F. Ogor. 1998. ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON: The 2 cm challenge. *Journal of Geophysical Research* 103(C4):8045–8057, doi: 199810.1029/97JC01917.
- Le Traon, P. Y. and G. Dibarboure. 2004. An illustration of the contribution of the TOPEX/Poseidon—Jason-1 tandem mission to mesoscale variability studies. *Marine Geodesy* 27(1):3–13.
- Lehahn, Y., F. d’Ovidio, M. Levy, and E. Heifetz. 2007, August. Stirring of the northeast Atlantic spring bloom: A Lagrangian analysis based on multisatellite data. *J. Geophys. Res* 112.
- Lilly, J. M., P. B. Rhines, F. Schott, K. Lavender, J. Lazier, U. Send, and E. D’Asaro. 2003. Observations of the Labrador Sea eddy field. *Progress in Oceanography* 59(1):75–176, doi: 10.1016/j.pcean.2003.08.013.
- Mangiarotti, S. and F. Lyard. 2008. Surface pressure and wind stress effects on sea level change estimations from TOPEX/Poseidon satellite altimetry in the Mediterranean Sea. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 25:464–474.
- McWilliams, J. C. 1984. The emergence of isolated coherent vortices in turbulent flow. *Journal of Fluid Mechanics* 146:2143.
- Nieves, V. and A. Turiel. 2009. Analysis of ocean turbulence using adaptive CVE on altimetry maps. *Journal of Marine Systems* 77(4):482–494, doi: 10.1016/j.jmarsys.2008.12.001.
- Paillet, J. 1999. Central water vortices of the Eastern North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography* 29(10):2487–2503.
- Pascual, A., Y. Faugère, G. Larnicol, and P. Y. Le Traon. 2006. Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters. *Geophysical Research Letters* 33, L0261:1–4, doi: 200610.1029/2005GL024633.
- Pascual, A., M. I. Pujol, G. Larnicol, P. Y. Le Traon, and M. H. Rio. 2007. Mesoscale mapping capabilities of multisatellite altimeter missions: First results with real data in the Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 65(1–4):190–211, doi: 10.1016/j.jmarsys.2004.12.004.
- Pingree, R. 1993. Flow of surface waters to the west of the British Isles and in the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 40:369–388.
- Pingree, R. D. and B. Le Cann. 1989. Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Progress in Oceanography* 23(4):303–338.
- Pingree, R. D. and B. Le Cann. 1990. Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 4:857–885.

Fine Resolution Altimetry Data for a Regional Application

- Pingree, R. D. and B. Le Cann. 1992a. Anticyclonic Eddy X91 in the Southern Bay of Biscay, May 1991 to February 1992. *Journal of Geophysical Research* 97(C9):367.
- Pingree, R. D. and B. Le Cann. 1992b. Three anticyclonic slope water oceanic eDDIES(SWODDIES) in the Southern Bay of Biscay in 1990. *Deep Sea Research. Part A. Oceanographic Research Papers* 39(7–8):1147–1175.
- Pujol, M. I. and G. Larnicol. 2005. Mediterranean sea eddy kinetic energy variability from 11 years of altimetric data. *Journal of Marine Systems* 58(3–4):121–142, doi: 10.1016/j.jmarsys.2005.07.005.
- Ray, R. D. 1999. A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99.2. Rep. NASA/TM-1999-209478. Greenbelt, MD: Goddard Space Flight Center.
- Reverdin, G., J. C. Gascard, B. Le Cann, L. Prieur, M. Assenbaum, and P. Lherminier. 2009. A long-lasting mode water vortex in the Northeast Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 39(3):536–558.
- Rio, M. H., P. M. Poulain, A. Pascual, E. Mauri, G. Larnicol, and R. Santoleri. 2007. A mean dynamic topography of the Mediterranean Sea computed from altimetric data, in-situ measurements and a general circulation model. *Journal of Marine Systems* 65(1–4):484–508, doi: 10.1016/j.jmarsys.2005.02.006.
- Roblou, L., J. Lamouroux, J. Bouffard, M. Le Hénaff, A. Lombard, P. Marsaleix, and P. De Mey. 2010. Postprocessing altimeter data toward coastal applications and integration into coastal mode. In *Coastal altimetry*, eds. S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste. Berlin: Springer-Verlag.
- Ruiz-Villarreal, M., C. González-Pola, G. Diaz del Rio, A. Lavin, P. Otero, S. Piedracoba, and J. M. Cabanas. 2006. Oceanographic conditions in North and Northwest Iberia and their influence on the Prestige oil spill. *Marine Pollution Bulletin* 53(5–7):220–238, doi: 10.1016/j.marpolbul.2006.03.011.
- Schmitz, W. J., Jr. and J. R. Luyten. 1991. *Spectral time scales for mid-latitude eddies*. *J. Mar. Res.* 49:75–105.
- Stammer, D. 1997. Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSEIDON altimeter measurements. *Journal of Physical Oceanography* 27(8): 1743–1769.
- Stephens, J. J. and A. L. Polan. 1972. Spectral modification by objective analysis. *Monthly Weather Review* 99(5):374–378.
- Torrence, C., and G. P. Compo. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79(1):61–78.
- Wang, D. P., C. N. Flagg, K. Donohue, and T. H. Rossby. 2010. Wavenumber spectrum in the Gulf Stream from shipboard ADCP observations and comparison with altimetry measurements. *Journal of Physical Oceanography* 40(4):840–844, doi: 10.1175/2009JPO4330.1.

Appendix A: Wavelet Analysis

Given a series of successive observations of along-track SLA x_n , and our wavelet function $\psi(\eta)$, with a nondimensional time parameter η . The wavelet transform of x_n by $\psi(\eta)$ is:

$$W_n(s) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_n * \hat{\psi}(s\omega_k) e^{i\omega_k n \Delta t}$$

where the Discrete Fourier Transform (DFT) of the SLA profile is:

$$\hat{x}_n = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i kn/N}$$

and the DFT of the derivative of the Gaussian ($m = 2$) function is expressed in the Fourier domain:

$$\hat{\psi}(s\omega) = - \frac{1}{2 + \frac{1}{2}} (s\omega)^2 e^{-(s\omega)^2/2}$$

Maximum wavelet energy will occur locally where the convolution of $\psi(\eta)$ with x_n reaches a maximum value, that is, when a Gaussian feature appears on x_n . We focus on a range of wavelengths from j_1 to j_2 . We have thus constrained our analysis on these scales by computing the *scale-averaged spectrum* of x_n :

$$\bar{W}_n = \frac{\delta j \delta t}{C_{\delta}} \int_{j=j_1}^{j_2} \frac{W_n(\xi)^2}{\xi}$$

where δj and δt are, respectively, the scale and time intervals and C_{δ} is a scale independent *reconstruction factor*, specific to a given wavelet function. From (Torrence and Compo 1998), $C_{\delta} = 3.541$ for the $DOG_{m=2}$ wavelet function. By detecting local maxima of the *scale-averaged spectrum* we can directly get information of the central position of an eddy along a given satellite track and an indication of its amplitude from \bar{W}_n (which is unbiased and is a multiscale approximation of the amplitude).

In practice, we set up the transform, run the analysis to get a periodogram, and then compute the spatially averaged spectrum. Spatial scales are then determined using the (Stammer 1997) definition, that is, the first zero-crossing of the autocorrelation function of the scaled wavelet function ($\psi(s\eta)$), lagged from the centre point of maximum wavelet energy.

CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous nous sommes d'abord intéressés à la problématique de l'observabilité des structures à méso-échelle du Golfe de Gascogne à partir de l'altimétrie. Ceci a été fait aussi bien dans les produits grillés distribués par AVISO que dans les données le long de la trace. Nous avons utilisé un jeu de données « alongtrack » régional, retraité pour conserver au mieux l'information côtière de la zone d'étude. Nous avons vu que la relativement faible taille des structures présentes sur la zone se traduit par une sous-estimation de leur nombre et de leurs amplitudes, ainsi qu'une sur-estimation de leur taille sur les produits grillés classiques. D'autre part, nous avons pu noter une augmentation progressive des échelles spatiales et des amplitudes de ces tourbillons depuis l'intérieur vers l'extérieur du Golfe, où ceux-ci sont alors correctement représentés sur les données globales. En plus, un plus grand nombre de structures sont détectées dans le voisinage de la pente continentale, zone de génération privilégiée de ces tourbillons océaniques. Afin de restituer correctement ces signaux sur des cartes de niveau de la mer en vue de l'étude de la variabilité méso-échelle régionale, nous avons proposé une méthode de calcul de produits grillés régionaux, utilisant des échelles de cartographie adaptées à la dynamique du Golfe de Gascogne. Différents aspects de la méthode ont été discutés et une première évaluation des résultats a été faite. Les cartes ont été calculées sur la période 2002-2005, période optimale avec 4 satellites altimétriques volant de concert. Une analyse de l'impact d'une constellation réduite sur les résultats montre que la méthode est également applicable à 3 satellites. Cette condition étant remplie depuis 2002, ceci offre de nombreuses perspectives pour l'analyse de ces cartes sur le long terme (>10 ans).

Un certain nombre de développements complémentaires ou d'améliorations de la méthode de cartographie proposée peuvent être envisagés. Ce travail offre des perspectives potentiellement intéressantes sur l'utilisation de cartes altimétriques à haute résolution pour étudier la variabilité méso-échelle dans le Golfe de Gascogne, notamment dans sa partie sud où des processus complexes de déstabilisation du courant de pente et de formation de tourbillons. Toutefois, une plus ample validation des résultats obtenus s'avère nécessaire pour mieux évaluer le potentiel et les limites de la méthode d'analyse présentée dans ce chapitre. Ceci fera l'objet du chapitre suivant.

CHAPITRE 5.

AMELIORATIONS DE LA METHODOLOGIE DE CARTOGRAPHIE REGIONALE ET VALIDATION DES ANALYSES

1 INTRODUCTION

Les différents points soulevés en conclusion de l'article précédent mentionnent la possibilité d'utiliser des échelles de décorrelation adaptées à la dynamique régionale afin d'améliorer les résultats.

La suite des travaux réalisés suite à l'article publié dans *Marine Geodesy* fait l'objet d'un article en préparation, présenté en anglais dans ce chapitre. Ici, nous nous concentrons tout d'abord sur les aspects méthodologiques de la cartographie et leurs impacts dans une première partie, puis à la validation des cartes de niveau de la mer générées dans une deuxième partie.

Dans la première partie, différentes échelles spatiales de corrélation sont testées et leur impact sur la variabilité RMS du niveau de la mer ainsi que l'EKE régionale restituées est quantifié. Si l'utilisation d'échelles fines (55 km) résulte en un niveau d'EKE directement comparable aux estimations déduites de bouées dérivantes, l'utilisation d'échelles caractéristiques de la dynamique locale permet un meilleur compromis entre l'homogénéité spatiale des champs de vitesse résultants et le niveau d'énergie cinétique réel.

La validation de ce dernier jeu de données à des données indépendantes est faite dans la 2^{ème} partie de l'article. Nous verrons notamment que si des erreurs viennent perturber localement les séries temporelles et les cartes de courants, la variabilité du courant de pente, et de l'activité tourbillonnaire et frontale du Golfe de Gascogne est mieux représentée par les cartes régionales produites. Ainsi, l'analyse combinée de ces données avec des mesures indépendantes permet de compléter ces observations et offre un fort potentiel pour l'analyse de la dynamique océanique dans le Golfe de Gascogne.

Enfin, nous revenons sur les résultats obtenus, avec une analyse des limitations et améliorations potentielles de la méthode de cartographie régionale. Nous mettons notamment en avant le problème de la caractérisation spatiale de l'erreur d'observation aux grandes longueurs d'ondes, mais aussi à fine échelle, ainsi que son évolution temporelle. D'autres pistes d'améliorations, de nature méthodologique (modification du modèle de covariance) et pratique (utilisation de modèles régionaux de marée et de DAC) sont discutées.

2 ARTICLE: CONSTRUCTING FINE-SCALE MULTI-MISSION ALTIMETER MAPS FOR REGIONAL AND COASTAL APPLICATIONS

2.1 Introduction

The Bay of Biscay, located in the eastern North Atlantic Ocean, is a region of unique dynamics. Along this eastern boundary, a small part of the flow energy is associated with mesoscale eddies (Stammer 1997; Van Aken 2002; Volkov and Van Aken 2005; Caballero et al. 2008) and the flow variations are dominated by high frequency motions, including a very strong tidal signal and a strong barotropic response to atmospheric wind and pressure forcing (Pingree and Le Cann 1990; Volkov and Van Aken 2005).

Although its mesoscale eddy energy is relatively weak compared to many ocean regions, the Bay of Biscay is subject to finer-scale mesoscale dynamics and stirring which contributes to the coastal-offshore exchanges of water masses via mechanisms such as Swoddies (Pingree and Le Cann 1992). The presence of mesoscale eddies in the basin has been documented using in-situ observations (Arhan et Colin De Verdière 1985; Paillet 1999; Van Aken 2002; A. Serpette, Le Cann, et Colas 2006; Charria et al., 2011), as well as from satellite SST images and altimeter data (Pingree et Cann 1992; Pingree et Le Cann 1992; Garcia-Soto et al. 2002; Sánchez et Gil 2004; Caballero et al. 2008).

Until recently, altimetric sea level data were sparsely used for studies located in the Bay of Biscay. Indeed, the analysis of altimetry is very challenging in this area because altimeter signals and some environmental corrections are generally deteriorated in shelf and coastal ocean areas. This problem is amplified in the Bay of Biscay by the presence of a very large shallow water area where tidal and wind and pressure induced motions are particularly energetic (Volkov and Dorandeu 2007). In standard altimetric products, these high frequency effects are usually corrected for, by applying global model estimations, which underestimate the signal in the coastal domain. The residual error, after the global model correction, is then aliased into the altimetric sea surface height (SSH) measurements at a lower frequency, and can seriously degrade the altimeter data quality in the Bay of Biscay (Marcos et al. 2007). To cope with these problems many

groups are developing improved methodologies and altimeter corrections to allow for more accurate regional tide models and altimetry data sets in the coastal zone (COMAPI project (CNES), Coastalt (ESA), PISTACH(CNES), CTOH (CNRS). After applying specific processing of coastal altimeter data to produce regional SLA maps, Caballero et al. (2008) have analyzed the characteristics of the EKE variability over 12 years in the Bay of Biscay, and found relatively low levels of energy with significant variability over intraseasonal scales. Recently, Le Hénaff et al. (2010) and Herbert et al. (2011) have also shown the potential of combining information from alongtrack altimeter data reprocessed with specific coastal algorithms, in-situ currentmeter data and regional modelling, in order to study different dynamical events in the Bay of Biscay. These include the Navidad coastal current or incursions of the Iberian Poleward Current along the Cantabrian Slope.

A continuous time series of global 2D gridded altimetric sea level anomaly (SLA) maps have been made available by DUACS/AVISO since 1992 (Ducet et al., 2002; Dibarboure et al. 2011). These mapped data are obtained by merging observations from different altimeter missions (from 2 to 5 satellites, depending on the time period) and provide a synoptic view of the changing sea surface conditions. These maps have been shown to efficiently resolve and facilitate the interpretation of oceanic features with space scales larger than 100-150km and have been intensively used for studying mesoscale motions in many areas of the global ocean (Le Traon et Morrow 2001; Chelton et al. 2007, Morrow et Fu 2011). However, many of the mesoscale structures observed within the Bay of Biscay (Pingree and Le Cann 1992a; Garcia-Soto et al. 2002) may be too small to be correctly represented in standard altimetric maps. For example, Paillet (1999) reported eddy diameters < 100km from XBT transects.

Dussurget et al. (2011) recently analysed the mean eddy characteristics (spatial scale, magnitude and occurrence) within the Bay of Biscay using 15 years of reprocessed alongtrack altimeter data. They found that numerous small-scale eddies occurred in the inner bay close to the continental shelf, with space scales of ~55 km. These eddies merged as they moved offshore, forming fewer, but larger amplitude and larger diameter (~150 km) eddies. Dussurget et al. (2011) observed that the small scale eddies nearshore are generally smoothed out in standard SLA maps, leading to reduced level of Eddy Kinetic Energy (EKE) levels in the inner Bay of Biscay. In addition, the westward progression from smaller to larger eddies within the Bay of Biscay revealed by original along-track data could not be fully captured by the standard altimeter maps. Indeed,

eddy-tracking algorithms applied to the global AVISO maps, such as those by Chelton et al. (2011) , show large-scale eddies suddenly appearing in the northeast Atlantic with no tracked eddies in the Bay of Biscay. The alongtrack altimetric analysis, and satellite SST and ocean colour maps, show that eddies are present in the Bay of Biscay, but are too small to be correctly represented in the global AVISO altimeter maps.

In Dussurget et al. (2011) , a mapping methodology more adapted to the observation of the nearshore mesoscale variability was proposed. An optimal interpolation (OI) technique, resolving space scales down to 55 km, was used to reanalyse SLA data from 4 satellites (T/P, Jason-1, Envisat and GFO), during the 3 year period when this extra data coverage was available, from 2002 to 2005. Regional SLA maps were created. First very encouraging results show the presence of coherent short scale signals in the resulting analysis, in good agreement with independent observations from high-resolution satellite images (ocean colour and sea surface temperature images). Although the previous study showed the statistical consistency of the finer-scale sea level signals, a more thorough validation of the regional SLA maps is needed. Moreover, in Dussurget et al. (2011) , we argued that the larger scale eddies observed within the Bay, may not be as accurately represented, due to the choice of the 55 km decorrelation scale, and to the size of the suboptimal domains.

In this paper, we extend the analysis to carefully evaluate different spatial mapping scales for the particular geographical and dynamical constraints of the Bay of Biscay, as well as investigating mapping scales which vary according to the local dynamics. This paper is organised as follows. The data and methodologies used in this study are presented in section 2. Statistical results computed from the different mapping configurations will be presented in section 3, including a discussion on how the different choices of decorrelation scales will impact on the gridded analyses. An extended validation of the improved mapping configurations will be presented in section 4 of this paper, including more detailed intercomparisons with independent in-situ and satellite data, using a range of lagrangian and eulerian techniques, in order to estimate how well the altimeter maps can represent the local dynamics. These results are finally discussed and potential improvements of the mapping methodology will be proposed.

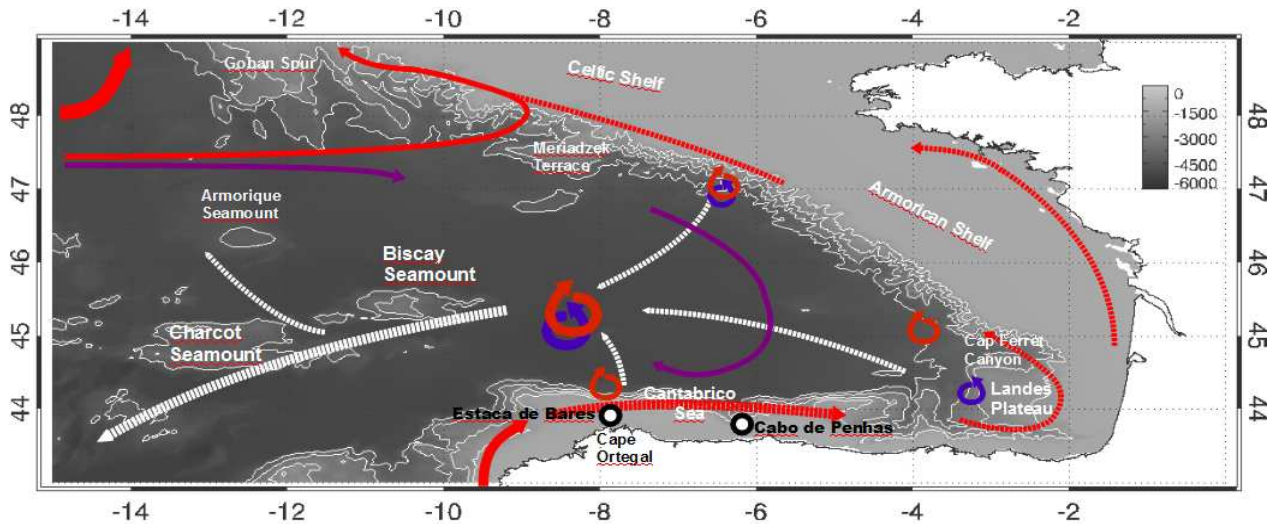


Figure 1. Schematic map of ocean circulation in the Bay of Biscay and showing the main topographic features.

2.2 Data and methods

2.2.1 Along-track data processing.

The along-track altimetry data used in this study were developed, validated and distributed by the Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère, France (CTOH– <http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products/coastal-products/coastal-products>). This regional altimetry data set, computed using the coastal oriented X-TRACK processing software Roblou et al. (2010) has already been used and described in Dussurget et al. (2011). For details on the data processing, the reader is referred to this study.

Three years of altimetric data were selected, from October 2002 to November 2005. The 4 altimetric missions over this period were considered: TOPEX/Poseidon on its interleaved orbit (TP), Jason-1 (J1), Envisat (ENV) and Geosat Follow-On (GFO).

Note that, in contrast to standard altimetry data processing (for example, Pujol and Larnicol 2005) no spatial filtering nor subsampling was applied on the alongtrack altimetry data before mapping. The latter process is generally applied to speed up the computations (Dibarboure et al. 2011). However, these authors and Dussurget et al. (2011) suggested that such processing of the data may be a limiting factor for the representation of the shortest time and space scales.

2.2.2 Mapping the alongtrack altimeter sea level anomalies

The mapping technique used is based on the OI scheme described in Dussurget et al. (2011). The technique consists of computing a small scale mapping increment derived from an OI analysis of high-pass ($k^{-1} < 200$ km) filtered X-TRACK alongtrack data. This mapping increment is then added to the low-pass filtered ($k^{-1} > 200$ km) global AVISO maps. This two-step method is necessary to alleviate one of the major problems in creating regional multi-mission altimeter maps: handling the residual effect of long wavelength error (such as orbit errors, geographically correlated errors, and geophysical models mean levels), which can vary for the different altimeter missions. The AVISO global mapping process has a sophisticated long wavelength error reduction technique which includes global cross-over adjustments and modified Objective Analysis scheme to represent these large scale errors into the error covariance function (Le Traon et 1998). Such an efficient method cannot be applied on a regional basis, due to the limited lengths of the tracks. Using the large scale component of the AVISO SLA maps as a first guess field in this 2-step mapping technique significantly reduces the large scale biases contained in the original along-track data.

SLA were optimally interpolated using this two-step method to produce SLA maps every 7 days on a regular $1/6^\circ$ grid. In this paper we present methodological improvements concerning the different analysis parameters: the spatial scaling of the covariance model and the observational noise.

i. Signal covariance model

The signal covariance model we use is the one proposed by Arhan et Colin De Verdière (1985). It is classically used in OI analysis of altimeter data (Ducet et al. 2002). In the analytical correlation function, the choice of decorrelation scales is a critical parameter in the OI procedure. These scales have been documented globally in former studies from along-track data and have strong regional variations (Jacobs et al. 2001; Brachet et al. 2004).

When mapping the data, the decorrelation scales applied (in both time and space) must be a compromise between the sampling of the original observations and representing the scales of the ocean dynamics. As a consequence, even when using multi-satellite data, the cross-track spacing between the different altimeter passes imposes the minimum space-scale radius, and this can lead to an underestimate or a removal of the smaller

scale variability from the analyses. This distance to the nearest observation has been estimated from along-track data in 2002-2005 on both zonal and meridional axes. Figure 2 presents this average distance. Typical diamond-shaped patterns are visible, and values are falling between 20 and 40 km in average. The Spanish slope is relatively well sampled in comparison to other areas such as the French shelf and slope. Coastal zones are less sampled and we should note that meridional distances are globally larger than zonal distances by a factor of 1.5 because of the tracks inclination (not shown).

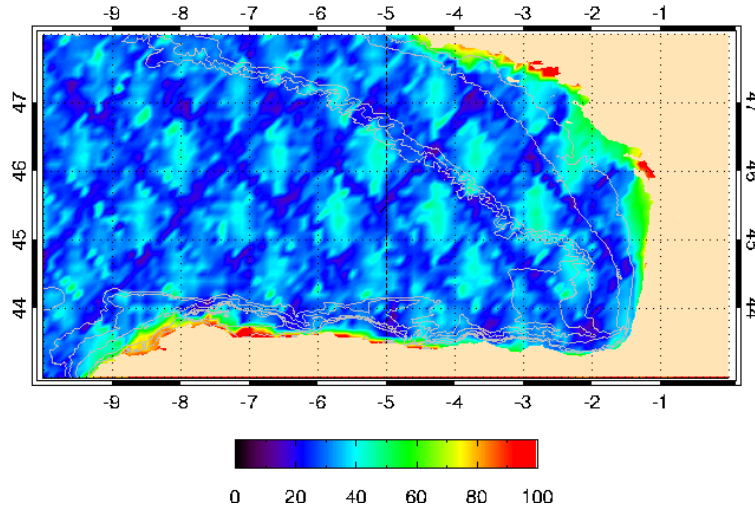


Figure 2. Average distance (in km) to the nearest altimetric observation over 15 days on meridional and zonal axes for the 2002-2005 period.

In Dussurget et al. (2011) , we assessed the feasibility of mapping altimetric data at scales of 55 km (ie. at least $\frac{1}{2}$ the mapping length scale normally used at the latitudes of the Bay of Biscay) using an isotropic covariance model. Here, we will analyze a range of different spatial decorrelation scales in the OI analysis scheme, and how they impact on the resulting maps of sea level and derived surface currents. We have used different fixed decorrelation spatial scale, respectively 55, 75 and 95km, to compute 3 different data sets of gridded SLA between 2002 and 2005. In a second study, we take into account the regional variability of the spatial scales, using spatially varying decorrelation scales. The latter were chosen to fit the observed eddy length scales obtained in Dussurget et al. (2011) for the Bay of Biscay, by applying a wavelet analysis to alongtrack altimeter data (figure 3, bottom). Note that the corresponding spatial scales increase moving off the slope and also westward. The space scales further offshore match those used by AVISO for computing standard gridded products at the western entrance of the Bay (~ 125 km).

The gradual increase of the spatial decorrelation length scales is derived empirically by scaling the formulation given in (Ducet et al. 2002) :

$$\mathbf{C}(\mathbf{x}, \mathbf{y}) = \mathbf{C}_{\text{ducet}} * \mathbf{L} * \mathbf{Z}(\mathbf{x}, \mathbf{y}) \quad (1),$$

where $\mathbf{C}_{\text{ducet}}$ is the decorrelation length scales derived from Ducet et al. (2002) . \mathbf{L} is a meridional scaling factor, decreasing east of 12°W. Finally, \mathbf{Z} is proportional to the distance of a grid point relative to the shelf edge (150m isobaths). These different terms are respectively defined by:

$$\mathbf{C}_{\text{ducet}} = 50 + 250 \cdot \frac{900}{(\phi^2 + 900)} \quad (2)$$

with ϕ being the latitude,

$$\mathbf{L} = \sqrt{0.5} + \frac{(\lambda + 12) \cdot (1 - \sqrt{0.5})}{12} \quad (3)$$

with λ being the longitude, and

$$\mathbf{Z}(\mathbf{x}, \mathbf{y}) = \begin{cases} \sqrt{0.5} + \frac{\mathbf{D}_{150\text{m}}(\mathbf{x}, \mathbf{y}) \cdot (1 - \sqrt{0.5})}{\max(\mathbf{D}_{150\text{m}})}, & \text{where depth} > 150\text{m} \\ \sqrt{0.5}, & \text{where depth} < 150\text{m} \end{cases} \quad (4)$$

with $\mathbf{D}_{150\text{m}}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ being the distance to the 150m isobath at grid point (\mathbf{x}, \mathbf{y}) , and $\max(\mathbf{D}_{150\text{m}})$ being the furthest point from the shelf edge (~250km). Note that this latter scaling does not apply on the shelf areas, which have a constant decorrelation scale of 55 km. The varying function allows the spatial scales to evolve smoothly from the shelf region towards the centre of the Bay, where larger spatial scales are observed, and then to grow westward with \mathbf{L} to the offshore region where the global AVISO decorrelation scales fit the alongtrack observations.

Figure 3 shows the geographical distribution of the spatial length scales obtained from equation 1 (upper left panel), compared to those obtained from the classical formulation used to compute AVISO global maps (equation 2; upper right panel). The modified formulation adequately reproduces the westward increase of length scales observed from alongtrack altimeter data in the Bay of Biscay (Fig. 2, bottom). Spatial scales vary from ~100 km at 10°W (i.e. slightly lower than those used to compute the standard global products), to ~60 km over the French shelf. Larger length scales are observed in the

middle of the Bay, and decrease as a function of the distance to the continental shelf edge.

The decorrelation time scale is the same in the 4 experiments and is set to 14 days, corresponding to characteristic time scales of the mesoscale activity (Stammer 1997; Jacobs et al. 2001; Pujol and Larnicol 2005). The results obtained using the different spatial decorrelation length scales during the mapping process will be discussed in section 3.

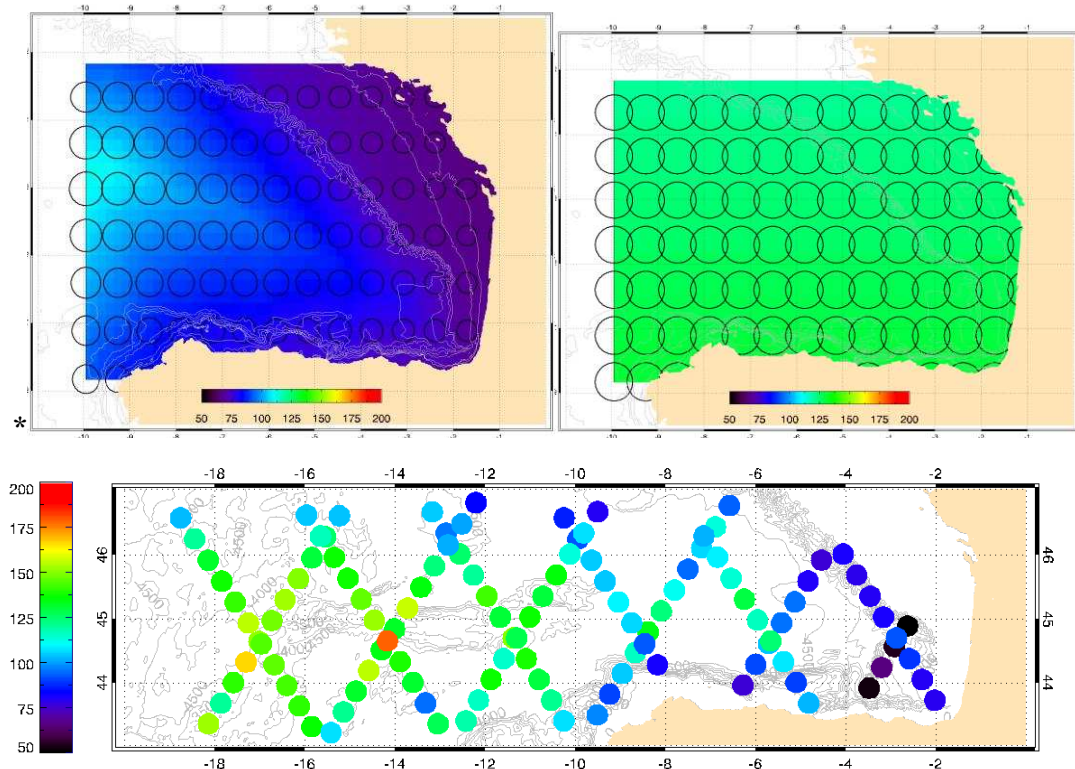


Figure 3. Upper panel: maps of spatial scales used in the Optimal Interpolation as given by eq.1 (upper left) and from the AVISO global maps (upper right). Circles represent the spatial decorrelation radius of the covariance model used. Lower panel: map of observed length scales from wavelet analysis (after Dussurget et al. 2011).

ii. *Estimating the observational noise*

The OI procedure not only imposes to fix a-priori knowledge of the signal statistical properties, but also of the observation noise which is the sum of instrumental errors and unresolved dynamics. The latter is associated with short scale or short time signals

which cannot be properly resolved because of the altimeter measurement sampling. Fixed values of the observational noise are generally used in standard methodologies.

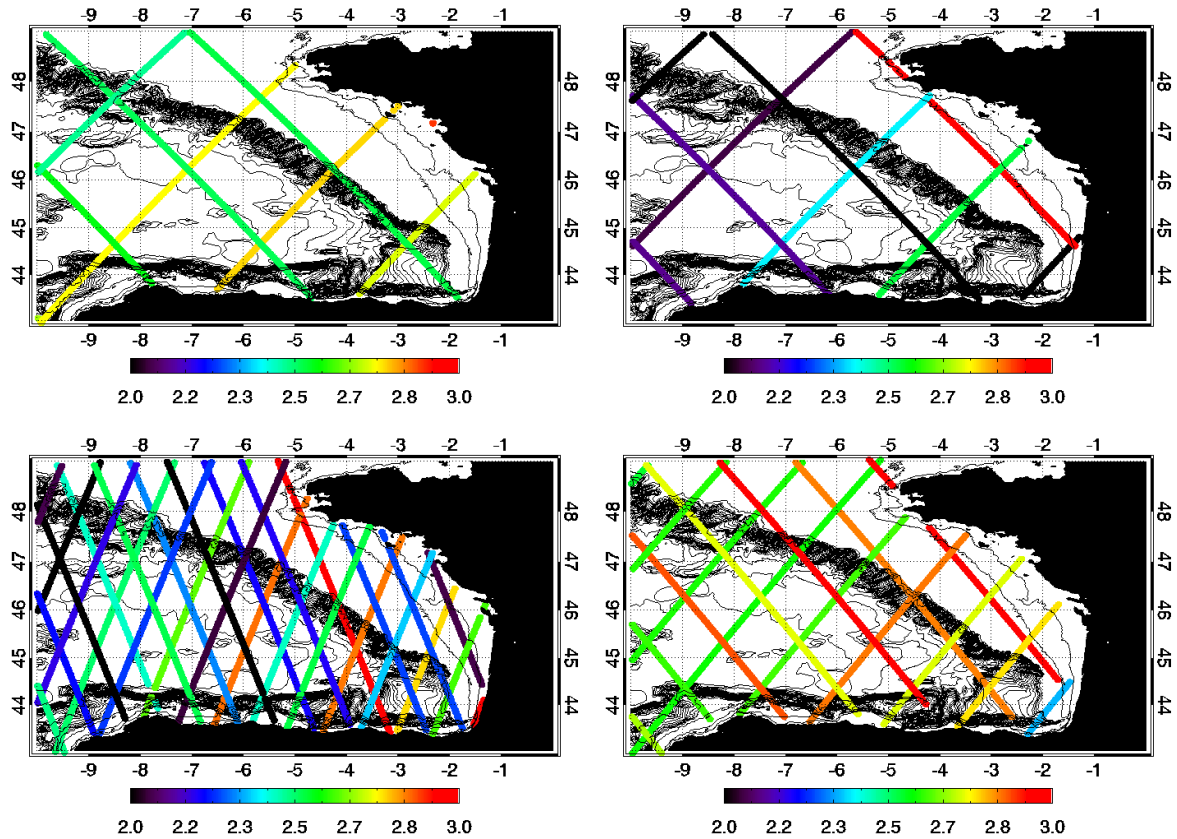


Figure 4. Time-averaged σ_{HF} for tracks located in the Bay of Biscay from J1 (upper left), TP2 (upper right), ENV (lower left) and GFO (lower right).

We cannot use the same observation as the standard processing for 2 reasons. Firstly, the sea level errors of the coastal X-track data not as well defined as for the standard processing. Secondly, the error values associated with the standard processing are only valid for the whole SLA spectrum, and thus not applicable for the SLA variability at scales below 200 km. In this study and in Dussurget et al. (2011), the observation noise is estimated for each altimeter mission by computing the standard deviation of the along-track SLA residuals (σ_{HF}) at spatial scales shorter than 50km (following Dorandeu et al. 2004). The computation is performed for each track and for each cycle. Note that when σ_{HF} is larger than 5cm for the entire track for a given cycle, the corresponding track is discarded from the analysis for that cycle, as this value is above the typical value of the sea level standard deviations variance observed in the inner part of the Bay of Biscay (Dussurget et al. 2011). This method, acting as a post-processing editing step,

provides a way to discard suspicious altimetric along-track profiles from the analysis. It is particularly useful for altimetric missions which undergo large changes in accuracy over time (this point will be further discussed in section 4).

Mean values of σ_{HF} were then calculated for each satellite track over the analysed period (mid-2002-mid-2005). Different values for each track allow us to maintain some spatial variability in the observation error. The resulting regional maps of the time averaged σ_{HF} computed for all satellites groundtracks as a function of the mission considered are shown on Figure 4. The errors are generally lower offshore than over the shelf. These mean values are used as the observation noise in the OI scheme. In average over the Bay of Biscay, values of σ_{HF} obtained are 2.1 cm for TP, 2.3 cm for ENV, 2.5 cm for J1 and 2.7 cm for GFO. Note that they are in line with estimations from (Dorandeu et al. 2004) for TP and J1.

Figure 4 shows that the unresolved high frequency signal in σ_{HF} is highly variable in space, imposing higher or lower confidence levels on the corresponding tracks. Although a particular spatial pattern is not really clear, lowest σ_{HF} values are globally observed west of 6°W for TP, ENV and GFO altimeter missions. The lowest HF residuals are computed for the TP data: they may be as low as 2cm offshore, peaking up to nearly 3cm over the continental shelf. This is due to the particular onboard processing of TP measurements which induces lowest noise level (G. Dibarboue, personal communication). Part of the eastward increase in σ_{HF} values is also due to more important sources of altimeter data errors over the continental shelves. Although we are analysing the small scale error here, there may still be some aliasing from more energetic tides and the barotropic response to pressure and wind forcing, or contamination by land in the altimetric signal or in certain geophysical corrections.

2.3 Assessing different configurations of the data merging technique

The aim of this section is to quantify how different choices of spatial decorrelation scales in the covariance model will affect the observation of mesoscale signals in the sea level analyses. The assessment will be done by analyzing different statistical properties of the resulting signal variability.

2.3.1 Regional sea level variability

Sea level variability is commonly used for analyzing the representation of eddy variability in mapped altimeter data. Figure 5 shows maps of the Root Mean Squared (RMS) SLA, obtained for 5 different cases over the period Nov. 2002-Oct. 2005. In the first 4 cases, the OI method described in Dussurget et al. (2011) has been used to compute the gridded SLA data, except that different spatial decorrelation scale functions are used in the OI analysis (see section 2.b.i). Case 1 corresponds to the fixed value used in Dussurget et al. (2011), i.e. 55 km. In cases 2 and 3, the corresponding parameter is set to, respectively, 75 and 95 km. In case 4, the variable spatial decorrelation scales shown in Fig. 3 (upper left panel) are used. And finally, case 5 corresponds to the AVISO-DUACS UPD MSLA maps. Regionally averaged RMS values are also given in Table 1 for the data sets corresponding to the different cases analysed.

The RMS amplitudes of SLA are relatively low in the Bay of Biscay compared to many other regions of the world ocean, after removing an estimate of the tides and high-frequency atmospheric effects. On average over the Bay of Biscay, the RMS values vary from 4.25 cm in the AVISO case (Fig. 5e) to 4.39 cm when using the OI methodology of Dussurget et al. (2011) with a fixed decorrelation scale of 55 km (Fig. 5a). At a regional scale, the differences between the mean RMS values obtained from the different spatial decorrelation functions are low. Indeed, the main source of sea level variability in the Bay of Biscay is the large scale thermosteric dilation/contraction of sea water (Stammer 1997), with a magnitude of ~ 4 cm (Marcos et al. 2007).

In all cases the RMS values observed in Figure 5 range from ~ 2.5 cm (mostly offshore), up to 7.5 cm maximum in some areas located very close to the coast. The general pattern is of higher variability over the continental slope and the shelf, with values ranging from 4 to 7 cm, and lower variability in the deeper part of the bay, with values between 3 and 5 cm. Highest values are observed along the French coast, over the shelf, with local maxima exceeding 7 cm off Gironde's Estuary ($\sim 46^\circ\text{N}$), and south of Brittany ($\sim 47.5^\circ\text{N}$). However, these coastal areas are where altimetry data are corrupted by the very energetic and fine scale tidal variability, which is not entirely removed in SLA data when global tide models are used (Marcos et al. 2007; Volkov et al. 2007).

Fine-scale variability is generated near the shelf edge, which is reduced or missing on maps derived from the standard methodology. Here, the differences in RMS account for a significant part of the total variability depending on the mapping decorrelation scale

used (not shown): for example, up to 20% of the variability is finescale around 47° N and 6-9°W; 10-15% around and over the Landes Plateau, and in several places along the Cantabrico Slope, where the signature of the Iberian Poleward Current is particularly visible e.g. ~4°W, 6°W and 8°W (5-10%).

Consistent mesoscale features can also be observed further offshore: there are three main relative peaks of variability (4-5 cm): one at the entrance of the Bay (46.5°N-8.5°W), another in the middle of the Bay (45°N-6°W), and the last closer inshore, near the Landes Plateau (44.5°N-4°W). In these areas, mesoscale variability can induce signals with amplitudes between 5 and 10 cm. As expected, the largest RMS values are observed in Case 1 (i.e. using a fixed 55 km decorrelation scale), the lowest in Case 5 (the standard methodology). Consistent patterns in the RMS maps for cases 1-4 highlight the importance of not filtering or subsampling along-track data sets in these areas prior to the mapping.

	Case 1	Case 2	Case 3	Case 4	Case 5
Method	Dussurget et al., 2011	Dussurget et al., 2011	Dussurget et al., 2011	Dussurget et al., 2011	Dibarboure, 2011 (AVISO/DUACS)
Decorrelation scale	55 km fixed	75 km fixed	95 km fixed	Variable (Fig. 3)	~120 km (Fig.3)
Mean RMS BoB (offshore, shelf, slope)	4.39 cm (4.00, 5.29, 4.67)	4.36 cm (3.95, 5.29, 4.62)	4.32 cm (3.91, 5.28, 4.57)	4.34 cm (3.93, 5.29, 4.53)	4.25 cm (3.80, 5.27, 4.45)
Mean EKE BoB (offshore, shelf, slope)	59 cm ² .s ⁻² (60, 51, 80)	39 cm ² .s ⁻² (30, 25, 54)	27 cm ² .s ⁻² (30, 25, 40)	34 cm ² .s ⁻² (38, 26, 49)	15 cm ² .s ⁻² (15, 14, 14)

Table 1. Statistical properties of the different versions of gridded altimeter data sets used in this study.

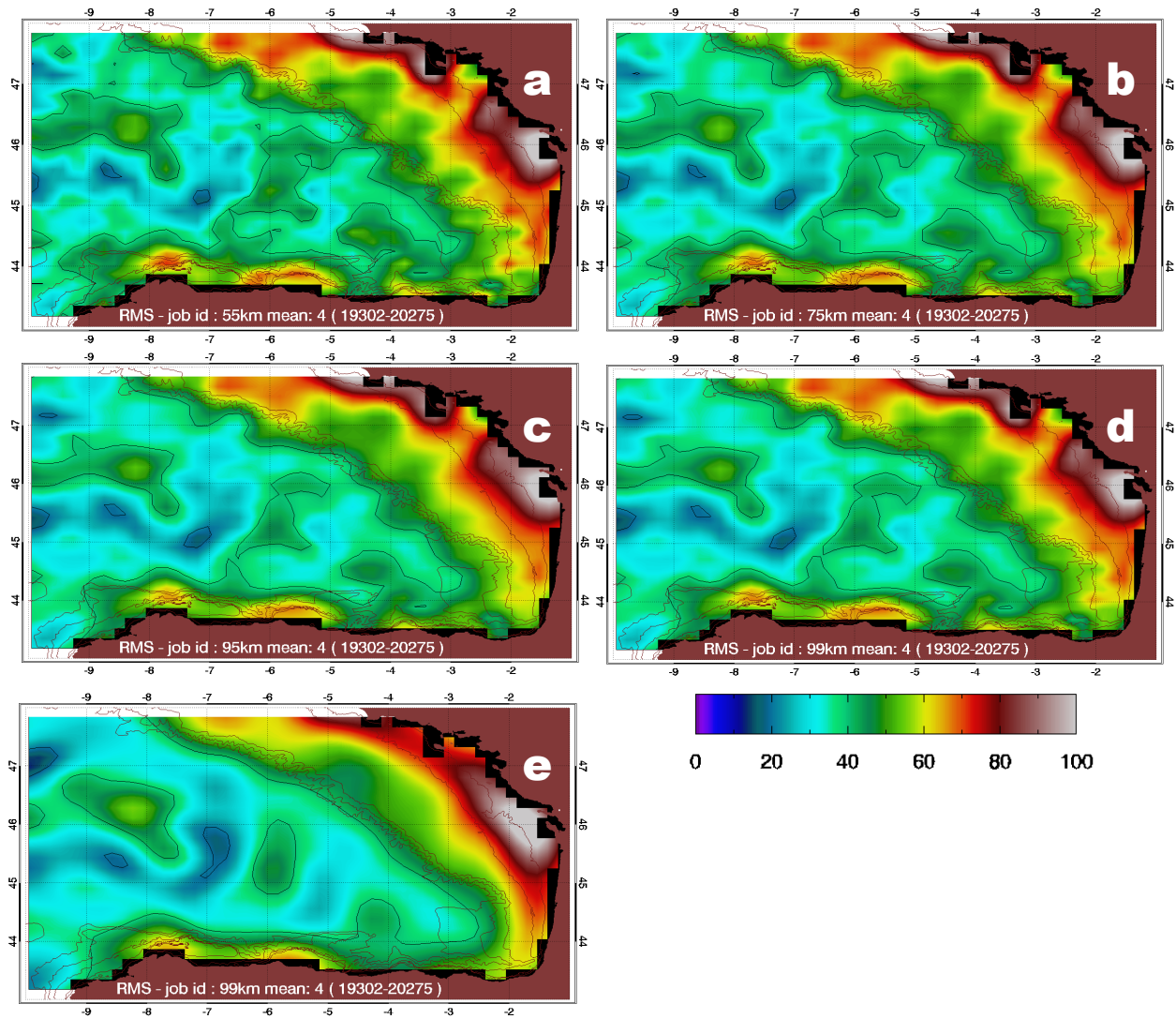


Figure 5. RMS maps (cm) for all different configurations (a: 55km, b: 75km, c: 95 km, d: varying scales, e: standard).

Another important point is that regions of increased variability along the Cantabrico Slope (e.g. at $\sim 6^\circ\text{W}$ and $\sim 8^\circ\text{W}$) are shifted onshore in case 5, while they are located along the shelf edge for cases 1-4. The latter is in better agreement with analysed along-track data and satellite SST images showing the variable coastal currents are located at the shelf edge (Dussurget et al. 2011; Le Hénaff et al. 2010). Similarly, around $3\text{-}4^\circ\text{W}$ the increase in variability is observed very close to the coast in cases 1-4 although it is barely seen in the global AVISO mapped data. Since the shelf edge is located very close to the coast in these areas, it is critical to use a dedicated coastal-altimetry data processing to resolve these features, as in cases 1-4 (see also (Le Hénaff et al. 2010; Herbert et al. 2011)).

Cases 1-4 also show some slightly decreased variability, by 10-15%, in localised coastal areas along the French coast (e.g. 46°N) in comparison to case 5. A possible explanation is the presence of larger-scale, uncorrected tidal errors in the alongtrack SLAs in these zones. Since there is increased measurement error here, when we decrease the mapping scale we reduce the regional impact of these errors: patches of anomalously high or low variability are thus confined to the coastal zone. The global AVISO maps spread these errors over a larger region, but their long wavelength orbit error reduction method can then reduce some of the high-frequency larger-scale errors. Clearly, better tide and HF models are still needed, before we can exploit the dynamics of the French nearshore zone.

Farther offshore, the differences in RMS between all cases are much lower. Since the ocean dynamics exhibit a westward increase in the eddy scales, which approach the length scales used in the standard methodology, these local differences are mainly due to the way the different mapping decorrelation scales project this larger-scale signal in between the groundtracks. This has only a minor impact on the RMS sea level variability, but a stronger impact on the velocity field, as shown in the following section.

2.3.2 Regional Eddy Kinetic Energy variability

The mesoscale velocity field, based on the gradient of the sea level anomalies, enhances the smaller-scale structures but also the errors in the mapped data. The mapped velocity field is also readily compared with in-situ currents for validation purposes. Statistics on the velocity field can be monitored using the Eddy Kinetic Energy (EKE).

The EKE values observed in the Bay of Biscay from altimeter data (1993-2004) have been extensively discussed by Caballero et al. (2008) . The mean EKE value calculated over the corresponding 12-year period was $16.29 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ using regional data set and methodology, but showed significant variations over time. For example, the mean EKE decreased from a relatively high level of $\sim 20 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ in 2002 down to $\sim 10 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ by the end of 2004. This range of EKE is closer to global maps (case 5 in Table 1) and is in agreement with Volkov and Van Aken (2005) who analysed the global AVISO gridded altimeter data in the Northeast Atlantic. The level of EKE is relatively small in the Bay of Biscay in comparison to the Gulf Stream ($>500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) and the North Atlantic Current ($>50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) areas.

Values given by Caballero et al. (2008) or by Volkov and Van Aken (2005) are much smaller than average EKE values estimated by several authors in the Bay of Biscay from lagrangian drifter observations. For example, Charria et al. (2011) found a mean EKE of $69 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, compared to $42 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ given by Van Aken (2002) and $57 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ by Pingree (1993). Variations of these estimates can be explained by the different periods analysed, by the different regions analysed by the observations, and also by the different number of floats used. For instance, the highest value (Charria et al. 2011) was obtained using 302 drifters rather than only 25 or 19 for, respectively, Van Aken (2002) and Pingree (1993). Part of these estimates is caused by wind-driven circulation sampled by the drifters. However, atmospheric spatial scales are much greater than oceanic scales so that a major part of the EKE variability is from mesoscale dynamics.

We have computed the mean EKE over the Bay of Biscay during the 3 year period (2002-2005) from gridded SLA data obtained in the 5 different cases already listed in section 3a (Table 1). The geographical distribution of the 3-year mean EKE is shown in Figure 6. Mean EKE values obtained in cases 1-4 (Fig.6a-b-c-d) are much higher than the one obtained using a standard global mapping technique (Fig. 6e) : the average EKE value for the Bay of Biscay ranges from $27 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ when using a 95km decorrelation scale (Fig. 6c), to $59 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ using a 55km scale (Fig. 6a). In comparison, a value of $15 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ is obtained from the global gridded data (Fig. 6e). The values obtained in cases 1-4 are significantly higher than those cited from previous EKE studies based on altimeter data in the Bay of Biscay.

However, results obtained from the reanalysed data sets (cases 1-4) are clearly contaminated by “*trackiness*”, with higher EKE values close to the altimeter

groundtracks, and lower values between the groundtracks. This is especially true when the smallest, fixed 55 km decorrelation radius is used during the analysis. As expected, the *trackiness* effect decreases when the decorrelation scale increases (Fig 6a-b-c). Since EKE is the 1st derivative squared of the sea level anomalies, its computation is very sensitive to small wavelength. Even though the short scales of the sea level variations are better mapped locally when using a lower decorrelation scale in the analysis, it also introduces larger heterogeneity in terms of sea level estimate and noise level between the tracks. Indeed, we are adding small-scale structure where it is observed along the tracks, and returning to the long-wavelength structure from AVISO-DUACS between the tracks. Other sources of error include the underestimation of the noise level between the tracks, and thus its spatial variability. Any residual $O(200\text{ km})$ error in the X-TRACK data will also be amplified when calculating EKE.

As an example of the difficulty in this regional mapping, higher EKE values are found in all cases 1 to 4 along track T/P #248. This track is located in the deep ocean just off the shelf break, where a higher EKE is also noted in drifter data (see part 2) and may be related to small-scale eddies generated at the shelf break. However for this particular track, the observational error computed is also relatively low (Fig. 4b) in comparison to the other tracks for the same mission, and is probably underestimated. This adds more variance to the signal. The “trackiness” effect may then be amplified by the spatial variability of the specified observational error, shown on Fig. 4. Indeed the accuracy of the observational error in the mapping process is an important point which will be discussed later.

In Figure 6 (a-d), several interesting features can be seen. Firstly, very high values are observed in the north-eastern sector close to the French coast, in a region of very strong tides. As mentioned earlier, these peaks in energy are suspected to be mainly associated with tidal aliasing which are not totally removed from the altimeter data. High values of EKE are also found in the southern part of the Bay, especially along the Cantabrico Slope, where the EKE is on average higher than in other regions. For example, when using case 4 data (Fig. 6d), EKE reaches $49\text{ cm}^2/\text{s}^2$ in this area. Near the Landes Plateau area (44.5°N , 2.5°W) in the south-eastern region of the Bay, the EKE maps also display higher energy levels, which are consistent with Figures 6 (a-d), whatever the mapping scale used.

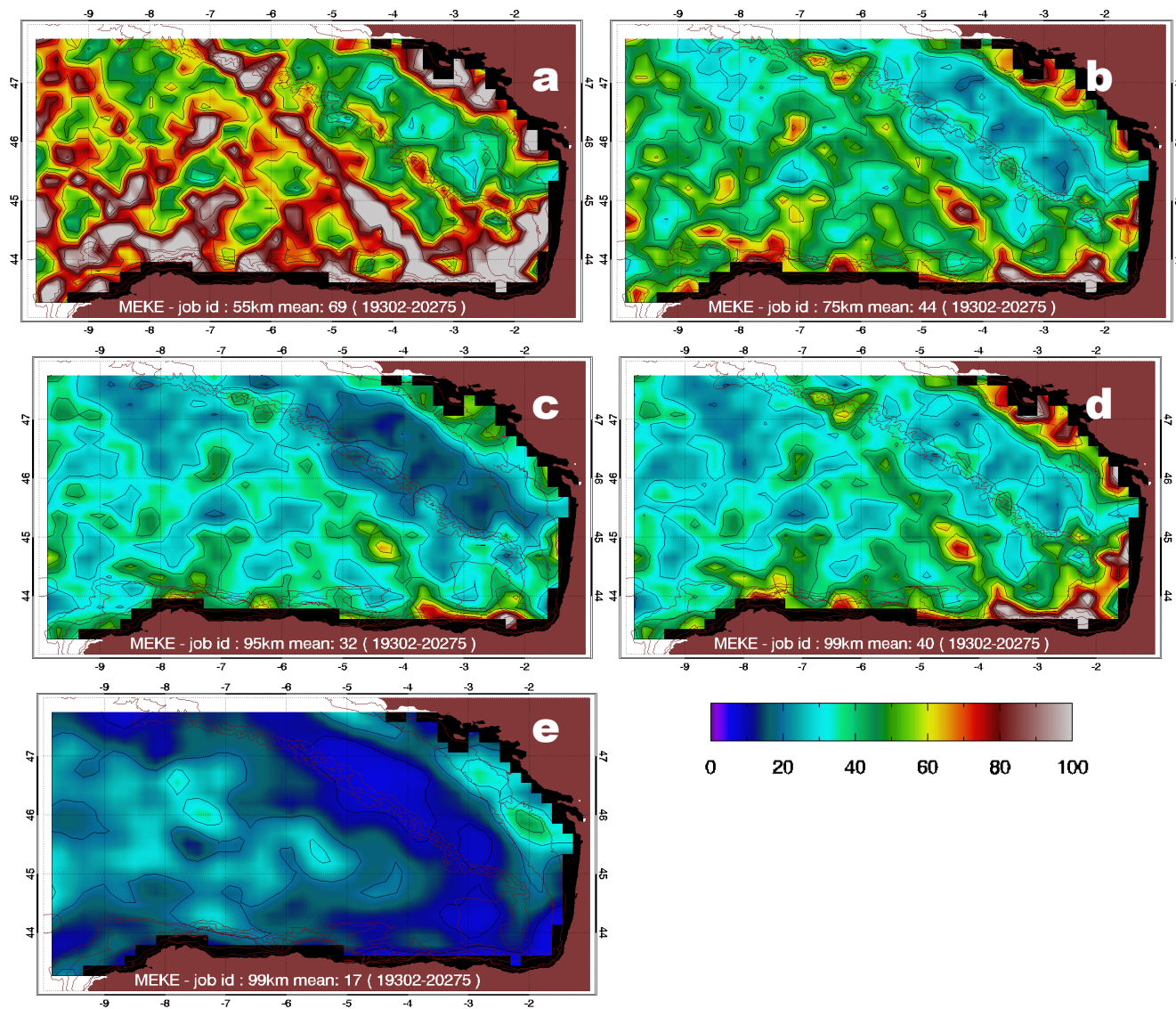


Figure 6. EKE maps (cm².s⁻²) for all different configurations (a: 55km, b: 75km, c: 95 km, d: varying scales, e: standard).

Lower EKE values are also found over the western part of the French Shelf. Charria et al. (2011) also noted lower levels of EKE in this region ($38 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) compared to those offshore ($69 \text{ cm}^2/\text{s}^2$). Using the case 4 data, we found EKE values on the outer shelf to be about $21 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ($14 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ for AVISO) increasing to $38 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ($17 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ for AVISO) in the deep ocean.

All of these regions have lower EKE levels in the standard global AVISO-DUACS data, where EKE barely exceed $20 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. The lower EKE in the global maps is partly due to the longer decorrelation scales of $\sim 120\text{km}$, but also due to the alongtrack filtering at $\sim 60\text{km}$ at these latitudes. In contrast, in the deeper ocean, west of 5°W , the difference in energy between cases 1-4 is lower, although all cases remain between 1 to 3 times greater than the EKE values obtained with AVISO data.

2.4 Comparison to independent observations

Comparing our regionally mapped altimetry data with observational data sets help us to characterise the robustness (or the weaknesses) of each data set. However, when comparing altimetry to other types of observations, it is important to recall that they do not necessarily represent the same ocean dynamics. For example, moored currentmeters and lagrangian drifters provide direct measurements of the absolute surface current, whereas altimetry gives the surface current anomalies which are in geostrophic balance. Thus altimetric currents will be missing the ageostrophic motions such as the Ekman drift or inertial currents, and the mean current component, while these components will be sampled by direct current measurements.

A second difference concerns the “reference” point of view. Eulerian measurements such as those from a moored currentmeter will record instantaneous motions at a given time, hence giving an absolute value to this record, integrating all types of dynamics that contribute to the variable flow at one point. In contrast, lagrangian drifter measurements will include spatial variability as the parcel of water is advected by the net effect of the dynamics. Both types of observations may include errors in the time domain (observation noise), whereas the spatial variability of errors will also affect the lagrangian observations. Mapped altimetry data offers a 2D synoptic view, but include both spatial and temporal smoothing of the local dynamics when merged into altimetric maps. As noted by Herbert et al. (2011),

analysis of the short time-scale signals in coastal areas remains on the edge of altimetric capacities today.

Satellite imagery has a much higher spatial resolution, but its temporal resolution is clearly affected by adverse meteorological conditions and cloud cover. These sensors record snapshots of tracers, which are stirred by ocean currents, and affected by mixing and diffusion of water properties from the surrounding or underlying waters and by ocean-atmosphere exchanges. However, in the Bay of Biscay, the Iberian Poleward Current incursions and mesoscale eddies have distinctive signatures in these tracer fields (Pingree and Le Cann 1992a; Garcia-Soto et al. 2002), especially in winter when thermal gradients are greater and advection processes are intensified. Hence these satellite images provide important 2D validation of the fine-scale structure of mesoscale features in specific temporal snapshots.

2.4.1 Surface drifter data climatology

In this section we assess EKE variance of the reanalysed altimetry data sets in comparison to independent EKE estimates from lagrangian drifters based on the EPIGRAM climatology (Charria et al. 2011) These authors have made seasonal estimates of the regional EKE variability, and computed the associated EKE variance ellipses, which depict the preferential orientation of this variability. Here, we compare seasonal variance ellipses derived from our altimetric data set to both seasonal averages computed over longterm as shown in (Charria et al. 2011) and over the period 2002-2005, although only months from April to September are shown due to the poor coverage for this data set in winter.

For all of the datasets, we computed variance ellipses as defined by Preisendorfer et al. (1988) and Morrow et al. (1994) using velocity anomalies. Note that the drifter current anomalies are relative to a seasonal mean, whereas the altimetry anomalies are relative to a multi-year average. Axes of the ellipses were computed at each location of the $1/6^\circ$ grid and then averaged at a coarser scale to match the equivalent grid of the lagrangian data set climatology ($\sim 0.75^\circ \times 0.75^\circ$ offshore, and split into finer bathymetric regions along the slope, following Charria et al. 2011). Results are shown on Figure 7 for the 2002-2005 springs and summers.

Altimetric variance ellipses are clearly smaller when computed from AVISO data (Figure 7a,d) compared to those computed from the variable-scale mapped dataset (Figure 7d,e), indicating much greater levels of energy in the latter data set. These regional ellipses are closer in size and orientation to those calculated from the drifter climatology (Figure 7c,f). The regional altimetry climatology and the drifter climatology (fig. XXX) both indicate anisotropy of the flow on the slope and shelves, along with increased variability in the southern part of the Bay, as well as along the French coasts.

Offshore variability shows a more zonal flow in both data sets, with lower variability during summer months than during autumn and winter. This variability is stronger in autumn in the western part of the Bay and in winter-spring period in the eastern part of the Bay. Near the slope and shelves, an alignment of the ellipses with the bottom topography is visible, especially clear along the Cantabrian coast (Figure 7c). The increased variability in summer in this area in the altimetry dataset is probably originating from the average current used which do not take into account the relatively strong average eastward flow in this region (cf. Section 3.2). Over the French Shelf, a northwest-southeast alignment is observed, which has been documented by Charria et al. (2011) in their climatology, and suggest that at least part of this flow could be density driven (Lazure and Jégou 1998). On both datasets, an increase of the latter variability is suggested in autumn, whereas global altimetry dataset misses such feature. This feature is not apparent every year, but when it occurs it is intense enough to mark the local dynamics over our 3-year dataset. As suggested in section 3, part of this variability on the inner French coast may be due to recurrent errors in the coastal tides. However, the increase in variance from low conditions on the outer French shelf, to high variance off the shelf break, is apparent in both data sets.

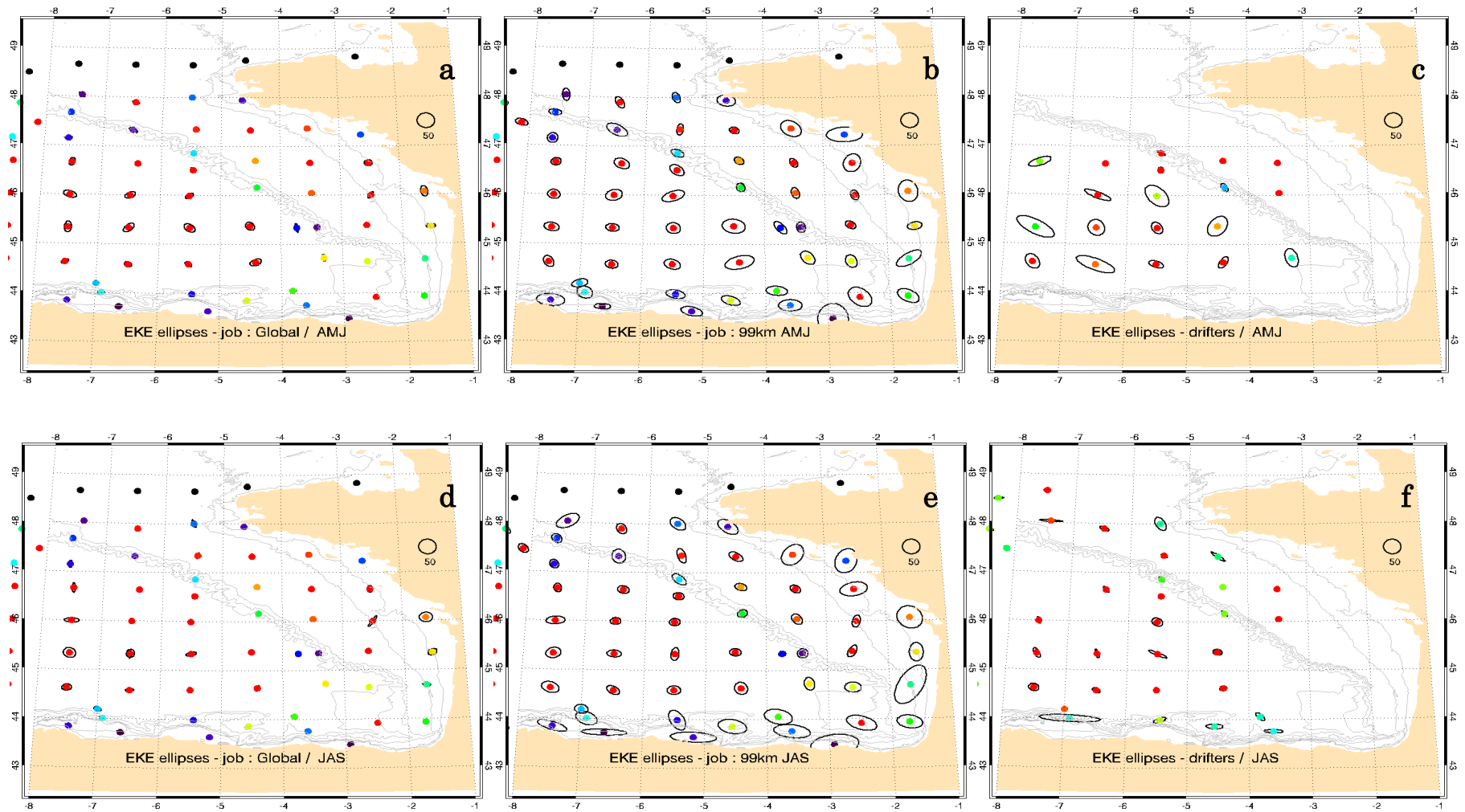


Figure 7. EKE variance ellipses for AVISO data (left), regional data (middle) and lagrangian floats (right) over the 2002-2005 period. Ellipses de variance de l'EKE pour les données AVISO (gauche), fine-échelle (centre) et bouées dérivantes estimées sur la période 2002-2005 dans des boîtes topographiques (à partir de la climatologie des bouées). Color points represents the number of grid points used for averaging altimetry data (a,b,d,e) in topographical boxes, and the number of days of drifter sampling for each boxes (c,f)

The very good comparison between the regional altimetric variance ellipses and the lagrangian drifter ellipses is encouraging. This is despite the different time periods for each data set (2002-2005 for altimetry; a multi-year average for the drifter climatology), and different mean current used for derivating anomalies in both datasets. The multi-year averaging helps to reduce the differences in the observational sampling of each data set: i.e., the space-time smoothing inherent in the altimetric mapped fields covers different dynamical scales than those observed by the drifter, which directly measures the locally advected field. This good comparison also confirms that the drifter EKE signal is dominated by geostrophic motions, since the wind-driven ageostrophic component has not been removed.

2.4.2 Time series comparisons with current-meter buoys

To assess the representation of the slope variability in more detail, comparisons are made between currents derived from altimetric maps and those observed at two buoys along the Spanish Cantabrian coast: Estaca de Bares (7.6°W) and Cabo de Penhas (6.2 °W, Figure 8). The buoy time series has been filtered to remove tides and inertial oscillations at periods less than 3 days.

Point time series comparisons between mapped altimeter data and coastal in-situ mooring are rather delicate, since the mapped altimeter data includes dynamics which are smoothed over the space/time decorrelation scales. In regions of very strong spatial gradients in the dynamics, such as crossing a meandering slope current or near bathymetric gradients, the dynamics represented by the altimetry maps may be shifted in space in comparison to the buoy observations. In order to represent comparable dynamics for both the altimetric and buoy observations, the grid point closest to the buoy location was selected, as shown on figure 8. The grid point directly to the south of the buoy was used at Estaca de Bares; at Cabo de Penhas, the point located northeast of the buoy was extracted. There, altimetric geostrophic current time series were extracted and compared to buoy observations.

Altimetric EKE at Estaca de Bares is $73 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ for the reanalysed maps and $14 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ for the global AVISO data. These values differ with respect to the EKE observed at the buoy ($53 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$). At Cabo de Penhas, the same EKE tendency is seen: $62 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ for the reanalysed

maps, $18 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ for the global maps, against $69 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ at the buoy. At both locations, the regionally mapped EKE variability is closer to the observed variability from the buoys.

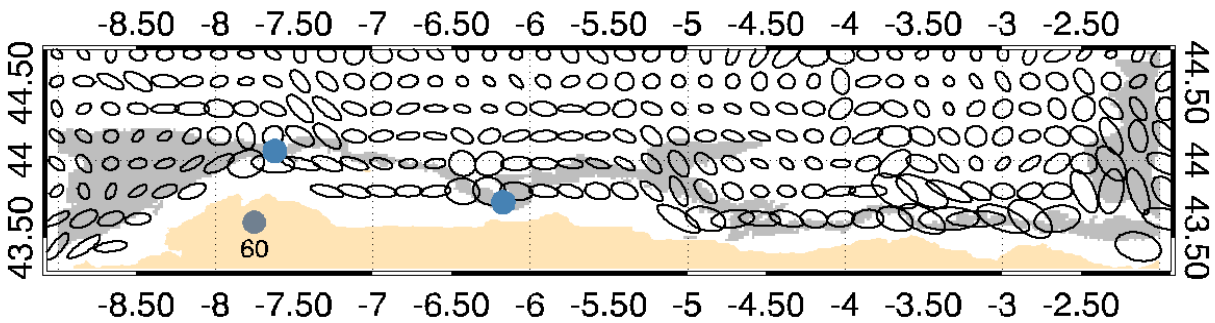


Figure 8. Coastal zoom of variance ellipses map along the Spanish slope. The area shaded in grey is the slope extent (between 200 and 2000m), and beige area is the land (Spanish coasts). Data buoys are shown in blue (Estaca des Bares – $7.6^\circ\text{W}/44\text{N}$; Cabo de Penhas – $6.2^\circ\text{W}/43.7\text{N}$).

In addition, point correlations of altimetry to buoy observations for both the u and v components remain low, between 0.3 and 0.5, and are not statistically significant. RMS deviations between the buoy observations and the regional altimetric currents are 9.4 and $8.1 \text{ cm}.\text{s}^{-1}$ at Estaca de Bares and Penhas, respectively. These differences are indeed greater than the differences between the global maps and the buoy data, (differences of 7.1 and $8.5 \text{ cm}.\text{s}^{-1}$, at each buoy). So although the amplitudes and the orientations of the regional maps appear better, there is no statistical improvement in the slope current variability.

Figure 9 shows the time series extracted for the regional and global altimeter data sets at the Estaca de Bares and Cabo de Penhas buoys (7.6°W and 6.2°W): it is clear that the variability of the regional time series is much greater than the global altimetric mapped data. Many current peaks can be seen in this dataset and are in phase with the in-situ observations. The Navidad episodes in the winters of 2002-2003 and 2003-2004 are clearly detected, particularly at Cabo de Penhas. Indeed, most of the high frequency current reversals in 2004 are well represented in the mapped altimetry data, both in amplitude and direction.

Herbert et al., 2011 showed that the slope current variability in 2004 was marked by short-period “pulses” (January, February, October) using a regional model and along-track altimetry data. At Cabo de Pehnas, this event is marked by strong reversals of the current

caused by coastal recirculations. However some of the very energetic peaks in the regional mapped currents are relatively long-lasting, and not necessarily in phase with the in-situ observations (eg. fall 2003 and summer/fall 2004 at Estaca de Bares and at Cabo de Penhas to a lesser extent).

It is thus important to understand the origin of these differences. To do so, we calculate a time varying gain based on the absolute differences of each altimetric data set to the buoy observation, expressed as follows:

$$G = \left| V_{\text{Regional}} - V_{\text{buoy}} \right| - \left| V_{\text{Global}} - V_{\text{buoy}} \right|$$

This gain value G is negative when the currents from the regional maps (V_{Regional}) are closer in amplitude to the currents observed at the buoy (V_{buoy}), and is positive when the global altimetric current are closer to the buoy observations (V_{Global}). Values of G are highly variable with time. We find that when the global altimetry mapped currents are closer to the observations, the velocities computed from regional maps are often much greater than those observed, i.e. the absolute differences G exceed 3 cm.s^{-1} (e.g. for the periods mentioned above). An analysis of the mapped observational errors indicates that these periods are often associated with missing altimeter data or increased values of σ_{HF} from an altimetric mission, and no relationship was found with stronger wind episodes (Fig. 9).

If the periods when G is greater than 3 cm.s^{-1} are removed from the time series, this removes up to 42% of the data at Estaca de Bares, and 34% at Cabo de Penhas. Resulting EKE values taken at the remaining time steps of all time series are of $46 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$, $12 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$, $65 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ at Estaca de Bares, and $44 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$, $17 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$, $69 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ at Cabo de Penhas, for, respectively, the regional mapped data, global mapped data and buoy observations. A spectral analysis of the time series reveals a higher variability in the 15-30 days band and better agreement above 100 days for the dominant zonal component. However, spurious peaks of variability appear between 30 and 100 days (which may be affected by aliased tidal harmonics) mainly on the meridional component, showing an excess of energy in comparison to buoy data.

One of the reasons for the large difference between the altimeter and buoy EKE values is due to the local bathymetry, and the strong anisotropy of the flow. Indeed, the orientation of the mapped altimetry data does not always align with the *in-situ* observations, and the

mapped current may shift away from the grid point. Current roses (Figure 9 –right panel), show the strong anisotropy of the flow and that the buoy current vectors are strongly aligned with the local bathymetry. This eddy variability is orientated east-southeastward at Estaca de Bares in the buoy current rose, and eastward at Cabo de Penhas.

The regional altimetric current rose also depicts a clear anisotropy of the flow, with strongest flow in the southeast quadrant whereas the global altimetric data have a more isotropic configuration. However, the regional maps also show distinct current episodes, which are never observed in the buoy data. A number of factors could contribute to these point differences : 1) the nearest altimetric points analysed here are offset by ~10 km and is located at a different depth, whereas the buoy location is on the shelf break with different bathymetric; 2) even the regional altimetric mapping includes isotropic decorrelation scales of 55 km, so the mapped data will include dynamical responses from a larger geographical region across the slope; 3) some undersampling of local dynamical processes can occur due to sporadic missing altimeter data; and finally 4) erroneous observations close to the coast and not rejected by the processing may increase the currents artificially.

In conclusion, this validation was conducted at the location of two buoys along the Spanish slope, being influenced by intense “bursts” from the Iberian Poleward Current (eg Herbert et al. 2011), and in areas relatively well sampled by altimetry. Errors in estimating surface current anomalies from altimetry appear more sensitive to the lack and the quality of data, rather than being affected by wind-driven processes. The geographical position of the current-meter and the closest altimetric mapped point is also critical, in a region of strong bathymetric gradients and narrow slope currents, Despite this, reanalysed altimetry maps were able to reproduce some of the main properties of the slope current dynamics such as its time variability and intensity, with reasonable EKE values and flow anisotropy.

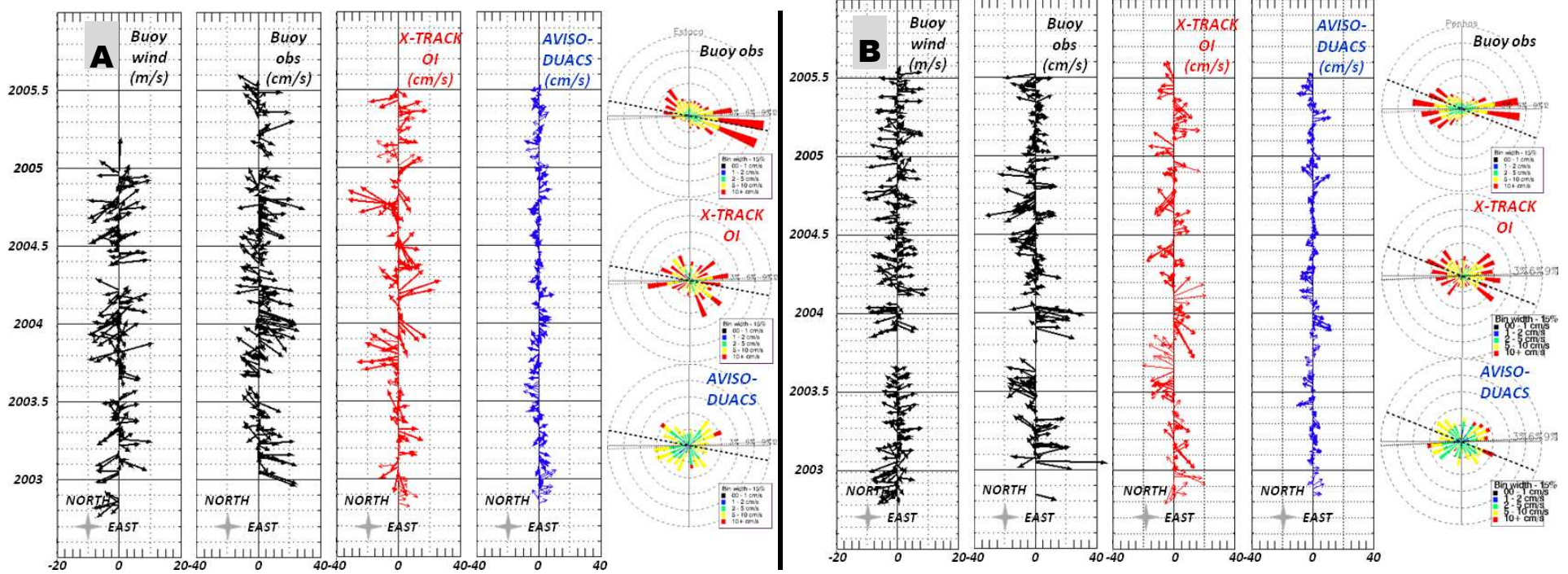


Figure 9. A) Left panel : Wind vector series at buoy (left), current vector series from observations (black), and regional altimetry maps (red) and global altimetry mapped (blue) data collocated to Estaca de Bares buoy. Right) Current roses from buoy observations (up), regional altimetry (middle) and global altimetry (5) collocated data. Current vectors are binned every 15° and sorted by magnitude. B) Same thing but for Cabo de Penhas buoy.

2.4.3 Lagrangian drifters

The current meter comparisons have allowed us to evaluate how well the regional gridded product can reproduce a time series of the flow at one coastal location. Intercomparisons of lagrangian drifter currents with altimetric currents from the regional product give us more insight into the spatial evolution of the velocity field. As mentioned previously, these two data sets are not measuring *exactly the same dynamical structures*. The drifter velocities from the EPIGRAM climatology (Charria et al. 2011) represent the absolute currents at depths which can vary from 15 m to 80 m. As for buoy data, currents have been filtered to remove the tides and inertial oscillations, and other dynamical responses with periods < 3 days (see section 2). However, they will include synoptic ageostrophic circulation > 3 day period, including wind-driven Ekman currents, with varying amplitudes and directions that depend on the drifter depth. In comparison, the weekly gridded altimetric currents have been interpolated onto the drifter position and time, but will only include space and time scales permitted by the OI analysis ; ie from 55 – 125 km space scales, depending on their geographical position, and eulerian time scales > 15 days.

All available drifters in the Bay of Biscay are used for this comparison, between 2002 and 2005, either over the shelf and slope or in the deep ocean. The drifter trajectories on Figure 10 (left panel), show that many dynamical processes have been sampled, including drifters caught in small or large scale eddies, or drifters following the slope current or large scale currents.

In order to monitor the differences between both datasets, and to see how they evolve spatially, drifter data and co-located altimeter data have been binned onto a regular 0.5° grid. Within these bins, the number of drifter velocities is calculated, as well as statistics such as the RMS deviations or the correlations between the drifter velocities and the co-located regional or global gridded altimetry velocities. As seen on Figure 10 (right panel), the drifter sampling is irregular and most drifters are in the abyssal plain. Significant parts of the shelf are not sampled, both on the French and Aquitaine Shelves. Unfortunately, few data are available over the Cantabrico Slope. Sampling within the bins ranges from a minimum of 3-4 days of drifter observations up to 50 days. Although the sampling is uneven, some statistical tendencies can be observed.

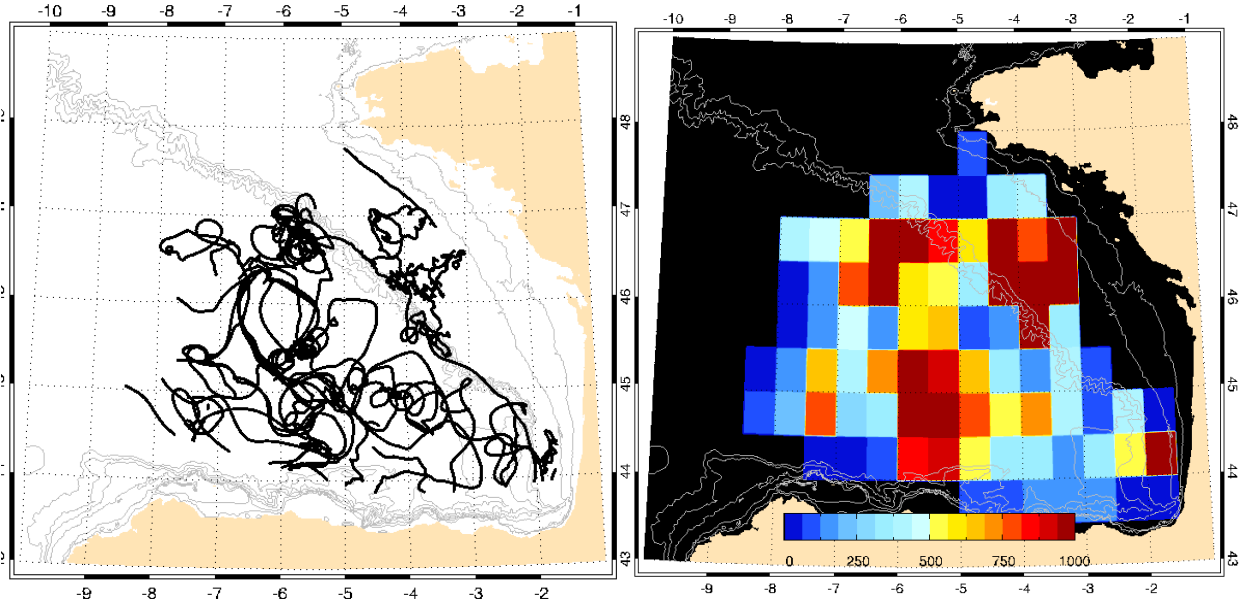


Figure 10. Lagrangian drifters trajectories from the EPIGRAM data base, between 2002 and 2005 (left). Right: number of hours of observations in a 0.5° regular grid.

Figure 11 (top panel) shows the RMS standard deviation between the drifter current anomalies and the regional altimeter current anomalies (left), or between the drifters and the global altimeter current anomalies centre). The difference between the two calculations is shown on the right, and here red indicates regions where the regional altimeter product better represents the drifter variability, blue is where the global product is better. For most of the abyssal plain, the RMS deviations tend to be reduced when using the finer scale regional altimeter maps. This is the case in most parts of the Bay, and particularly along the continental slope and in the inner Bay of Biscay around 3°W, 44-45°N. The global altimetry data better reproduces the variability in some regions on the Shelf and near the Cantabrico slope, however these regions were poorly sampled by drifters, When averaged over the whole Bay of Biscay, the RMS deviation between the drifters and the regional altimetry product is 5.8 cm/s, in comparison to a value of 6.4 cms/s when using the global altimetry product. This indicates the improvement gained from including small scale variability into the mapping of SLA.

The rms difference squared between the global mapped velocities and the drifter velocities is 41 cm²/s², whereas the rms difference squared for the regional mapped and drifter velocities is 33 cm²/s². We note that these differences include the missing wind-driven

component (drifters only) and the differences in their mean fields, although both these terms should be smaller than the geostrophic anomalies. Indeed, Charria et al. (2011) reported EKE to be ~ 20 times greater than the Mean Kinetic Energy. These values still depict the high uncertainties of using altimetry data to compute EKE values regionally in the Bay of Biscay, but reinforces our confidence in the higher EKE values obtained from our regional maps.

Correlations between the altimetry-derived velocity anomalies and drifter velocity anomalies were calculated for the zonal and meridional components (not shown). These correlations remain low (on average over the Bay, ranging from 0.3 to 0.5 depending on the component), either using the regional altimeter mapping or the global mapping and no clear pattern is seen on the maps, apart from some exceptions near the Landes Plateau. As with the buoy data, the meridional component shows poorer results. Current intensity is better reproduced, though its orientation may be affected by the sporadic errors from altimetry data, in addition to the high-frequency ageostrophic signals and the geostrophic component from 3-15 days not resolved by the data set.

These bin-averaged statistics help us see the geographical robustness of the drifter-altimeter intercomparisons. However we can also learn more about the quality of the gridded altimeter products by comparing time series of lagrangian float velocities with the time series of co-located regional or global altimetry velocities.

Figure 12 shows two individual drifter trajectories released in January 2003 in the Landes Plateau region. One float is carried by the poleward slope current along the French shelf break, which was weak but particularly constant during this period. The second trajectory starts near the shelf on the Landes Plateau, and was later advected within an energetic small-scale eddy offshore. These floats have recorded time series for about 6 months each. Both have sampled several features of interest, such as the slope current, eddies and shelf dynamics.

Below both time series (also on the map), the value of the “*gain*” has been computed, which allows us to identify the periods and areas/processes for which the agreement is better using the regional mapped altimeter data or the global mapped data. The first drifter is advected along the slope, and shows relatively weak velocities in the slope current ($<10\text{cm/s}$), apart

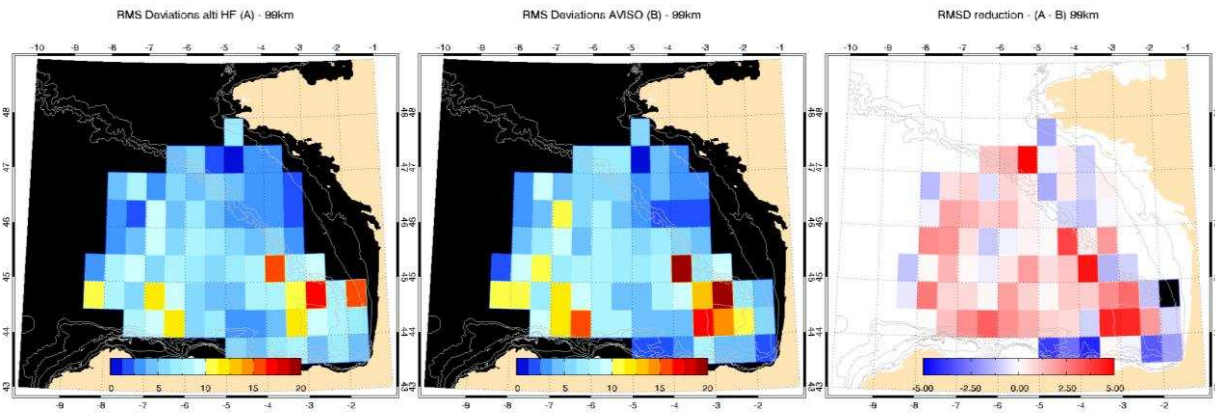


Figure 11. Maps of 0.5 binned data : Left) case 4, Middle) case 5, Right) differences. Upper panel) RMS Deviations GCA to drifter velocities

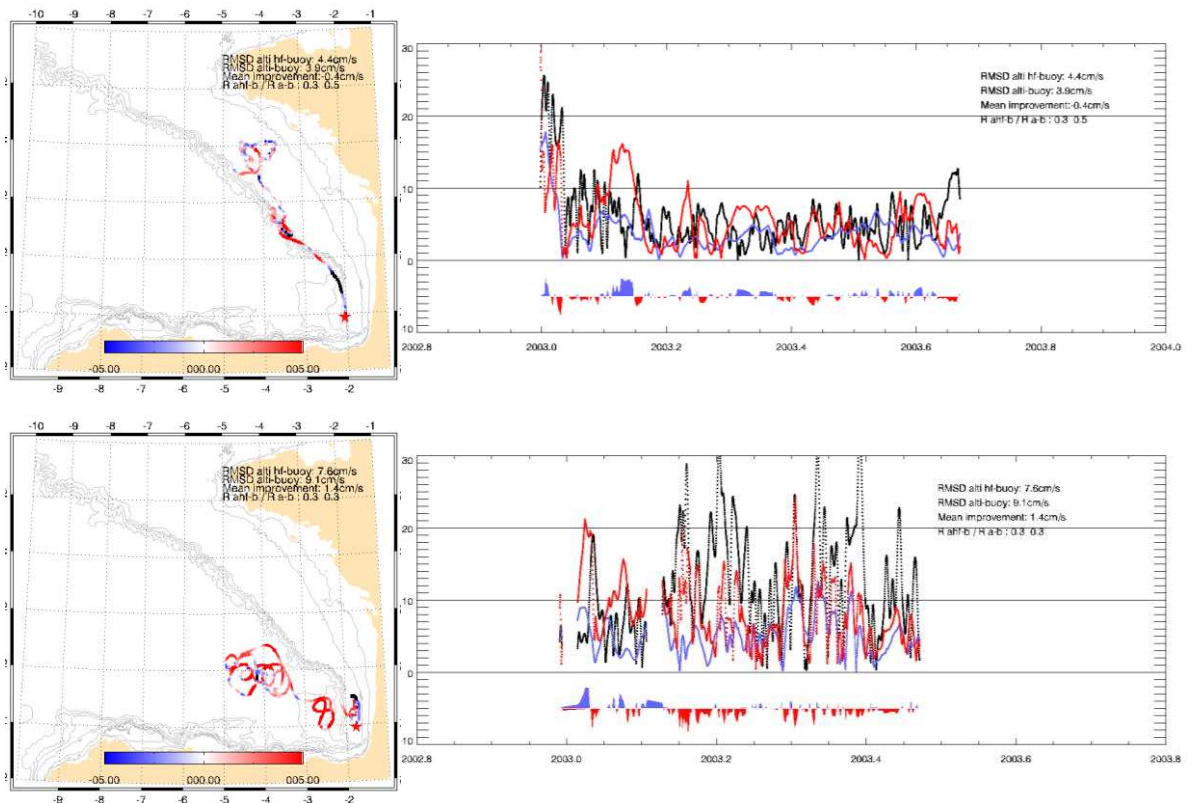


Figure 12. Maps of trajectories (left) from two drifters (top : isdm_R2137_CSV62519; bottom : isdm_R2137_CSV62776). Their associated velocity anomaly time series (right), with black for the drifter data, red for the regional maps, blue for the global maps. For both maps and time series, the “gain” is also shown : red indicated the periods where the differences between the regional altimeter data and the drifter data are smallest, blue are periods where the smallest difference is between the global altimeter data and the drifter velocities anomalies.

from the first month. The drifter velocities clearly show high-frequency variations which are not reproduced in either the regional or global altimetry products. For this first float in a slow mean current, there are some periods when the regional product does track small-scale perturbations in the drifter trajectory, other periods when the regional product locally increases its velocity around a structure that is not tracked by the drifter. In these cases, the much lower amplitude global product provides a better representation of the float dynamics.

In the second example, the drifter was taken offshore in more intense eddy dynamics, where the velocities were peaking up to 30 cm/s. On average, the regional altimeter product was able to track most of the offshore eddy variability, and showed lower values of RMS deviations with respect to the drifters, compared to the global altimeter data. Interestingly, the agreement is relatively good within numerous eddies around which the float has orbited. The greatest improvement is encountered over the Landes Plateau in small scale eddies which are barely seen in the global mapped velocities. Loops around these eddies are about 20-40 km wide, and the variability of the current in the regional maps is directly comparable to drifter data. The float is then advected offshore, drifting towards the northwest at speeds up to 15 cm/s before starting looping around a cyclonic eddy. This eddy drifts westward of about 1.5° in about 1.5-2 months. Differences between the regional and global velocities are progressively reduced while moving offshore, as the differences in the mapping scales decrease.

2.4.4 Particle advection

The final example concerns an exercise of particle advection. Here we choose one point along a given drifter trajectory, and we “seed” a group of synthetic drifters in a small region surrounding this point, over a diameter of 25km. These synthetic drifters are then advected by the regional or global mapped velocity field, and we track their trajectories over a 14-day period, forward and backward in time, in comparison to the “true” trajectory taken by the in-situ drifter. The objective of this test is not to perform a point by point comparison, but to look at the integrated effect of the advection.

Again, two examples are given in Figure 13: one following the slope current in the inner Bay of Biscay (upper panel), the other following an offshore displacement of the drifter, which is then caught in a series of small eddies (lower panel). Each of the seeded particles surrounding the initial point is given a different colour, so that we can see the

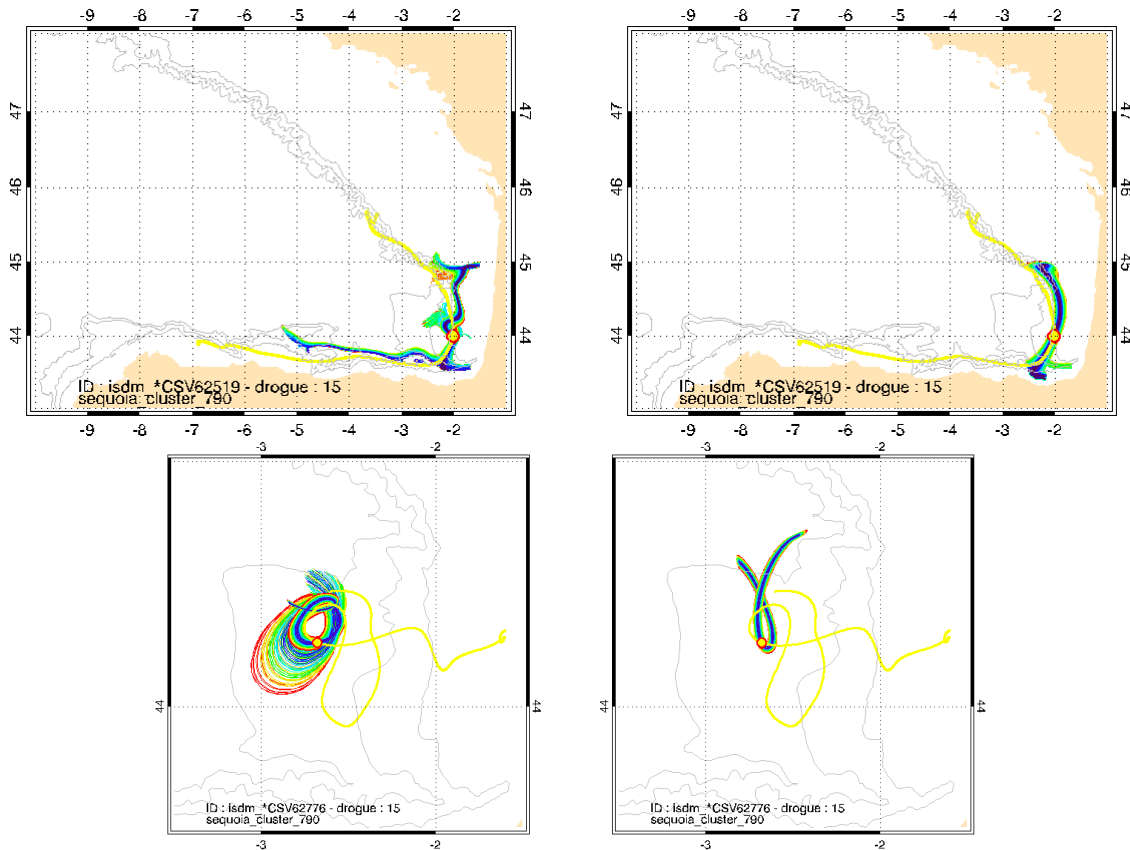


Figure 13. Trajectories of real drifters (yellow), 14 days before and after 1st January 2003 (upper panel) and 26 February 2003 (lower panel) – these dates are symbolised by a red circled yellow dot. Simulated trajectories from regional altimetry maps (left) and global maps (right) are represented by the thin blue to red colored lines, corresponding to the initial distance of the simulated particle to the real drifter position, blue being the nearest trajectories and red being the farthest (ie. 25 km from the float at seeding time).

effects of a very small initial displacement on the dispersion of the particles by the flow field. The in-situ drifter trajectory is shown in yellow. Particles advected by the regional mapped altimeter velocities are on the left panels, advection by the global mapped velocities are on the right.

For the slope current advection (upper panels), the first point to note is that the altimeter velocities generally underestimate the drifter velocities, and this has a big effect on the cumulative advection. The central point for this advection exercise was chosen at 2°W, 44°N, and we see that 20 days earlier, the in-situ drifter was located at 7°W, the synthetic drifters advected by the regional velocities were around 5°W, and the drifters advected by the global product were only at 2.5°W. Downstream of this central

point, the pattern is similar. This means that the horizontal dispersion of any surface particles, chemical pollutants or biological matter, will be greatly underestimated by the global gridded altimeter data. Secondly, we see that downstream of the central point, the synthetic particles follow very different trajectories advected by the regional velocities, although their initial seeding was over a very small area. Thus very small spatial offsets can place the particles in different dynamical regimes, illustrating how difficult it is to make point-by-point intercomparisons with one in-situ float trajectory. Finally, the smoother global velocity field produces much less dispersion, which in this case is closer to the float behaviour in the stable slope current.

In the second case (lower panel), the in-situ float is advected westward off the shelf into deep water, where it undergoes a series of very small loops, possibly around an anti-cyclonic then a cyclonic eddy. Neither the regional velocities nor the global velocities capture the 10 days of offshore advection prior to the central point, and this may be influenced by the missing ageostrophic wind-driven transport. The regional advection provides a wider dispersion of possible trajectories, but these are correctly situated for the anti-cyclonic circulation. The smoother global advection provides a change in direction, but cannot capture the small-scale eddy circulation.

These examples were chosen to highlight different aspects of the flow (stable slope currents, small-scale eddy field). The results show simply the effects of lateral advection over ± 14 days, and there are of course other missing physics which will influence the flow trajectory, which are not considered here (such as vertical advection, Ekman drift, high frequency motions, etc). This intercomparison study underlines that the regional altimeter product does provide more realistic velocities than the global gridded products in an integrated sense, and especially for the smaller scale structures near the shelf break. However, neither altimeter products are able to reproduce the independent in-situ flow characteristics in all cases.

2.4.5 Fronts and transport barriers

The previous example showed how different dynamical regions of the Bay of Biscay are subject to a strong dispersion of the flow particles, and that validating the velocity field in these regions is a delicate task, since a small offset in position can lead to a large difference in amplitude and direction of the flow. Here we will consider the flow field from a different angle, by specifically analysing the relative dispersion of advected particles. Relative dispersion is greatly affected by the presence of coherent structures

such as, for instance, eddies and fronts. Chaotic stirring by the mesoscale induces mixing (Rossi et al. 2009), increase diffusivity (Lapeyre et al. 2006) and also triggers the formation of transport barriers (Lehahn et al. 2007; d' Ovidio et al. 2009). In the Bay of Biscay, Garcia-Soto (2004), Ruiz-Villarreal et al. (2006) et Álvarez-Salgado et al. (2006) have all considered the role of the mesoscale processes and Ekman drift on the dispersal of the Prestige oil spill in the offshore part of the Bay of Biscay during winter 2003.

The relative dispersion in a flow can be estimated by computing lagrangian statistics such as Finite Size Lyapunov Exponents (FSLE). By integrating the particle dispersion over time, FSLEs assess the chaotic variability of the flow and can capture the small-scale changes associated with the evolving larger scale dynamics. Hence, Lyapunov exponents allow us to reconstruct tracer patterns below the resolution of the original velocity field. In many regions, good correlations have been found between the positions of FSLE transport barriers derived from global altimetry maps and submesoscale fronts and filaments detected from other satellite data, and induced by ambient mesoscale motions (Abraham et Bowen 2002; d' Ovidio et al. 2004).

Satellite images of the Bay of Biscay reveal submesoscale structures and filamentation (cf. fig. 2 in Dussurget et al., 2011), so there is a possibility we can detect such structures from an altimetry-derived velocity field. However, lagrangian structures revealed by FSLE are dependent on the horizontal scales present in the velocity field used for computation. Any uncorrelated random noise only acts as a “blurring” effect and the time integration of the FSLE calculation tends to reduce these spurious small scale signals (Hernández-Carrasco et al. 2011). In contrast, spatial errors which are correlated in time will introduce noise to the FSLE analysis. In this section, we will see how these principles behave using the regional and global altimetry data sets, and attempt to evaluate the effects of any correlated errors.

FSLE analyses have been run on the 3-year time series of regional and global altimeter data sets. FSLE parameters for this calculation use an initial separation δ_0 of 0.01° (1 km), a finite size δ_f of 0.05° and a maximum advection time τ of 50 days. Note that the finite size parameter is relatively small, compared to values used in other regions with stronger mesoscale activity, such as the western Mediterranean Sea (d' Ovidio et al. 2004). Mean separation times of around 0.1 to 0.2 days⁻¹ offshore are close to those estimated by Colas (2003), and reach 0.5 days⁻¹ in the slope current.

An example is shown in figure 14 during winter 2003, when a strong Navidad event has developed along the Cantabrico slope, carrying warm waters poleward (Garcia-Soto et al.

2004). From intercomparisons with buoys and drifters, we have seen that this Navidad event was well reproduced. Dussurget et al. (2011) revealed the presence of small-scale eddies and meanders associated with this slope current in January 2003. As several lagrangian drifters were released off Cape Finisterre (43.1N 9.3W) following the wreckage of the Prestige, independent lagrangian trajectories (yellow on fig. 14) are available along the Spanish coasts and can thus be compared to our FSLE analysis (dark to white structures).

As shown in figure 14, computed values of FSLE are more numerous and intense for the regional product (right) than for the global altimetry analysis (left). This increase in FSLE values is associated with an increased resolution in the velocity field, as noted by Hernández-Carrasco et al. (2011). More detailed variability is seen in the finer scale data, whereas the global mapped data only induces larger scale, elongated structures. In both cases, strongest values are found along the Cantabrico slope, indicating the strong stretching of water parcels in this region by the intense slope current at this time. Off the slope, intense meandering is visible using the regional product at 6° and 7°W, and the offshore limit of these meanders is well constrained by a wavy FSLE contour for the regional case. This double meandering is not as clear on the global analysis. These two meanders are precursors of the detachment of a small warm core eddy from the slope, which contribute to the exchange of warm waters from the slope to the abyssal plain. The eddy at ~7°W generates a secondary frontal zone further offshore between Ortegal and Penhas capes, extending deep into the Bay, up to 45°N. This front is seen on both data sets; however it is more detailed in the regional analysis, and continues as the offshore limit of the meandering until it joins the slope current again around 4°W. Around 2-3°W, the trajectory from one of the lagrangian drifters is well aligned with the manifold detected from the regional data (right). Another float in this area is also present to the south, however it may be too close to the coast to be compared with altimetry-derived data.

In the continuity of the slope current along the French shelf further north, the frontal zone is still seen in both cases, although the offshore limit of the meandering current is more precisely located for the regional analysis (right). The presence of small, warm core eddies/meanders developing along the slope current (eg. 45.5°N-3.5W ; 44.5°N-2.5°W; 44°N, 2°W) is only reconstructed using the regional data analysis. These structures have been described by (Gil et al. 2002; Gil 2003; Gil and Gomis 2008) upstream of Cape Breton canyon (3-4°W) from high-resolution maps of the dynamic topography computed from an extensively sampled hydrographic array in February 1998. As noted by these

authors, meandering structures are often seen along the slope, and small-scale eddies further offshore.

Further offshore in the abyssal plain along 45°N, a dipole is seen with a cold core eddy centred on 4.75°W and a warm core eddy at 4°W. This is a strong dynamical signature in the FSLE regional analysis, and the signature is also present on the SST image, although the associated gradients are weaker. The “train” of eddies along 45°N is clearly evident in Hovmuller diagrams of altimetric SLA (not shown), and appear to be generated from the interaction of the slope current with the Cape Ferret canyon at 45°N on the French shelf. However, shearing of the flow and development of baroclinic instabilities upstream of the Canyon could also play an active role in the formation of such small scale eddies. Analysis of regional maps along with SST images and float trajectories also confirm the presence of growing meanders and fine-scale eddies south of Cape Ferret canyon which drifted further offshore into the Bay.

The spatial scale of the instabilities seems greater over the Landes Plateau than along the Spanish slope. A rough estimation of the Reynolds number ($U.R_d/A_h$) here lead to low values between 3-20 (taking velocities between $15 < U < 30$ cm.s⁻¹, horizontal diffusivity $300 < A_h < 1000$ m².s⁻¹ (Colas 2003) , and a deformation radius $R_d \sim 20$ km). However, the Spanish slope is relatively steep in comparison to the Landes Plateau which has very low topographic gradients (~2%). Pennel et al. (2011) have assessed the effect of topography on the destabilisation of a slope current and growth of instabilities from experimental setups and numerical simulations. They find that baroclinic instabilities developing along the slope between 2-4°W may be limited by the steeper slope, whereas further north these instabilities tend to grow to large scales and generate eddies detaching from the slope current. This seems to be the case in the regional maps, with a greater number and larger scale instabilities further north. We also mention the impact of Cape Breton canyon crossing by the slope current, triggering vorticity around 2°W. Indeed, the fine-scale altimetry maps could be used an ideal setup (strong signal, low error budget) with other independant data sets (satellite imagery and *in-situ* observations, when available) to monitor the development and behaviour of these small scale instabilities, and provide enough observation to help interpret these theoretical results.

As mentioned above, errors caused by missing altimetry observations may strongly affect the relative dispersion of a velocity field, but also the unresolved geostrophic (fine-scale and/or short-period) and ageostrophic flow (Ekman drift). Although some dynamical structure are clearly observed in the SST images, it is not the case for others due to the

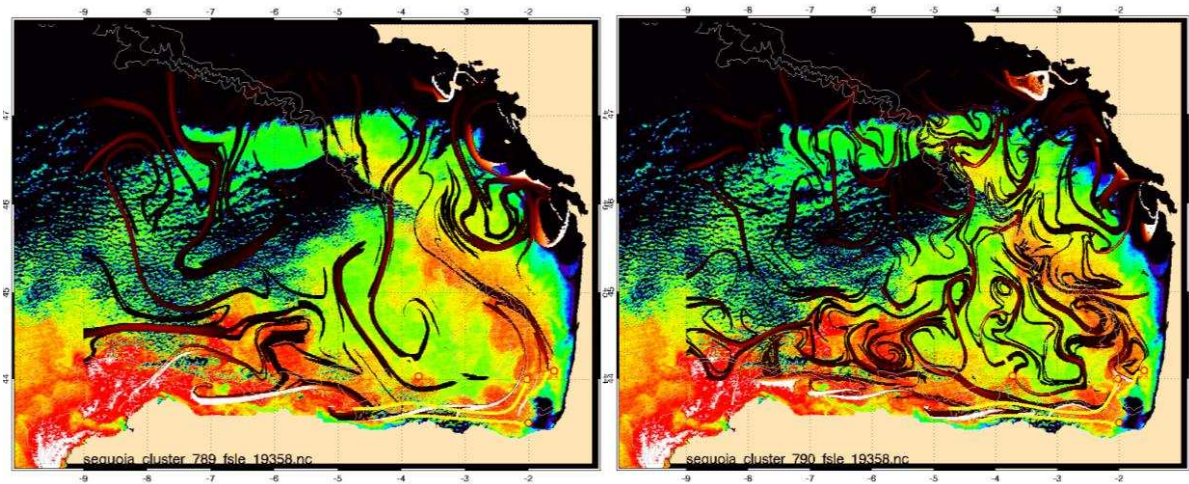


Figure 14. MODIS SST image from 15 January 2003. Trajectories of 4 lagrangian floats are drawn (yellow) during the 14 days preceding image date (represented by a red circle at the end of the trajectory). Overlaid are backward FSLE computed from global mapped altimeter data (left) and regional mapped data (right).

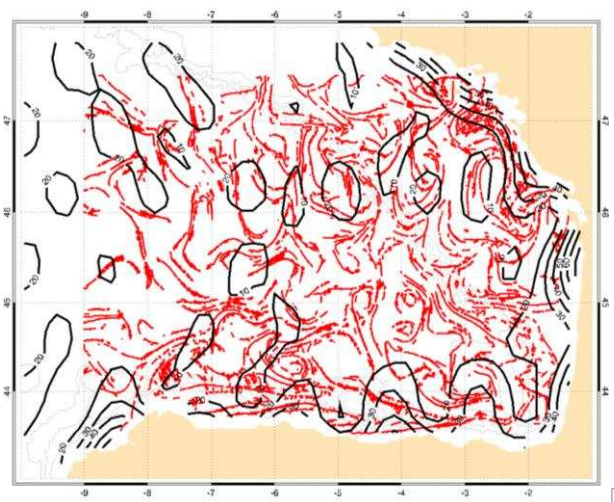


Figure 15. Backward FSLE computed from regional maps data (red) with formal mapping error in percentage of variance from the global product overlaid (black contours – % of variance).

homogeneity of surface temperature in the centre of the Bay. In addition, the FSLE filaments are created from the regional or global data sets which have a distinct mapping error, as seen in fig. 15. We note that the altimetric spatial coverage was sufficient at this time to maintain the formal mapping error at values below 10% of the total variance over most of the Bay of Biscay. The dynamical structures in the southern Bay of Biscay revealed by ridges of Lyapunov exponents do not show any particular

alignment with the spatial patterns of the error. For example, the formal mapping error reaches 30% along the Spanish slope between 3°-4°W. There, FSLE ridges cross isolines of mapping error. This region benefits from the increased sampling using coastal altimetry data, but also from the strength of the coastal current in comparison to the possible errors (high signal-to-noise ratio). In contrast, intense stirring of the regional maps occur along the French coast north of the Gironde's estuary (45°N). This region is subject to higher errors caused by energetic tidal aliasing and high-frequency motions, with an increase in the mapping error of up to 60%. Here, the FSLE ridges are well aligned with the error isolines, confirming the effect of spatially correlated errors on the FSLE fields.

2.4.6 Frontal Detection from SST and FSLE

The previous example shows the interest of using the temporal evolution of the mapped altimetry data to determine important dynamical regions of the flow, such as the detection of frontal zones. The chosen example was for a particular data during a relatively intense episode of slope currents with marked frontal dynamics. We wish to make a more systematic analysis of these fronts, over a longer period, in order to detect both the well-defined gradients resulting from slope current dynamics and the weaker gradients related to offshore mesoscale variability,

To investigate the development of frontal and filamentary systems over an entire season, we have used a dedicated algorithm developed by Cayula and Cornillon (1992) on a series of 10 SST images compiled from December 2002 to February 2003. This algorithm depends on the spatial homogeneity of SST patterns. This method takes SST values in overlapping windows and investigates the statistical likelihood of a front. This is achieved in two steps. Firstly, probability densities are calculated to detect bimodality in a sample of temperature values, to separate two distinct water masses. Then, if the separation of both populations of SST values is statistically consistent, the spatial cohesiveness of SST of both populations is analysed. Finally, a contour following algorithm is applied. Contours are removed if their orientation changes by more than 45° on average from one point to the next and if it contains less than 10 points.

These fronts detected from 3 months of satellite SST images are then compared to the dynamical fronts detected from the FSLE analysis of altimetric maps. For these comparisons, only ridges (local extrema) of FSLE are considered, not their values (following d' Ovidio et al. 2009). FSLE ridges are extracted for each SST image, at every

point where a valid SST observation has been made. Frontal zones detected on both FSLE and SST images are compiled, and their respective probability of occurrence is computed over the whole season. Due to uncertainties in the spatial positioning of the structures, spatial smoothing at a 0.25° resolution was applied to both imagery-derived and altimetry-derived fronts.

Frontal zones associated with the increased Iberian Poleward Current activity during winter 2002-2003 are continuously observed around the Bay of Biscay from the analysis of SST images (figure 16 – upper panel). Along the Spanish slopes, the IPC front is present almost continuously along the 200 m isobath (upper edge of the slope) until 3°W where the current starts veering northward around the Landes Plateau. A secondary frontal zone can be seen north of the IPC (44.5°N 5.5°W), which is probably associated with instabilities generated by the slope current, west of 5°W . Along the French slope, temperature fronts are strongly present along the 200 m isobath, from 44°N to the northern limit at 46.5°N . Around the Cape Ferret canyon area ($\sim 45^\circ\text{N}$), a secondary frontal zone extends along the 100m isobaths to the east, at the limit between warm waters advected by the IPC remaining on the French Shelf and cold waters originating from the upper part of the French shelf. In the abyssal plain off the Cape Ferret canyon, increased frontal activity is seen along 45°N . Fronts also with a near meridional alignment also occur east of 3°W in the abyssal plain south of 45°N , and along the slope north of 45°N . Although these offshore fronts are weak, the SST front detection algorithm is able to detect their structure.

From the dynamical fronts detected using the regional altimeter FSLE analysis (figure 16 –middle panels), what is remarkable is the presence of the same frontal zone all along the Cantabrico slope. Coherent frontal occurrence is also evident along the entire French shelf, although located just offshore from the 200 m isobath. Regions of strongest frontal occurrence in the SST analysis, at 45°N and 46°N along the French slope, are also regions where the regional FSLE analysis shows some fronts developing onto the shelf, though their occurrence is less pronounced than in the SST data. Offshore in the abyssal plain, there are a series of front occurrences which are well aligned with the SST analysis, including the near meridional alignment east of 3°W , and the persistent front occurrences just south of 45°N .

The global FSLE analysis (figure 16, bottom panel) shows a frontal zone all along the Cantabrico slope, and along the northern French slope. However, the important fine-scale frontal structures generated in the inner Bay of Biscay are not observed with the

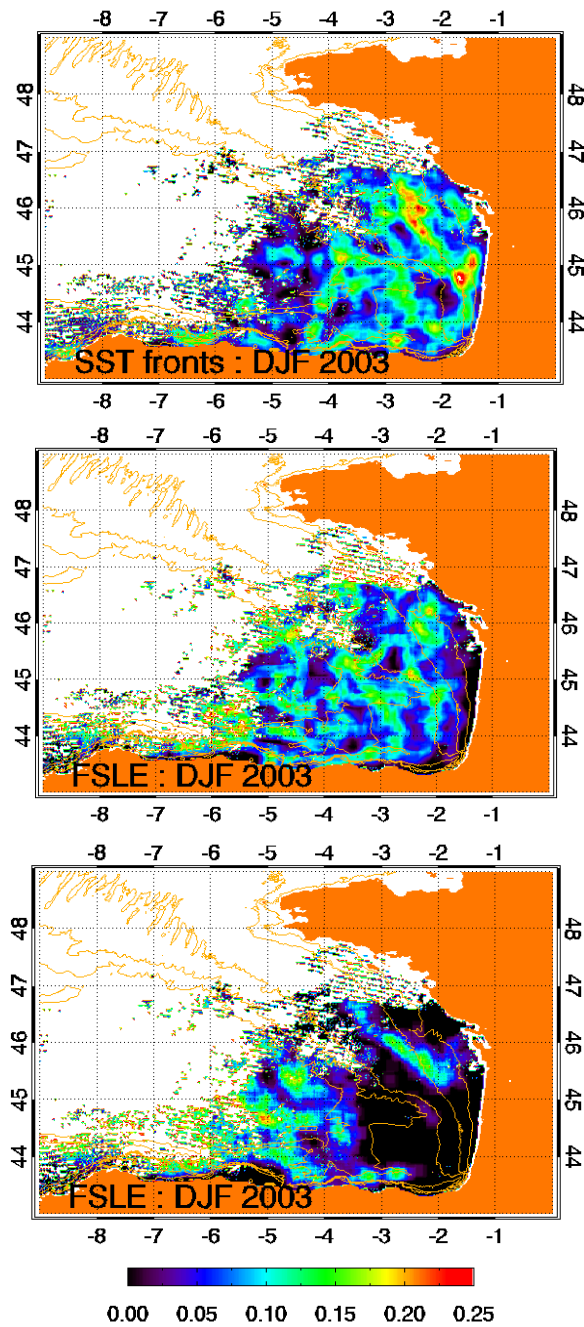


Figure 16. Probability density of a thermal front derived from SST (upper panel) in winter 2002-2003. Probability density of a dynamic front derived from global altimetry maps (middle panel) and regional altimetry maps (lower panel) over the same period.

global FLSE analysis. Between 4-5°W, both altimeter-based FSLE analyses show significant frontal activity offshore, with larger scale features for the global analysis and finer scales frontal structures for the regional analysis. The meridional fronts around 4.5°W are evident in all altimeter and SST analyses. However, around 5°W the global

FSLE analysis shows a strong occurrence of fronts, whereas the SST analysis shows very little frontal activity. This is not necessarily an error, since the regional or global FSLE analysis may be seeing deeper dynamical structures which have no surface thermal gradient. With satellite data alone, these differences cannot be resolved.

This analysis is performed in winter, when the surface mixed layer is deepest, and the relation between the surface SST fronts and the dynamical subsurface fronts is expected to be the closest. Even so, we don't expect an exact match for all of the fronts, since certain temperature fronts in the region may be compensated by salinity, and not have a strong dynamical signature. Similarly, the surface layer may become decoupled from the subsurface layer, and since the altimetry surface velocities reflect the integrated water column, they will reflect the deeper dynamics. Thus, when our regional FSLEs shows more fronts occurring on the French slope, this may reflect the core of a deeper jet, whereas the SST analysis reflects the position of the surface fronts on the shelf edge.

The general good agreement between the occurrence of fronts from the regional FSLE analysis and the SST analysis indicates that most of these SST fronts are also dynamical fronts. Because of this, evidence of persistent fronts from FSLE analyses of finer scale altimetry data have been confirmed by observations from SST images.*

2.5 Discussion & conclusions

2.5.1 Discussion

This analysis reinforces a well-known concept in altimetric data analysis. There is always a tradeoff between maintaining the small scale along-track variability but accepting spatially heterogeneous fields, or to choose larger analysis scales which provide homogeneous mapping over the whole areas but exclude the smaller-scale dynamics (Pujol et Larnicol 2005; Pascual et al. 2007; Dibarboure et al. 2011). Although the 55-km decorrelation scale gave good results in terms of RMS of sea level estimates and a better representation of the Iberian coastal dynamics (eg. Dussurget et al., 2011), the EKE maps reveal the *trackiness* of this data set. The fine scale structures maintained along the ground-tracks have higher EKE values which are closer to those estimated from lagrangian drifters, but the lack of fine-scale observations between the tracks is a handicap. Both the 95 km decorrelation scales and variable scales provide more spatially homogeneous EKE fields.

Indeed, using variable spatial decorrelation scales seems to be a reasonable compromise between the local scales of variability and acceptable spatial homogeneity. It allows us to maintain the fine scale signal close to the coast and in the eastern part of the basin and reduce the undersampling effect in the deeper part of the study area. This choice means there will be larger observational errors in the coastal regions in between the tracks. Comparisons with independent observations have allowed us to characterise the robustness of the coastal and offshore circulation for each case.

Here, we will discuss some axes of further development which may allow us to improve the regional mapping: 1) a better characterisation of the observation noise, 2) using a covariance model adapted to anisotropic signals, and 3) using regionally adapted tidal and high-frequency models.

2.5.1.1 Characterisation of observation error

The observation error results from instrumental and geophysical errors or unresolved ocean dynamics. This observation error may be represented on a spatial spectrum of variability from altimetry (Figure 17). It may also be separated into large-scale and fine-scale errors, which will be discussed separately.

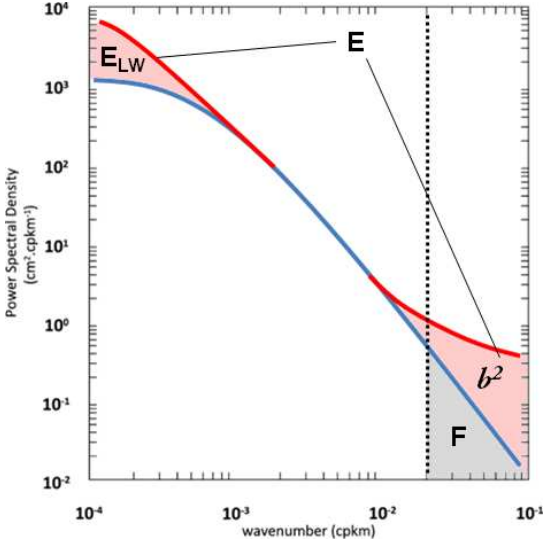


Figure 17. Typical spatial spectrum of SLA variability observed from altimetry (red line) against the “truth” (blue). Measurement error **E** is represented by the red areas (Long-Wavelength Errors E_{LW} and instrumental noise b^2). Representativeness error **F** is shown by a blue area, for length scales below a given decorrelation scale (dotted line).

i. Spatial variability of the fine-scale errors

Long wavelength errors pose a particular problem in the coastal zone, where tracks are short and where errors are amplified (especially from tides and high-frequency storm surges). The DUACS-AVISO maps include a long-wavelength error reduction scheme as part of the mapping technique, but this is not efficient for tracks shorter than 500 km. In addition, the X-TRACK increment we apply is based on the high-pass filtering of along-track data. This is particularly problematic when tracks are short and include regions with different level of errors resulting in large scale signals, such as when passing from offshore to shelf areas. Therefore, some residual errors ($\sim 1\text{-}2$ cm) are still present in the data and can sporadically alter the mapping in the Bay of Biscay. Figure 18 presents a worst-case scenario of such a degraded field. Alternative bands of positive/negative SLA are visible in offshore areas and located along three GFO tracks.

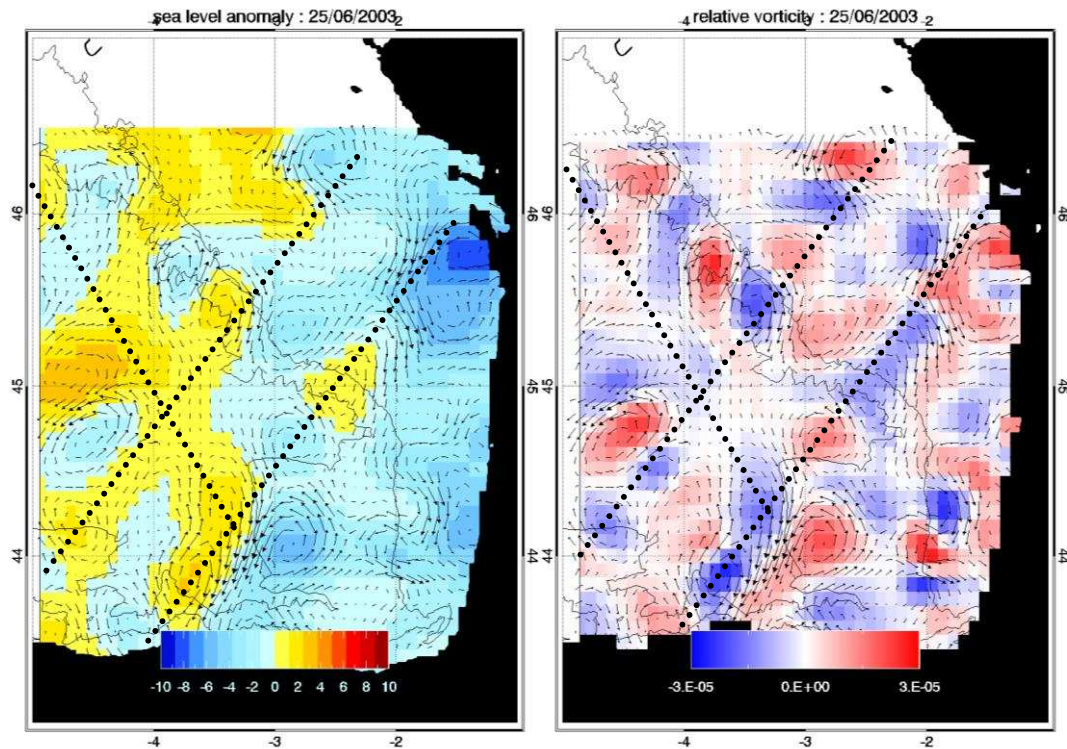


Figure 18. Snapshot of sea level and derived relative vorticity in the Landes Plateau area on 25th June 2003. Black arrows represent the geostrophic velocity anomaly field. GFO tracks #57,362,448 have been overplotted.

Relative vorticity ($\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$) computed from geostrophic current anomalies (fig. 18 - right panel) is strongly affected by these residual large scale biases, especially for the short track orientated north-east between 4°W on the Spanish coast to 46°N on the French coast (GFO #448). Along this particular track, large differences are visible

between the very low SLA over the French Shelf at 46°N, which is probably unresolved tidal error, and the positive anomalies over the Landes Plateau. The resulting large scale signal is not completely filtered by the 200 km high-pass filtering and is projected along the track.

We have not found an easy solution here. One quick solution would be to calculate an empirical long wavelength error in the deep ocean regions only, and not on the shelf. However, in the inner Bay of Biscay, the deep ocean tracks may be as short as 50-100 km, and we would remove significant eddy energy with such a technique. Alternatively, we could calculate a global orbit error correction which ties the small part of the track in the Bay of Biscay to the longer track continuing across the South Atlantic Ocean. This can be efficient for regional studies using altimeters with large orbit errors (eg GFO), and has been recently applied over inland water regions (Crétau et al. 2011). Clearly, much of this problem will also be reduced if we have better tidal and dynamical atmospheric models in the coastal region, and consistently applied in both the global maps and the regional increment. Finally, although strong local tidal errors occur on the French plateau, we are only applying a constant observation error per ground track, which is a limiting factor. Computing the σ_{HF} locally along a particular track could help refine the observation error used in the analysis. This would allow us to adapt the reliability of the observations in the coastal zone, which are subject to larger errors.

Another problem arises from the formulation of the observation error itself. We have estimated the observation error from the observed fine-scale variance σ_{HF}^2 at scales less than 50 km, represented by the area of the spectrum to the right of the black dotted line (Figure 16). The observation error (covariance \mathbf{R}) used in the OI scheme should be composed of two main contributions, the measurement noise (covariance \mathbf{b}^2) and the representiveness error (covariance \mathbf{F}) due to the ocean variability which cannot be resolved by the interpolation scheme, such that $\mathbf{R} = \mathbf{F} + \mathbf{b}^2$. However, our estimation of σ_{HF}^2 misses the increase of \mathbf{F} due to the unobserved ocean signal between our 50 km alongtrack estimate and the (varying) decorrelation radius, as well as the portion of \mathbf{b}^2 above 50 km (red area to the left of the dotted line on figure 17). An estimation of these contributions may be calculated from the regional SLA spatial spectrum and making the assumption of a linear decay of the spectrum from the mesoscale range (100-500 km) down to dissipation scales (< 1km). The methodology used is detailed in Appendix 1. Here we have used the spectrum published in Dussurget et al. (2011), with an estimated linear decay in $k^{-2.5}$ (using Xu and Fu (2011) methodology), and projected the spectrum

from $\omega_0 \sim 100$ km to the finer scales (blue line separating the red and gray areas on figure 17). First, σ_{HF}^2 is estimated to be 3.1 cm^2 , and the measurement noise \mathbf{b}^2 to be 2.6 cm^2 (ie. 84% of σ_{HF}^2). \mathbf{F} can vary from 0.8 to 1.9 cm^2 , depending on the decorrelation scales used, from 55 to 115 km. Hence, σ_{HF}^2 underestimates the whole observation error $\mathbf{R} = \mathbf{F} + \mathbf{b}^2$ by only 5% using a 55 km scale up to 30% at a 115 km scale. Note that this is an average point of view and neglects both the spatial evolution of these terms over the Bay of Biscay and their temporal evolution, which will be discussed in the following section.

Mapping at fine scales requires some knowledge of instrumental errors over the spectral range below 100 km. This becomes very important as we move towards the finest resolution, with representativeness error becoming smaller in comparison to the dominating instrumental errors. The proposed methodology allows us to estimate the observation error, which is needed if the regional maps are used to assimilate fine-scale variability from altimetry data into numerical models. Furthermore, mapping data from future high resolution altimetric missions such as SWOT will require such knowledge, and this methodology allows an estimate of the error from a spectral point of view.

ii. Temporal variability of the observation error

Altimetric missions have performances which vary over (e.g. Dorandeu et al. 2004). In addition, the fine scale oceanic variability which is not resolved by the mapping procedure can also vary over time. Thus, the choice of a static observational error is a potential source of error in our altimetric maps and those of DUACS/AVISO.

To evaluate the time variability of the observation noise, the time evolution of regionally averaged σ_{HF} values for the 3-year period are shown on figure 19 for the 4 satellite missions (black dots). Low-passed time series (for periods greater than 50 days) of these values are shown as the red line. Although most values are contained within a $2\text{-}3$ cm range, a number of cycles display high frequency variability larger than 5 cm, which can occur occasionally for all satellite missions (red squares in Figure 9). Note that these individual cycles with σ_{HF} values exceeding 5 cm are rejected from our OI analysis. We observe some seasonal tendencies in the estimated error for the different satellites (red curve). Typically, for J1, TP and GFO missions, the fine scale variability tends to be slightly larger in winter than in summer. This may be attributed to either increased short scale ocean variability in winter and/or to larger uncertainties in the altimetric

signal (due to rough oceanic and meteorological conditions, as stronger sea state bias for example). In contrast, σ_{HF} estimations for ENV do not depict such a marked seasonal variability and its dispersion with regards of the low-frequency variability remains relatively constant and often greater than other satellites.

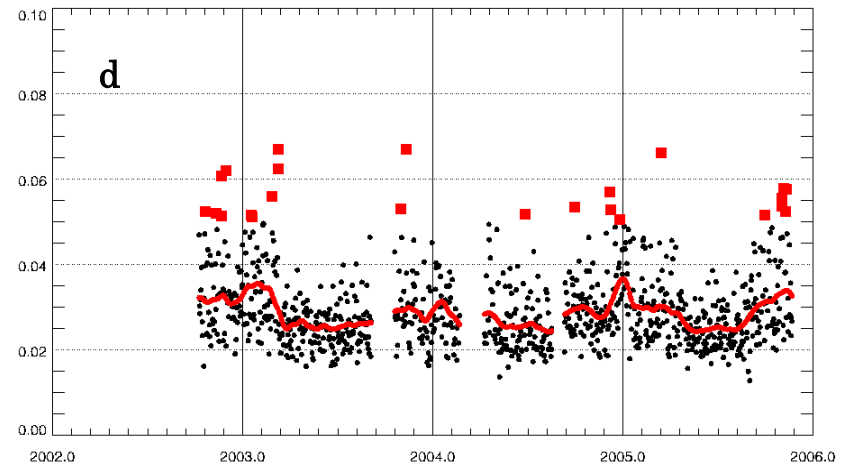
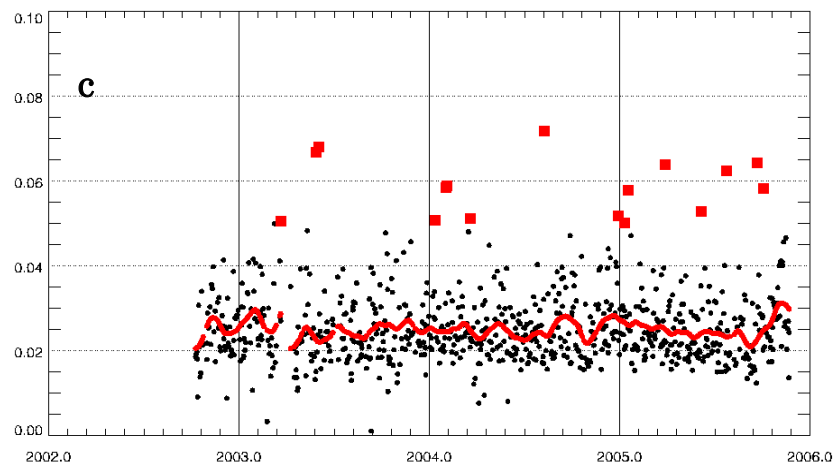
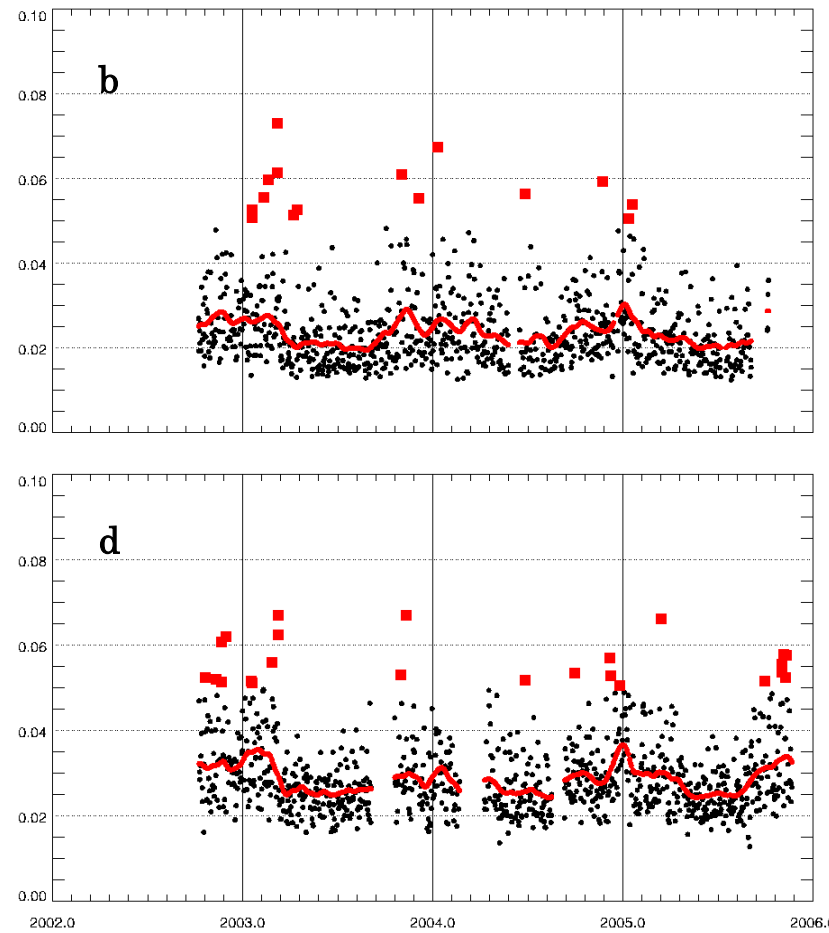
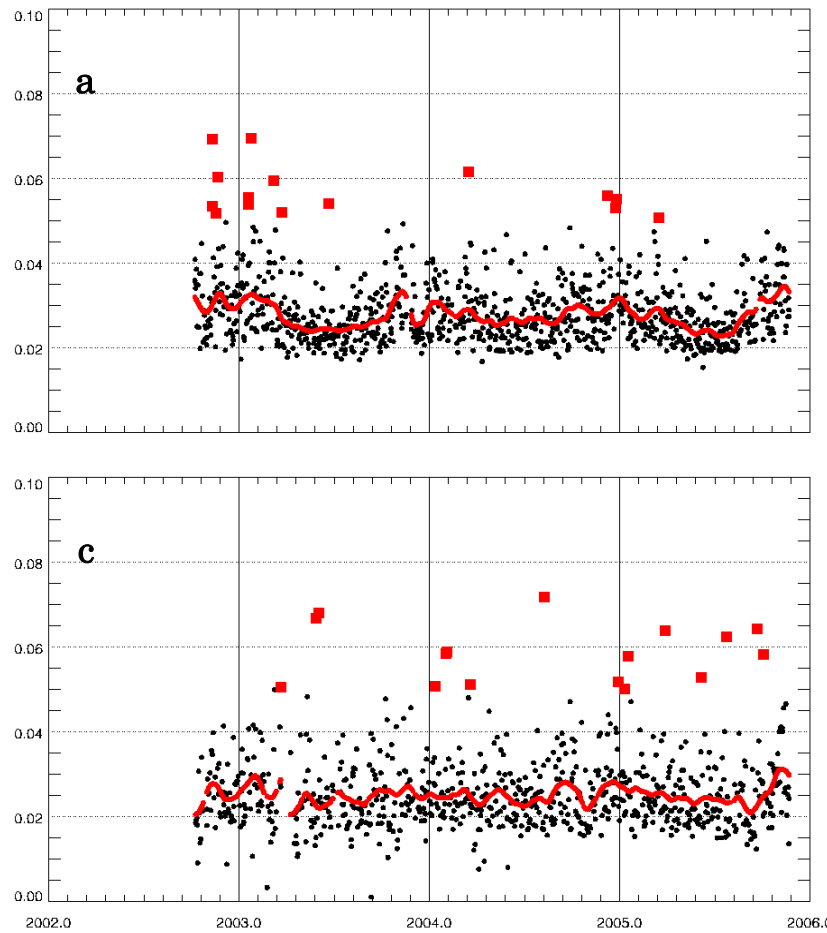


Figure 19. Upper and middle panels: $\sigma_{HF<50km}$ residuals at each pass (black dots), passes rejected from the analysis (red squares) and low frequency (>50 days) evolution of the $\sigma_{HF<50km}$ residuals (red line), for (a) J1; (b) TP; (c) ENV; and (d) GFO.

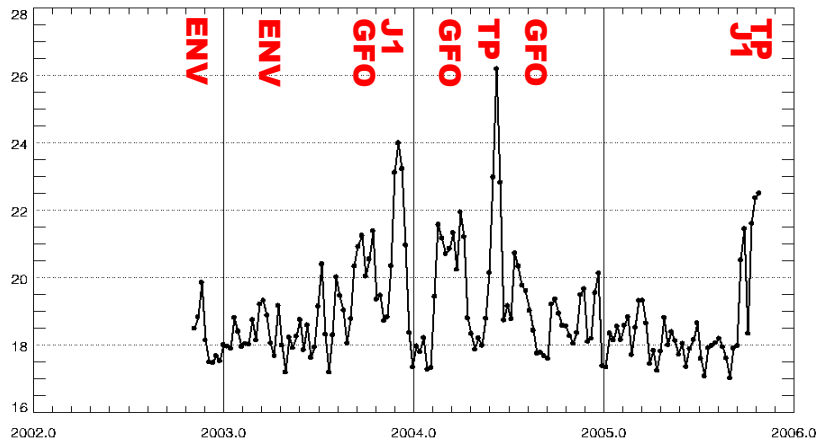


Figure 20. AVISO DT-MSLA *Upd* formal mapping error (in % of variance) averaged over the Bay of Biscay. Periods with missing data are indicated by the names of missions on top of the curve.

Mapped error variance is also provided with the merged multi-satellite (*Updated* version) global AVISO-DUACS maps. Figure 20, shows average values of this mapping error over the Bay of Biscay region for the studied period, and how it varies with time, having a stable minimum value around 18% error variance, peaking up to 26% in mid-2004. Error variance was higher between mid-2003 to mid-2004. At this time, it appeared that data losses from various missions were reported (GFO, J1, TP). Two main interruptions of the GFO data stream in autumn 2003 and winter 2004 caused the error variance to grow over 20% for relatively long periods (~1.5-2 months per interruption). These relatively long interruptions, caused less effect on the analysis error variance than the interruption of J1 data in late 2003, when the analysis error increased to 24%. Interestingly, missing ENV data in early 2003 did not cause such an increase. Even more critical was the interruption of T/P data in spring 2004 causing the analysis error to reach 26%. This reflects how each mission has a different influence on the analysed data due to its relative performances, spatial configuration and time repeat, which was recently quantified by Dibarboure et al. (2011).

However, this mapping error does not reflect the time evolution of the missing fine-scale dynamics and errors in σ_{HF} and mainly depends on the configuration of available groundtracks. This is due to the fact that each altimeter mission has a set, static observation error (Dibarboure et al. 2011). Therefore, potential improvements of the methodology could also take into account the time evolution of the observation error along with the formal mapping error. This error should vary spatially but also

temporally and may improve comparisons with geostrophic currents from eulerian or lagrangian current estimations as detailed in section 4.

2.5.1.2 Alternative covariance models in marginal seas

A final limitation to the current methodology concerns the covariance model which was used in this study. This isotropic model may not be well adapted to local dynamics such as slope current variability, where the observed alongshore scales are much greater than the across-shore scales. Offshore variability is also potentially subject to anisotropy caused by the non-linear effects on eddies. Different solutions exist to resolve these issues.

A first possibility would be to take into account the barotropic potential vorticity (BTPV – f/H contours) in the OI scheme in a way such as proposed by Davis (1998) and Böhme et Send (2005). This has a notable effect on constraining the slope current along bathymetric lines. However, such a parameterisation has intrinsic limitations which strongly affect the analysis in regions of strong slope gradients and shallow-depth areas. The main problem is that the covariance is not preserved, mainly because of two terms, $2H_j^2$ and dH^2 , used in the formulation of the fractional distance F_{ij} term from Davis (1998) as a function of depth:

$$F_{ij}^2 = \frac{|dH^2|}{(2H_j^2 + dH^2)} \square,$$

where H_j is the local depth at a distant point j from i and dH the difference between points i and j . In shallow or steep gradient areas, the decorrelation distance may be reduced by up to 75% leading to underestimated covariance on the resulting maps. Possible solutions could include deriving a new formulation of the BTPV covariance model which includes an area-preserving scaling parameter or developing elliptical functions in these areas based on observed EKE variance ellipses.

2.5.1.3 Use of regional models to correct for tidal and HF variability

In this study, the choice of our tidal and dynamical atmospheric corrections was imposed by the need to have consistent corrections between the global low wavelength component and the regional short wavelength increment. The current release of AVISO/DUACS data use GOT4.7 tidal correction (updated from Ray 1999), and a global version of the

MOG2D model (Carrere et Lyard 2003) to account for the barotropic ocean response to high frequency atmospheric forcing, in addition to the more classical inverse barometer approach for the variability greater than 20 days. Both models are performing well on a global basis, but still lack resolution over complex regions such as the Bay of Biscay in terms of high frequency variability (Volkov et Dorandeu 2007).

In coastal regions of the Bay of Biscay, Marcos et al. (2007) have demonstrated the necessity of developing local tidal models to accurately correct the very complex nonlinear harmonics generated from interactions with the sea floor. Recent studies have demonstrated the gain of using such regional models with coastal altimetry data (Bouffard et al. 2008; Birol et al. 2010). However, such local corrections need to be blended well with the large scale corrections used in the global models. At present, such a blended product does not exist. The upcoming FES2012 global model will have greatly improved resolution in the Bay of Biscay, and early results show improved variance reduction there (F. Lyard, pers. comm.).

Finally, internal tides are very energetic in the Bay of Biscay and may contribute an important signature on SLA data at the mesoscales, from 30-100 km. This topic is a subject of intense investigation from the coastal altimetry community. Modelling of such waves show encouraging results in the Bay of Biscay (Pairaud et al. 2010), although both the amplitude and phase need to be precisely modelled to accurately correct the altimeter data. This remains a subject for further work.

2.5.2 Conclusions

An improved mapping methodology was developed for a regional application, as a follow-up to the findings of Dussurget et al. (2011), and compared to global maps of sea level. Different mapping parameters were tested, and eulerian fields such as RMS and EKE variability were derived over the period Oct. 2002 - Oct. 2005 when we have maximum altimeter coverage available. As noted in previous studies (Pujol et Larnicol 2005; Pascual et al. 2007), the choice of different decorrelation scales used for the mapping could strongly impact on the derived EKE fields, with EKE increasing by a factor of 4 while reducing the radius from 115km (standard methodology) to 55 km. Maps generated using a 55-km decorrelation scale (e.g. Dussurget et al. 2011) are in better agreement with climatological estimations of EKE derived from lagrangian float trajectories in the Bay of Biscay. However, EKE fields show distinct evidence of *trackiness* due to spatial heterogeneity of the geostrophic velocity fields when using a 55-km decorrelation scale everywhere. A good alternative is to adapt the mapping scales to

the observed local scales of variability. 2D varying spatial scales have been derived from wavelet analysis of along-track altimeter data by Dussurget et al. (2011). RMS and EKE fields computed using these spatially varying scales have slightly lower levels of variability, however, they remain higher than the global maps and have a better spatial homogeneity. Spatial structures of RMS and EKE have a distinct signature which is improved using regional mapping. Higher variability is observed in the southern part of the Bay, associated with slope current variability and associated mesoscale variability off the slope. Furthermore, the outer French Shelf has a lower level of EKE variability, in agreement with lagrangian drifter studies. It is clear that a significant part of the sea level variability could be better resolved in specific areas using regionally adapted mapping methodologies.

Several validation experiments were conducted using independent data sets to evaluate the dynamic characteristics of regional and global altimetry maps. In particular, the dynamics of the slope current was compared with moored current meter, coastal eddy activity was validated using the trajectories of drifting buoys. The main events of the current slope are well represented by the regional maps, with amplitudes and anisotropy closer to the observations. The drifters also allow us to validate the improved geostrophic velocities offshore, dominated by finer scale variability. Regional estimates of EKE are closer to those from the drifter data, and the fine-scale vortices observed in synthetic trajectories based on regional altimeter maps is closer to those observed with drifting buoys. Finally, the frontal activity was analysed statistically using altimeter derived filaments and sea temperature images, with better frontal locations in the regional maps.

However, a number of errors are apparent locally on the regional altimetry maps. These errors can locally degrade the spatial structure of variability, and generate dynamic structures that can locally increase the current amplitudes or the dispersion of trajectories. Examples are shown along the French coast in regions of High tidal errors, or along the Cantabrian coast due to missing altimeter data. The current meter time series help demonstrate the temporal variability of these errors.

We have seen that residual LWEs were still present in the data despite the high-pass spatial filtering applied prior to mapping. This is particularly problematic in coastal regions with short groundtracks, large tidal signals and errors. Including a spatially varying observation error may help reduce these problems. In addition, estimations of the observation error may be inherently underestimated due to its formulation and the

spectral behaviour of SLA observations. Temporal variability of the observation error has been shown to be an important source of variability, which is presently underestimated in the OI formal mapping error.

This work underlines the urgent need of better understanding the space and time variability of observation errors. Having an accurate estimate of the observation errors is of critical importance in using and interpreting results from fine-scale regional mapping.

Appendix 1. Computation of the relative contribution of representativeness and instrumental errors from an average power spectrum.

The relative contributions to the observation noise can be estimated using the regional spatial spectrum of variability and assumptions about its theoretical properties at scales affected by instrumental noise. Making the assumption of a linear growth of the spectrum from the finer scales to the mesoscale range (100-500 km) at a rate $k^{-\alpha}$, we obtain an estimate of the amount of energy E_k due to the local dynamics at a wavenumber k : $E_k = E_0 k^{-\alpha}$ (A.1). E_0 is a the theoretical energy at unit frequency (1 cpkm) and can be estimated from the observed energy E_{ω_0} at scale ω_0 where the error is minimal (e.g. $\omega_0 \sim 100$ km) : $E_0 = E_{\omega_0} \omega_0^\alpha$ (A.2). The contributions \mathbf{F} and \mathbf{b}^2 to the observed energy E_ω at scale ω are therefore isolated. \mathbf{F}_ω is given by energy E_k in (A.1), and \mathbf{b}_ω^2 by the difference between E_ω and E_k . Integrating over frequency k gives us their overall contribution over the spectrum :

$$\mathbf{b}^2 = \int_{k=\omega_0}^{\infty} (E_\omega - E_{\omega_0} (\omega_0/k)^\alpha) \cdot dk \quad (\text{A.3}), \text{ and :}$$

$$\mathbf{F} = \int_{k=k_c}^{\infty} E_{\omega_0} (\omega_0/k)^\alpha \cdot dk \quad (\text{A.4}), \text{ with } k_c \text{ decorrelation radius used in the OI scheme.}$$

CHAPITRE 6.

APPORT DE LA CARTOGRAPHIE REGIONALE A L'ANALYSE DE LA VARIABILITE MESO- ECHELLE DU GOLFE DE GASCOGNE

1 INTRODUCTION

Au chapitre 4, nous avons tout d'abord mis en évidence le manque d'énergie des structures méso-échelles du Golfe de Gascogne détectées dans les cartes altimétriques globales conventionnelles (AVISO). De ce constat, nous avons proposé une méthodologie de cartographie mieux adaptée à la dynamique régionale (chapitre 4 et 5). Les données recartographiées avec cette technique permettent de mieux représenter la variabilité de la SLA ainsi que l'énergie cinétique tourbillonnaire de la zone d'étude. Cette dernière a alors des valeurs plus proches des estimations dérivées de données indépendantes. La comparaison des cartes altimétriques régionales à différentes observations indépendantes (chapitre 5), a permis d'étudier la variabilité spatiale et temporelle des erreurs d'analyse (ou liées aux observations altimétriques d'origine, notamment près des côtes) et de discuter des limites de la méthode. Cet exercice de comparaison a aussi montré des améliorations à l'approche proposée pour la cartographie régionale des données altimétriques, notamment pour étudier certains aspects cruciaux de la dynamique régionale, comme la variabilité du courant de pente, la dynamique méso-échelle mais aussi l'activité subméso-échelle.

Dans ce chapitre, ces cartes régionales d'anomalies du niveau de la mer servent de base à une discussion sur la dynamique régionale. Aux chapitres 4 et 5, nous avons pu apporter certains éléments aux réponses posées dans l'introduction (chapitre 1). Par exemple, nous avons caractérisé les échelles locales de variabilité de la méso-échelle, mis en évidence certaines propriétés des processus de propagation, vu comment il était

possible d'améliorer la représentation 2D du courant de pente et de la méso-échelle fine sur les cartes altimétriques ou encore montré la nécessité de maintenir le signal fine échelle dans ces données afin de reproduire des structures à submésos-échelle. Dans ce chapitre, nous revenons sur l'intérêt scientifique de l'utilisation de ces données régionales pour l'étude des variabilités à méso et submésos-échelle dans le Golfe de Gascogne.

2 LA VARIABILITE MESO-ECHELLE DANS LE GOLFE DE GASCOGNE

Les différents résultats obtenus dans le chapitre précédent nous fournissent une base pour l'analyse physique de la variabilité méso et submésos-échelle du Golfe de Gascogne. Cette analyse nous permet d'établir un schéma de variabilité de la dynamique régionale mettant en jeu des processus physiques bien spécifiques.

Au début du chapitre 4, nous avons déjà observé quelques-unes des caractéristiques de la dynamique méso-échelle régionale à partir des cartes d'altimétrie globale. Nous les rappelons brièvement ici, avant de les analyser plus en détails.

2.1 Propagation de structures à méso-échelle sur les cartes globales

Dans le chapitre 4, nous avons vu que la variabilité de la SLA dans la bande de fréquence allant de 100 à 300 jours était excédentaire au large, autour de 45°N (6° et 8.5°O). Ces signaux peuvent être à l'origine de 50% de la variabilité observée localement, et la propagation de structures vers l'ouest est clairement visible sur le diagramme de Hovmöller des SLA filtrées (figure 3) du chapitre 4. Une transformée de Radon appliquée à ce diagramme permet de déterminer des vitesses de propagation associées de 1.1 et 1.7 cm.s⁻¹, plus rapides que ne le prédit la théorie linéaire de Rossby (~0.4 cm.s⁻¹ à 45°N). De plus, une augmentation relative de la variabilité dans cette gamme de fréquence a été constatée entre 2000 et 2004.

Le suivi de ces structures par le critère d'Okubo-Weiss a été appliqué sur ces cartes globales, et nous avons notamment pu suivre un tourbillon originaire du Golfe de Gascogne pendant plus de 18 mois, depuis le mois d'Août 2001 jusque fin Janvier 2003 (Figure 4 du chapitre 4). Cependant, il n'a pas été permis de suivre ce tourbillon depuis

sa zone de génération, et ces cartes semblent manquer une grande partie de la vorticité (et donc de l'EKE) telle qu'elle a déjà été décrite dans la région (Pingree et Le Cann 1992a; Pingree et Le Cann 1992b).

2.2 Apport de la cartographie régionale

L'évolution temporelle de l'énergie cinétique turbulente a déjà été étudiée sur le long terme par Caballero et al. (2008). Si 3 ans de données cartographiées ne permettent pas réellement d'étudier la variabilité interannuelle de l'EKE, il est néanmoins possible de voir ce que peut-nous apporter la cartographie régionale à des échelles intra-saisonnieres. Sur la figure 1, le panneau du haut présente l'évolution mensuelle (moyenne calculée sur un mois) de la moyenne régionale d'EKE dans le Golfe de Gascogne pour la période 2002-2005 et calculée à partir des cartes altimétriques régionales (ligne rouge), des cartes globales (ligne bleue), ainsi que la différence des deux (noir). Outre la grande différence d'amplitude d'EKE, nous pouvons voir que la variabilité temporelle observée est relativement cohérente entre les deux types de cartes altimétriques (corrélation de 0.8). Cependant, des différences significatives peuvent apparaître à certaines périodes entre les deux jeux de données, comme par exemple au début des années 2003 et 2004, durant lesquelles la différence d'EKE peut atteindre $20 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$. Afin de mieux caractériser ces différences, nous avons procédé aux mêmes calculs pour la zone située au niveau de la pente continentale (entre 150 et 4000m et à moins de 50 km de l'isobathe des 150m), ainsi que pour la partie profonde (tous les points à plus de 4000m de profondeur, en dehors de la zone définie comme étant la pente). Comme nous nous y attendions d'après les résultats des chapitres précédents, les différences sont beaucoup plus marquées au niveau de la pente que du large, avec des niveaux atteignant les $40 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$. La variabilité temporelle des différences d'EKE observées entre les deux jeux de données sur toute la zone est principalement dominée par les différences situées sur la pente continentale. Nous pouvons voir cette variabilité sur le panneau du milieu de la figure 1. L'épisode de Navidad de l'hiver 2002-2003 correspond à un pic des différences en Janvier 2003, avec bien plus d'énergie dans les cartes régionales. Les différences observées dans la partie profonde ne sont néanmoins pas négligeables (figure 1 – panneau du bas). On peut par exemple y voir plusieurs pics en fin d'hiver 2003, en fin d'été 2003, en hiver et printemps 2004 ainsi qu' ne augmentation de ces différences depuis l'épisode de Navidad de l'automne 2004 jusqu'au mois de mai 2005.

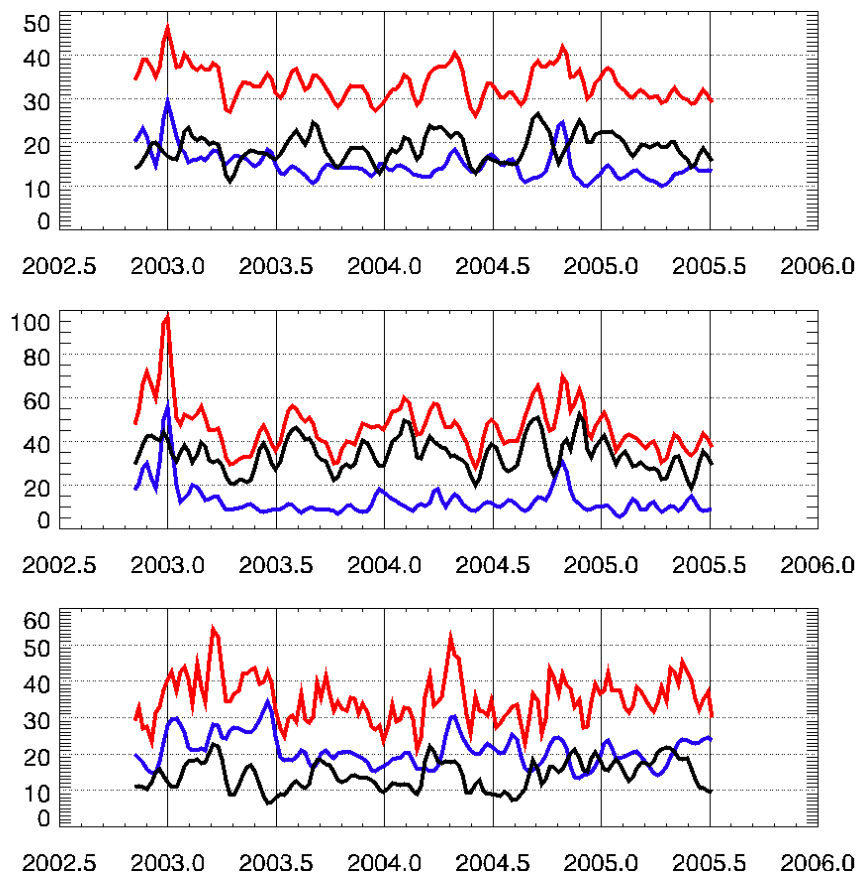


Figure 1. Evolution temporelle de la moyenne spatiale de l'EKE (en $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$) filtrée à 30 jours et calculée à partir du produit altimétrique régional (rouge), du produit global (bleu) et différence des deux (noir) sur la période 2002-2005, sur toute la zone (en haut), sur la pente seulement (au milieu), et dans la partie hauturière du Golfe seulement(en bas).

Pour illustrer la distribution spatiale de ces différences, prenons par exemple l'année 2003. La figure 2 représente les cartes d'EKE issues de l'altimétrie régionale et moyennées sur 3 périodes spécifiques : avant le 1/1/2003 (pic d'EKE sur la pente), du 8/1/2003 au 16/4/2003 (pic de différences au large entre la cartographie régionale et globale), puis du 23/4/2003 au 9/7/2003 (minimum de différences au large).

Pour la première période, la signature de la veine de courant est très clairement visible tout le long du talus Ibérique, fait le tour du Plateau des Landes et jusque sur les pentes Aquitaine et Armorique (Figure 2). Hormis des pics de variabilité sur les côtes française et un pic au large ($45^\circ\text{N} - 4.5^\circ\text{O}$), la variabilité au large est relativement faible (<40

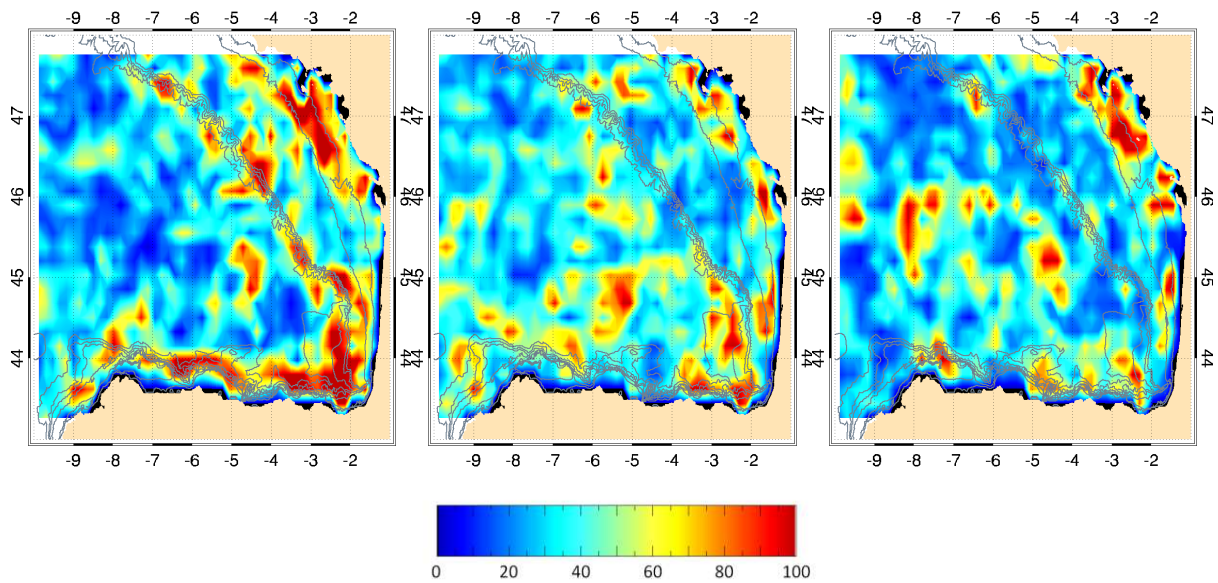


Figure 2. Cartes d'EKE du 6 Nov. 2002 au 1^{er} Jan. 2003 (gauche), du 8^{er} Jan. 2003 au 16 Avr. 2003 (milieu) et du 23 Avr. 2003 au 9 Juillet 2003 (droite)

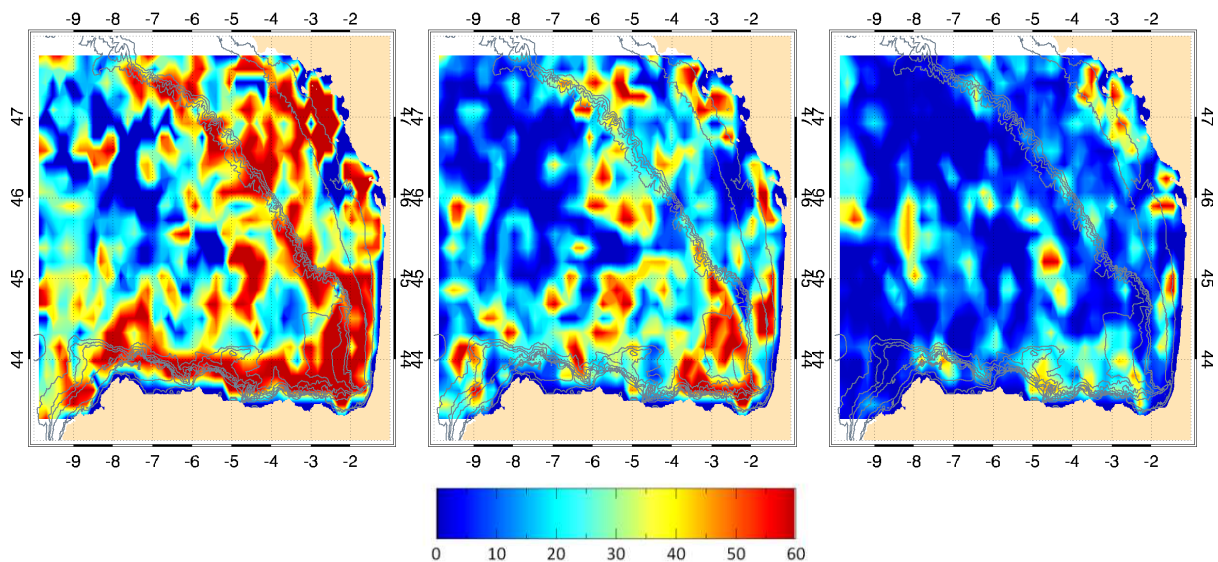


Figure 3. Cartes des différences d'EKE entre les cartes régionales et globales d'EKE du 6 Nov. 2002 au 1^{er} Jan. 2003 (gauche), du 8 Jan. 2003 au 16 Avr. 2003 (milieu) et du 28 Avr. 2003 au 9 Juillet 2003 (droite)

$\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$), et principalement concentrée au niveau du Cap Ortegal et au large du canyon du Cap Ferret. Sur la période suivante, la signature de la veine de courant disparaît. Au contraire, l'EKE augmente au large, notamment dans les zones à proximité de la marge continentale. On remarque un maximum de variabilité à $44.5^\circ\text{N} - 5.5^\circ\text{O}$ ainsi que sur la partie centrale du plateau des Landes et du Cap Ferret. Enfin, à partir du 23 Avril, la variabilité est principalement située au large, entre 45° et 46°N et de 4° à 8°O .

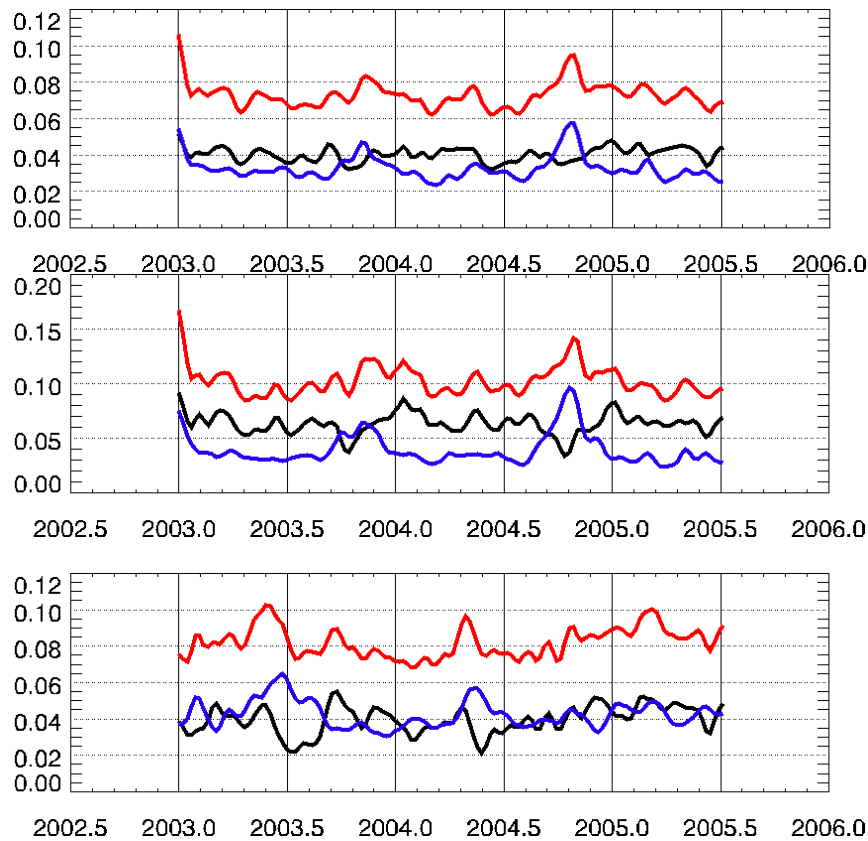


Figure 4. Evolution temporelle de la moyenne spatiale des FSLE (en jours⁻¹) filtrée à 30 jours et calculée à partir du produit altimétrique régional (rouge), du produit global (bleu) et différence des deux (noir) sur la période 2002-2005, sur toute la zone (en haut), sur la pente seulement (au milieu), et dans la partie hauturière du Golfe seulement(en bas).

La figure 3 représente les cartes de différences d'EKE entre les deux jeux de données (EKE des cartes régionales – EKE des cartes globales) sur les mêmes périodes. Les différences entre les deux types de cartes sont beaucoup plus grandes pour la première période sur toute la zone de pente et du plateau continental. Sur la deuxième période, les différences sont nettement plus faibles et plus homogènes, bien que concentrées sur la partie Est de la zone. C'est sur la zone du plateau des Landes qu'elles sont alors le plus marquées. Enfin, pour la dernière période, les différences sont les plus faibles et consistent en de petites zones très localisées, aussi bien en zone hauturière que côtière.

L'évolution temporelle de la moyenne spatiale des exposants de Lyapunov, calculés à partir des cartes altimétriques régionales et globales, se comporte globalement de la même façon que celle de l'EKE (figure 4). Les différences entre les deux jeux de données sont les plus grandes au niveau de la pente continentale et dominent la variabilité

temporelle sur l'ensemble du Golfe. Les pics de variabilité observés sur la pente sont effectivement aux moments des différents épisodes de Navidad (hivers 2003 et 2004), et font suite à des pics de transport vers l'Est observés aux bouées le long du talus Ibérique (cf. figure 3 – chapitre 5.3). Suite à l'épisode de Navidad d'octobre 2004 décrit par Herbert et al. (2011), le niveau d'EKE a augmenté autour de $20 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ jusqu'à la fin du printemps 2005 sur les cartes régionales. Aucune augmentation de la variabilité n'est cependant observée sur les cartes globales durant cette période. La variabilité du large est quant à elle principalement marquée par des pics aux printemps 2003 et 2004 ainsi qu'en hiver 2005.

Cette analyse illustre la grande variabilité dans l'espace et le temps des différences de représentation de la méso-échelle et sub-méso-échelle entre les cartes altimétriques régionales et globales, due à la meilleure résolution spatiale des cartes régionales. Les répartitions géographiques et le phasage dans le temps des différences observées semblent les relier à des processus physiques (courant de pente notamment, en hiver, augmentation de la variabilité au large au printemps) qui seraient mieux représentés sur les cartes régionales. Nous allons analyser cela plus en détails dans les sections suivantes.

2.3 Variabilité saisonnière

2.3.1 Energie Cinétique Tourbillonnaire

Sur les séries temporelles de l'EKE présentées auparavant (figure 1), les variations d'une année sur l'autre semblent importantes, et une modulation saisonnière y est visible. Une climatologie saisonnière de l'EKE (figure 5) a été calculée à partir des cartes régionales de SLA. Sur la figure 5, on observe une variabilité saisonnière plus forte des courants le long du talus espagnol et le long des côtes françaises. Nous pouvons aussi voir une variabilité plus intense au large que sur la partie Ouest du plateau continental français (à des profondeurs $< 100 \text{ m}$) comme observé par Charria et al. (2011) sur des flotteurs lagrangiens, notamment au printemps et en été.

Toujours sur la partie la plus au large du plateau français (des profondeurs $< 100 \text{ m}$), mis à part une variabilité très forte dans certaines zones côtières (sujettes à des erreurs récurrentes – cf. chapitre 5), nous pouvons constater que la variabilité est plus élevée en automne et hiver pour la zone comprise entre la rupture de pente et l'isobathe des 100m. Cette variabilité est clairement orientée Sud-Est/Nord-ouest, et potentiellement associé

à des courants de densités sur le plateau français (Lazure et al. 2008; Charria et al. 2011).

Les cartes de climatologie (figure 5) suggèrent notamment que les déphasages temporels soient associés à des déphasages spatiaux de la variabilité. Afin de mieux représenter ces différences, nous avons établi des climatologies mensuelles de l'EKE en fonction de la localisation dans le Golfe (figure 6 – colonne de gauche).

Sur l'ensemble du Golfe, l'EKE mensuelle est beaucoup plus grande entre les mois d'Octobre à Janvier que sur le reste de l'année. Ce résultat est très différent de celui de Caballero et al. (2008) qui ont observé des maxima d'énergie relativement homogènes entre les mois de Janvier et Mai. Comme nous l'avons vu plus tôt, cette différence est principalement liée à l'intensité du courant de pente, qui n'était pas bien représentée dans les cartes altimétriques auparavant. Sur la pente, nous pouvons voir que la variabilité totale de l'EKE est la plus forte à partir de la fin de l'été jusqu'en hiver. Cette augmentation précoce de la variabilité hivernale est probablement liée à l'épisode de Navidad de l'automne 2004.

Au contraire, le niveau d'énergie cinétique au large augmente en hiver et culmine au mois de Mai, illustrant bien le déphasage temporel avec la variabilité de la pente. Le niveau d'EKE estival est minimal. Entre la pente et le large, nous pouvons observer que le niveau d'EKE reste stable entre les mois de Janvier et de Mai. Tout comme pour la pente, une augmentation relative du niveau d'énergie est observée sur ces deux zones du large au mois d'Octobre. Notons aussi qu'une variabilité presque équivalente est aussi observable sur les données cartographiées avec un rayon constant de 75 km, montrant ainsi que cette augmentation de variabilité n'est pas un artefact de l'utilisation d'échelles de décorrélation variables pour la cartographie.

2.3.2 Exposants de Lyapunov

Nous avons démontré au chapitre 5, la faisabilité de reproduire certaines propriétés de la dynamique frontale sur le Golfe de Gascogne par le calcul des exposants de Lyapunov. Des climatologies d'occurrence de fronts thermiques et dynamiques ont ainsi été calculées à partir des images de SST (avec la méthode de Cayula et Cornillon, 1992) sur la période 2002-2005.

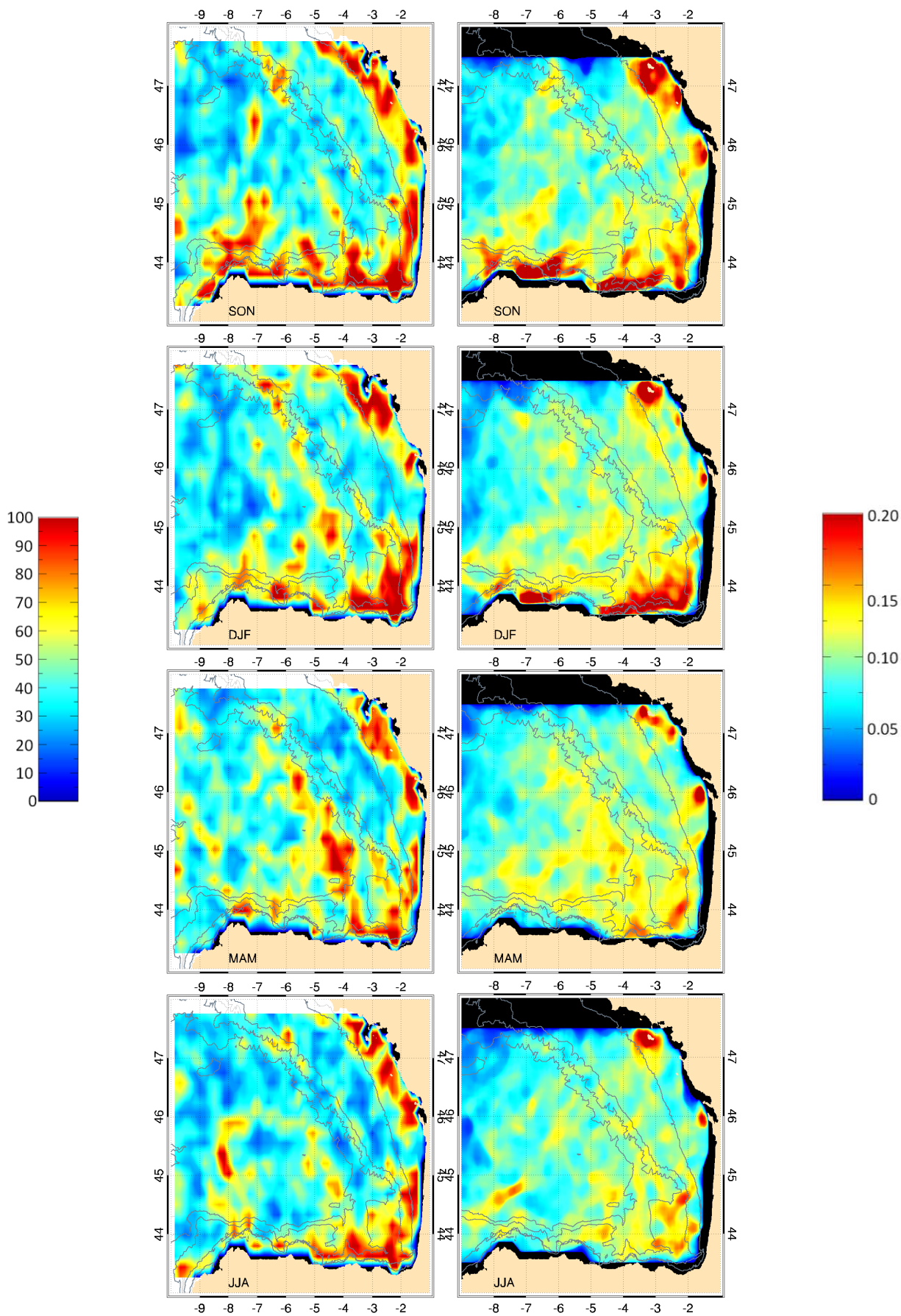
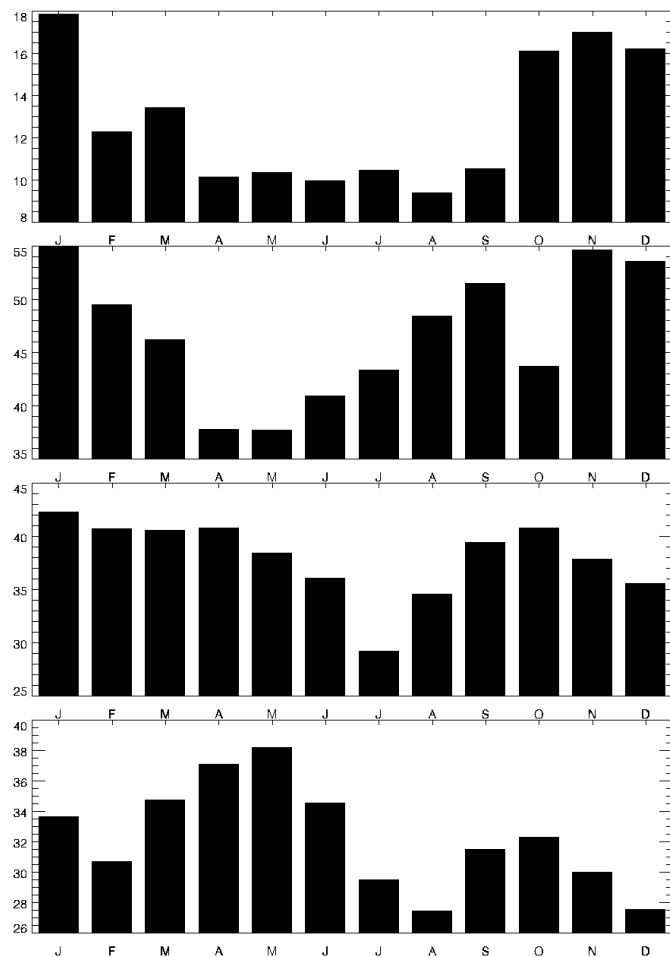


Figure 5. Climatologies saisonnières d'EKE (en $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$ - colonne de gauche) et de FSLE (en jours^{-1} – colonne de droite) des données grilles régionales sur la période 2002-2005.



Ensemble du Golfe

Pente continentale

Voisinage de la pente (<100 km)

Zone hauturière

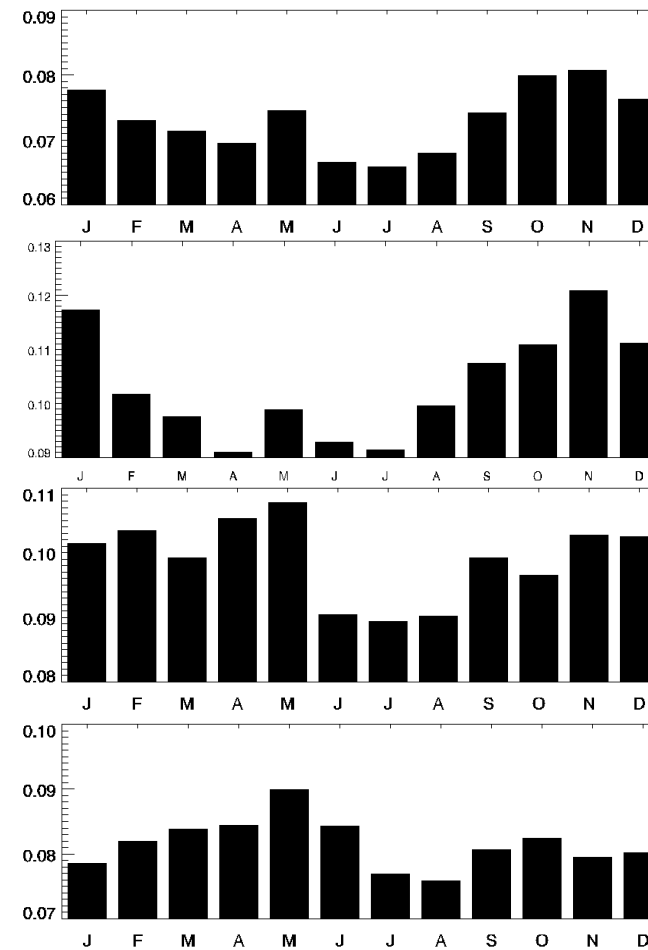


Figure 6. Climatologies mensuelles de l'EKE (gauche) et de FSLE (droite) en fonction de la localisation dans le Golfe : ensemble du Golfe, pente continentale (profondeur < 4000 m et distance < 50 km de l'isobathe 150m), voisinage de la pente (eaux en dehors de la pente, de profondeur > 2000 m et distance < 100 km de l'iso. 150m), et eaux du large (profondeur > 4000 m et en dehors de la pente).

Nous avons pu mettre en évidence un relativement bon accord sur certaines périodes entre ces deux analyses. De plus, ces climatologies (non montrées) permettent de mettre en évidence la présence récurrente de fronts sur le plateau français et notamment au niveau du talus et au niveau de l'isobathe des 100m. Ces fronts sont tous deux issus de la séparation au niveau du canyon de Cap Ferret d'un front probablement associé au courant de pente au nord. Une augmentation de l'occurrence de ces fronts peut aussi être observée dans certaines zones en hiver, notamment autour de 45°N au large du canyon de Cap Ferret et entre les Cap Ortegal et Penhas (6°O), coïncidant avec des zones d'augmentation hivernale de l'EKE.

Cependant, l'analyse des données de SST pâtit d'un manque de données, surtout en hiver, ainsi que de gradients de faible amplitude en zone hauturière. Ceci ne nous permet pas de déterminer très clairement la variabilité saisonnière de l'activité frontale au large à partir des données de SST. L'analyse issue des exposants de Lyapunov (figure 5 – colonne de droite) permet de s'affranchir des problèmes d'indisponibilités saisonnières des mesures de SST ; l'échantillonnage des mesures d'origine est homogène dans le temps. Comme sur les cartes d'EKE nous pouvons remarquer la présence de forts signaux au niveau du Golfe du Morbihan (47°N) et des Pertuis Charentais (46°N), du fait des erreurs récurrentes des mesures altimétriques dans cette zone (cf. chapitre 5).

Ailleurs, la présence de fronts dynamiques (figure 5 - colonne de droite) est globalement plus marquée dans la partie sud du Golfe et est cohérente avec l'augmentation saisonnière de l'EKE vue sur en figure 5 (colonne de gauche). En automne la variabilité est principalement concentrée le long des côtes espagnoles, associée au courant de pente. Les zones situées directement au large des pentes Cantabrique et Armorique voient leur dynamique frontale augmenter au cours des mois d'hiver et du printemps, au fur et à mesure que la dynamique frontale du courant de pente s'amenuise, du fait du ralentissement de ce dernier (Pingree et Le Cann 1990).

Afin de mieux évaluer la variabilité des structures à fine échelle aux échelles intra-saisonnières, nous avons calculé des climatologies mensuelles des FSLE sur l'ensemble du Golfe, ainsi que pour des zones distinctes, comme nous l'avons fait avec l'EKE. Les résultats sont montrés sur la figure 6b. Le maximum est atteint au mois de Novembre et le minimum au mois de Juillet, traduisant une augmentation plus rapide (sur 4 mois) que la diminution (sur 8 mois) de la FSLE moyenne. Notons qu'un pic secondaire relativement distinct apparaît au mois de mai. Tout comme pour la variabilité saisonnière de l'EKE, la variabilité des FSLE se distingue en fonction de la localisation

dans le Golfe. Nous pouvons ainsi voir sur la figure 5 (panneau de droite) un déphasage très net entre la variabilité frontale sur la pente et celle du large. Nous pouvons ainsi voir que le pic du mois de Novembre sur la climatologie du Golfe de Gascogne est associé au courant de pente. Le pic du mois de Mai est principalement associé à la variabilité hauturière, mais notons que nous retrouvons ce pic sur toutes les climatologies de chacune des zones. Ce pic de FSLE au mois de Mai est principalement localisé au large, dans des zones au large du Cap Ortegale (44.5°N-7.5°O), au niveau du Plateau des Landes et au large de la pente Armorique.

3 DESCRIPTION DU DETACHEMENT D'UN TOURBILLON A PARTIR D'UNE APPROCHE MULTI-CAPTEURS

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 4, l'augmentation de la résolution de l'analyse objective peut se révéler particulièrement intéressante pour l'analyse de la variabilité du courant de pente. Ainsi, dans la section qui va suivre, nous nous basons sur l'analyse de données altimétriques cartographiées avec la méthode décrite aux chapitres 4 et 5, avec des rayons de décorrélation variables dans l'espace, mais en utilisant une très haute résolution (1/12° - ~8 km) dans la zone du Plateau des Landes. Cette zone est très bien couverte par les mesures altimétriques (voir chapitre 4, publication Dussurget et al., 2011) ; les cartes sont calculées de Décembre 2002 à Mai 2003, période faisant suite à un épisode marqué de Navidad (Garcia-Soto 2004).

Au chapitre 5, les analyses de FSLE calculées à partir de champs à plus basse résolution que ceux analysés ici (section 5.3, Figure 8) montrent l'activité frontale du courant de Navidad à un stade de développement relativement avancé en Janvier 2003. Nous pouvons notamment y remarquer la présence de fronts et de petites structures tourbillonnaires se détachant du courant de pente. Ici nous réanalysons l'ensemble des données disponibles pour cette période, c.à.d. les données dérivées des cartes altimétriques, mais aussi les images de SST et les trajectoires de flotteurs lagrangiens.

3.1.1 Episode de courant de pente et formation de méandres

La figure 7 montre les cartes régionales de SLA (au 1/12°) (images du haut), de vorticité relative dérivée des vitesses géostrophiques altimétriques (au milieu) et de SST (images du bas), tous les 7 jours pour la période allant de fin Novembre 2002 à début Mai 2003. Les courants géostrophiques ont été superposés aux cartes de SLA, ainsi que les trajectoires des flotteurs lagrangiens (traits noirs) issus de la base de données EPIGRAM (Charria et al. 2011).

Au début de cette période, l'analyse de la SST (images du 27 et 28 Nov. 2003) montre la présence d'une anomalie chaude advectée depuis le sud le long du talus continental, autour du Plateau des Landes jusqu'à 45.5°N. Les images suivantes (jusqu'au 22 Jan. 2003) montrent les différentes étapes d'évolution de cet épisode de courant. En Février, un certain nombre de tourbillons fine échelle se sont détachés du courant et sont présent au centre du Plateau des Landes (images SST des 9,10,20 et 22 Fév. 2003).

L'analyse des cartes de SLA révèle la présence d'une veine de courant continue le long de l'isobathe 200m, jusqu'au 8 janvier (excepté un ralentissement le 12 Déc. 2002). Le 15 janvier, le courant a fortement ralenti et l'image de SST montre la présence de méandres bien développés autour du Plateau au nord du canyon de Capbreton (eg. 43.7°N-2.5°O ; 44.2°N -2°O ; 44.5°N-2°5O).

.....→

Figure 7. (sur les pages suivantes) : Série de cartes de niveau de la mer (en cm - haut), de vorticité relative dérivée des cartes de niveau de la mer (en s⁻² - milieu) et d'images de SST (en °C – bas) sur la période du 27 Novembre 2002 au 7 Mai 2003 dans la zone du Plateau des Landes. Les vecteurs indiquant les vitesses géostrophiques dérivées de l'altimétrie sont superposées sur les cartes de SLA et de vorticité relative. Les trajectoires de flotteurs lagrangiens sont superposées sur toutes les données (lignes noires) pour la période de 7 jours centrée sur la date de référence de la donnée. Le point le plus ancien de la trajectoire est symbolisé par une étoile. Le positionnement dans le temps des images de SST par rapport aux données altimétriques est représenté par les flèches et accolades rouges. Les étoiles blanches (noires) représentent les structures anticycloniques (cycloniques) mentionnées dans le texte. Les zones cerclées de pointillés noir sont aussi des structures discutées dans le texte.

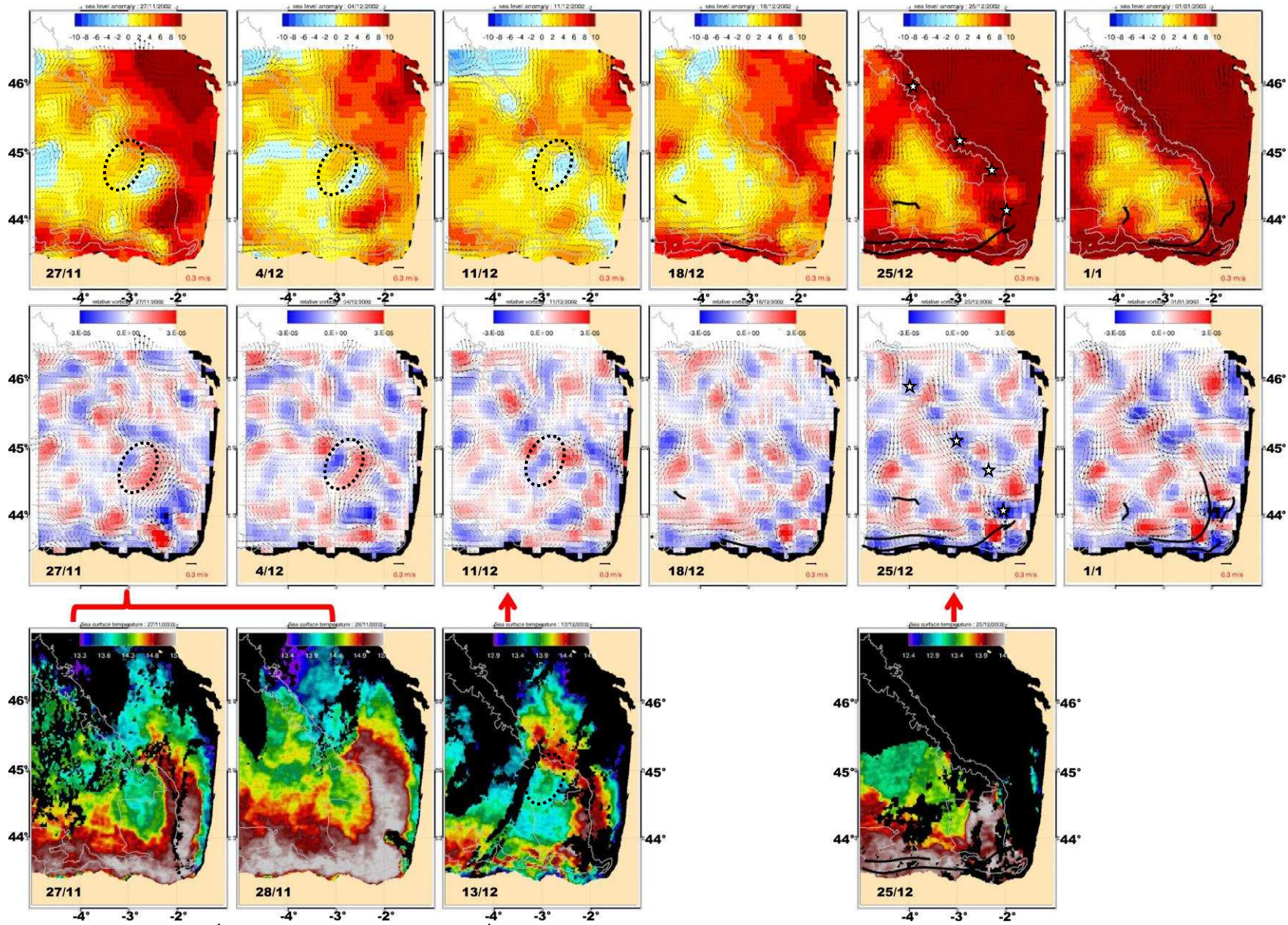


Figure 7. Suite (du 27/11/2002 au 1/1/2003)

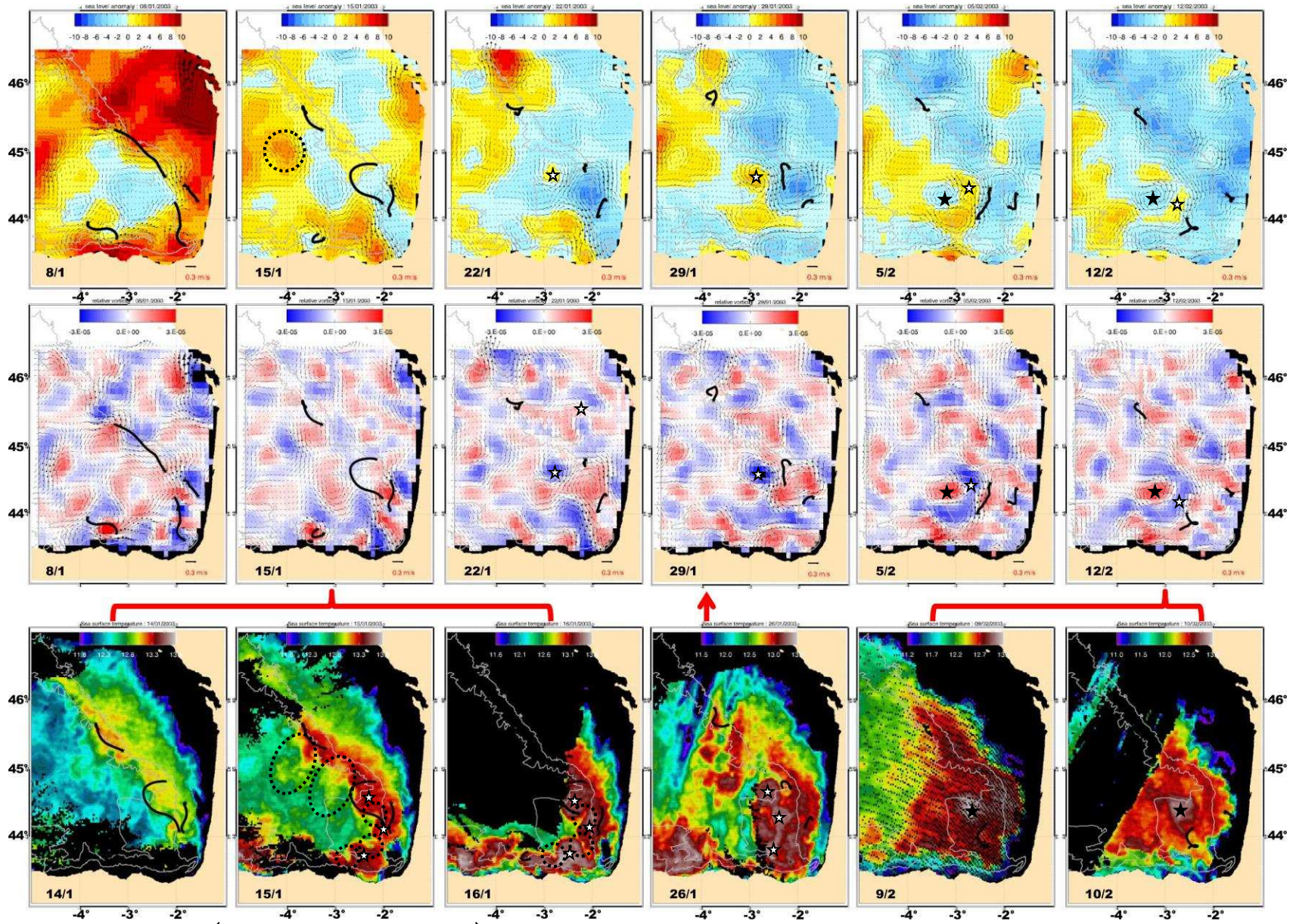


Figure 7. Suite (du 8/1/2003 au 12/2/2003)

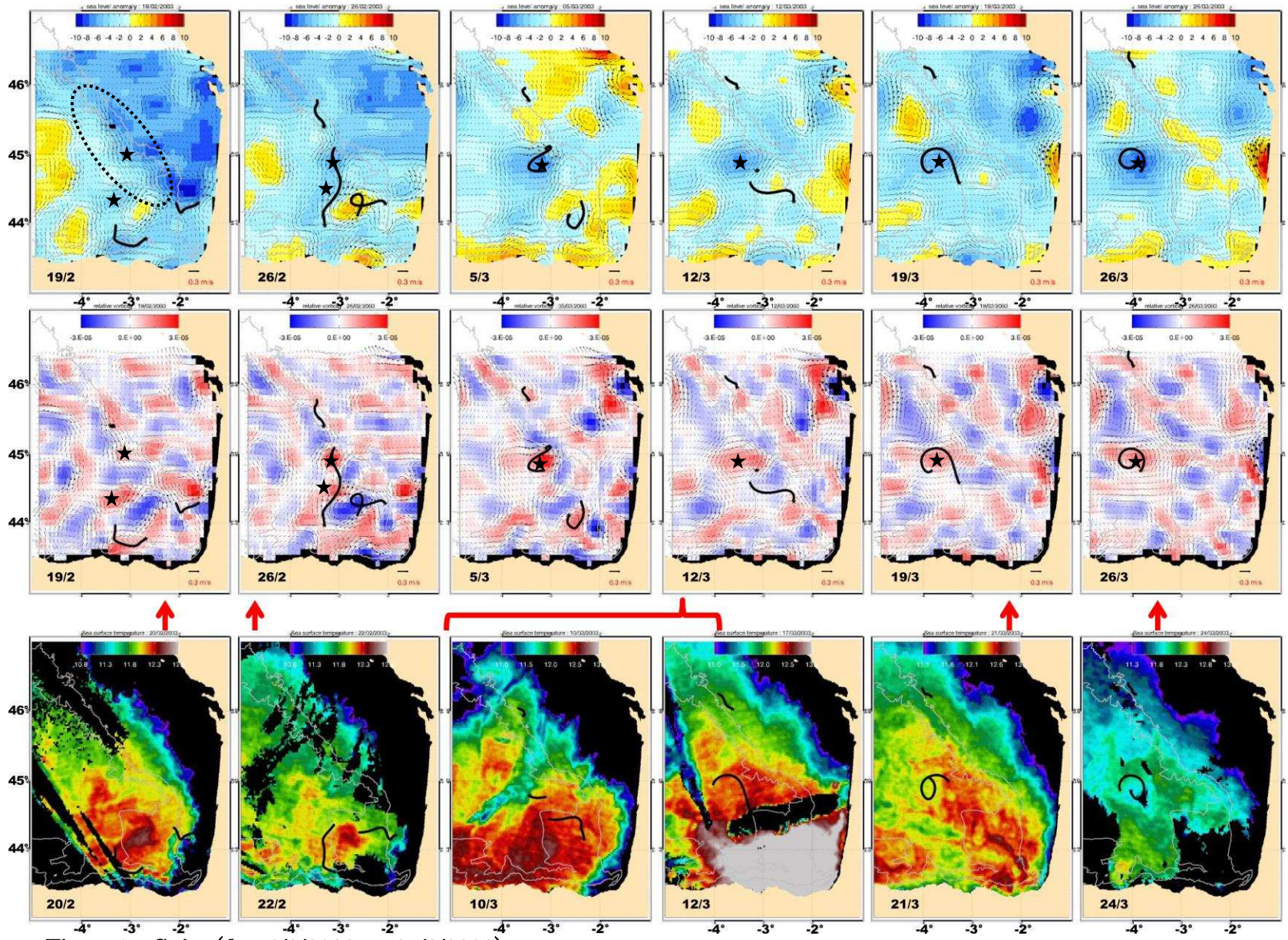


Figure 7. Suite (du 19/2/2003 au 24/3/2003)

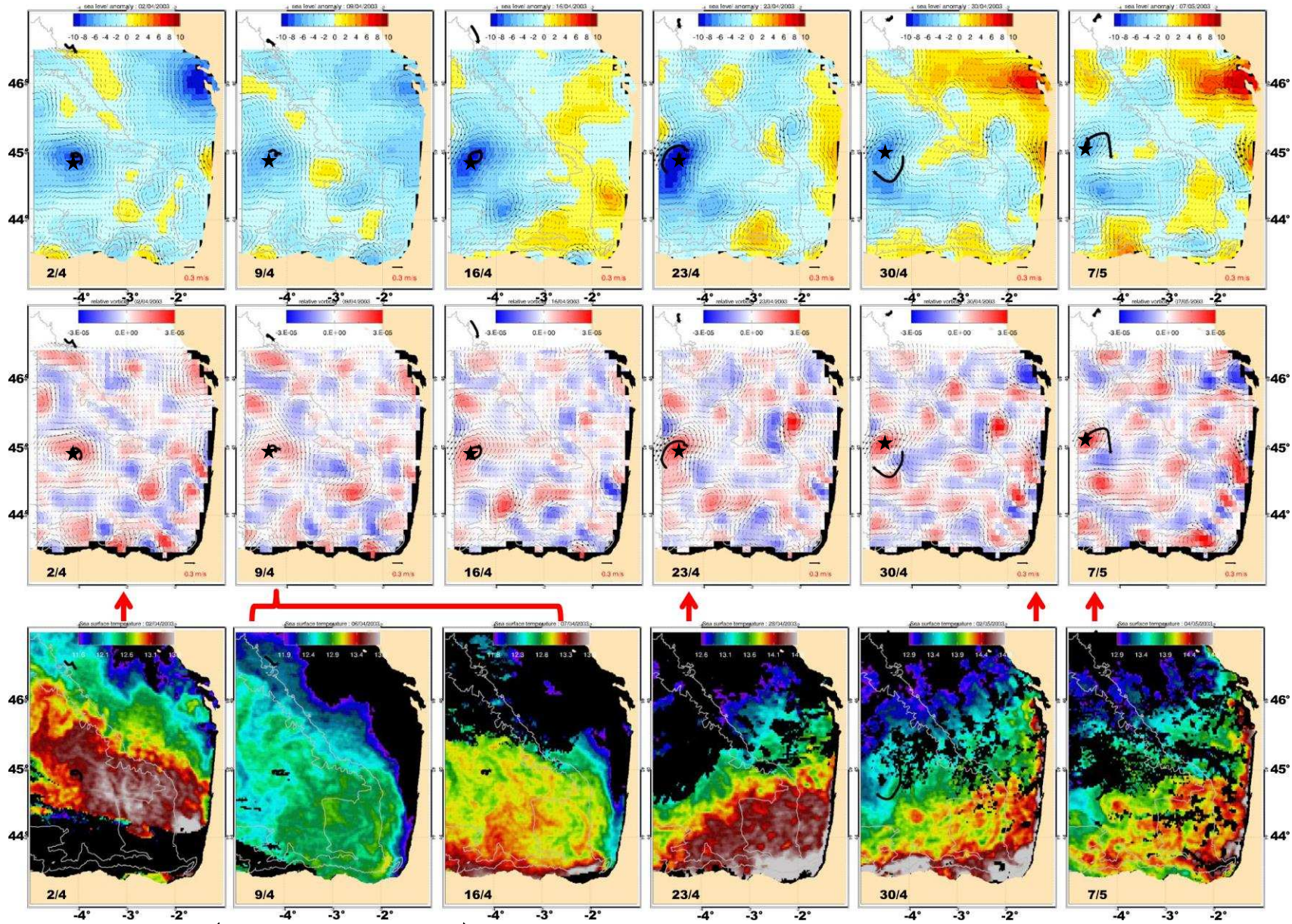


Figure 7. Suite (du 2/4/2003 au 7/5/2003)

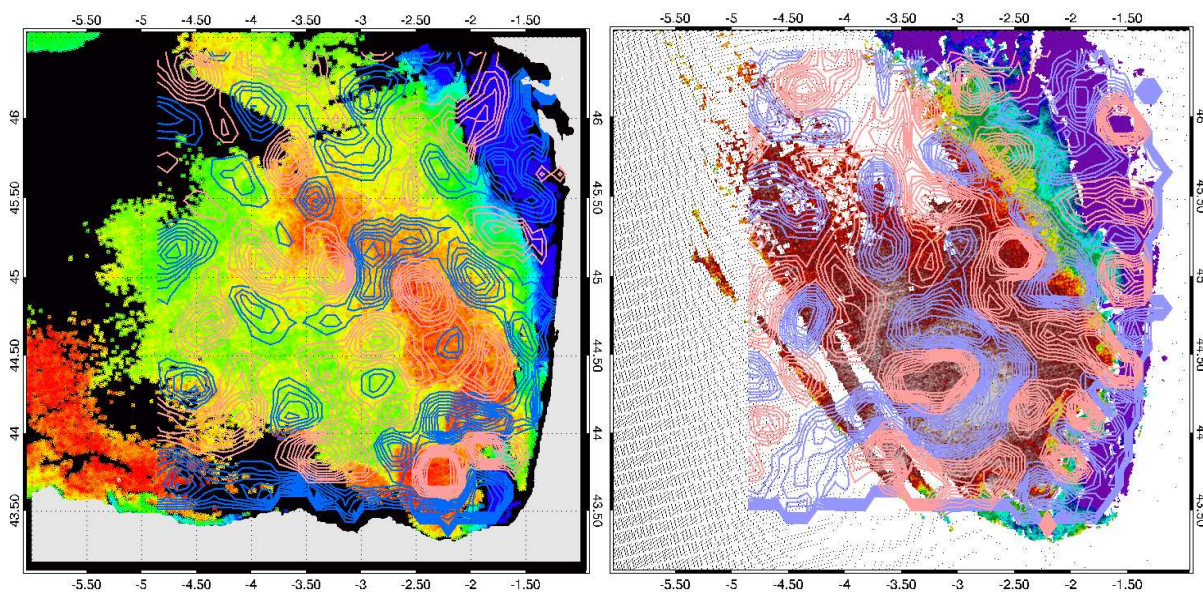


Figure 8. Contours de vorticité relative moyennée sur 1 mois avant les 15 Janvier (gauche) et 20 Février 2003 (droite). L'intervalle entre chaque contour est de 2.10^{-6} et les valeurs positives (négatives) sont représentées par des contours rouges (bleus). En fond, images de SST prises aux mêmes dates.

La carte de SLA du 25 Décembre illustre très bien ce phénomène : la veine de courant est relativement continue le long des côtes espagnoles le long de 43.7°N , puis apparaissent une succession de méandres le long du plateau continental français sur les cartes de SLA. Quelques-uns de ces méandres sont symbolisés par des étoiles blanches sur la figure 7 et ont une longueur d'onde inférieure à 50 km (cartes du 25 Déc. 2003). Notons que de tels méandres ont déjà été observés par Pingree et Le Cann (1990) et Garcia-Soto et al. (2002) à partir de données de SST et été étudiés à partir de données hydrographiques par Gil (2003) le long du talus ibérique (entre 3 et 4°O). Ces auteurs ont pu observer une structure anticyclonique fine-échelle au large de Santander, aux alentours de $43.9^{\circ}\text{N}-3.5^{\circ}\text{O}$, ainsi qu'une veine de courant arrivant du large et rejoignant la pente Cantabrique à $\sim 4^{\circ}\text{O}$. Une veine de courant semblable est d'ailleurs visible sur les cartes altimétriques du 25 Décembre et du 1^{er} Janvier, et fait partie d'une circulation cyclonique qui s'installe à l'échelle du Plateau des Landes lors du pic de courant à cette période.

Les cartes de FSLE présentées au chapitre 5 (section 3 – figure 12) présentaient 2 filaments se détachant de la veine de courant principal au nord de la zone, autour de $45^{\circ}\text{N}-3^{\circ}\text{O}$ et $45^{\circ}\text{N}-4^{\circ}\text{O}$ et bien visibles sur l'image de SST du 15 Janvier (figure 7, structures entourées par des pointillés noirs). A 3°O , cette structure était déjà présente sur l'image de SST du 13 Décembre 2002 (c), et sur les cartes de SLA avant cette date (cercles pointillés noirs -27 Nov., 4 et 12 Janv.) montre effectivement une anomalie de courant dirigée vers le large et notamment causée par une structure cyclonique centrée en $44.7^{\circ}\text{N}-2.5^{\circ}\text{O}$. Le filament chaud se détachant du courant est toujours présent sur les images du 15 Janvier bien que le cyclone ne soit plus visible sur les cartes altimétriques. Pour la structure la plus au large, elle semble coïncider le 15 Janvier avec un petit anticyclone centré en $45^{\circ}\text{N}-4^{\circ}\text{O}$.

Un calcul de la vorticité relative fait à partir de la SLA et moyenné sur une période de 1 mois avant le 15 Janvier 2003 (figure 8 – panneau de gauche), permet de voir qu'au sud, le long des côtes espagnoles, la veine de courant principale est marquée par une veine zonale de vorticité anticyclonique (négative - bleu). Au nord du Canyon de Capbreton (43.5°N), le courant présente ensuite alternativement des bandes de vorticité positives et négatives, caractéristiques des méandres observés. Le mois suivant, du 22 Janvier au 20 Février (figure 8–panneau de droite), la même analyse montre qu'un filament de vorticité négative (bleu) s'est détaché du plateau à 4.5°O en s'enroulant dans le Plateau des Landes autour d'une structure cyclonique à $44.4^{\circ}\text{N}-3^{\circ}\text{O}$. Ce filament de vorticité négative, caractéristique du courant de pente dans la partie sud du plateau le 15 Janvier, est associé à des eaux chaudes qui sont visibles sur l'image de SST du 20 Février, montrant ainsi le « décollement » des eaux depuis la pente vers le large, au centre du Plateau des Landes. Ce type de phénomène peut contribuer de manière significative sur les échanges au travers de la pente continentale.

Plus au sud, de très petits tourbillons cycloniques se développent entre les méandres du courant de pente sur les images de SST des 15 et 16 Janvier 2003 (figure 7). Ces tourbillons à submésos-échelle ont des échelles spatiales et temporelles ne leur permettant pas d'être correctement représentés sur les cartes altimétriques, comme en témoigne les images de SST du 15 et 16 janvier). Cependant, leur dynamique est assez intense pour que leur signature soit au moins partiellement visible sur les cartes de SLA. En effet, les cartes de vorticité relative du 25 Décembre (figure 13 – panneau de droite) et la moyenne du 15 Janvier (figure 14 – panneau de gauche) montrent des pics de vorticité positive (cyclonique) dans le canyon de Capbreton. La figure 16 montre

l'évolution de ces tourbillons submésos-échelle entre le 15 et le 16 Janvier. Nous pouvons y constater que ces tourbillons sont très actifs et tendent à advecter des filaments d'eau froide (cerclés de noir sur la figure 16) depuis le large entre les méandres anticycloniques du courant de pente (étoiles blanches). Ils ont donc une incidence possible sur la déstabilisation de la veine de courant de pente et donc sur le détachement des méandres anticycloniques (symbolisés par des étoiles blanche sur les images) vers le large.

En effet, les méandres anticycloniques, renfermant des eaux chaudes, se retrouvent décalés vers le large entre les images de SST des 15 et 26 Janvier (figure 7). Enfin l'image de SST du 20 Février montre que ces structures ont envahi la zone directement au large de la pente continentale, de la même façon que l'a suggéré l'analyse de l'évolution spatiale des climatologies d'EKE et de FSLE. Du fait du peu d'images de SST dont nous disposons durant cette période hivernale, il est très difficile de retracer le détail du déplacement de ces structures et les données altimétriques nous fournissent ainsi un complément substantiel d'information dans ce cas de figure.

3.1.2 Formation de structures tourbillonnaires fine-échelle sur le Plateau des Landes

Sur la Figure 7, nous pouvons retracer sur les cartes de SLA du 22 Janvier au 12 Février, la séquence de détachement d'un des méandres anticycloniques issu du courant de pente (la structure correspondante est indiquée par une étoile blanche). Ce petit anticyclone, faisant entre 20 et 40km de diamètre, dérive progressivement vers le large durant cette période. Le 5 Février, il se retrouve pris dans une ceinture anticyclonique entourant un cyclone centré en $44.3^{\circ}\text{N}-3.2^{\circ}\text{O}$ (cf. cartes de SLA et de vorticité correspondantes sur la figure 7). Cette organisation très complexe et peu commune constituée de tourbillons à fine-échelle est cependant confirmée par l'analyse de l'image SST du 20 Février. Cette image montre notamment le cyclone en question, principalement formé d'un filament froid, et entouré de plusieurs structures anticycloniques autour, une au Sud-Est centrée en $44.3^{\circ}\text{N}-2.8^{\circ}\text{O}$, et une au Nord-Ouest centrée en $44.8^{\circ}\text{N}-4.5^{\circ}\text{O}$, bien présentes dans les données altimétriques du 19 Février (figure 15, B5), bien que relativement peu intense en ce qui concerne la structure la plus au Nord.

Un dernier aspect intéressant sur l'image de SST du 20 Février est la présence d'une multitude de filaments chaud sur les bords de ces anticyclones et ayant une tendance

cyclonique. Cet effet est aussi suggéré par l'organisation de la dynamique dans la zone à cette période-là, avec la principale structure cyclonique, centrée en $44.3^{\circ}\text{N}-3.2^{\circ}\text{O}$, entourée d'une ceinture anticyclonique assez marquée, et qui est elle-même entourée par une autre ceinture de vortacité cyclonique. Cette structure complexe en vortacité est potentiellement liée au cisaillement de la veine de courant anticyclonique dans laquelle est pris un flotteur le 5 Février ($44.3^{\circ}\text{N}-2.5^{\circ}\text{O}$) avec les eaux environnantes. Une rotation cyclonique de très petite taille est d'ailleurs décrite par un flotteur en $44.8^{\circ}\text{N}-2.4^{\circ}\text{O}$ dans une des zones cycloniques révélées par les cartes régionales.

3.1.3 Dérive d'un cyclone vers la zone hauturière

Du 12 Février au 7 Mai 2003, le cyclone dont on vient de parler, centré en $44.3^{\circ}\text{N}-3.2^{\circ}\text{O}$ sur les cartes régionales du 12 Février (figure 7), dérive vers l'ouest en direction du large autour de 45°N . Cette latitude correspond au maximum de variabilité en SLA observé au large, et à celle où nous avons déjà analysé la propagation des anomalies de SLA (diagramme de Hovmöller, chapitre 4). Les cartes de SLA du 12 au 26 Février (figure 7), suggèrent l'existence d'une autre structure plus au Nord, formée autour des 19 et 26 Février sur la pente continentale à la sortie du canyon de Cap Ferret (étoile noire) qui semble fusionner ensuite avec la structure cyclonique détectées sur les images précédentes. Cette fusion apparente se matérialise par une zone cyclonique très allongée (avec une orientation nord-sud) sur la carte du 26 Février (figure 7). On observe alors une veine de courant intense orientée vers le nord sur son flanc Est (à 3°O et de 44° à 45°N). Notons que ce mécanisme de fusion de tourbillons semble très rapide (< 1 semaine) et l'échantillonnage hebdomadaire (ainsi que la décorrélation à 14 jours) des cartes ne permet pas de l'observer de façon complète. Par chance, plusieurs flotteurs lagrangiens étaient présents sur la zone à cette période-là. Un de ces flotteurs, arrive par le sud le 19 Février (figure 7) et remonte très rapidement vers le Nord en l'espace de 7 jours (cf. carte du 26 Février, figure 7), avec une vitesse proche des 20 cm.s^{-1} . Cette trajectoire est en accord avec la veine de courant orientée au nord observée sur les cartes altimétriques et corrobore l'hypothèse de fusion des structures cycloniques décrite précédemment.

Durant la période précédent ce déplacement très rapide (figure 7 – cartes des 12 et 19 Février), nous observons des conditions particulières sur la circulation de la zone. Une importante anomalie de courant orientée vers le sud est présente le long du talus

continental Armorique (signalé par un cercle en pointillés noirs), indiquant une inversion ou un fort ralentissement du courant de pente à cet endroit. Cette anomalie de courant semble reliée à l'extérieur de la ceinture anticyclonique décrite précédemment.

A partir du 5 Mars (figure 7), le cyclone décrit précédemment (étoile blanche) s'est creusé et commence à dériver zonalement vers le large. A cette date, on observe clairement la trajectoire du flotteur lagrangien dont on a déjà parlé pris dans le cyclone observé dans l'altimétrie. Notons que le 19 Mars la trajectoire de ce dernier flotteur s'arrête du fait de la perte de sa drogue, telle que détectée par la méthode de Charria et al. (2011) . Un autre flotteur est néanmoins repris dans ce même cyclone (cartes du 12 et 19 Mars).

Pendant le mois suivant, le cyclone dérive progressivement vers le large, et son cœur se déplace à une vitesse de 3 cm.s^{-1} en moyenne vers l'Ouest. La taille de cette structure grandit progressivement jusqu'à parvenir à une échelle spatiale lui permettant d'être représentée sur les données AVISO ($\sim 1^\circ$ de longitude, soit $\sim 80\text{km}$ à cette latitude). Notons que les images de SST ne permettent pas de distinguer ce tourbillon au large. Il est par contre très aisément identifiable sur l'image de Chlorophylle MODIS du 18 Mars 2003, présentée dans l'article publié dans Marine Geodesy (Chapitre 4.3 – figure 12).

Nous avons appliqué l'algorithme Okubo-Weiss de suivi de tourbillons sur cette série de cartes (figures non montrées), ce qui nous a permis de suivre ce tourbillon depuis sa formation au niveau du Cap Ferret le 19 Février. Il reste cependant délicat de détecter l'évolution complète des structures tourbillonnaires avec cette méthode, et surtout le processus de fusion des cœurs. Un très grand nombre de structures cycloniques sont aussi détectées par cette méthode dans la partie sud du Plateau des Landes, sans toutefois se propager vers le large. Il est possible que les différents méandres du courant de pente soient interprétés comme des structures tourbillonnaires par l'algorithme, de la même façon que l'avaient constaté Isern-Fontanet et al. (2003) en Méditerranée pour le courant de pente le long des côtes algériennes.

La propagation du tourbillon se fait principalement vers le Nord-Ouest le long de la pente, et vers l'ouest au large, en accord avec la direction de propagation théorique (Cushman-Roisin 1994), mais à une vitesse beaucoup plus élevée que prévue par la théorie. La vorticité de cette structure est en bon accord en moyenne avec vorticité estimée sur le flotteur piégé dans ce cyclone (la vorticité étant proportionnelle à 2 fois la vitesse angulaire du flotteur par rapport au centre de rotation). Les valeurs de vorticité

culminent à $0.3f$, soit un peu moins que la vorticité observée dans certains SWOddiees anticycloniques (Pingree et Cann 1992).

4 DISCUSSION

4.1.1 Remarques générales sur la dynamique du Golfe

Les observations nous permettent de comprendre comment l'énergie tourbillonnaire évolue dans le Golfe de Gascogne. Les climatologies d'EKE montrent que la variabilité méso-échelle est principalement cantonnée à la zone du courant de pente en automne-hiver, puis irradie sur les zones à proximité du talus continental en fin d'hiver, puis se retrouve plus au large durant le printemps. Notons que la saisonnalité de l'énergie cinétique a beaucoup évolué entre les hivers 2003 et 2004 par rapport à l'hiver 2005 où un épisode de courant de pente est observé dès l'automne 2004, indiquant un changement interannuel de la dynamique au niveau régional.

La variabilité spatiale et saisonnière des structures de plus fines échelles observées avec les exposants de Lyapunov est cohérente avec celle de l'évolution de l'EKE dans le Golfe de Gascogne. En effet, les zones frontales sont d'abord limitées à la pente continentale en automne, puis se décalent progressivement vers le large au fur et à mesure que la variabilité se déplace vers le large.

A l'intérieur du Golfe de Gascogne, les caractéristiques de la variabilité tourbillonnaire évoluent aussi dans l'espace. Nous avons pu mettre en évidence une augmentation de la taille des structures depuis les zones proches des marges continentales vers le large (chapitre 4 – article Marine Geodesy, figure 7). La présence de nombreuses structures de relativement fine échelle (échelles $< 50\text{km}$) à proximité du courant de pente a aussi pu être observée dans différents jeux de données concomitants (cf. section 3 de ce chapitre). Certaines de ces structures s'apparentent à des tourbillons subméso-échelles et contribuent à déstabiliser le courant de pente qui peut dégénérer en dynamique turbulente et ainsi contribuer au transport des propriétés biogéochimiques depuis le plateau vers le large.

La dérive des structures tourbillonnaires au large semble fortement non-linéaire (vitesse de dérive $> 0.4 \text{ cm.s}^{-1}$) et affectée par des processus tiers. Nous avons pu mettre en

évidence l'influence de la bathymétrie sur ces structures, notamment à la sortie du Golfe de Gascogne (Monts Charcot et Biscaye – chapitre 4, figure 4). D'autres mécanismes physiques peuvent être impliqués dans l'évolution de ces tourbillons, comme le courant moyen (Hogg et Stommel 1990), des jets zonaux (Bell et Pratt 1992), la dérive d'Ekman (Morel et Thomas 2009) ou encore des interactions entre tourbillons. Parmi ceux-ci et au vu des vitesses de propagation moyennes (1.1 et 1.7 cm.s^{-1}), il est probable que la faible circulation anticyclonique à l'intérieur, ou encore le jet zonal visible sur la Topographie Dynamique Moyenne (chapitre 4, figure 2) du Golfe de Gascogne aient un impact non négligeable sur les tourbillons en favorisant la propagation ou la rétention de ces structures à l'intérieur de la zone d'étude.

4.1.2 Discussion sur les processus physiques associés à la méso-échelle dans le Golfe de Gascogne

Le rôle possible du forçage atmosphérique sur l'activité tourbillonnaire du Golfe de Gascogne a été décrit à partir de données altimétriques par Caballero et al. (2008), et plus récemment par Ferrer et Caballero (2011) à partir d'un modèle numérique régional capable de reproduire des structures tourbillonnaires de 60 km à 120 km de diamètre. Caballero et al. (2008) mentionnent notamment le rôle de l'IPC, forcé par les conditions de vent (Garcia-Soto et Pingree 2012; Herbert et al. 2011), en tant que potentiel générateur de tourbillons dans la zone, et le rôle de ces derniers en tant que réservoir d'EKE. L'énergie mécanique transmise par la dynamique atmosphérique est convertie en énergie potentielle puis en énergie cinétique dans le courant de pente. Celle-ci peut ensuite être reconvertie en énergie potentielle via des mécanismes de développement d'instabilités baroclines (Paillet 1999) et de réajustement à l'équilibre géostrophique dans les structures tourbillonnaires.

Nous avons pu observer un déphasage entre l'énergie cinétique tourbillonnaire dans le courant de pente, et l'énergie cinétique au large. La variabilité spatiale et temporelle de l'énergie cinétique suggère notamment un transit par des zones de formation de structure à petite échelle, le long de la pente continentale. Cette énergie étant ensuite transmise au large du fait de la propagation des tourbillons.

La climatologie d'échelles spatiales dérivées de l'analyse en ondelette (chapitre 4.3 - figure 7) suggère une augmentation progressive des échelles depuis la pente vers le large, ainsi qu'une décroissance du nombre de structures au large. Ce résultat rend

possible l'hypothèse d'une cascade inverse de l'énergie générée sous forme de tourbillons fine échelle au niveau de la pente, évoluant ensuite en structure à plus grande échelle au large par fusion de ces structures.

Une interprétation semblable a été émise pour l'Atlantique Nord-est par Paillet (1999) avec un nombre plus restreint de structures étudiées (données XBT) ; elle semble être confirmée par notre analyse régionale de la variabilité méso-échelle. Les instabilités baroclines générées au niveau du courant de pente sont une source potentielle d'injection de variabilité fine échelle dans le Golfe de Gascogne et de conversion de l'énergie potentielle disponible dans le courant de pente en énergie cinétique. Cependant, cette hypothèse nécessite d'être approfondie. Il serait donc judicieux de calculer les transferts spectraux d'énergie directement à partir des cartes régionales altimétriques, en se basant par exemple sur les travaux de Scott et Wang (2005). Les mécanismes associés pourraient alors être étudiés plus en détails au moyen d'un modèle régional réaliste.

Pennel et al. (2011) ont étudié l'effet de la bathymétrie sur la déstabilisation d'un courant de pente et le développement d'instabilités baroclines à partir d'un dispositif expérimental et de simulations numériques. Leurs résultats mettent en avant l'impact de l'angle formé entre les isopycnes et la topographie sur la déstabilisation du courant. En se basant sur leurs résultats pour un nombre de Reynolds relativement bas (que nous avons estimé entre 3 et 20 sur le Golfe de Gascogne), le développement d'instabilités le long de la pente espagnole entre 2° et 4°O est potentiellement limité par la présence d'un talus marqué et abrupt, alors que dans la zone plus plate du Plateau des Landes ces instabilités peuvent se développer et générer des tourbillons se détachant du courant de pente. Cependant, les échelles des structures que nous observons sont plus proches du rayon de déformation que de la longueur d'onde théorique de l'instabilité barocline, $\lambda = 2\pi R_d$ - soit environ 125 km sur notre zone (Phillips 1954), à laquelle se développent ces instabilités. Certaines simulations permettent néanmoins le développement de tourbillons à des échelles beaucoup plus fines, en définissant un nombre de Reynolds plus élevé. Cela est rendu possible par l'interaction de ces instabilités baroclines avec d'autres ondes, et dans ce cas précis, l'angle formé entre les isopycnes et la topographie constitue le paramètre déterminant pour les échelles des structures générées de la déstabilisation du courant de pente.

En plus d'une cascade inverse d'énergie, une cascade directe d'énergie vers les plus petites échelles est aussi suggérée par les observations de fronts et filaments à submésos-

échelle. En effet, ces structures sont régulièrement observées dans les images de SST et de couleur de l'eau (cf. figure 2 de l'article publié dans *Marine Geodesy* – chapitre 4.3). La frontogenèse peut impacter de façon significative les transferts spectraux d'énergie cinétique en surface. Ce transfert d'énergie vers des modes baroclines à fine échelle permet la dissipation de l'énergie turbulente à très fine échelle (Capet et al. 2008a). Si leur intensité semble être directement proportionnelle au niveau d'énergie cinétique, nous devons toutefois noter qu'au large, l'intensification de cette dynamique au mois de Mai pourrait potentiellement contribuer à la dissipation relativement rapide de l'énergie turbulence générée.

Un dernier point concerne le régime de turbulence associé au spectre moyen observé sur le Golfe de Gascogne (article publié dans *Marine Geodesy* – chapitre 4, figure 4). Comme le prédisent les théories SQG (Capet et al. 2008) et d'autres expériences prenant en compte ces processus agéostrophiques (Capet et al. 2008c), la cascade directe d'énergie se produit en parallèle de la cascade inverse d'énergie. Cette hypothèse a d'ailleurs déjà été proposée dans les travaux de Paillet (1999) sur l'Atlantique Nord-est. Cependant, comme le soulignait ce dernier, le spectre relativement plat ($k^{-2.5}$) de la SLA n'est ni compatible avec la théorie QG prédisant une cascade inverse d'énergie et une décroissance spectrale en k^{-5} , ni avec la théorie SQG dont la décroissance, plus faible, est en $k^{-11/3}$.

Xu et Fu (2011) ont d'ailleurs démontré que la théorie QG n'était jamais observée sur les données altimétriques et que la théorie SQG ne pouvait s'appliquer qu'en partie à d'autres zones très énergétiques de l'Atlantique Nord comme le Gulf Stream (Le Traon et al. 2008). Plus récemment, des expériences de modélisation de la turbulence dans un courant de bord en prenant en compte les processus agéostrophiques (Capet et al. 2008a; Capet et al. 2008b; Capet et al. 2008c) ne montrent pas non plus de spectre de variabilité aussi plat que sur notre zone. Ainsi, actuellement, aucune de ces théories ne permet d'expliquer le spectre plat associé à la dynamique turbulente dans la région. Ce constat intègre aussi le fait que même pour des périodes de variabilité turbulente très développée, les spectres saisonniers ne sont pas en accord avec ces théories. Néanmoins, l'impact des erreurs de mesure aux échelles <100 km et les interactions de la méso-échelle fine (<100 km) avec les courants d'inertie, les vagues ou le vent ne sont pas encore démontrées et restent un sujet de développement important dans l'avenir.

4.2 Perspectives

L'analyse de la variabilité sur les données régionales nous a permis de démontrer le potentiel de notre méthode de cartographie sur une zone de transition côte-large. Le suivi de tourbillons au moyen du paramètre d'Okubo-Weiss est néanmoins limité par la présence du courant de pente, d'erreurs résiduelles, mais aussi par la résolution temporelle de la cartographie. En effet, si la cartographie régionale au $1/12^\circ$ permet un meilleur suivi que sur les cartes globales, les processus très rapides ne peuvent pas être correctement représentés. La cartographie des SLA à fréquence journalière pourrait donc améliorer ce point. D'autres méthodes de suivi de tourbillon sont aussi envisagées. Par exemple, la méthode de suivi en ondelette (Doglioli et al. 2007; Dencausse et al. 2010) pourrait par exemple améliorer le suivi de structures cohérentes du fait de la possibilité de l'appliquer directement sur les cartes de niveau de la mer, sans faire appel à la dérivation de ces champs.

L'approche multi-capteur s'est révélée être un véritable atout pour l'étude des processus à fine échelle dans la région du courant de pente. Celle-ci reste cependant limitée à l'observation de la surface. Les travaux futurs sur la variabilité à méso-échelle dans le Golfe de Gascogne nécessiteront d'étendre la caractérisation de ces processus à la subsurface. Ceci passe nécessairement par des campagnes hydrographiques et des études de processus. Dans ce cas, les observations satellite pourrait aussi permettre de définir en amont une(les) zone(s) privilégiée(s) d'observation, ainsi que guider en temps réel la définition des zones d'observations *in-situ* (ce qui est d'autant plus utile du fait de la nature turbulente de ces structures à fine échelle).

Finalement, la modélisation numérique peut aussi permettre de comprendre la physique sous-jacente au développement de structures à certaines échelles et les transferts d'énergie dans la dynamique méso-échelle du Golfe de Gascogne. Nous avons cependant vu que nos observations soulevaient des questions sur les représentations théoriques actuelles de la dynamique tourbillonnaire océanique. Ce travail constitue donc un banc d'essai pour le développement de nouvelles expériences théoriques sur la turbulence géostrophique au niveau régional.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le contexte général de cette thèse est de poursuivre les efforts de recherche concernant la dynamique tourbillonnaire du Golfe de Gascogne. En effet, différents moyens d'observations, qu'ils soient *in-situ* ou satellitaires, ont démontré l'importance et la richesse de ces processus physiques dans la zone d'étude. Un certain nombre de questions concernant ce sujet ont été soulevées dans l'introduction : les caractéristiques régionales associées (en temps et en espace), les mécanismes impliqués, le lien avec la dynamique fine-échelle notamment. Pour apporter des éléments de réponses, nous nous sommes intéressés à l'apport de l'altimétrie spatiale, relativement peu utilisée jusqu'à présent sur la zone, pour l'observation de ces processus dynamiques.

Un des principaux obstacles à l'observation des processus méso-échelles dans la zone qui nous intéresse à partir de l'altimétrie, est leur faible signature en termes d'anomalies de niveau de la mer (amplitude de quelques centimètres seulement) et leur taille relativement petite. Dans ce travail de thèse, il a été nécessaire d'adapter les méthodes d'analyse classiques afin de représenter au mieux la dynamique océanique à des échelles inférieures à 100 km. Pour ce faire, nous avons travaillé sur la période 2002-2005 durant laquelle 4 satellites altimétriques volaient de concert. Nous avons également tiré parti d'un jeu de données altimétriques le long de la trace, retraité pour des applications régionales, offrant plus de mesures disponibles près des côtes et la meilleure résolution spatiale possible.

Au final, ce travail de thèse a permis de développer un ensemble de méthodes afin d'améliorer la représentation de la dynamique (sub)méso-échelle du Golfe de Gascogne sur les cartes de niveau de la mer. L'analyse et l'exploitation de ces cartes, conjointement à d'autres types d'observations offrent un apport substantiel d'informations pour l'étude de la dynamique tourbillonnaire à l'échelle régionale.

Cette thèse peut se découper en 3 points principaux :

- 1) L'étude de l'observabilité de la méso-échelle océanique dans le Golfe de Gascogne à partir des mesures altimétriques.
- 2) L'amélioration de la représentation de ces processus dans les cartes du niveau de la mer et les limitations de ce type d'approche.
- 3) Une analyse préliminaire des résultats.

1 L'OBSERVABILITE DE LA MESO-ECHELLE OCEANIQUE DANS LE GOLFE DE GASCOGNE A PARTIR DES MESURES ALTIMETRIQUES

Les récents progrès de l'altimétrie nous permettent aujourd'hui d'observer des signaux que nous n'aurions pas pu discerner du bruit de mesure, il y a quelques années de cela. Parmi ces améliorations, le « retracking » instrumental pour réduire le bruit à bord des altimètres récents, le développement de nouveaux modèles de marée, des corrections de propagation du signal dans l'atmosphère, les corrections des erreurs d'orbites ainsi que les expérimentations de calibration et de validation pour l'ensemble de la constellation de satellites altimétriques ont sensiblement fait progresser le traitement de ces données. Les travaux récents sur l'altimétrie côtière ont aussi contribué à l'amélioration des observations altimétriques dans des zones telles que le Golfe de Gascogne, où la dynamique de plateau constitue une part essentielle de la variabilité océanique régionale. Ce type de zone ne peut que bénéficier d'un traitement spécifique des données altimétriques.

Afin de déterminer en premier lieu la signature des structures méso-échelles sur les données d'altimétrie régionale le long de la trace (fournissant la plus haute résolution spatiale possible, même si ce n'est que dans une seule direction), nous avons adapté la méthodologie issue de Lilly et al. (2003) pour le cas du Golfe de Gascogne. Cela nous a permis d'isoler les structures méso-échelles dans les données altimétriques afin d'en dériver les caractéristiques moyennes sur 15 ans de mesures (échelle, amplitude, occurrence). Nous avons ainsi observé une évolution spatiale nette de ces propriétés entre les zones côtières et le large : augmentation de la taille des structures passant de

~50 km de diamètre à proximité du talus continental à 100 km et plus vers l'Ouest. Si les observations altimétriques que nous utilisons aujourd'hui sont nettement améliorées, il reste néanmoins des erreurs résiduelles dans ces mesures (liées aux corrections de la marée barotrope, contribution de la marée interne, surcotes sous-estimées, etc.). Néanmoins, l'augmentation d'échelle spatiale observée entre l'intérieur du Golfe et l'océan extérieur semble être réaliste car le même comportement a été observé dans les mesures XBT (Paillet 1999) et dans les modèles régionaux à très haute résolution (Capet et al. 2008a; Capet et al. 2008b), liée à une cascade d'énergie vers les grandes échelles.

Nous avons également identifié une mauvaise représentation de cette dynamique méso-échelle du Golfe de Gascogne sur les cartes altimétriques globales produites par AVISO/DUACS. En résulte une sous-estimation d'au moins 1/3 en moyenne des vitesses géostrophiques associées, et donc d'environ 50% de l'énergie cinétique tourbillonnaire à l'intérieur du Golfe de Gascogne. Ces différences s'estompent vers l'Ouest de la zone d'étude, à mesure que les échelles locales de variabilité leur permettent d'être correctement représentées sur les cartes AVISO.

2 AMELIORATION DE LA REPRESENTATION DES PROCESSUS DYNAMIQUES DE MESO-ECHELLE DANS LES CARTES DU NIVEAU DE LA MER.

Afin de pouvoir représenter correctement les échelles océaniques qui nous intéressent sur la zone d'étude, nous avons utilisé une méthode de cartographie issue d'une analyse objective en deux temps, utilisant un modèle de covariance avec des échelles de décorrélation adaptées. Nous avons tout d'abord pu démontrer la faisabilité d'une cartographie à haute résolution (55 km de décorrélation et/ou grilles au 1/6° ou 1/12°), permettant une représentation correcte de structures tourbillonnaires détectées sur des images satellites (couleur de l'eau & SST) dans l'intérieur du Golfe de Gascogne. L'amélioration par rapport aux produits conventionnels est particulièrement significative dans la zone du courant de pente et du Plateau des Landes.

L'impact du choix du rayon de décorrélation utilisé dans l'analyse sur les résultats de la cartographie a été analysé. L'utilisation d'échelles spatiales variables, déduites des résultats obtenus précédemment sur les caractéristiques régionales de la dynamique

tourbillonnaire, s'avère être le meilleur compromis, si on considère la distribution spatiale de la variabilité (RMS) et du niveau d'énergie tourbillonnaire (EKE) restituée.

Les résultats obtenus avec la méthode de cartographie proposée ont été confrontés à différents jeux de données indépendants afin d'évaluer la représentativité de la dynamique régionale (le courant de pente, la dynamique méso-échelle du large, ainsi que l'activité frontale résultant de celle-ci). Nous avons pu mettre en évidence un certain nombre de problèmes liés à des erreurs d'observations, notamment le long des côtes françaises, sujettes à de fortes marées n'étant pas entièrement corrigées sur les données altimétriques. Cela rend complexe l'analyse de séries temporelles en un point, ou la localisation précise de certaines structures de courant. Ces erreurs ont un impact sur la vitesse locale, mais aussi sur la dispersion relative et donc sur l'intensité des FSLE calculées à partir des champs de vitesse des cartes régionales.

Néanmoins, certaines caractéristiques régionales de la circulation méso-échelle peuvent être déduites de ces nouvelles cartes de hauteur de la mer. La variabilité du courant de pente est représentée avec une amplitude correcte, et son caractère anisotrope est bien reproduit, en comparaison aux cartes globales. Au large, les anomalies de courant dérivées sont nettement plus proches de celles déduites des trajectoires de flotteurs lagrangiens sur l'ensemble de la zone ; les valeurs d'EKE dérivées de l'altimétrie régionale sont plus réalistes. Les structures frontales révélées par les FSLE sont en relativement bon accord avec les fronts thermiques issus de l'analyse d'images SST haute-résolution. Nous constatons notamment que pour reproduire la dynamique frontale dans la zone du Plateau des Landes, il est impératif de reproduire les échelles de variabilité $< 100\text{km}$.

3 ANALYSE PRELIMINAIRE DES RESULTATS

Si les mécanismes physiques de la variabilité tourbillonnaire de la zone d'étude n'ont pas pu être analysés en détails, l'analyse des observations altimétriques régionales nous a permis de poser certains constats.

Tout d'abord, la propagation de structures tourbillonnaires vers l'ouest est visible au centre du Golfe de Gascogne, et plus particulièrement le long de 45°N , avec un niveau d'énergie plus proche des observations de flotteurs lagrangiens. La génération de ces

tourbillons par les instabilités du courant le long du talus continental à été observée, essentiellement au niveau des changements bathymétriques, par ex. au niveau du canyon de Cap Ferret vers 45°N. Ces tourbillons ressemblent à ceux à l'origine des Swoddies, documentés par (Pingree et Le Cann 1992a; Pingree et Le Cann 1992b).

La variabilité méso-échelle et les filaments à fine-échelle semblent se constituer principalement le long de la pente continentale en fin d'hiver, suite aux épisodes de Navidad hivernaux. Plus au large, l'activité méso-échelle et frontale est plus grande au printemps, et cette différence de phase est en accord avec une propagation de la méso-échelle depuis le plateau continental vers le large. Les variabilités à méso et sub-méso-échelle, détectées par l'EKE et les FSLE, atteignent un pic au mois de Mai puis l'énergie cinétique décroît de façon rapide suite à cela et atteignent leur minimum en été.

Tous ces éléments semblent aller dans le sens d'une cascade d'énergie simultanément inverse, suite au développement de structures tourbillonnaires depuis le plateau, et directe, développement de filaments à subméso-échelle au fur et à mesure du développement des tourbillons à méso-échelle, dans le Golfe de Gascogne. Cette hypothèse, déjà formulée par Paillet (1999) dans l'Atlantique Nord-est pourrait être mise en relation avec les études théoriques sur les flux d'énergie cinétique dans la théorie SQG (Capet et al. 2008) et dans des simulations idéalisées à haute-résolution de la turbulence océanique en présence d'un courant de pente (Capet et al. 2008a; Capet et al. 2008c; Capet et al. 2008b). En effet, ces derniers auteurs ont pu démontrer le rôle des instabilités baroclines sur le développement de tourbillons à méso-échelle, ainsi que celui des processus à subméso-échelle dans la dissipation de l'énergie cinétique de la dynamique tourbillonnaire.

Cette augmentation de la filamentation au printemps dans l'intérieur de la Golfe de Gascogne peut avoir des conséquences importantes sur les « blooms » de chlorophylle au printemps et par conséquent, sur toute la chaîne biologique. Ces effets sont générés par les petits tourbillons entre 50-100 km, processus qui ne sont pas réellement observables avec les cartes altimétriques globales.

4 PERSPECTIVES

L'ensemble des résultats de ces travaux est encourageant pour poursuivre les améliorations de la méthode de cartographie, pour développer l'analyse en ondelette s des données altimétriques ou encore pour l'extension des méthodes utilisées à d'autres outils, données, processus ou zones.

4.1 Amélioration de la cartographie

Différents points d'amélioration de la méthode de cartographie sont possibles. En l'état actuel des choses, il semble nécessaire d'améliorer l'erreur d'observation, afin de mieux intégrer les effets de leur variabilité spatiale et temporelle, mais aussi une meilleure prise en compte des erreurs de représentativité dans l'analyse objective.

Un autre point crucial est le développement d'une méthode de correction des biais à grande longueur d'onde en zone côtière, prenant aussi en compte la possibilité d'utiliser une correction altimétrique particulière plutôt que la liste standard. Une approche permettant l'extrapolation des biais multi-satellites calculés en zone hauturière vers la zone côtière et les plans d'eau intérieurs a été utilisée avec succès dans Crétaux et al. (2011) et validée au moyen de mesures GPS. Il serait néanmoins nécessaire de modifier la covariance d'erreur avec une composante grande longueur d'onde (Le Traon et al. 1998).

Le développement de nouveaux modèles de covariance adaptés à la dynamique de la pente et préservant l'intégrale spatiale de la fonction de covariance doit également se poursuivre. Plusieurs améliorations du modèle standard ont été proposées au chapitre 5. Une piste pourrait consister à exploiter l'analyse d'échelle issue des ondelettes afin de pouvoir utiliser des échelles de décorrélation variables dans l'espace et dans le temps (et non plus seulement dans l'espace), et aussi à exploiter les propriétés multi-échelles des ondelettes.

Enfin, les résultats de la validation des analyses régionales (chapitre 5) ont aussi mis en évidence le besoin d'utiliser des corrections altimétriques plus adaptées à la zone. Ici, nous avons fait le choix d'utiliser les mêmes corrections que la chaîne AVISO/DUACS (pour avoir un traitement homogène entre la composante des cartes à grande échelle (AVISO) et l'incrément à fine échelle X-TRACK). Cependant, ces corrections, forcément

globales, sont parfois mal adaptées à la dynamique côtière. Le passage de modèles de marée et de DAC globaux à régionaux permettrait une amélioration significative des mesures altimétriques sur la zone de plateau du Golfe de Gascogne (Bouffard 2007). L'assimilation de données altimétriques aux points de croisement dans les modèles de marée permet aussi une amélioration de ces solutions (eg. modèle de marée FES2012 à venir). L'observation altimétrique n'est pas non plus corrigée aujourd'hui du signal de marée interne, qui peut atteindre plusieurs cm dans le Golfe de Gascogne près du plateau, avec des échelles spatiales similaires à la méso-échelle (Pairaud et al. 2010) La prise en compte de cette marée barocline dans les modèles de marée est ainsi un important facteur d'amélioration des données altimétriques futures (Ray et al. 2011). D'autres pistes d'améliorations, plus spécifiques, concernent par exemple l'utilisation d'un retracking des formes d'onde altimétriques d'origine (Egbert et al. 2010) adapté à la zone côtière et notamment aux échos spéculaires terrestres dans les lobes secondaires de l'altimètre. Finalement, les données d'altimétrie à plus haute résolution (eg, données SAR de Cryosat-2, ou de la future mission AltiKa en bande Ka) auront aussi un impact important sur la restitution des signaux océaniques de petite échelle, et donc pour les études régionales.

Cependant, l'utilisation de corrections spécifiques en zone côtière pose le problème de la continuité avec les traitements standards et nécessite la mise en place de méthodes de fusion entre jeux de données/corrections afin d'assurer une transition en douceur entre la côte et le large. Ceci sera certainement un enjeu crucial dans les années prochaines du fait de la multiplication des méthodes de traitement de données spécifiques à certaines problématiques et aux besoins de l'océanographie opérationnelle.

4.2 Impact sur les cycles biochimiques

La variabilité (sub)méso-échelle régionale a potentiellement une forte implication sur les processus biogéochimiques dans la zone hauturière du Golfe de Gascogne. Les propriétés biogéochimiques des tourbillons de cette région ont fait l'objet d'un certain nombre d'études (Koutsikopoulos et Le Cann 1996; Rodríguez et al. 2003; Sánchez et Gil 2004; Albaina et Irigoien 2007; Gil et Gomis 2008). L'impact de la variabilité méso-échelle et submeso-échelle sur la biologie est aussi suggéré par différentes images de couleur de l'eau en période printanière et montrent l'importance du brassage de la chlorophylle par les processus à méso-échelle (cf. figure 2 dans Dussurget et al. 2011).

Nos cartes régionales du niveau de la mer peuvent apporter de nouveaux éléments pour comprendre le rôle de l'advection latérale, dirigée par les tourbillons de 50-100 km de largeur, sur la distribution de chlorophylle ou de biocosmes phytoplanctoniques (d'Ovidio et al. 2010). Ensuite, avec une combinaison des courants issues des cartes régionales et les données de campagnes in-situ, on pourrait aussi évaluer la structure 3D des tourbillons, et notamment les vitesses de subsurface et verticales, comme l'a recommandé Gil (2008) dans une zone d'échange côte-large.

4.3 Application à d'autres régions, données & outils

De part l'analyse de données provenant de cartes altimétriques régionales à haute résolution et d'autres capteurs satellitaires et in-situ, nous avons pu démontrer l'intérêt d'utiliser un tel jeu de données pour l'étude de la dynamique d'un courant de pente et/ou des tourbillons d'échelle en dessous de 100 km. La méthode de cartographie proposée nous permet d'exploiter des données non conventionnelles pour la cartographie, et donc d'utiliser des données spécifiquement traitées pour une zone donnée.

Cette technique de cartographie régionale a aussi été menée dans le Golfe du Mexique (en collaboration avec Matthieu Le Hénaff – RSMAS Miami). Cette zone se démarque du Golfe de Gascogne par l'intensité de sa dynamique méso-échelle et la présence d'un fort courant moyen (le Loop Current – figure 1, bas droite). Le projet vise à confirmer le réalisme de la génération et de l'évolution de tourbillons associés au Loop Current. Pour cela, une analyse en ondelettes des données altimétriques along-track a été faite, afin d'améliorer la détection de structures et de différencier les cyclones et anticyclones. Les résultats obtenus (figure 1) sont encourageants. Sur la figure 1, une évolution spatiale d'ouest en est des échelles spatiales (de 50 à 150 km) et des amplitudes (de 5 à 20 cm) est clairement mise en évidence. Notez que ces résultats sont à l'opposée de l'évolution d'est en ouest mise en évidence dans la Golfe de Gascogne. Les cartes régionales calculées ont permis d'estimer la vorticité relative de ces structures. La zone d'intensification de ces tourbillons cycloniques (27.5°N-86°O) est visible sur la carte d'évolution de la vorticité relative (fig. 1 – en bas à gauche) et est en phase avec les simulations numériques, avec des valeurs de vorticité relative atteignant localement $\sim 0.4 f$ (avec $f \sim 6.4 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$). Notons aussi une autre zone d'intensification dans la partie sud du Golfe (24°N-86°O) sur laquelle la vorticité dépasse localement $0.5 f$.

Ces analyses en ondelettes, ainsi que les cartes régionales, peuvent donc servir à la validation de modèle, de façon équivalente à celle que nous avons utilisée pour démontrer le manque d'énergie dans les cartes altimétriques standards. La méthodologie de validation lagrangienne des cartes régionales est également directement adaptable à la validation d'un modèle hydrodynamique régional. Enfin, les analyses faites en amont de la cartographie pourront aussi bénéficier à la communauté « assimilation de données ». En effet, nous avons réalisé un important travail sur l'observabilité des signaux fine échelle dans les données altimétriques, tenté de caractériser les erreurs d'observation, et analysé l'impact de l'introduction de fines échelles de variabilité dans un schéma d'analyse objective, dont la formulation est assez proche de celle d'un filtre de Kalman.

Finalement, en Méditerranée, des expériences de cartographie similaires à la notre sont en cours. La configuration de la partie Nord du bassin Occidental, avec la présence d'un courant de pente s'intensifiant en hiver et la présence de tourbillons sur le plateau du Golfe du Lion (Hu et al. 2011) et au niveau de la rupture de pente (Allou et al. 2010) contribuent de façon active sur la redistribution des eaux côtières et du large sur la zone. De plus cette région est particulièrement bien instrumentée, et elle est adaptée à l'altimétrie (Bouffard et al. 2008; Birol et al. 2010). La Méditerranée est aussi le site choisi pour les premières campagnes aéroportées pour tester le nouvel instrument altimétrique par interférométrie, SWOT, qui vise une résolution de la submésos-échelle avec les longueurs d'onde à 10 km (données globales à 1 km de résolution). Les cartes régionales issues de la constellation des altimètres d'aujourd'hui seront très utiles pour bien comprendre la circulation à fine échelle pendant une cette campagne. L'extension de ce travail à cette zone se fera via des collaborations existantes avec les acteurs scientifiques régionaux; ce sera le sujet de mon prochain travail de post-doc.

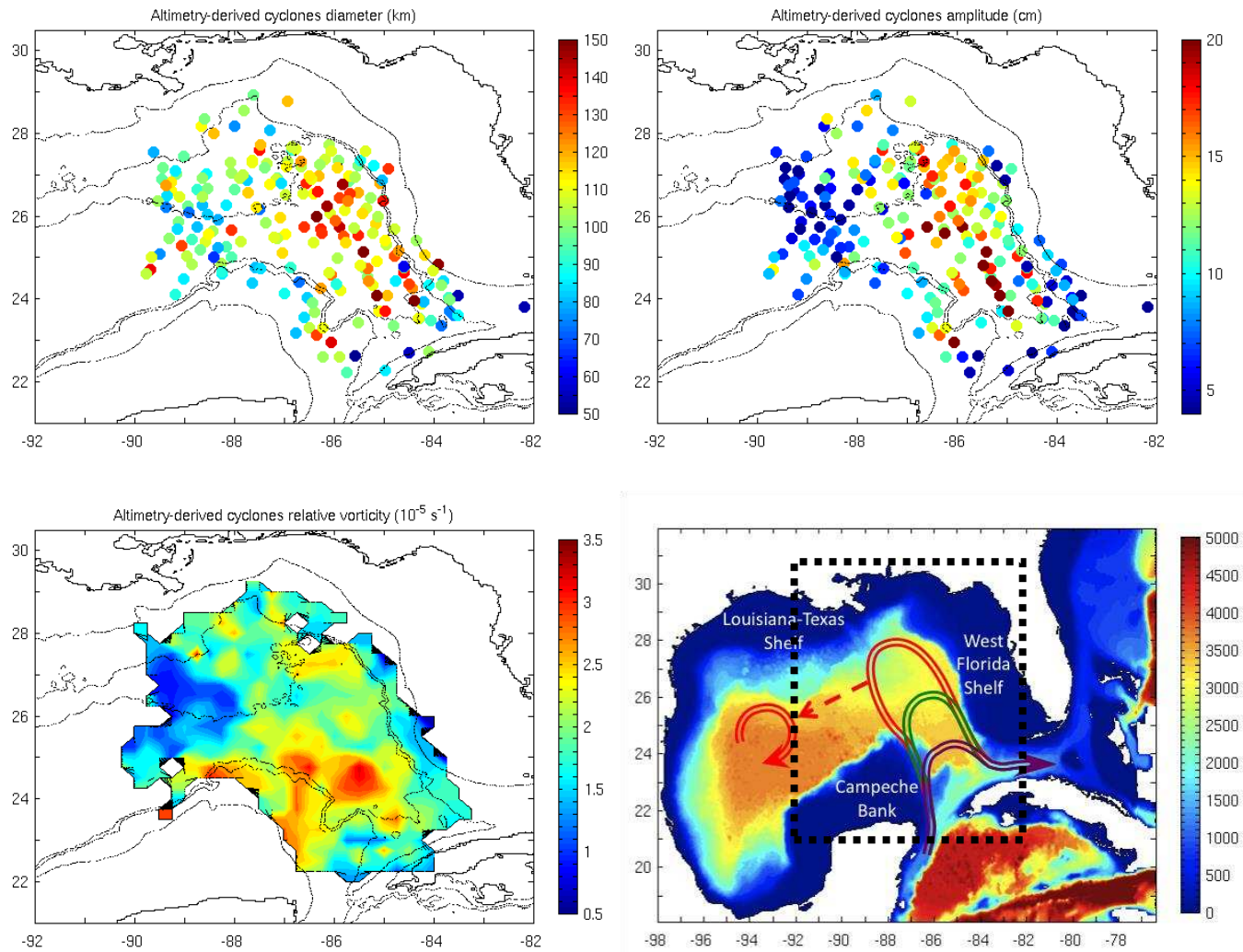


Figure 1. Cartes d'échelle spatiale (haut gauche), d'amplitude (haut droite) et de vorticité relative (bas gauche) moyennées sur la zone du Loop Current représentée sur la carte bathymétrique du Golfe du Mexique (bas droite) pour la période 2002-2005 (crédits M. Le Hénaff).

BIBLIOGRAPHIE

- Abraham, E.R., et M.M. Bowen. 2002. « Chaotic stirring by a mesoscale surface-ocean flow ». *Chaos (Woodbury, N.Y.)* 12 (2) (juin): 373-381. doi:10.1063/1.1481615.
- Van Aken, H. M. 2002. « Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999 ». *Deep-Sea Research* 1 (49): 1071–1086.
- Albaina, A., et X. Irigoien. 2007. « Fine scale zooplankton distribution in the Bay of Biscay in spring 2004 ». *Journal of Plankton Research* 29 (10) (août 7): 851-870. doi:10.1093/plankt/fbm064.
- Alvarez Fanjul, E., M. Alfonso, M.I. Ruiz, J.D. López, et I. Rodríguez. 2003. « Real time monitoring of Spanish coastal waters: The deep water network ». Dans *Building the European Capacity in Operational Oceanography Proceedings of the Third International Conference on EuroGOOS*, Volume 69:398-402. Elsevier.
- Alvarez, I., M. Gomez-Gesteira, M. deCastro, M.N. Lorenzo, A.J.C. Crespo, et J.M. Dias. 2011. « Comparative analysis of upwelling influence between the western and northern coast of the Iberian Peninsula ». *Continental Shelf Research* 31 (avril): 388-399. doi:10.1016/j.csr.2010.07.009.
- Álvarez-Salgado, X.A., J.L. Herrera, J. Gago, P. Otero, J.A. Soriano, C.G. Pola, et C. García-Soto. 2006. « Influence of the oceanographic conditions during spring 2003 on the transport of the Prestige tanker fuel oil to the Galician coast ». *Marine Pollution Bulletin* 53 (5–7): 239-249. doi:10.1016/j.marpolbul.2005.09.031.
- Andersen, O.B., et P. Knudsen. 2009. « DNSC08 mean sea surface and mean dynamic topography models ». *Journal of Geophysical Research* 114 (novembre 3): 12 PP. doi:200910.1029/2008JC005179.
- Andersen, OB, et R. Scharroo. 2010. « Range and Geophysical Corrections in Coastal Regions: And Implications ». Dans *Coastal Altimetry*, 103. S.Vignudelli, A.Kostianoy, P.Cipollini and J.Benveniste. Springer-Verlag.
- Arhan, M., et A. Colin De Verdière. 1985. « Dynamics of Eddy Motions in the Eastern North Atlantic ». *Journal of Physical Oceanography*.
- Bardey, P., P. Garnesson, et G. Moussu. 1999. « Joint analysis of temperature and ocean colour satellite images for mesoscale activities in the Gulf of Biscay ». *International Journal of Remote Sensing* 20: 1329–1341.
- Belkin, I.M., P.C. Cornillon, et K. Sherman. 2009. « Fronts in Large Marine Ecosystems ». *Progress In Oceanography* 81 (1-4): 223-236. doi:10.1016/j.pocean.2009.04.015.
- Bell, G.I., et L.J. Pratt. 1992. « The interaction of an eddy with an unstable jet ». *Journal of physical oceanography* 22: 1229–1229.
- Beta, C., K. Schneider, et M. Farge. 2003. « Wavelet filtering to study mixing in 2D isotropic turbulence ». *Communications in Nonlinear Science and Numerical Simulation*. doi:10.1016/S1007-5704(03)00030-3.

- Birol, F., M. Cancet, et C. Estournel. 2010. « Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry ». *Journal of Marine Systems* 81 (4) (juin): 297-311. doi:10.1016/j.jmarsys.2010.01.005.
- Bode, A., R. Anadón, X.A.G. Morán, E. Nogueira, E. Teira, et M. Varela. 2011. « Decadal variability in chlorophyll and primary production off NW Spain ». *Clim Res* 48: 293–305.
- Böhme, L., et U. Send. 2005. « Objective analyses of hydrographic data for referencing profiling float salinities in highly variable environments ». *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 52 (3-4) (février): 651-664. doi:10.1016/j.dsr2.2004.12.014.
- Boucher, J. 1985. « Caractéristiques physiques et biologiques ». *Peuplements Profonds du Golfe de Gascogne: Campagne BIOGAS: IFREMER*: 25–40.
- Bouffard, J., A. Pascual, S. Ruiz, Y. Faugère, et J. Tintoré. 2010. « Coastal and mesoscale dynamics characterization using altimetry and gliders: A case study in the Balearic Sea ». *Journal of Geophysical Research* 115 (octobre 13): 17 PP. doi:201010.1029/2009JC006087.
- Bouffard, J., L. Roblou, F. Birol, A. Pascual, L. Fenoglio-Marc, M. Cancet, R. Morrow, et Y. Ménard. 2010. « Introduction and assessment of improved coastal altimetry strategies over the North Western Mediterranean Sea ». Dans *Coastal altimetry*. S.Vignudelli, A.Kostianoy, P.Cipollini and J.Benveniste. Springer-Verlag.
- Bouffard, J., L. Roblou, F. Lyard, F. Birol, et C. Maraldi. 2008. *Evaluation de Modèles de Marée dans les zones côtières et de plateaux*. Toulouse: CTOH-LEGOS.
- Bouffard, J., S. Vignudelli, P. Cipollini, et Y. Menard. 2008. « Exploiting the potential of an improved multimission altimetric data set over the coastal ocean ». *Geophysical Research Letters*.
- Bouffard, J., S. Vignudelli, M. Herrmann, F. Lyard, P. Marsaleix, Y. Ménard, et P. Cipollini. 2008. « Comparison of ocean dynamics with a regional circulation model and improved altimetry in the North-western Mediterranean ». *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 19: 117–133.
- Brachet, S., P.Y. Le Traon, et C. Le Provost. 2004. « Mesoscale variability from a high-resolution model and from altimeter data in the North Atlantic Ocean ». *Journal of Geophysical Research* 109 (décembre 21): C12025. doi:10.1029/2004JC002360.
- Brekhovskikh, Academician L.M., K.N. Fedorov, L.M. Fomin, M.N. Koshlyakov, et A.D. Yampolsky. 1971. « Large-scale multi-buoy experiment in the Tropical Atlantic ». *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 18 (12) (décembre): 1189-1206. doi:10.1016/0011-7471(71)90026-X.
- Bretherton, FP. 1976. « A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73 ». *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr* 23: 559–582.
- Brink, K.H. 1998. « Wind-driven currents over the continental shelf ». Dans *The Global Coastal Ocean*, 10:20. The sea.
- Brown, S. 2010. « A Novel Near-Land Radiometer Wet Path-Delay Retrieval Algorithm: Application to the Jason-2/OSTM Advanced Microwave Radiometer ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 48 (4) (avril): 1986-1992. doi:10.1109/TGRS.2009.2037220.

- Caballero, A., A. Pascual, G. Dibarboure, et M. Espino. 2008. « Sea level and Eddy Kinetic Energy variability in the Bay of Biscay, inferred from satellite altimeter data ». *Journal of Marine Systems* 72 (1-4) (juillet): 116-134. doi:10.1016/j.jmarsys.2007.03.011.
- Caires, S., et A. Sterl. 2005. « 100-Year Return Value Estimates for Ocean Wind Speed and Significant Wave Height from the ERA-40 Data ». *Journal of Climate* 18: 1032-1048. doi:10.1175/JCLI-3312.1.
- Le Cann, B., M. Assenbaum, J.C. Gascard, et G. Reverdin. 2005. « Observed mean and mesoscale upper ocean circulation in the midlatitude northeast Atlantic ». *Journal of Geophysical Research* 110 (7) (juillet 1). ScientificCommons..
- Capet, X., P. Klein, B.L. Hua, G. Lapeyre, et J.C. McWilliams. 2008. « Surface Kinetic Energy Transfer in Surface Quasi-Geostrophic Flows ». *Journal of Fluid Mechanics* 604: 165-174. doi:10.1017/S0022112008001110.
- Capet, X., J.C. McWilliams, M.J. Molemaker, et A.F. Shchepetkin. 2008a. « Mesoscale to submesoscale transition in the California current system. Part III: Energy balance and flux ». *Journal of Physical Oceanography* 38 (10): 2256–2269.
- . 2008b. « Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests ». *Journal of Physical Oceanography* 38 (1): 29–43.
- . 2008c. « Mesoscale to Submesoscale Transition in the California Current System. Part II: Frontal Processes ». *Journal of Physical Oceanography* 38 (janvier): 44–64. doi:10.1175/2007JPO3672.1.
- Carrere, L., et F. Lyard. 2003. « Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing-comparisons with observations ». *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS* 30 (6): 1275.
- Cayula, J.F, et P. Cornillon. 1992. « Edge detection algorithm for SST images ». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 9 (1): 67–80.
- Chaigneau, A., A. Gizolme, et C. Grados. 2008. « Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns ». *Progress in Oceanography* 79 (2-4): 106–119.
- Challenor, P.G., P. Cipollini, et D. Cromwell. 2001. « Use of the 3D Radon Transform to Examine the Properties of Oceanic Rossby Waves ». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 18 (9) (septembre 1): 1558-1566.
- Charria, G., P. Lazure, B. Le Cann, A. Serpette, G. Reverdin, S. Louazel, F. Batifoulier, F. Dumas, A. Pichon, et Y. Morel. 2011. « Surface layer circulation derived from Lagrangian drifters in the Bay of Biscay ». *Journal of Marine Systems* (0). doi:10.1016/j.jmarsys.2011.09.015.
- Chelton, D. B, M. G Schlax, R. M Samelson, et R. A de Szoeki. 2007. « Global observations of large oceanic eddies ». *Geophys. Res. Lett* 34 (08).
- Chelton, D.B., P. Gaube, M.G. Schlax, J.J. Early, et R.M. Samelson. 2011. « The Influence of Nonlinear Mesoscale Eddies on Near-Surface Oceanic Chlorophyll ». *Science* 334 (6054) (octobre 21): 328 -332. doi:10.1126/science.1208897.
- Chelton, D.B., J.C. Ries, B.J. Haines, L.L. Fu, et P.S. Callahan. 2001. « Satellite altimetry ». *International Geophysics* 69: 1–ii.

- Chelton, D.B., M.G. Schlax, et R.M. Samelson. 2011. « Global observations of nonlinear mesoscale eddies ». *Progress In Oceanography* 91 (2) (octobre): 167-216. doi:10.1016/j.pocean.2011.01.002.
- Chertkov, M., I. Kolokolov, et M. Vergassola. 1998. « Inverse versus Direct Cascades in Turbulent Advection ». *Physical Review Letters* 80 (3) (janvier 19): 512-515. doi:10.1103/PhysRevLett.80.512.
- Coelho, H. S., R. R. Neves, P. C. Leitao, H. Martins, et A. P. Santos. 1999. « The slope current along the western European margin: a numerical investigation ». *Boletim - Instituto Espanol de oceanografia* 15 (1/4): 61-72.
- Colas, F. 2003. « Circulation et dispersions langrangiennes en Atlantique Nord-Est ». Thèse de Doctorat. Brest, France: Université de Bretagne Occidentale.
- Le Cozannet, G., S. Lecacheux, E. Delvallee, N. Desramaut, C. Oliveros, et R. Pedreros. 2011. « Teleconnection Pattern Influence on Sea-Wave Climate in the Bay of Biscay ». *Journal of Climate* 24 (février): 641-652. doi:10.1175/2010JCLI3589.1.
- Crétau, J.F., S. Calmant, R.A. Rio, A. Kouraev, M. Bergé-Nguyen, et P. Maisongrande. 2011. « Lakes Studies from Satellite Altimetry ». Dans *Coastal Altimetry*, éd par. S. Vignudelli, A.G. Kostianoy, P. Cipollini, et J. Benveniste, 509-533. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Cushman-Roisin, B. 1994. *Introduction to geophysical fluid dynamics*. Prentice Hall.
- Danioux, E., et P. Klein. 2008. « A Resonance Mechanism Leading to Wind-Forced Motions with a 2f Frequency ». *Journal of Physical Oceanography* 38 (10) (octobre): 2322-2329. doi:10.1175/2008JPO3822.1.
- Davis, R.E. 1998. « Preliminary results from directly measuring middepth circulation in the tropical and South Pacific ». *Journal of Geophysical Research* 103 (C11): PP. 24,619-24,639. doi:199810.1029/98JC01913.
- deCastro, M., M. Gómez-Gesteira, I. Álvarez, et A.J.C. Crespo. 2011. « Atmospheric modes influence on Iberian Poleward Current variability ». *Continental Shelf Research* 31 (5) (avril 1): 425-432. doi:10.1016/j.csr.2010.03.004.
- Demerliac, M.A. 1974. « Calcul du niveau moyen journalier ». *Annales hydrographiques du SHOM* 5: 49-57.
- Dencausse, G., M. Arhan, et S. Speich. 2010. « Routes of Agulhas rings in the southeastern Cape Basin ». *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 57 (11) (novembre): 1406-1421. doi:10.1016/j.dsr.2010.07.008.
- Desportes, C., E. Obligis, et L. Eymard. 2007. « On the Wet Tropospheric Correction for Altimetry in Coastal Regions ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45 (7) (juillet): 2139-2149. doi:10.1109/TGRS.2006.888967.
- Dibarboue, G., M.-I. Pujol, F. Briol, P. Y. Le Traon, G. Larnicol, N. Picot, F. Mertz, et M. Ablain. 2011. « Jason-2 in DUACS: Updated System Description, First Tandem Results and Impact on Processing and Products ». *Marine Geodesy* 34 (3-4): 214-241. doi:10.1080/01490419.2011.584826.
- Doglioli, A. M., B. Blanke, S. Speich, et G. Lapeyre. 2007. « Tracking coherent structures in a regional ocean model with wavelet analysis: Application to Cape Basin eddies ». *Journal of Geophysical Research* 112 (mai 23): 12 PP. doi:200710.1029/2006JC003952.

- Dorandeu, J., M. Ablain, Y. Faugere, F. Mertz, B. Soussi, et P. Vincent. 2004. « Jason-1 global statistical evaluation and performance assessment: Calibration and cross-calibration results ». *Marine Geodesy* 27 (3): 345–372.
- Ducet, N., P. Y. Le Traon, et G. Reverdin. 2002. « Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2 ». *Journal of Geophysical Research* 105 (C8): 498.
- Dupuis, H., D. Michel, et A. Sottolichio. 2006. « Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades ». *Journal of Marine Systems* 63 (décembre): 105-114. doi:10.1016/j.jmarsys.2006.05.009.
- Dussurget, R, F Birol, R.A. Morrow, et P. De Mey. 2011. « Fine Resolution Altimetry Data for a Regional Application in the Bay of Biscay ». *Marine Geodesy* 2 (34): 1-30. doi:10.1080/01490419.2011.584835.
- Dyment, J. 2000. « Anomalies magnétiques et datation des fonds océaniques: quarante ans après vine et matthews ». *Rapport quadriennal 2000-2003 du Comité National Français de Géodésie et de Géophysique* 2003: 160–179.
- Eden, C., et J. Willebrand. 2001. « Mechanism of Interannual to Decadal Variability of the North Atlantic Circulation ». *Journal of Climate* 14 (mai): 2266-2280. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2266:MOITDV>2.0.CO;2.
- Evensen, G. 2004. « Sampling strategies and square root analysis schemes for the EnKF ». *Ocean Dynamics* 54 (6) (décembre): 539-560. doi:10.1007/s10236-004-0099-2.
- Farge, M. 1992. « Wavelet transform and their application to turbulence ». *Annu. Rev. Fluid Mech* 395: 457.
- Ferrer, L., et A. Caballero. 2011. « Eddies in the Bay of Biscay: A numerical approximation ». *Journal of Marine Systems* 87 (2) (août): 133-144. doi:10.1016/j.jmarsys.2011.03.008.
- Fiuza, A.F.G. 1984. « Hidrologia e dinâmica das águas costeiras de Portugal ». *Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisbon*.
- Fiúza, A.F.G., M. Hamann, I. Ambar, G. Díaz del Río, N. González, et J.M. Cabanas. 1998. « Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993 ». *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 45 (7) (juillet 1): 1127-1160. doi:10.1016/S0967-0637(98)00008-9.
- Fritz, S., et H. Wexler. 1960. « Cloud Pictures from Satellite Tiros I ». *Monthly Weather Review* 88 (3): 79–87.
- Frouin, R., A.F.G. Fiúza, I. Ambar, et T.J. Boyd. 1990. « Observations of a Poleward Surface Current off the Coasts of Portugal and Spain During Winter ». *Journal of Geophysical Research* 95 (C1): 679–691.
- Gandin, L.S. 1965. *Objective analysis of meteorological fields*. Israel program for scientific translations.
- Garcia-Soto, C. 2004. « Oil Spill and Navidad Flow ». *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 84 (02): 297-300. doi:10.1017/S002531540400918Xh.
- Garcia-Soto, C., et R.D. Pingree. 2012. « Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and Sea Surface Temperature in the Bay of Biscay and Adjacent Regions ». *Journal of*

- the Marine Biological Association of the United Kingdom* 92 (02): 213-234. doi:10.1017/S0025315410002134.
- Garcia-Soto, C., R.D. Pingree, et L. Valdés. 2002. « Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements ». *Journal of Geophysical Research* 107 (C8) (août 30): 10.1029/2001JC001012.
- Gil, J. 2003. « Changes in the pattern of water masses resulting from a poleward slope current in the Cantabrian Sea (Bay of Biscay) ». *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57 (5-6) (août): 1139-1149. doi:10.1016/S0272-7714(03)00054-4.
- . 2008. « Macro and Mesoscale Physical Patterns in the Bay of Biscay ». *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 88 (02): 217-225. doi:10.1017/S0025315408000490.
- Gil, J., et D. Gomis. 2008. « The secondary ageostrophic circulation in the Iberian Poleward Current along the Cantabrian Sea (Bay of Biscay) ». *Journal of Marine Systems* 74 (1): 60–73.
- Gil, J., L. Valdés, M. Moral, R. Sánchez, et C. Garcia-Soto. 2002. « Mesoscale variability in a high-resolution grid in the Cantabrian Sea (southern Bay of Biscay), May 1995 ». *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 49 (9): 1591–1607.
- Gould, WJ, WJ Schmitz Jr, et C. Wunsch. 1974. « Preliminary field results for a mid-ocean dynamics experiment (MODE-0) ». Dans *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 21:911–931.
- Le Hénaff, M., L. Roblou, et J. Bouffard. 2010. « Characterizing the Navidad current interannual variability using coastal altimetry ». *Ocean Dynamics* 61 (4) (décembre): 425-437. doi:10.1007/s10236-010-0360-9.
- Herbert, G., N. Ayoub, P. Marsaleix, et F. Lyard. 2011. « Signature of the coastal circulation variability in altimetric data in the southern Bay of Biscay during winter and fall 2004 ». *Journal of Marine Systems* 88 (2) (novembre): 139-158. doi:16/j.jmarsys.2011.03.004.
- Hernández-Carrasco, I., C. López, E. Hernández-García, et A. Turiel. 2011. « How reliable are finite-size Lyapunov exponents for the assessment of ocean dynamics? » *Ocean Modelling* 36 (3–4): 208-218. doi:10.1016/j.ocemod.2010.12.006.
- Hogg, N.G., et H.M. Stommel. 1990. « How currents in the upper thermocline could advect meddies deeper down ». *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 37 (4) (avril): 613-623. doi:10.1016/0198-0149(90)90093-B.
- Hurrell, J.W. 1995. « Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation ». *Science* 269 (5224): 676.
- Hurrell, J.W., et H. Van Loon. 1997. « Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation ». *Climatic change* 36 (3): 301–326.
- Huthnance, J. M. 1985. « Slope currents and «JEBAR» ». *Journal of physical oceanography* 14 (4): 795-810.
- Ide, K, P. Courtier, M. Ghil, et A. C. Lorenc. 1997. « Unified Notation for Data Assimilation: Operational, Sequential and Variational ».

- International Hydrographic Office. 1953. *S-23 Limits of oceans and seas*. Monaco: International Hydrographic Office. http://www.iho.int/iho_pubs/standard/S-23/S23_1953.pdf.
- Isern-Fontanet, J., E. García-Ladona, et J. Font. 2003. « Identification of Marine Eddies from Altimetric Maps ». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 20 (5) (mai 1): 772-778.
- Jacobs, G. A., C. N. Barron, et R. C. Rhodes. 2001. « Mesoscale characteristics ». *Journal of Geophysical Research* 106 (C9): PP. 19,581-19,595. doi:200110.1029/2000JC000669.
- Knudsen, P., R. Bingham, O. Andersen, et M.H. Rio. 2011. « A global mean dynamic topography and ocean circulation estimation using a preliminary GOCE gravity model ». *Journal of Geodesy* 85 (11) (juin 19): 861-879. doi:10.1007/s00190-011-0485-8.
- Koutsikopoulos, C., et B. Le Cann. 1996. « Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy ». *Scientia Marina* (60): 9-19.
- Kushnir, Y., V. J. Cardone, J. G. Greenwood, et M. A. Cane. 1997. « The Recent Increase in North Atlantic Wave Heights ». *Journal of Climate* 10 (août): 2107-2113. doi:10.1175/1520-0442(1997)010<2107:TRIINA>2.0.CO;2.
- Lambin, J., R.A. Morrow, L.L Fu, J.K. Willis, H. Bonekamp, J. Lillibridge, J. Perbos, et al. 2010. « The OSTM/Jason-2 Mission ». *Marine Geodesy* 33 (1 supp 1): 4.
- Lamouroux, J. 2006. « Erreurs de prévision d'un modèle océanique barotrope du Golfe de Gascogne en réponse aux incertitudes sur les forçages atmosphériques : caractérisation et utilisation dans un schéma d'assimilation de données à ordre réduit ». These de doctorat, Toulouse, France: Université de Toulouse III.
- Lapeyre, G., P. Klein, et B.L. Hua. 2006. « Oceanic Restratification Forced by Surface Frontogenesis ». *Journal of Physical Oceanography* 36 (août): 1577-1590. doi:10.1175/JPO2923.1.
- Lazure, P., F. Dumas, et C. Vrignaud. 2008. « Circulation on the Armorican shelf (Bay of Biscay) in autumn ». *Journal of Marine Systems* 72 (1-4) (juillet): 218-237. doi:10.1016/j.jmarsys.2007.09.011.
- Lazure, P., V. Garnier, F. Dumas, C. Herry, et M. Chifflet. 2009. « Development of a hydrodynamic model of the Bay of Biscay. Validation of hydrology ». *Continental Shelf Research* 29 (8) (avril 30): 985-997. doi:10.1016/j.csr.2008.12.017.
- Lazure, P., et A. M Jégou. 1998. « 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf ». *Oceanologica Acta* 21 (2): 165-177.
- Lehahn, Y., F. d' Ovidio, M. Levy, et E. Heifetz. 2007. « Stirring of the northeast Atlantic spring bloom: A Lagrangian analysis based on multisatellite data ». *J. Geophys. Res* 112 (août 4).
- Letellier, T. 2004. « Etude des ondes de marée sur les plateaux continentaux ». These doctorale, Toulouse, France: Université de Toulouse III.
- Lilly, J.M., P.B. Rhines, F. Schott, K. Lavender, J. Lazier, U. Send, et E. D'Asaro. 2003. « Observations of the Labrador Sea eddy field ». *Progress In Oceanography* 59 (1) (octobre): 75-176. doi:10.1016/j.pocean.2003.08.013.

- Lin, E. B., et P. C. Liu. 2004. « A discrete wavelet analysis of freak waves in the ocean ». *Journal of Applied Mathematics* 2004 (5): 379-394.
- Luo, D., L. Zhong, R. Ren, et C. Wang. 2010. « Spatial Pattern and Zonal Shift of the North Atlantic Oscillation. Part II: Numerical Experiments ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 67 (septembre): 2827-2853. doi:10.1175/2010JAS3340.1.
- Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier, et O. Francis. 2006. « Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004 ». *Ocean Dynamics* 56 (5): 394–415.
- Marcos, M., G. Wöppelmann, W. Bosch, et R. Savcenko. 2007. « Decadal sea level trends in the Bay of Biscay from tide gauges, GPS and TOPEX ». *Journal of Marine Systems* 68 (3-4) (décembre): 529-536. doi:10.1016/j.jmarsys.2007.02.006.
- Mason, E., S. Coombs, et PB Oliveira. 2006. « An overview of the literature concerning the oceanography of the eastern North Atlantic region ». *Relatorios Cientificos e Tecnicos - Serie Digital* 33. IPIMAR.
- McCartney, M.S., et L.D. Talley. 1982. « The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean ». *J. Phys. Oceanogr* 12 (11): 1169–1188.
- McWilliams, J.C. 2003. « Diagnostic force balance and its limits ». *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*: 287–304.
- De Mey, P. 2007. « The SEQUOIA manual ». *Paquetage de documentation du système SEQUOIA, 29pp.*
- De Mey, P., et A.R. Robinson. 1987. « Assimilation of Altimeter Eddy Fields in a Limited-Area Quasi-Geostrophic Model ». *Journal of Physical Oceanography* 17 (12) (décembre): 2280-2293. doi:10.1175/1520-0485(1987)017<2280:AOAEFI>2.0.CO;2.
- Miller, P. 2009. « Composite front maps for improved visibility of dynamic sea-surface features on cloudy SeaWiFS and AVHRR data ». *Journal of Marine Systems* 78 (3) (octobre): 327-336. doi:10.1016/j.jmarsys.2008.11.019.
- Morel, Y., et L.N. Thomas. 2009. « Ekman drift and vortical structures ». *Ocean Modelling* 27 (3–4): 185-197. doi:10.1016/j.ocemod.2009.01.002.
- Morrow, R., F. Birol, D. Griffin, et J. Sudre. 2004. « Divergent pathways of cyclonic and anti-cyclonic ocean eddies ». *Geophysical Research Letters* 31 (24): L24311.
- Morrow, R.A., R. Coleman, J. Church, et D.B. Chelton. 1994. « Surface Eddy Momentum Flux and Velocity Variances in the Southern Ocean from Geosat Altimetry ». *Journal of Physical Oceanography* 24 (10) (octobre 1): 2050-2071.
- Nieves, V., et A. Turiel. 2009. « Analysis of ocean turbulence using adaptive CVE on altimetry maps ». *Journal of Marine Systems* 77 (4) (juin): 482-494. doi:10.1016/j.jmarsys.2008.12.001.
- d'Ovidio, F., V. Fernández, E. Hernández-García, et C. López. 2004. « Mixing structures in the Mediterranean Sea from finite-size Lyapunov exponents ». *Geophysical Research Letters* 31: L17203.
- d'Ovidio, F., J. Isern-Fontanet, C. López, E. Hernández-García, et E. García-Ladona. 2009. « Comparison between Eulerian diagnostics and finite-size Lyapunov exponents computed from altimetry in the Algerian basin ». *Deep Sea Research Part I*. doi:10.1016/j.dsr.2008.07.014.

- d'Ovidio, F., S. De Monte, S. Alvain, Y. Dandonneau, et M. Lévy. 2010. « Fluid dynamical niches of phytoplankton types ». *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107 (43) (octobre 26): 18366-18370. doi:10.1073/pnas.1004620107.
- Paillet, J. 1999. « Central Water Vortices of the Eastern North Atlantic ». *Journal of Physical Oceanography* 29 (10) (octobre 1): 2487-2503.
- Pairaud, I.L., F. Auclair, P. Marsaleix, F. Lyard, et A. Pichon. 2010. « Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 2: Baroclinic tides ». *Continental Shelf Research* 30 (3-4) (février 27): 253-269. doi:10.1016/j.csr.2009.10.008.
- Pairaud, I.L., F. Lyard, F. Auclair, T. Letellier, et P. Marsaleix. 2008. « Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1: Barotropic tides ». *Continental Shelf Research* 28 (10-11) (juin 30): 1294-1315. doi:10.1016/j.csr.2008.03.004.
- Pascual, A., Y. Faugère, G. Larnicol, et P.Y. Le Traon. 2006. « Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters ». *Geophysical Research Letters* 33 (janvier 27): 4 PP. doi:200610.1029/2005GL024633.
- Pascual, A., M.I. Pujol, G. Larnicol, P.Y. Le Traon, et M.H. Rio. 2007. « Mesoscale mapping capabilities of multisatellite altimeter missions: First results with real data in the Mediterranean Sea ». *Journal of Marine Systems* 65 (1-4) (mars): 190-211. doi:10.1016/j.jmarsys.2004.12.004.
- Pennel, R., A. Stegner, et K. Béranger. 2011. « Shelf impact on Buoyant Coastal Current instabilities ». *Journal of Physical Oceanography*.
- Phillips, N.A. 1954. « Energy Transformations and Meridional Circulations Associated with Simple Baroclinic Waves in a Two-level, Quasi-geostrophic Model ». *Tellus* 6 (3) (août 1): 273-286. doi:10.1111/j.2153-3490.1954.tb01123.x.
- Pichon, A., Y. Morel, R. Baraille, et L.S. Quaresma. 2011. « Internal tide interactions in the Bay of Biscay: Observations and modelling ». *Journal of Marine Systems* (0). doi:10.1016/j.jmarsys.2011.07.003.
- Pingree, R. 1993. « Flow of surface waters to the west of the British Isles and in the Bay of Biscay ». *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 40: 369-388.
- Pingree, R. D., et B. Le Cann. 1990. « Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region ». *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 70 (4) (novembre): 857-885.
- . 1992a. « Three anticyclonic slope water oceanic eDDIES (SWODDIES) in the Southern Bay of Biscay in 1990 ». *Deep-sea research. Part A. Oceanographic research papers* 39 (7-8): 1147-1175.
- . 1992b. « Anticyclonic Eddy X91 in the Southern Bay of Biscay, May 1991 to February 1992 ». *Journal of Geophysical Research* 97 (C9): 367.
- Pinheiro, L. M., R. C. L. Wilson, R. Pena dos Reis, R. B. Whitmarsh, et A. Ribeiro. 1996. « The western Iberia margin: a geophysical and geological overview ». Dans *Proceedings-Ocean Drilling Program scientific results*, 3-26.

- Pollard, R.T., et S. Pu. 1985. « Structure and circulation of the Upper Atlantic Ocean northeast of the Azores ». *Progress In Oceanography* 14 (0): 443-462. doi:10.1016/0079-6611(85)90022-9.
- Ponte, R.M., D.A. Salstein, et R.D. Rosen. 1991. « Sea level response to pressure forcing in a barotropic numerical model ». *Journal of physical oceanography* 21 (7): 1043–1057.
- Powell, B.S., et R.R. Leben. 2004. « An Optimal Filter for Geostrophic Mesoscale Currents from Along-Track Satellite Altimetry ». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 21 (10) (octobre 1): 1633-1642.
- Prego, R., D. Guzmán-Zuñiga, M. Varela, M. deCastro, et M. Gómez-Gesteira. 2007. « Consequences of winter upwelling events on biogeochemical and phytoplankton patterns in a western Galician ria (NW Iberian peninsula) ». *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 73 (3-4): 409-422. doi:10.1016/j.ecss.2007.02.004.
- Prego, R., et J. Vergara. 1998. « Nutrient fluxes to the Bay of Biscay from Cantabrian rivers (Spain) ». *Oceanologica Acta* 21 (2): 271-278. doi:10.1016/S0399-1784(98)80014-5.
- Preisendorfer, R.W., et C.D. Mobley. 1988. *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier.
- Le Provost, C. 2001. « Ocean tides ». *International Geophysics Series* 69: 267–305.
- Pujol, M.-I., et G. Larnicol. 2005. « Mediterranean sea eddy kinetic energy variability from 11 years of altimetric data ». *Journal of Marine Systems* 58 (3-4) (décembre): 121-142. doi:10.1016/j.jmarsys.2005.07.005.
- Pujol, M.-I., G. Larnicol, G. Dibarboure, et F. Briol. 2007. « Altimetric sampling and mapping procedures induce spatial and temporal aliasing of the signal – characteristics of these aliasing effects in the Mediterranean Sea ». *Ocean Science Discussion*.
- Ray, R. D. 1999. *A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99.2*. Greenbelt, Md.: Goddard Space Flight Center.
- Reverdin, G., J.C. Gascard, B. Le Cann, L. Prieur, M. Assenbaum, et P. Lherminier. 2009. « A Long-Lasting Mode Water Vortex in the Northeast Atlantic Ocean ». *Journal of Physical Oceanography* 39 (3) (mars 1): 536-558.
- Reverdin, G., L. Marié, P. Lazure, F. d' Ovidio, J. Boutin, P. Testor, N. Martin, et al. 2011. « Freshwater from the Bay of Biscay shelves in 2009 ». *Journal of Marine Systems* (0). doi:10.1016/j.jmarsys.2011.09.017.
- Reynolds, O. 1883. « An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels. » *Proceedings of the Royal Society of London* 35 (224-226): 84–99.
- Richardson, L.F. 1922. *Weather Prediction by Numerical Process*.
- Rio, M.H. 2010. « Absolute Dynamic Topography from Altimetry: Status and Prospects in the Upcoming GOCE Era ». Dans *Oceanography from Space: Revisited*, 165. Barale V, Alberotanza L and Gower J. Springer-Verlag.
- Rio, M.H., P Schaeffer, G Moreaux, J.M. Lemoine, et E Bronner. 2009. « A new Mean Dynamic Topography computed over the global ocean from GRACE data,

- altimetry and in-situ measurements ». Poster communication présenté à OceanObs09 symposium, septembre 21, Venezia, Italy. <http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/products/auxiliary-products/references/index.html>.
- Roblou, L., J. Lamouroux, J. Bouffard, M. Le Hénaff, A. Lombard, P. Marsaleix, et P. De Mey. 2010. « Post-processing altimeter data toward coastal applications and integration into coastal model ». Dans *Coastal altimetry*. S.Vignudelli, A.Kostianoy, P.Cipollini and J.Benveniste. Springer-Verlag.
- Rodríguez, F., M. Varela, E. Fernández, et M. Zapata. 2003. « Phytoplankton and pigment distributions in an anticyclonic slope water oceanic eddy (SWODDY) in the southern Bay of Biscay ». *Marine Biology* 143 (5) (novembre 1): 995-1011. doi:10.1007/s00227-003-1129-1.
- Rossby. 1936. « Dynamics of steady ocean currents in the light of experimental fluid mechanics ». *Papers in Physical Oceanography and Meteorology* 5 (1). Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanography Institution.
- Rossby, H.T., et P. Miller. 2003. « Ocean Eddies in the 1539 Carta Marina by Olaus Magnus ». *Oceanography* 16 (4): 77–88.
- Rossi, V., C. López, E. Hernández-García, J. Sudre, V. Garçon, et Y. Morel. 2009. « Surface mixing and biological activity in the four Eastern Boundary Upwelling Systems ». *Nonlinear Processes in Geophysics* 16: 557–568.
- Ruiz-Villarreal, M., C. González-Pola, G. Diaz del Rio, A. Lavin, P. Otero, S. Piedracoba, et J.M. Cabanas. 2006. « Oceanographic conditions in North and Northwest Iberia and their influence on the Prestige oil spill ». *Marine Pollution Bulletin* 53 (5-7): 220-238. doi:10.1016/j.marpolbul.2006.03.011.
- Sánchez, R., et J. Gil. 2004. « 3D structure, mesoscale interactions and potential vorticity conservation in a swoddy in the Bay of Biscay ». *Journal of Marine Systems* 46 (1-4) (mai): 47-68. doi:10.1016/j.jmarsys.2003.10.002.
- Saunders, PM. 1982. « Circulation in the eastern North Atlantic ». *Journal of Marine Research* 40: 641–657.
- Schaeffer, P., A. Ollivier, Y. Faugere, E. Bronner, et N. Picot. 2010. « The new CNES/CLS 2010 mean sea surface ». Dans *Oral presentation at OSTST 2010 meeting*. <http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/OSTST/2010/oral/Schaeffer.pdf>.
- Scott, R.B., et F. Wang. 2005. « Direct Evidence of an Oceanic Inverse Kinetic Energy Cascade from Satellite Altimetry ». *Journal of Physical Oceanography* 35 (9) (septembre 1): 1650-1666.
- Seierstad, IA, DB Stephenson, et NG KvamstU00F8. 2007. « How useful are teleconnection patterns for explaining variability in extratropical storminess? » *Tellus A* 59 (2): 170–181.
- Serpette, A., B. Le Cann, et F. Colas. 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 ». *Scientia Marina* 70 (S1).

- Sibuet, J.C, S. P. Srivastava, et Spakman, W. 2004. « Pyrenean orogeny and plate kinematics ». *Journal of Geophysical Research* 109. doi:10.1029/2003JB002514.
- Sibuet, J.C., S. Monti, B. Loubrieu, J.P. Mazé, et S. Srivastava. 2004. « Carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est et du golfe de Gascogne: Implications cinématiques ». *Bull. Soc. Géol* 175.
- Smith, W. 2008. « Summary from previous Coastal Altimetry workshop » novembre 6, Pisa, Italy.
- . 2010. « The Marine Geoid and Satellite Altimetry ». Dans *Oceanography from Space: Revisited*, 181. Springer.
- Stammer, D. 1997. « Global Characteristics of Ocean Variability Estimated from Regional TOPEX/POSEIDON Altimeter Measurements ». *Journal of Physical Oceanography* 27 (8) (août 1): 1743-1769.
- Stephens, J. J., et A. L. Polan. 1971. « Spectral modification by objective analysis ». *Monthly Weather Review* 99 (5): 374-378. doi:10.1175/1520-0493(1971)099<0374:SMBOA>2.3.CO;2.
- Thinon, I. 1999. « Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaïn ». Brest: Université de Bretagne Occidentale. <http://hal.archives-ouvertes.fr/tel-00605279/>.
- Torrence, C., et G.P. Compo. 1998. « A Practical Guide to Wavelet Analysis ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 79 (1) (janvier 1): 61-78.
- Le Traon, P. Y, P. Klein, B. L Hua, et G. Dibarboure. 2008. « Do altimeter wavenumber spectra agree with the interior or surface quasigeostrophic theory? » *Journal of Physical Oceanography* 38 (5): 1137–1142.
- Le Traon, P. Y., et F. Hernandez. 1992. « Mapping the Oceanic Mesoscale Circulation: Validation of Satellite Altimetry Using Surface Drifters ». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 9 (5) (octobre): 687-698. doi:10.1175/1520-0426(1992)009<0687:MTOMCV>2.0.CO;2.
- Le Traon, P. Y., F. Nadal, et N. Ducet. 1998. « An Improved Mapping Method of Multisatellite Altimeter Data ». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15 (2) (avril): 522-534. doi:10.1175/1520-0426(1998)015<0522:AIMMOM>2.0.CO;2.
- Le Traon, P.Y., et R. Morrow. 2001. « Chapter 3 Ocean Currents and Eddies ». Dans *Satellite Altimetry and Earth Sciences - A Handbook of Techniques and Applications*, Volume 69:171-215, ix-xi. Academic Press.
- Le Traon, P.-Y., et F. Ogor. 1998. « ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON: The 2 cm challenge ». *Journal of Geophysical Research* 103 (C4): PP. 8045-8057. doi:199810.1029/97JC01917.
- Turiel, A, J Isern-Fontanet, et E Garcia-Ladona. 2007. « Wavelet filtering to extract coherent vortices from altimetric data ». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 24 (12) (décembre): 2103-2119. doi:10.1175/2007JTECHO434.1.
- Vignudelli, S., P. Cipollini, L. Roblou, F. Lyard, G. P. Gasparini, G. Manzella, et M. Astraldi. 2005. « Improved satellite altimetry in coastal systems: Case study of the Corsica Channel (Mediterranean Sea) ». *Geophysical Research Letters* 32 (avril 14): 5 PP. doi:200510.1029/2005GL022602.

- Vignudelli, S., A. Kostianoy, P. Cipollini, et J. Benveniste. 2010. *Coastal Altimetry*. Springer-Verlag.
- Vine, FJ, et DH Matthews. 2003. « Magnetic anomalies over oceanic ridges ». *A century of Nature: twenty-one discoveries that changed science and the world*: 138.
- Volkov, D. L, et H. M Van Aken. 2005. « Climate-related change of sea level in the extratropical North Atlantic and North Pacific in 1993-2003 ». *Geophysical research letters* 32 (14): L14611.
- Volkov, D.L., J. Dorandeu, et G. Larnicol. 2007. « Improving the quality of satellite altimetry data over continental shelves ». *Journal of Geophysical Research* 112 (juin 23): C06020. doi:10.1029/2006JC003765.
- Winder, M., et J.E. Cloern. 2010. « The annual cycles of phytoplankton biomass ». *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 365 (1555) (octobre 12): 3215 -3226. doi:10.1098/rstb.2010.0125.
- Woolf, DK, PG Challenor, et PD Cotton. 2002. « Variability and predictability of the North Atlantic wave climate ». *Journal of Geophysical Research* 107 (C10): 3145.
- Xu, Y., et L. L Fu. 2011. « Global variability of the wavenumber spectrum of oceanic mesoscale turbulence ». *Journal of Physical Oceanography*.
- Young, IR, S. Zieger, et AV Babanin. 2011. « Global trends in wind speed and wave height ». *Science* 332 (6028): 451.

TABLE DES FIGURES

INTRODUCTION

<i>Figure 1.</i>	<i>Localisation du Golfe de Gascogne.....</i>	<i>3</i>
<i>Figure 2.</i>	<i>(gauche) Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne montrant la toponymie des principales structures topographiques (Thinon 1999).....</i>	<i>10</i>
<i>Figure 3.</i>	<i>Moyennes des tensions de vent (flèches - mPa) et de son rotationnel (couleurs - nPa/m) du vent pour la période 1999-2009 à partir des données Quikscat sur le Nord-Est Atlantique.</i>	<i>12</i>
<i>Figure 4.</i>	<i>Carte de la topographie du Golfe de Gascogne (cadre blanc) et des processus à méso-échelle régionaux, faisant le lien avec la variabilité de l'Atlantique Nord-est.</i>	<i>15</i>
<i>Figure 5.</i>	<i>SST (°C – AVHRR) au mois de Janvier 1990.</i>	<i>17</i>
<i>Figure 6.</i>	<i>Carte du marnage dans le Golfe de Gascogne (SHOM).</i>	<i>21</i>

DOMAINES D'OBSERVABILITE DES OBSERVATIONS SPATIALES ET IN-SITU

<i>Figure 1.</i>	<i>Schéma synthétique du principe de la mesure altimétrique (Chelton et al. 2001) 31</i>	<i>31</i>
<i>Figure 2.</i>	<i>Formes typiques de spectres spatial (gauche) et temporel (droite) des mesures altimétriques (SLA) dans le Golfe de Gascogne.</i>	<i>42</i>
<i>Figure 3.</i>	<i>Gauche) filtrage passe-bas à 100 jours d'un signal synthétique (noir : signal à 365 jours d'amplitude ~5cm + bruit blanc de 3 cm) par un filtre de lanczos (bleu) et de loess (rouge) sur une même fenêtre de filtrage. Droite) réponse spectrale des filtres (même couleurs) et fréquence de coupure (pointillés).</i>	<i>43</i>
<i>Figure 4.</i>	<i>Exemple de réduction d'erreur d'orbite pour GFO. Le panneau de droite compare le signal corrigé (trait pointillé épais) au signal original (trait fin). (Bouffard et al. 2008).....</i>	<i>45</i>
<i>Figure 5.</i>	<i>Moyenne des anomalies du niveau de la mer (en cm) calculée le long de plusieurs traces altimétriques dans le Golfe de Gascogne, sur un cycle de mesures, non ajustées (gauche) et ajustées des biais à grande longueur d'onde. Les traces corrigées correctement sont entourées (pointillés rouges).</i>	<i>45</i>
<i>Figure 6.</i>	<i>Diagramme des différentes étapes du traitement des données altimétriques.....</i>	<i>47</i>
<i>Figure 7.</i>	<i>Image de niveau 1 (composite vraies couleurs) prise par le capteur MODIS sur le satellite AQUA, le 22 Mai 2010 dans l'Atlantique Nord-Est.</i>	<i>50</i>
<i>Figure 8.</i>	<i>Variabilité de la disponibilité temporelle dans un jeu de données de 197 images (pré-triées) de SST MODIS Aqua sur le Golfe de Gascogne pour la période Automne 2002 – Automne 2005. Evolution temporelle du pourcentage de données valides (gauche) et variabilité du nombre d'images disponibles par saison (droite).</i>	<i>51</i>
<i>Figure 9.</i>	<i>Climatologie de SST (°C) sur la période Nov..2002-Nov..2005 : hiver (haut gauche), printemps (haut droite), été (bas gauche), automne (bas droite).</i>	<i>52</i>
<i>Figure 10.</i>	<i>Localisation des bouées coéanographiques du Puertos del Estados ..</i>	<i>52</i>

TECHNIQUES STATISTIQUES UTILISEES

<i>Figure 1. Méthode d'estimation de l'échantillonnage en un point de grille G par rapport aux observations environnantes sur les axes zonal et méridional.</i>	61
<i>Figure 2. Exemple de sous-échantillonnage d'observations dans une bulle d'influence (croix rouges) autour d'un point de grille (point bleu), et de sélection aléatoire de données à grande échelle (croix oranges).</i>	62
<i>Figure 3. Exemple de détection d'un tourbillon sur les données altimétriques (Jason-1, 6 Juin 2001) au moyen de l'analyse en ondelette. La ligne noire représente les données le long de la trace, avec l'échantillonnage 1Hz, le trait pointillé rouge l'ondelette.</i>	68
<i>Figure 4. Exemple de détection de fronts (traits noirs) sur une image de SST MODIS du Golfe de Gascogne (18 Mars 2003) au moyen de l'algorithme de Cayula-Cornillon (1992).</i>	72

DEVELOPPEMENT D'UNE METHODOLOGIE DE CARTOGRAPHIE REGIONALE DES DONNEES MESURES ALTIMETRIQUES

<i>Figure 1. Moyenne spatiale des densités spectrales calculées à partir des séries temporelles de SLA DUACS aux points de grille situés le long du talus Cantabrique (en noir) et au large vers 45°N (rouge) – cf. carte du bas.</i>	77
<i>Figure 2. (couleurs) RMS en cm du signal filtré de 100 à 300 jours (couleurs); (flèches) courant moyen issue de la MDT Rio et al. (2009).</i>	77
<i>Figure 3. Diagramme Hovmöller de la SLA issues des cartes DUACS le long de 45°N (de 4° à 12°O).</i>	79
<i>Figure 4. Evolution des trajectoires (lignes) et de la vorticité relative (points de couleur) pour les 10 plus longs anticyclones (a – panneau du dessus) et cyclones (b – panneau du dessous) suivis du 1er Janvier 2000 et 31 Décembre 2003.</i>	80

AMELIORATIONS DE LA METHODOLOGIE DE CARTOGRAPHIE REGIONALE ET VALIDATION DES ANALYSES

<i>Figure 1. Schematic map of ocean circulation in the Bay of Biscay and showing the main topographic features.</i>	120
<i>Figure 2. Average distance (in km) to the nearest altimetric observation over 15 days on meridional and zonal axes for the 2002-2005 period.</i>	122
<i>Figure 3. Upper panel: maps of spatial scales used in the Optimal Interpolation as given by eq.1 (upper left) and from the AVISO global maps (upper right). Circles represent the spatial decorrelation radius of the covariance model used. Lower panel: map of observed length scales from wavelet analysis (after Dussurget et al. 2011).</i>	124
<i>Figure 4. Time-averaged o_{HF} for tracks located in the Bay of Biscay from J1 (upper left), TP2 (upper right), ENV (lower left) and GFO (lower right).</i>	125
<i>Figure 5. RMS maps (cm) for all different configurations (a: 55km, b: 75km, c: 95 km, d: varying scales, e: standard).</i>	129
<i>Figure 6. EKE maps ($cm^2.s^{-2}$) for all different configurations (a: 55km, b: 75km, c: 95 km, d: varying scales, e: standard).</i>	133
<i>Figure 7. EKE variance ellipses for AVISO data (left), regional data (middle) and lagrangian floats (right) over the 2002-2005 period.</i>	137
<i>Figure 8. Coastal zoom of variance ellipses map along the Spanish slope.</i>	139

<i>Figure 9. A) Left panel : Wind vector series at buoy (left), current vector series from observations (black), and regional altimetry maps (red) and global altimetry mapped (blue) data collocated to Estaca de Bares buoy. Right) Current roses from buoy observations (up), regional altimetry (middle) and global altimetry (5) collocated data. Current vectors are binned every 15° and sorted by magnitude. B) Same thing but for Cabo de Penhas buoy.</i>	<i>142</i>
<i>Figure 10. Lagrangian drifters trajectories from the EPIGRAM data base, between 2002 and 2005 (left). Right: number of hours of observations in a 0.5° regular grid.</i>	<i>144</i>
<i>Figure 11. Maps of 0.5 binned data : Left) case 4, Middle) case 5, Right) differences. Upper panel) RMS Deviations GCA to drifter velocities.....</i>	<i>146</i>
<i>Figure 12. Maps of trajectories (left) from two drifters (top : isdm_R2137_CSV62519; bottom : isdm_R2137_CSV62776).</i>	<i>146</i>
<i>Figure 13. Trajectories of real drifters (yellow), 14 days before and after 1st January 2003 (upper pannel) and 26 February 2003 (lower pannel).....</i>	<i>148</i>
<i>Figure 14. MODIS SST image from 15 January 2003. Trajectories of 4 lagrangian floats are drawn (yellow) during the 14 days preceding image date (represented by a red circle at the end of the trajectory). Overlaid are backward FSLE computed from global mapped altimeter data (left) and regional mapped data (right).</i>	<i>153</i>
<i>Figure 15. Backward FSLE computed from regional maps data (red) with formal mapping error in percentage of variance from the global product overlaid (black contours – % of variance).</i>	<i>153</i>
<i>Figure 16. Probability density of a thermal front derived from SST (upper panel) in winter 2002-2003. Probability density of a dynamic front derived from global altimetry maps (middle panel) and regional altimetry maps (lower panel) over the same period.</i>	<i>156</i>
<i>Figure 17. Typical spatial spectrum of SLA variability observed from altimetry (red line) against the “truth” (blue).....</i>	<i>158</i>
<i>Figure 18. Snapshot of sea level and derived relative vorticity in the Landes Plateau area on 25th June 2003. Black arrows represent the geostrophic velocity anomaly field. GFO tracks #57,362,448 have been overplotted.</i>	<i>159</i>
<i>Figure 19. Upper and middle panels: $\sigma_{HF<50km}$ residuals at each pass (black dots), passes rejected from the analysis (red squares) and low frequency (>50 days) evolution of the $\sigma_{HF<50km}$ residuals (red line), for (a) J1; (b) TP; (c) ENV; and (d) GFO.</i>	<i>163</i>
<i>Figure 20. AVISO DT-MSLA Upd formal mapping error (in % of variance) averaged over the Bay of Biscay. Periods with missing data are indicated by the names of missions on top of the curve.....</i>	<i>164</i>

APPORT DE LA CARTOGRAPHIE REGIONALE A L'ANALYSE DE LA VARIABILITE MESO-EHELLE DU GOLFE DE GASCOGNE

<i>Figure 1. Evolution temporelle de la moyenne spatiale de l'EKE (en $cm^2.s^{-2}$) filtrée à 30 jours et calculée à partir du produit altimétrique régional (rouge), du produit global (bleu) et différence des deux (noir) sur la période 2002-2005, sur toute la zone (en haut), sur la pente seulement (au milieu), et dans la partie hauturière du Golfe seulement(en bas).....</i>	<i>174</i>
--	------------

<i>Figure 2. Cartes d'EKE du 6 Nov. 2002 au 1^{er} Jan. 2003 (gauche), du 8^{er} Jan. 2003 au 16 Avr. 2003 (milieu) et du 23 Avr. 2003 au 9 Juillet 2003 (droite).....</i>	<i>175</i>
<i>Figure 3. Cartes des différences d'EKE entre les cartes régionales et globales d'EKE du 6 Nov. 2002 au 1^{er} Jan. 2003 (gauche), du 8 Jan. 2003 au 16 Avr. 2003 (milieu) et du 28 Avr. 2003 au 9 Juillet 2003 (droite).....</i>	<i>175</i>
<i>Figure 4. Evolution temporelle de la moyenne spatiale des FSLE (en jours⁻¹) filtrée à 30 jours et calculée à partir du produit altimétrique régional (rouge), du produit global (bleu) et différence des deux (noir) sur la période 2002-2005, sur toute la zone (en haut), sur la pente seulement (au milieu), et dans la partie hauturière du Golfe seulement(en bas).....</i>	<i>176</i>
<i>Figure 5. Climatologies saisonnières d'EKE (en cm².s⁻² - colonne de gauche) et de FSLE (en jours⁻¹ – colonne de droite) des données grilles régionales sur la période 2002-2005.....</i>	<i>179</i>
<i>Figure 6. Climatologies mensuelles de l'EKE (gauche) et de FSLE (droite) en fonction de la localisation dans le Golfe</i>	<i>180</i>
<i>Figure 7. (sur les pages suivantes) : Série de cartes de niveau de la mer (en cm - haut), de vorticité relative dérivée des cartes de niveau de la mer (en s⁻² - milieu) et d'images de SST (en °C – bas) sur la période du 27 Novembre 2002 au 7 Mai 2003 dans la zone du Plateau des Landes.....</i>	<i>183</i>
<i>Figure 8. Contours de vorticité relative moyennée sur 1 mois avant les 15 Janvier (gauche) et 20 Février 2003 (droite). L'intervalle entre chaque contour est de 2.10⁻⁶ et les valeurs positives (négatives) sont représentées par des contours rouges (bleus). En fond, images de SST prises aux mêmes dates.</i>	<i>188</i>

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

<i>Figure 1. Cartes d'échelle spatiale (haut gauche), d'amplitude (haut droite) et de vorticité relative (bas gauche) moyennées sur la zone du Loop Current représentée sur la carte bathymétrique du Golfe du Mexique (bas droite) pour la période 2002-2005 (crédits M. Le Hénaff).....</i>	<i>208</i>
---	------------

APPORT DE L'ALTIMETRIE A L'ETUDE DES TOURBILLONS A
MESO ET SUBMESO-ECHELLE:
APPLICATION REGIONALE AU GOLFE DE GASCOGNE.

Auteur : Renaud Dussurget

Le Golfe de Gascogne, dans l'Atlantique Nord Est, est le théâtre d'une dynamique océanique particulièrement complexe dans laquelle le courant de pente joue un rôle sur le développement de structures (sub)méso-échelles au large, contribuant aux échanges des eaux et des traceurs océaniques (chaleur, nutritifs) entre le plateau continental et le large.

Grâce aux longues séries temporelles et sa précision, l'altimétrie est un outil idéal pour l'observation de tels processus. Du fait de la dynamique régionale, il est nécessaire de bénéficier des récents travaux sur l'altimétrie côtière pour étudier cette dynamique. Dans un premier temps, une méthode d'analyse en ondelette a été développée pour déterminer l'observabilité des processus (sub)méso-échelle. Ces processus sont sous-évalués sur les cartes de niveau de la mer actuelles.

Une méthode de cartographie régionale, adaptée aux fines échelles de variabilité a alors été mise en place sur une période de couverture spatiale optimale avec 4 satellites (2002-2005). Les cartes régionales du niveau de la mer ont ensuite été le sujet d'une intense validation au moyen d'observations indépendantes (courantomètres, bouées dérivantes, images de température de surface de la mer ou de couleur de l'eau).

La cartographie fine échelle permet d'améliorer les estimations régionales du niveau d'énergie cinétique tourbillonnaire par rapport aux données standard. De plus, la variabilité du courant de pente est améliorée. Les structures filamentaires déduites des exposants de Lyapunov, dérivées de nos cartes régionales, sont cohérentes avec les images satellites. Le suivi d'un épisode de détachement de tourbillon fine-échelle (< 50 km) du courant de pente est rendu possible par l'utilisation combinée des cartes altimétriques régionales, des images satellites et des données *in-situ*. La variabilité spatiale et temporelle des dynamiques méso et subméso-échelle peuvent alors être étudiées et des déphasages entre la pente continentale et le large sont observés.

Enfin, cette thèse ouvre des perspectives sur le point de vue des observations, en proposant notamment des pistes d'amélioration des méthodes actuelles de cartographie régionales et sur l'amélioration des budgets d'erreurs observationnels. Les développements méthodologiques réalisés peuvent être étendus à d'autres zones d'études, et aux autres jeux de données altimétriques. Ces cartes régionales fournissent une observation importante pour l'interprétation de la physique océanique du Golfe de Gascogne ainsi que pour la validation des modèles régionaux.

CONTRIBUTION FROM ALTIMETRY TO THE STUDY OF MESO
AND SUBMESO-SCALE OCEANIC EDDIES:
APPLICATION TO THE BAY OF BISCAY.

Author: Renaud Dussurget

The Bay of Biscay, in the North East Atlantic, is the scene of a particularly complex ocean dynamics in which the slope current plays a role in the development of (sub)mesoscale structures offshore, contributing to water exchanges between the continental shelf and the open ocean.

Thanks to long time series and its precision, altimetry is an ideal tool for the observation of such processes. Due to the regional dynamics, it is necessary to benefit from recent advances in coastal altimetry to study these dynamics. Initially, a wavelet analysis method was developed to determine the observability of the (sub)mesoscale. These processes are currently under-evaluated in maps of sea level.

A regional mapping methodology, adapted to fine scale variability, was then put in place over a period of optimal spatial coverage with 4 satellites (2002-2005). Regional maps of sea level were then the subject of an intense validation using independent observations (currentmeters, drifting buoys, sea surface temperature and ocean colour images).

Fine-scale mapping can improve regional estimates of eddy kinetic energy levels compared to standard data. In addition, the variability of the slope current is improved. The filamentary structures derived from the Lyapunov exponents, derived from our regional maps, are consistent with the satellite images. A sequence of fine-scale eddy detachment from the slope current is made possible by the combined use of regional sea level maps, satellite images and *in-situ* data. The spatial and temporal variability of the meso and submeso-scale dynamics can then be studied and phase lags are observed between the continental slope and offshore variability.

Finally, this thesis opens up the perspective of observations, including the provision of areas for the development of regional mapping methodologies and the improvement observational error budgets. These methodological developments can be extended to other regions and altimetry datasets. Regional maps provide an important observation for the interpretation of the Bay of Biscay ocean dynamics and for the validation of regional models