

Table des matières

Remerciements	iii
Résumé	vii
Abstract	ix
Liste des sigles et acronymes	xiii
Introduction générale	1
Des enjeux de la connaissance de la dynamique océanique côtière à l'importance des nouvelles missions d'altimétrie spatiale	1
Enjeux et plan de l'étude	3
1 Contexte et zone d'étude	7
1.1 L'altimétrie spatiale	7
1.2 La Méditerranée Nord-Occidentale	20
2 Les outils d'observation et d'étude	33
2.1 Altimétrie	33
2.2 Autres observations spatiales	40
2.3 Données <i>in situ</i>	41
2.4 Modèle numérique	49
3 Synergie entre les données altimétriques et <i>in situ</i> pour observer et étudier les variations du Courant Nord	53
3.1 Introduction	53
3.2 Article	54
3.3 Discussions et perspectives	78

4	Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection	81
4.1	Validation du modèle	82
4.2	Observabilité des processus régionaux par altimétrie spatiale	97
4.3	Courants altimétriques vs courants des radars HF, gliders et ADCP : analyse des différences	114
4.4	Conclusion	127
5	Étude de la circulation régionale	129
5.1	Complément de validation du modèle et méthodologie	130
5.2	Circulation moyenne en Méditerranée Nord-Occidentale	133
5.3	Cycle saisonnier	136
5.4	Variabilité interannuelle	140
5.5	Discussion	147
5.6	Conclusion et perspectives	157
6	Conclusions et perspectives	159
6.1	Conclusions	159
6.2	Perspectives	163
A	Climatologies mensuelles des courants de surface	179
B	Séries temporelles du transport des sections du chapitre 5 sans le cycle saisonnier	181
C	Cartes mensuelles des courants de surface	185
D	Cartes journalières des courants de surface : illustration de processus méso-échelle	189
	Bibliographie	213
	Résumé	215

Liste des sigles et acronymes

Principaux acronymes

ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
ADT	<i>Absolute Dynamic topography</i>
CCI	<i>Climate Change Initiative</i>
CTD	<i>Conductivity Temperature Depth</i>
FES	<i>Finite Element solution</i>
GFO	<i>Geosat Follow-On</i>
GIEC	<i>Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat</i>
GPS	<i>Global Positionning System</i>
HF	<i>Haute Fréquence</i>
LRM	<i>Low Resolution Mode</i>
MDT	<i>Mean Dynamic Topography</i>
MLD	<i>Mixed Layer Depth</i>
MOOSE	<i>Mediterranean Ocean Observing System for the Environment</i>
MSS	<i>Mean Sea Surface</i>
MSSH	<i>Mean Sea Surface Height</i>
PRF	<i>Pulse Repetition Frequency</i>
PSD	<i>Power Spectral Density</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SARAL	<i>Satellite with ARgos and ALtiKa</i>
SLA	<i>Sea Level Anomaly</i>
SSH	<i>Sea Surface Height</i>
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
SWOT	<i>Surface Water and Ocean Topography</i>

Institutions et laboratoires

AVISO	<i>Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data</i>
CMEMS	<i>Copernicus Marine Environment Monitoring Service</i>
CNES	<i>Centre National d'Études Spatiales</i>
CSA	<i>Canadian Space Agency</i>

CTOH	<i>Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère</i>
ESA	<i>European Space agency</i>
ISRO	<i>Indian Space Resarch Organisation</i>
LOCEAN	<i>Laboratoire d'Océanographie et du Climat</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
UKSA	<i>United Kingdom Space Agency</i>
WHO	<i>World Health Organisation</i>

Courants et fronts

AC	<i>Algerian Current</i>
BC	<i>Balearic Current</i>
CN	<i>Courant Nord</i>
ECC	<i>Eastern Corsica Current</i>
FB	<i>Front Baléares</i>
WCC	<i>Western Corsica Current</i>

Masses d'eaux

AW	<i>Atlantic Water</i>
LIW	<i>Levantine Intermediate Water</i>
MAW	<i>Modified Atlantic Water</i>
WIW	<i>Winter Intermediate Water</i>
WMDW	<i>Western Mediterranean Deep Water</i>

Introduction générale

Des enjeux de la connaissance de la dynamique océanique côtière à l'importance des nouvelles missions d'altimétrie spatiale

A l'interface entre les terres et l'océan hauturier, zones d'échanges entre ces deux milieux, les environnements côtiers font partie des régions océaniques les plus complexes à appréhender. Tout d'abord, il n'y a pas de consensus clair sur la définition de l'océan côtier qui peut considérer la profondeur comme la distance à la côte. Ainsi dans le rapport de l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, NICHOLLS et al., 2007), il s'agit des zones de faible élévation qui interagissent avec les eaux côtières de faible profondeur, sans prendre en compte le plateau continental et les marges océaniques. Mais dans certaines études cela peut aussi désigner la zone entre les terres émergées et 200 mètres de profondeur, et/ou une délimitation au large marquée par un brusque changement de la pente de la bathymétrie. D'un point de vue des données d'altimétrie spatiale il est fréquent de considérer comme côtière toute la zone comprise dans les 50 km à la terre, ce qui correspond à la zone dans laquelle historiquement l'erreur des données augmente fortement. D'autres définitions font davantage intervenir la notion de rupture dans la diversité marine ou la dynamique océanique pour délimiter les régions côtières. Certains environnements tels que les estuaires, les plateaux et les talus continentaux sont alors considérés ou non dans la zone côtière selon la définition choisie. Ces zones sont extrêmement variées de par leur topographie (canyons, deltas de fleuves ou bancs de sable), leur faune et leur flore, les écosystèmes qu'elles abritent (barrière de corail, mangrove, herbiers, par exemple) ainsi que la dynamique océanique qui s'y produit (INMAN, 1994).

Les régions côtières ont constitué très tôt des habitats privilégiés pour les populations humaines car elles permettent des échanges économiques et culturels (BRAUDEL, 1985). De plus, elles fournissent un accès aux ressources nourricières de l'océan : d'après la WHO (World Health Organization), la pêche assure le principal apport en protéine pour 1 milliard de personnes, avec des régions beaucoup plus dépendantes. Ainsi les zones côtières sont fortement peuplées : la moitié de la population mondiale vit à moins de 100 km des côtes et 10% habitent dans des zones côtières densifiées (COHEN et al., 1997, NICHOLLS et CAZENAVE, 2010, MCGRANAHAN et al., 2007). D'autres activités y sont également concentrées : le tourisme, l'industrie portuaire, les pêcheries, l'extraction minière, l'aquaculture (AYOUB et al., 2015).

Malgré leur importance, ces régions sont menacées par les activités humaines qu'elles accueillent : la surpêche est délétère pour les ressources halieutiques, les aménagements fluviaux modifient les transports de sédiments à la côte et plus généralement la présence de villes entraîne des rejets de nutriments importants dans l'océan. Ces régions sont également fortement exposées aux effets du changement climatique. En effet, l'augmentation du niveau de la mer a pour conséquences des inondations, l'érosion de la côte ainsi que des intrusions d'eaux salées dans les estuaires et les nappes phréatiques (WONG et al., 2014). Les écosystèmes marins tels que les plages, les estuaires, les lagunes, les zones humides, les récifs coralliens, par

exemple, sont aussi menacés par les changements induits en lumière, température et salinité qui peuvent alors tuer les plantes ou les animaux vivant en symbiose.

A l'échelle globale, les océans jouent un rôle essentiel dans la régulation du climat, en absorbant de la chaleur et du dioxyde de carbone et en les stockant ce qui augmente sa température et provoque son acidification. A l'échelle côtière, les écosystèmes océaniques sont également primordiaux en jouant par exemple un rôle de rempart contre l'érosion du littoral. L'océan côtier représente un lien entre les continents, fortement impactés par la présence humaine et l'océan qui agit comme un régulateur thermique. La connaissance de la dynamique océanique côtière constitue donc un enjeu majeur, avec des applications opérationnelles.

Les zones côtières sont aussi caractérisées par la formation de phénomènes de petite échelle spatio-temporelle qui régissent les échanges avec l'océan hauturier et les mélanges verticaux, ce qui les rend extrêmement complexes (HUTHNANCE, 1995). La méso-échelle qui regroupe les structures océaniques entre 10 et 100 km permet le transport de chaleur, nutriments, sel et d'énergie entre l'océan intérieur et les couches de surface. A côté de la circulation régionale se développent des méandres et des tourbillons dont l'énergie cinétique est très importante (FERRARI et WUNSCH, 2009). Les caractéristiques dynamiques spécifiques aux régions côtières incluent également les ondes de tempête qui se forment lors des cyclones ou tempêtes ; la marée dont l'amplitude est plus forte à la côte que dans l'océan hauturier ; le transport de sédiment ; les plumes des fleuves ; les upwellings côtiers qui font remonter les eaux du fond vers la surface sous l'action de vents marins et les downwellings côtiers qui font plonger les eaux de surface également sous l'effet du vent (PONTE et al., 2019).

Tous ces enjeux sociétaux et scientifiques ont conduit à faire émerger des moyens d'observation et de suivi de ces zones côtières. Ceux-ci doivent répondre aux problématiques spécifiques de ces régions et considérer les différentes échelles spatio-temporelles associées : des événements extrêmes tels que les tempêtes ou les cyclones à la variabilité saisonnière à multi-décadale (BENVENISTE et al., 2019). Actuellement, les principales observations côtières proviennent de données *in situ* (marégraphes, courantomètres ou encore ADCP) qui ont une résolution temporelle et spatiale adaptée à la capture des structures méso-échelle s'y produisant (HUTHNANCE, 1995). Ces moyens de mesure ont permis un suivi sur de nombreuses années de certaines régions côtières mais elles sont éparées et locales. PONTE et al., 2019 ont montré leur apport dans la mesure du niveau de la mer mais également leurs limites : trop peu d'instruments qui effectuent des mesures depuis plus de 60 ans, un maillage très inégal entre le Nord et le Sud, un manque de formation dans certains pays, une privatisation dans d'autres qui peut avoir un impact sur l'accès aux données et un manque de financement général pour rendre le réseau pérenne. Ils préconisent de continuer à étendre les séries temporelles historiques en développant les instruments à destination de plusieurs acteurs (scientifiques, autorités portuaires, ingénieurs côtiers) ainsi que le développement de nouvelles technologies.

En comparaison, les observations spatiales ont l'avantage d'une vision synoptique, d'un échantillonnage temporel régulier et d'un accès libre et gratuit aux données. Toutefois, la plupart ne permettent de mesurer que des paramètres de surface de l'océan et peuvent être impactées par la présence de nuages, qui sont nombreux dans les zones côtières. L'altimétrie spatiale présente l'avantage de ne pas rencontrer ce problème et de mesurer un paramètre, la

Introduction générale

hauteur de mer, qui reflète les variations de l'océan sur toute la colonne d'eau et peut être reliée à de nombreux processus dynamiques. D'abord cantonnée à l'observation des structures de grande échelle (>100 km) avec les premières missions (Topex/Poséidon, ERS, Jason 1), l'altimétrie spatiale a gagné en précision notamment à l'approche de la côte (BENVENISTE et al., 2019, ROBLOU et al., 2011a, CIPOLLINI et al., 2017a). Elle n'y reste cependant encore que peu exploitée malgré son fort potentiel. Sur ces missions reposent des attentes d'améliorations significatives dans la capture des processus de fine échelle. Ces dernières années, des missions altimétriques innovantes (bande Ka, SAR) ont été lancées (FENOGLIO et al., 2019, BONNEFOND et al., 2018). Ces missions permettent de réduire de manière significative les erreurs et d'augmenter la résolution spatiale et la précision. Les attentes sont fortes en ce qui concerne les futures missions prévues comme SWOT en 2021 qui devrait révolutionner l'altimétrie côtière. Combinées à des séries temporelles longues de l'altimétrie conventionnelle (bande Ku), les données altimétriques devraient nous fournir de nouvelles informations. Des progrès importants ont été effectués ces dernières années sur les traitements des missions historiques notamment en termes d'approche à la côte où des données fiables peuvent être obtenues à 5 km de la côte (CIPOLLINI et al., 2017b, BIROL et al., 2017, MARTI et al., 2019).

Enjeux et plan de l'étude

Problématique, approche et questions soulevées

Le suivi de l'évolution des zones côtières est donc très important mais les données *in situ* manquent ou sont trop parcellaires. Les observations spatiales sont donc un outil complémentaire incontournable. Parmi elles, depuis les années 90, il est possible de compter sur l'altimétrie spatiale mais son potentiel d'utilisation reste encore mal défini sur les océans côtiers. L'arrivée des nouvelles technologies altimétriques (SAR, bande Ka, SARIn) permet de plus et mieux intégrer l'altimétrie spatiale parmi les outils d'étude et de suivi de l'océan côtier, aux côtés des autres types d'observation et des modèles, mais nécessite aussi de comprendre leur contenu. Tout ceci pose un certain nombre de questions sur :

- la validation de ce nouveau type d'observation : comment valider ces mesures à partir de données qui possèdent elles-mêmes leurs erreurs ?
- l'utilisation de la complémentarité entre observations altimétriques, *in situ* et la modélisation. Comment peut-on utiliser conjointement les différents systèmes de mesure ?
- l'interprétation des données : l'altimétrie spatiale nous permet d'obtenir des anomalies de hauteur de mer. Comment se traduisent des variations à l'échelle kilométrique en termes de dynamique océanique ?
- les limitations liées à leur résolution spatio-temporelle : la résolution temporelle de l'altimétrie spatiale varie de 10 jours avec Jason 2 à 35 jours avec SARAL. La mission SWOT aura une résolution de 21 jours. Quelles stratégies peut-on mettre en place pour faire face à ce manque d'information entre deux passages ?

- les nouveaux processus qu'il sera alors possible de capturer par rapport à la situation actuelle. Sera-t-il possible d'observer des phénomènes de plus petite échelle, de plus haute fréquence, plus près de la côte ?

Pour étudier ces questions, nous avons choisi un cas d'étude : la circulation régionale, avec un focus sur les courants côtiers. Nous avons focalisé notre travail en Méditerranée Nord-Occidentale, qui paraît une zone d'étude idéale pour l'étude de ces problématiques car on y dispose d'un vaste panel de données et car elle est marquée par des processus dynamiques variés et des échelles relativement courtes. Depuis le début de l'altimétrie spatiale, cette mer est considérée comme une zone de test pour l'observabilité de sa dynamique (ECHEVIN, 1998, VIGNUDELLI et al., 2000). En effet, tout gain en qualité de la donnée s'y traduit par un gain en observabilité de la dynamique océanique régionale. Les études se sont succédées au fur et à mesure du lancement de nouvelles missions : BIROL et al., 2010 pour Topex/Poseidon et Jason 1, BOUFFARD et al., 2008b, ESCUDIER et al., 2013 avec en plus Envisat et GFO, MORROW et al., 2017 pour Cryosat-2, SARAL et Jason 2, PASCUAL et al., 2015 pour SARAL, ... Ces études permettent d'avoir une idée bien précise des capacités de l'altimétrie actuelle, de ce que chaque mission apporte de nouveau dans la connaissance de la dynamique océanique mais aussi des limitations et des besoins à prendre en compte pour les futures missions.

L'objectif général de la thèse consiste donc à caractériser l'apport des mesures altimétriques les plus récentes, en parallèle des autres systèmes d'observation spatiaux et *in situ* existants, et de la modélisation numérique à haute résolution, pour observer et étudier la dynamique côtière en Méditerranée Nord-Occidentale. Dans ce but on cherchera à :

- Analyser à l'échelle régionale les enjeux de l'altimétrie côtière en parallèle des autres systèmes d'observation existants sur la zone d'étude et de la modélisation numérique à haute résolution.
- Identifier la signature d'un panel de processus océaniques côtiers régionaux sur la hauteur de mer et les échelles spatio-temporelles associées. Ceci nous permettra de définir si tel processus est observable et dans le cas affirmatif comment.
- Caractériser l'apport des nouvelles technologies altimétriques pour observer et étudier la dynamique côtière à l'échelle régionale. Cela pourra ensuite déboucher vers des stratégies pour étudier le potentiel de la mission SWOT.
- Se servir de l'ensemble des outils mis en œuvre dans cette thèse, observations et modélisation pour améliorer notre connaissance de la circulation sur la zone d'étude.

Cette thèse, qui s'intitule "Étude de la variabilité spatio-temporelle de la circulation en Méditerranée Nord-Occidentale - Apport de l'altimétrie spatiale" a pour but de répondre à ces objectifs. Elle est basée sur l'utilisation conjointe d'observations *in situ* de diverse nature (gliders, ADCP de coque, radars HF, mouillages), de données altimétriques et d'un modèle régional de résolution kilométrique. L'approche suivie est d'abord de réaliser des intercomparaisons systématiques entre les différents jeux de données : observations altimétriques, *in situ* et sorties de modèle. Le modèle nous servira ensuite, une fois les différentes simulations validées à étudier la signature en hauteur de mer des processus physiques dominants à l'échelle régionale et les différences entre jeux d'observation. Le modèle permet en outre d'explorer les possibilités des nouvelles missions. Enfin une étude régionale de la circulation sera faite.

Organisation du manuscrit

Le manuscrit est organisé en 6 chapitres.

Le Chapitre 1 nous permet d’approfondir les éléments de contexte soulevés dans cette introduction. Il présente en détail notre principal outil, l’altimétrie spatiale en décrivant son principe, son histoire, ses différentes formes, ses applications et ses perspectives. Il est ensuite dédié à la description de notre zone d’étude en développant ses caractéristiques générales et la dynamique océanique associée. Nous commentons également les enjeux spécifiques de la région et les raisons de ce choix.

Le Chapitre 2 nous permet de décrire les outils utilisés dans cette thèse. Nous présenterons les observations spatiales et *in situ*. Nous nous focalisons aussi sur le modèle numérique Symphonie en présentant les simulations qui ont été analysées pendant cette thèse.

Le Chapitre 3 s’attache à analyser l’apport de l’altimétrie pour observer et comprendre la dynamique océanique côtière en parallèle des autres systèmes d’observation. Pour cela des intercomparaisons intensives entre données ont été réalisées en mer Ligure, où sont localisées la plupart des séries longues d’observation. Cette étude a débouché sur un article, publié dans Ocean Science.

Ce troisième chapitre soulève des questions sur les limitations des mesures altimétriques et des traitements actuels à fournir des informations proches de la côte ainsi que sur l’origine des différences que l’on peut observer entre les différents instruments. Le Chapitre 4 est consacré à ces problématiques. Nous y quantifions la signature en hauteur de mer et les échelles spatio-temporelles associées de quelques processus majeurs de la zone pour tester leur observabilité par l’altimétrie. Enfin, le modèle est utilisé pour analyser l’impact des sources de différence entre les données.

Toutes nos études soulignent la variabilité saisonnière et interannuelle de la dynamique en Méditerranée Nord-Occidentale ainsi que l’existence d’événements ou de processus encore peu documentés par la littérature. Dans le Chapitre 5, nous utilisons nos simulations validées pour une étude plus générale de la circulation. Nous quantifions et étudions le transport ainsi que sa variabilité spatiale et temporelle à l’échelle régionale.

Enfin le dernier chapitre dresse la conclusion de cette thèse et les perspectives et nouveaux questionnements qu’elle soulève, notamment concernant les missions altimétriques récentes telles que Jason 3 ou Sentinel-3 et futures avec le lancement de la mission SWOT en 2021.

Contexte et zone d'étude

Sommaire

1.1	L'altimétrie spatiale	7
1.1.1	Principe	8
1.1.2	Corrections	9
1.1.3	Les différentes technologies	13
1.1.4	Applications	18
1.1.5	L'essor de l'altimétrie côtière	19
1.2	La Méditerranée Nord-Occidentale	20
1.2.1	Caractéristiques générales	20
1.2.2	Masses d'eau et convection	22
1.2.3	La circulation générale	24
1.2.4	Le Courant Nord	28
1.2.5	La Méditerranée dans un contexte de changement climatique	31
1.2.6	Validation avec l'altimétrie	31

1.1 L'altimétrie spatiale

Depuis les années 70 et le début de l'altimétrie spatiale, les altimètres radar, mesurant la hauteur instantanée de la mer, ont permis d'amasser une quantité phénoménale d'informations sur la dynamique océanique et ses interactions avec les autres environnements. Cependant, ces observations sont traditionnellement dédiées à l'océan hauturier. Les missions altimétriques n'ont pas été conçues pour l'océan côtier, où les mesures sont bien plus complexes à analyser et nécessitent des traitements de données adaptés.

Aujourd'hui, des années d'expérience dans l'exploitation des mesures altimétriques et le développement de nouvelles technologies conduisent à des instruments plus performants et plus adaptés à l'océan côtier ainsi qu'à des traitements de données permettant d'accéder à des observations fiables beaucoup plus près des terres. Dans cette section, nous dressons un état de l'art de la technique d'altimétrie spatiale, en décrivant son principe et les corrections ajoutées, en établissant un rappel historique des différentes technologies utilisées, en présentant les produits actuellement disponibles et en soulignant les limites encore à l'œuvre dans une perspective d'utilisation pour l'étude de la dynamique océanique côtière.

1.1.1 Principe

Un altimètre, embarqué à bord d'un satellite, envoie une impulsion radar à sa verticale vers la surface survolée puis mesure le temps de trajet aller-retour t après réflexion par la surface. L'onde émise voyageant à la vitesse de la lumière c cela permet de déduire la distance satellite - surface (BENVENISTE, 2011). Cette distance est visible sur la Figure 1.1 et est nommée "range" ($range = \frac{t}{2} * c$). Le satellite étant localisé de manière très précise (centimétrique) grâce à des systèmes de mesure de trajectoire (notamment Doris, GPS), cela permet de connaître en permanence sa position par rapport à une ellipsoïde de référence (la variable "altitude" sur la Figure 1.1). La différence entre cette position et la distance satellite - surface permet alors de connaître la hauteur de mer (Sea Surface Height, SSH).

$$SSH = Altitude - Range \quad (1.1)$$

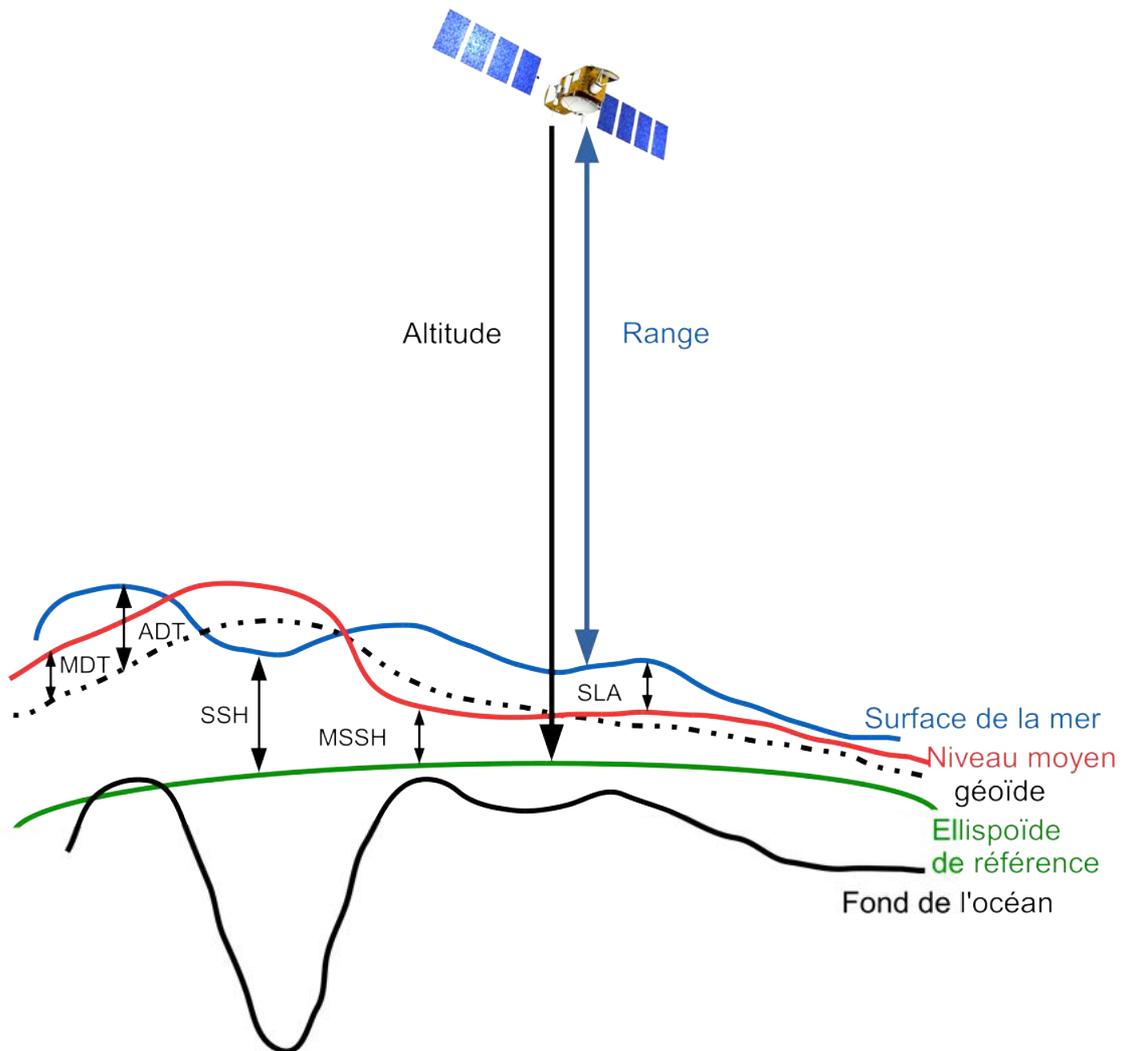


FIGURE 1.1 – Schéma du principe de l'altimétrie

1.1. L'altimétrie spatiale

Dans le détail, les impulsions radar sont émises de manière répétitive et régulière - plus de 1700 impulsions par seconde - selon la PRF (Pulse Repetition Frequency) qui est choisie afin de garantir que les échos successifs sont décorrélés (GOMMENGINGER et al., 2011). Le rayon du faisceau s'agrandit au fur et à mesure que l'onde s'éloigne de l'altimètre. Lorsqu'elle touche la surface, l'empreinte au sol (la surface couverte par la pulsation radar) varie de 7 à 15 km de diamètre selon l'altimètre utilisé. A partir du moment où elle touche la surface de la mer, l'intensité de l'onde réfléchie reçue en retour est enregistrée en tant que forme d'onde et permet de caractériser la surface observée. En effet, dans un milieu océanique considéré comme homogène, l'aspect de cette forme d'onde (Figure 1.2) suit un modèle mathématique connu, le modèle de Brown (BROWN, 1977, HAYNE, 1980), qui est caractérisé par :

- un signal de départ supérieur à 0 à cause du bruit thermique causé par la réflexion de l'impulsion du radar dans l'ionosphère et l'atmosphère ajoutée au bruit instrumental (P_0 sur la Figure 1.2).
- le milieu du front de montée (epoch at mid-height sur la Figure 1.2) qui donne le retard attendu de l'écho en retour et permet ainsi d'estimer le temps mis par l'impulsion pour parcourir la distance aller-retour et ensuite obtenir le range grâce à la formule vue plus haut.
- un front de montée qui suit une certaine courbure avant d'atteindre un maximum. La différence entre ce maximum et le bruit thermique permet d'obtenir l'amplitude du signal (P sur la Figure 1.2). La hauteur significative des vagues peut se déduire quant à elle de la pente du front de montée.
- un front de descente dont la pente du flanc est liée au dépointage de l'antenne (qui correspond à l'écart par rapport au nadir).

Les caractéristiques de la forme d'onde sont très différentes du modèle de Brown pour des surfaces moins homogènes que l'océan telles que les terres émergées, les glaces ou les fleuves et rivières. A l'approche de la côte, l'empreinte au sol du radar inclut mer et terre et les formes d'onde sont également plus complexes à analyser (GOMMENGINGER et al., 2011). Étant donné les enjeux liés à l'observation du niveau marin dans ces régions, de nombreuses études ont été menées ces derniers dix ans pour mieux comprendre ces signaux et développer les traitements qui conviennent (GOMMENGINGER et al., 2011, PASSARO et al., 2014).

1.1.2 Corrections

Une fois la SSH dérivée (l'équation (1.1)), il est nécessaire d'y appliquer des corrections afin de prendre en compte l'influence de différents phénomènes physiques (Figure 1.3). En fonction de leur nature, ces corrections sont calculées à partir d'instruments embarqués à bord du satellite ou de modèles. Elles sont bien maîtrisées et conduisent à des bilans d'erreurs faibles dans le domaine de l'océan hauturier (ABLAIN, 2014) mais, pour certaines, deviennent imprécises lorsque l'on se rapproche de la côte (ANDERSEN et SCHARROO, 2011). Cela s'explique par la contamination par la terre des mesures servant à calculer la correction ou parce que les structures géophysiques sont plus petites et complexes à modéliser dans l'environnement côtier.

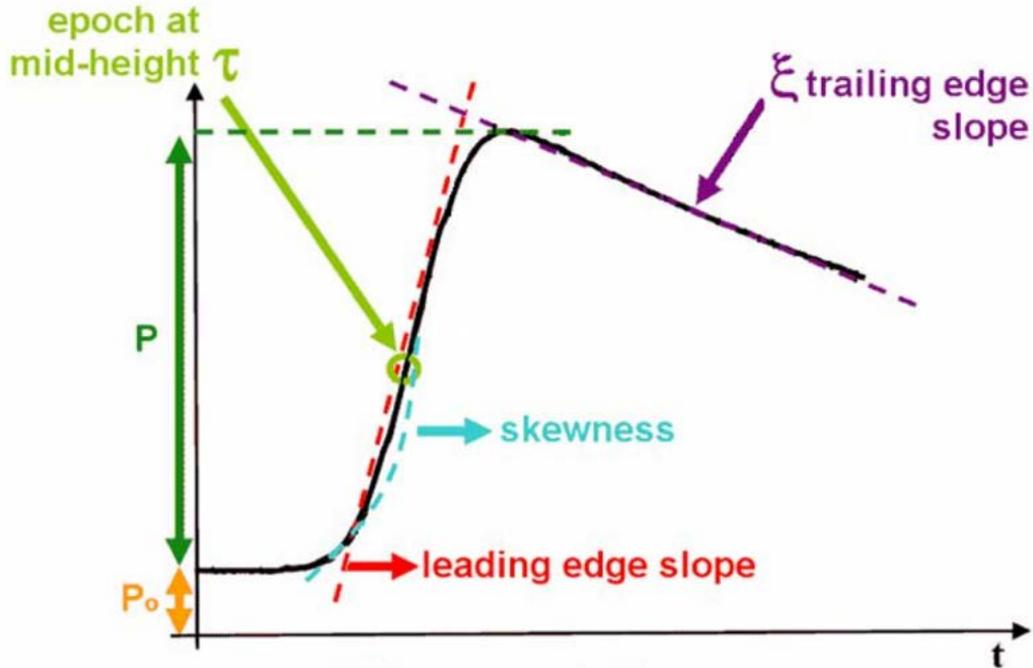


FIGURE 1.2 – Schéma d'une forme d'onde sur l'océan

La première catégorie de corrections à appliquer concerne les erreurs instrumentales : de calibration des instruments, les erreurs d'angle, de centre de gravité et le décalage Doppler (LAMBIN et al., 2010).

Pendant la traversée de l'atmosphère, l'onde radar passe au travers de vapeur d'eau, d'un flux d'électrons et d'air sec qui ont pour conséquence un ralentissement de sa propagation qui est alors inférieure à la vitesse de la lumière utilisée pour dériver le "range". Pour pallier ce problème, des corrections de propagation ($Corr_{propagation}$), au nombre de trois, sont appliquées.

- La correction de troposphère sèche (retard lié à l'air sec constitué d'oxygène et d'azote) est calculée à partir d'un modèle météorologique. Il s'agit de la contribution la plus importante avec une valeur moyenne de 231 cm (ANDERSEN et SCHARROO, 2011) mais associée à de faibles variations.
- La correction de troposphère humide (retard lié à la vapeur d'eau) est calculée à partir d'un radiomètre embarqué, ou de modèles atmosphériques qui permettent de mesurer le contenu intégré en vapeur d'eau et en eau liquide de l'atmosphère (AVISO). Le radiomètre est plus précis que le modèle sur l'océan hauturier mais ses mesures sont contaminées par la présence de terre dans l'océan côtier, générant de fortes erreurs. Des modèles peuvent être alors utilisés mais leur résolution spatiale n'est pas suffisante pour générer une correction de qualité dans ces zones. Cette correction vaut en moyenne 16 cm sur les océans mais varie davantage et plus rapidement dans le temps et dans l'espace

1.1. L'altimétrie spatiale

que la correction de troposphère sèche (ANDERSEN et SCHARROO, 2011).

- La correction ionosphérique (retard lié aux électrons) est calculée en combinant des impulsions dans différentes bandes de fréquences lorsque l'altimètre est bi-fréquence (solution plus précise pour l'océan hauturier) ou en utilisant un modèle statistique d'ionosphère si l'altimètre est mono-fréquence. Elle vaut en moyenne 8 cm (ANDERSEN et SCHARROO, 2011).

Un troisième type de correction est lié à l'état de la mer ($Corr_{état\ de\ mer}$). Lorsque l'onde touche la surface de la mer, la puissance du signal ré-émis va dépendre de la surface de l'océan. En effet, les creux des vagues sont plus réfléchissants que les crêtes. Le niveau de la mer est alors sous-estimé avec une amplitude qui dépend des conditions de vent et de vague (ANDERSEN et SCHARROO, 2011). Cette correction appelée biais d'état de mer est calculée de manière empirique à partir de la hauteur significative des vagues et des recherches sont encore en cours pour mieux la déterminer. De fortes incertitudes persistent en particulier sur cette correction en région côtière, là aussi source d'erreurs sur les données altimétriques.

En outre, on applique également des corrections géophysiques ($Corr_{marée}$) pour enlever les signaux à haute fréquence temporelle comme la marée (océanique et terrestre) et la réponse barotrope de l'océan au forçage atmosphérique qui ne sont pas résolus par l'altimétrie et peuvent générer de fortes erreurs d'aliasing. La correction de marée océanique est calculée à l'aide d'un modèle (eg FES2004, FES2014, GOT4.7).

La correction de baromètre inverse, autre type de correction ($Corr_{atmosphérique}$ dans l'équation 1.2), se calcule à partir de la pression atmosphérique de surface fournie par les modèles atmosphériques. La réponse barotrope haute fréquence de l'océan (<20 jours) est corrigée avec un modèle dédié (MOG2D, CARRÈRE et LYARD, 2003). Dans le domaine côtier, l'ensemble des corrections géophysiques deviennent également moins précises (car plus complexes à modéliser et nécessitant une résolution spatio-temporelle bien plus forte des modèles), générant des incertitudes significatives.

L'équation 1.1 devient alors l'équation 1.2 pour prendre en compte tous les effets listés ci-dessus. Pour résumer, les corrections qui sont le plus sujettes à caution en zone côtière sont le biais d'état de mer, la correction de troposphère humide et les corrections géophysiques (notamment la marée, ANDERSEN et SCHARROO, 2011). Le radiomètre qui sert pour la correction de troposphère humide a une empreinte au sol plus importante que l'altimètre, de l'ordre de 20 à 30 km ce qui la rend plus critique que les autres. Des solutions de décontamination de la correction de troposphère humide existent cependant à présent, basées sur différentes approches et décrites dans OBLIGIS et al., 2011 ou dans BIROL et al., 2017. Les modèles de marée et barotropes ont également fait de gros progrès dans les régions côtières ces dernières années (CARRÈRE, 2016), réduisant les erreurs associées. Sur le biais d'état de mer, les études sont en cours.

$$SSH_{corr} = Altitude - Range - Corr_{marée} - Corr_{atmosphérique} - Corr_{propagation} - Corr_{état\ de\ mer} \quad (1.2)$$

Après l'application des corrections on obtient donc le niveau des océans SSH_{corr} par rapport à l'ellipsoïde de référence (SSH sur la Figure 1.1) dont on peut extraire la partie

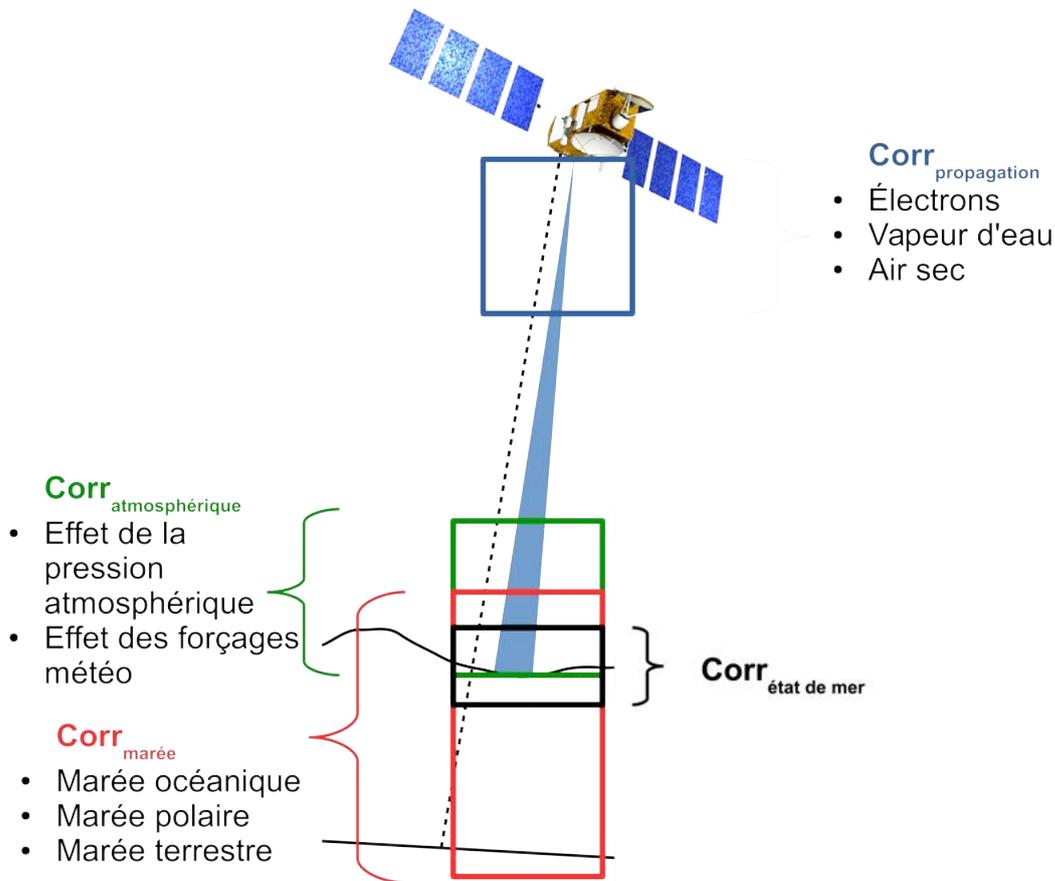


FIGURE 1.3 – Schéma récapitulatif des corrections appliquées à la mesure altimétrique

dynamique (Absolute Dynamic Topography, ADT). Celle-ci s'obtient par soustraction du géoïde (équation (1.3)) qui correspond à la surface qu'aurait l'océan sous le seul effet du champ de pesanteur terrestre et en l'absence de toute perturbation (vent, marée, courants,...). Son ordre de grandeur étant supérieur à celui de l'ADT, le géoïde doit donc être estimé de manière très précise. Or ce géoïde marin qui s'obtient à partir des données du satellite GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) combinées à d'autres types de données n'est pas bien connu aux courtes longueurs d'ondes. La solution est donc d'utiliser son caractère quasi-invariant dans le temps et d'enlever la moyenne temporelle du niveau de la mer (Mean Sea Surface Height, MSSH) à chacune des valeurs individuelles de SSH_{corr} . On obtient alors des anomalies de hauteur de mer (Sea Level Anomalies, SLA) qui permettent d'observer uniquement les variations temporelles du niveau de la mer par rapport à la moyenne (Figure 1.1 et équation (1.4)). Pour accéder à l'ADT, il faut alors rajouter un produit de Topographie Dynamique Moyenne (MDT, Mean Dynamic Topography) qui est obtenue par modélisation ou à partir de données *in situ*. Là encore, les produits de MDT n'ont pas toujours la précision requise dans les zones côtières.

1.1. L'altimétrie spatiale

$$ADT = SSH - H_g \quad (1.3)$$

$$SLA = SSH - MSSH = ADT - MDT \quad (1.4)$$

Où H_g est la hauteur du géoïde.

1.1.3 Les différentes technologies

Afin de mesurer le niveau de la mer, on cherche à avoir les meilleures données possibles. Si l'observation des océans existe depuis plusieurs siècles, l'altimétrie spatiale a permis de recueillir ces dernières décennies une quantité de données et de connaissances à une vitesse inégalée, avec une précision et une résolution spatiale de plus en plus élevées, notamment grâce aux dernières techniques. Après un bref rappel historique des missions altimétriques, nous nous intéresserons aux technologies embarquées sur les satellites qui ont rendu possibles ces progrès.

1.1.3.1 Histoire de l'altimétrie

Dans les années 70, les débuts de l'altimétrie spatiale se concrétisent avec le lancement de Skylab (1973), GEOS-3 (1975) et SeaSat (1978). Bien que la durée de vol de ce dernier n'excède pas trois mois, il a permis de démontrer les capacités des altimètres radars dans la surveillance des océans. En 1991, après quelques autres essais américains (SIR-A, SIR-B, Geosat) ou russes (KOSMOS-1870, ALMAZ-1), l'ESA (European Space Agency) lance ERS-1 (observation des calottes polaires, observation des océans, applications géodésiques) qui couvre de 81.5° S à 81.5° N. Cette mission sera suivie par le lancement de ERS-2 en avril 1995 ce qui permettra une opération en tandem pendant environ un an. Geosat et ERS-1 ont fourni des mesures géodésiques qui ont permis une très bonne connaissance du géoïde et de la topographie SMITH et SANDWELL, 1997. Entre-temps, la NASA et le CNES ont travaillé conjointement à la mission Topex/Poseidon dont le lancement a lieu en 1992 dans une optique de réduction des erreurs. Cette mission a été l'une des premières à être équipée du système de localisation Doris (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite), qui a permis des progrès considérables dans la précision de l'orbite. De plus, on peut notamment mentionner une altitude de vol plus haute ainsi que l'utilisation d'un deuxième altimètre BENVENISTE, 2011. En 2001 et 2002 c'est au tour de Jason 1 et ENVISAT de surveiller les océans avec leurs altimètres Poséidon-2 et RA-2. Ces missions s'inscrivent dans la continuité des satellites ERS et Topex/Poseidon.

Toutes ces missions ont permis une amélioration considérable de la mesure altimétrique au fur et à mesure des années. Actuellement (en 2019) les progrès continuent avec toute une flotte de satellites de haute précision en vol tels que Jason 2 (2008+) et Jason 3 (2018+), sur la même orbite que leur prédécesseur Jason-1 ; SARAL (2013+), Cryosat-2 (2010+), HY-2

(2011+), Sentinel-3 A & B (2016+ et 2018+) et CFOSAT (2018+).

Enfin, de nouvelles missions sont prévues, avec toujours l'objectif de diminuer les erreurs afin de capturer des échelles de plus en plus fines. Les missions Jason-CS et SWOT (Surface Water and Ocean Topography, voir section 1.1.3.5) sont ainsi en pleine préparation. La Figure 1.4 résume 40 années d'altimétrie spatiale.

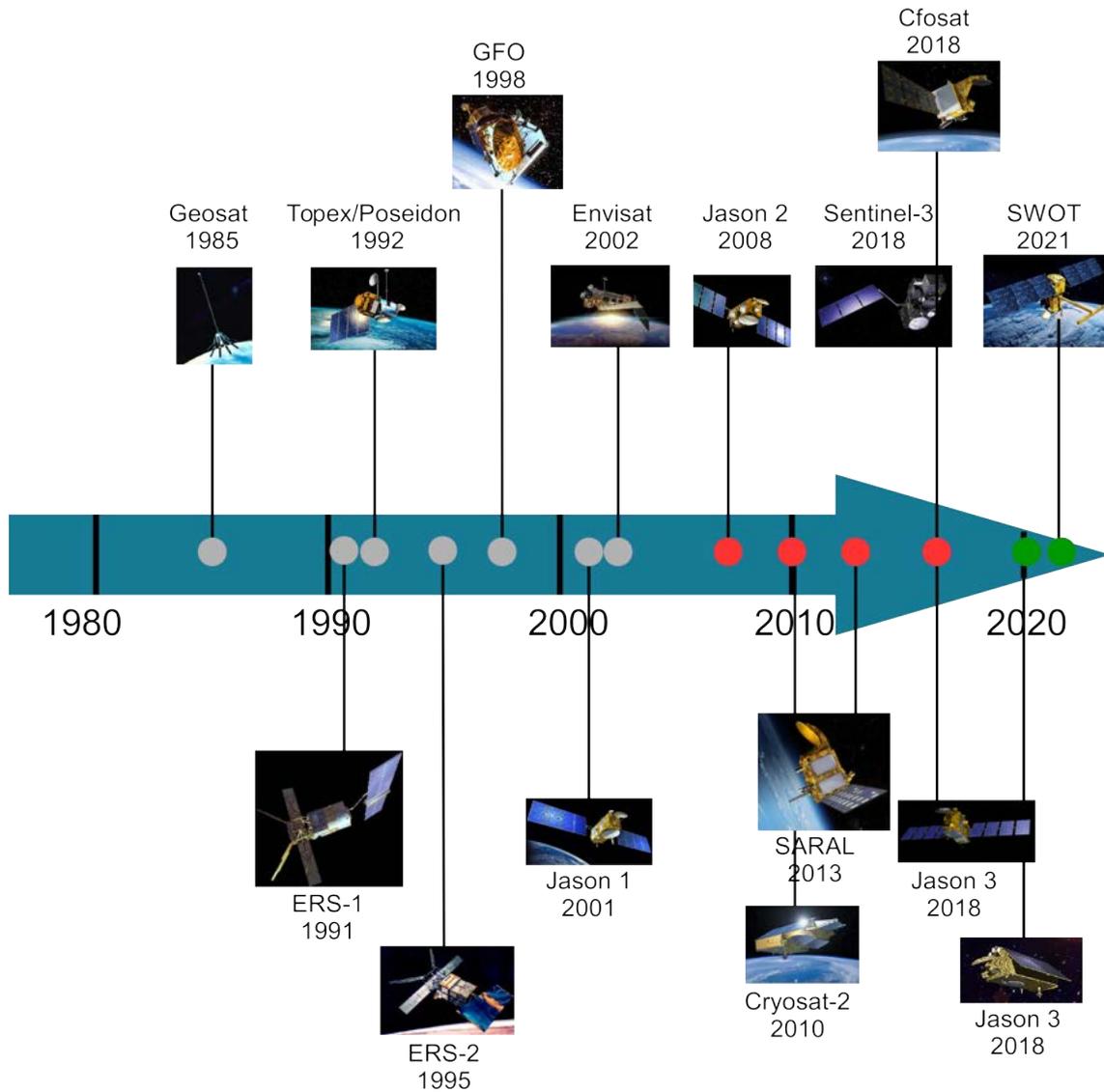


FIGURE 1.4 – Frise chronologique des missions passées (ronds gris), en cours (ronds rouges) et prévues (ronds verts) adaptée du site AVISO <https://www.aviso.altimetry.fr/fr/missions.html>

Nous allons maintenant décrire les différents types d'altimètres qui sont embarqués dans les missions que nous venons de mentionner : les radars classiques en bande Ku et Ka, l'altimétrie SAR et l'altimétrie SARIn en bande Ka.

1.1. L'altimétrie spatiale

1.1.3.2 Radar classique en bande Ku

La bande Ku (13.6 GHz) est la fréquence historiquement la plus utilisée dans l'altimétrie spatiale (missions Topex/Poseidon, Jason 1, 2 et 3, Envisat, ERS,...). Elle représente le meilleur compromis entre les capacités techniques, la bande passante disponible, la sensibilité aux perturbations atmosphériques et au contenu en électrons dans l'ionosphère. Le rayon de l'empreinte au sol est de 5-7 km. Certains altimètres en bande Ku utilisent une deuxième fréquence en parallèle comme la bande C (5.3 GHz) pour Jason 1 et 2 et Topex/Poseidon ou la bande S pour Envisat (3.2 GHz) avec l'objectif de mesurer le retard de l'onde causé par les électrons dans l'ionosphère (correction ionosphérique décrite plus haut).

1.1.3.3 Radar classique en bande Ka

L'utilisation de la bande Ka (35 GHz), avec son empreinte au sol réduite d'environ 4 km, doit permettre une meilleure résolution spatiale et donc une meilleure observation en zone côtière. Elle est par ailleurs moins perturbée dans l'ionosphère et fournit une meilleure estimation de la rugosité de surface. Son principal inconvénient réside dans sa sensibilité à l'eau et la vapeur d'eau dans la troposphère entraînant ainsi l'absence de mesure pour un taux de pluie supérieur à 1.5 mm/h ce qui conduit à une perte de données de l'ordre de 3 à 10%. La bande Ka est utilisée pour l'altimètre AltiKa de la mission SARAL.

Différentes études ont montré l'apport de la bande Ka dans l'observation des structures océaniques. MORROW et al., 2017 ont montré que le niveau de bruit de SARAL était moins important que celui de Jason 2 dans la Méditerranée Nord-Ouest ce qui conduisait alors à des capacités d'observation de structures de plus fine échelle, le filtrage appliqué aux données étant alors réduit. BIROL et NIÑO, 2015 ont montré que la qualité et la quantité des données SARAL près des côtes étaient supérieures à celles de la bande Ku de Jason 2 et que cela avait pour conséquence une meilleure corrélation avec les marégraphes disponibles. La circulation côtière obtenue avec SARAL permet alors une analyse des structures fine échelle tout comme le montre également JEBRI, 2017. Enfin VERRON et al., 2018 ont consacré un article pour décrire les avantages de l'utilisation de la bande Ka de SARAL, qui permet par exemple d'observer des variations saisonnières en Méditerranée Ouest. Le principal inconvénient de cette mission est son cycle à 35 jours, limitant fortement la gamme de la dynamique côtière pouvant être résolue.

1.1.3.4 Altimétrie SAR

Cette technologie a commencé à être exploitée avec la mission Cryosat-2 à titre expérimental et a été déployée sur les missions Sentinel-3 A & B. Elle permet d'apporter de réelles améliorations concernant la résolution spatiale dans la direction de la trace altimétrique. L'altimètre SIRAL de Cryosat-2 fonctionne selon trois modes différents. Le premier est le mode LRM (Low Resolution Mode) qui correspond à l'altimétrie conventionnelle et est utilisé par défaut au dessus de l'océan. Le deuxième est le mode SAR (Synthetic Aperture Radar, Radar

à Synthèse d'Ouverture) qui nous intéresse ici. Enfin le troisième fait appel aux deux chaînes de réception d'un interféromètre il s'agit du mode SARin qui est activé lors du survol de marges glaciaires (interface banquise/continent) et de glaciers terrestres (PHALIPPOU et al., 2001). Le radar de Sentinel-3 ne peut être utilisé que selon les deux premiers modes. Le mode de fonctionnement SAR permet d'effectuer plusieurs prises de vue sur une tranche fine en surface car les impulsions sont émises en rafale à une fréquence plus élevée ($50 \mu s$ contre $500 \mu s$ pour l'altimétrie traditionnelle). L'empreinte au sol peut alors être divisée en 64 bandes Doppler puis celles-ci sont moyennées pour limiter le niveau de bruit. Cela permet d'obtenir une résolution le long de la trace d'environ 300 mètres. Ce mode de fonctionnement est utilisé pour étudier les glaces de mer mais également dans un échantillon de régions océaniques et côtières dont la Méditerranée pour la mission Cryosat-2 et est utilisé en permanence pour la mission Sentinel-3.

Dans MORROW et al., 2017 le niveau de bruit obtenu pour Cryosat-2 se situe entre celui de SARAL et de Jason 2. Cryosat-2 est une mission qui a été spécifiquement conçue pour observer les marges glaciaires et les hautes latitudes mais qui s'est révélée utile pour également capturer les structures méso-échelle de l'océan (PHALIPPOU et al., 2001).

La mission Sentinel-3 sera également utilisé dans l'observation des glaces mais devrait aussi nous fournir des données de haute précision en zone côtière. Les objectifs de cette mission multi-capteurs sont également de mesurer la couleur et la température de surface du sol et de l'océan.

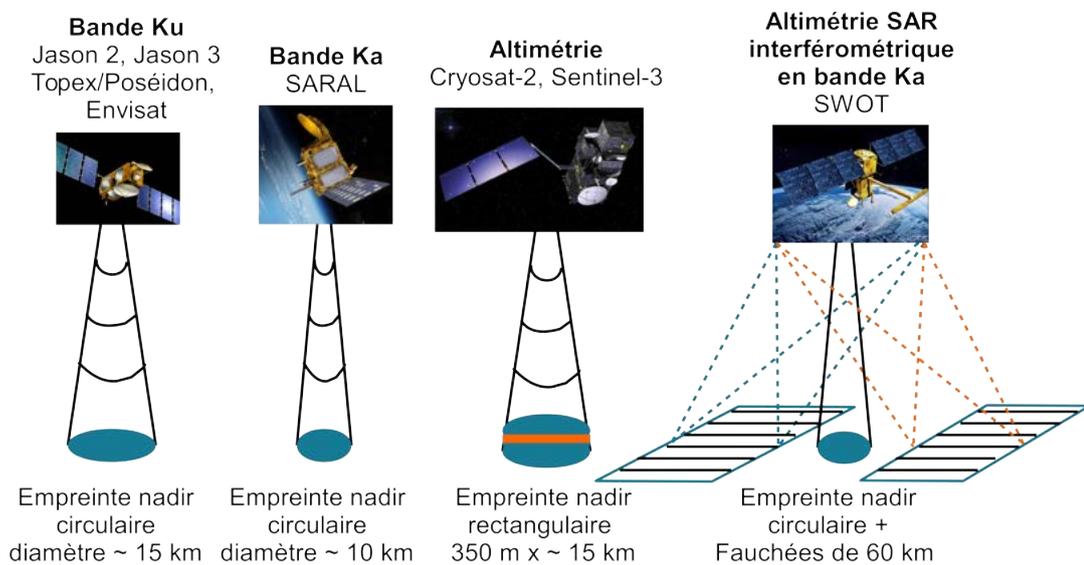


FIGURE 1.5 – Les différentes technologies altimétriques et leur empreinte au sol

1.1. L'altimétrie spatiale

1.1.3.5 Altimétrie SARIn en bande Ka : SWOT

En 2021, sera lancée la mission SWOT (Surface Water and Ocean Topography) dont l'objectif est de fournir un satellite capable de répondre aux problématiques hydrologiques et océanographiques. La mission SWOT devrait révolutionner l'altimétrie spatiale grâce à son radar interférométrique en bande Ka large fauchée. Sur l'océan, la taille des structures observables, notamment la méso-échelle, devrait descendre à 15-30 km, contre 40-50 km aujourd'hui (DUFAY et al., 2016). Avec l'altimétrie actuelle, AMORES et al., 2018 ont montré que le nombre des tourbillons de méso-échelle pouvait être sous-estimé de 75%, c'est pourquoi il existe beaucoup d'attentes sur cette mission. Il s'agit d'une mission développée par la NASA, le CNES, la CSA (Canadian Space Agency, l'agence spatiale canadienne) et l'UKSA (United Kingdom Space Agency, l'agence spatiale anglaise).

Le satellite SWOT contient donc un interféromètre radar à synthèse d'ouverture KaRIN et un altimètre conventionnel au nadir. Il sera composé de deux antennes SAR en bande Ka placées de part et d'autre d'un mat de 10 mètres ce qui résultera au sol en deux fauchées de 50 km avec une résolution de 50 à 100 mètres. L'une des antennes émettra successivement une onde radar qui visera la fauchée droite puis la fauchée gauche, le signal de retour sera reçu par les deux antennes. Chaque point au sol sera alors observé selon deux positions, on obtient deux distances au lieu d'une dans l'altimétrie conventionnelle ce qui permet de calculer une différence de phase interférométrique. L'angle de visée est ensuite déduit, nous permettant d'accéder à la hauteur du niveau de la mer en chaque point. Les détails de cette technique sont donnés dans RODRIGUEZ et al., 2017. Cette mission rendra possible la vision en 2 dimensions de la surface de la mer et donc palliera l'absence de données entre les traces des altimètres nadir actuels. Les fauchées sont séparées par une distance de 20 km. L'acquisition des données dans cette zone se fera au moyen d'un altimètre conventionnel, comme celui de Jason 3, avec deux fréquences (bandes Ku et C). SWOT embarquera également un radiomètre hyperfréquence qui échantillonnera le signal océanique pour trois fréquences différentes.

Après son lancement, pendant les six premiers mois de mesures, SWOT sera dans la "fast-sampling phase" dédiée à sa calibration et sa validation. Lors de cette étape le satellite sera placé en orbite à 857 km et la durée d'un cycle sera d'un jour. Cela permettra d'étudier les structures rapides et variables dans le temps, plusieurs zones de CAL/VAL ont déjà été définies comme potentiels sites d'intérêt. Par la suite, SWOT rejoindra l'altitude de 890.6 km avec une répétitivité de 21 jours.

Dans la zone côtière, la mission SWOT devrait s'approcher bien davantage des côtes que l'altimétrie classique, avec une résolution spatiale beaucoup plus élevée et surtout une vue 2D. Ceci représentera un apport non négligeable pour tester les modèles numériques dans leurs représentations côtières et aussi dans l'assimilation de données (AYOUB et al., 2015). Concernant les tourbillons ou les filaments et méandres, SWOT nous renseignera davantage sur leur structure.

De nombreuses études ont déjà été consacrées à cette mission notamment sur la reconstruction de la circulation océanique de surface entre deux passages et la problématique de

l'échantillonnage temporel (ROGÉ, 2018), sur la séparation du signal géostrophique des ondes internes (PONTE et al., 2017), sur l'étude des erreurs spécifiques aux nouvelles technologies mises en oeuvre (ÜBELMANN et al., 2017, GÓMEZ-NAVARRO et al., 2018), sur l'assimilation des futures données SWOT dans les modèles,...

1.1.4 Applications

Les produits issus de l'altimétrie spatiale peuvent s'utiliser dans divers domaines tels que l'hydrologie avec l'étude des lacs, des rivières, des zones inondées,... ; la glaciologie avec l'étude de l'épaisseur, de la distribution et de l'étendue des glaces de mer et continentales ; la géodésie pour estimer la taille et la forme de la Terre ; la météorologie avec l'analyse de l'atmosphère, du vent et des vagues ; le climat avec l'application à des phénomènes tels que El Nino ou des oscillations (Indian Ocean Dipole, North Atlantic Oscillation,...) et enfin l'océanographie.

La très bonne couverture spatiale et la régularité des mesures altimétriques ont permis d'obtenir les anomalies de niveau de la mer dans des endroits jusqu'alors peu ou pas échantillonnés. Les études sur le changement climatique et son impact sur le niveau de la mer ont pu alors améliorer leurs estimations globales de la hausse du niveau des mers et son accélération (ABLAÏN et al., 2015, LEGEAI et al., 2018). L'altimétrie a permis de développer les connaissances sur les disparités régionales de ces tendances (STAMMER et al., 2013, CHURCH et al., 2013). En revanche, le niveau de la mer côtier reste un sujet d'étude crucial car bien que de nouveaux produits aient permis d'obtenir plus de données vers la côte, les processus de traitement donnent des résultats très différents (CIPOLLINI et al., 2017a). Il s'agit de l'un des futurs grands défis dans ce domaine (CAZENAVE et al., 2018). Mais à partir des observations altimétriques de hauteur de mer, on peut aussi dériver le courant perpendiculaire u à la trace altimétrique (cas des produits le long des traces) ou en 2D (cas des produits grillés) en utilisant l'hypothèse de l'équilibre géostrophique.

$$u = -\frac{g}{f} * \frac{dSSH}{dx} \quad (1.5)$$

Où g est pris égal à 9.81, f est le paramètre de Coriolis et dx est la distance entre deux mesures altimétriques.

Ainsi l'altimétrie spatiale a permis de grosses avancées des connaissances sur la circulation générale des océans et la variabilité des courants. Par ailleurs le développement des nouvelles technologies a permis de capturer des structures de plus en plus fine échelle. MORROW et LE TRAON, 2012 listent les avancées obtenues grâce à l'altimétrie spatiale telles que le suivi des tourbillons, la capture de fronts et de jets et l'observation de la complexité des interactions de tous ces processus méso-échelle. Dans le bassin méditerranéen, POULAIN et al., 2012b ont mis en évidence l'apport de l'altimétrie dans la connaissance de la circulation et de sa variabilité. D'autres structures plus localisées ont également été étudiées avec l'altimétrie (par exemple sur la circulation et les gyres en mer Tyrrhénienne : VIGNUDELLI et al., 2003, VIGNUDELLI et al., 2000). En 2021, avec l'arrivée de SWOT, c'est la circulation sub-méso échelle et côtière qui pourra être mieux documentée.

1.1. L'altimétrie spatiale

1.1.5 L'essor de l'altimétrie côtière

En comparaison, près des côtes (0-50 km), l'altimétrie reste encore sous exploitée à cause notamment de problématiques liées aux corrections et à la contamination du signal par la terre qui éloigne les formes d'onde du modèle de Brown, comme écrit plus haut. Alors qu'il s'agit d'une zone qui suscite un fort intérêt de la communauté de l'océan côtier (DUFAU et al., 2011), les données y sont moins nombreuses et moins fiables. Les régions côtières correspondent aussi à des zones où les structures de la dynamique océanique sont plus fines, plus rapides et donc plus difficiles à capturer avec les résolutions spatiale et temporelle de l'altimétrie. Par exemple AYOUB et al., 2015 mentionnent les marées externes, les plumes d'eau douce, les phénomènes d'upwelling et downwelling côtiers, les ondes côtières piégées à la côte, les contre-courants de subsurface, les méandres, les filaments,... autant de processus très peu observés par altimétrie spatiale mais qu'il serait intéressant d'étudier.

Au cours des 10-15 dernières années, plusieurs projets se sont développés pour pallier les problèmes rencontrés par l'altimétrie à l'approche des côtes et mettre en place une stratégie de traitement adaptée. Les principales initiatives ayant conduit à des produits disponibles pour la communauté sont : PISTACH (Prototype Innovant de Système de Traitement pour les Applications Côtières et l'Hydrologie) du CNES, COASTALT de l'ESA, X-TRACK du CTOH. PISTACH est décrit dans MERCIER et al., 2010. Ses principales caractéristiques sont la classification des formes d'onde en 16 classes avant l'utilisation des retracker ICE1, ICE3, OCE3, RED3. De nouvelles corrections de troposphère sèche et humide sont introduites pour les zones côtières. Il s'agit d'un produit global along-track et qui est disponible pour la mission Jason 2 en 20 Hz. GÓMEZ-ENRI et al., 2008 indiquent, quant à eux, que le projet COASTALT consiste à améliorer les corrections de troposphère sèche et humide ainsi qu'à développer un nouveau tracker de formes d'onde.

Par ailleurs, pour le côtier, la tendance actuelle est d'exploiter la plus haute fréquence des données altimétriques : les mesures à la fréquence 20 ou 40 Hz (300-150 m le long de la trace) au lieu des classiques mesures 1 Hz (6-7 km le long de la trace). L'altimétrie haute fréquence permet en effet d'augmenter l'observabilité de la dynamique côtière (BIROL et DELEBECQUE, 2014) : le pourcentage de mesures valides dans la bande des 50 km à la côte augmente significativement. La difficulté réside dans le niveau de bruit de mesure élevé qui demande un traitement spécifique.

Même s'il n'existe pas encore de consensus sur les traitements altimétriques côtiers comme il en existe pour l'océan du large, des produits altimétriques côtiers expérimentaux sont actuellement disponibles et ont été utilisés par le passé pour établir leur contribution dans la connaissance de la dynamique côtière : BIROL et DELEBECQUE, 2014 ont montré que cela permettait une meilleure détection des variations saisonnières du principal courant en Méditerranée Nord-Occidentale ainsi qu'une meilleure observation des courants près de la côte.

Ainsi, l'altimétrie côtière est en plein essor et les résultats s'annoncent prometteurs. Parmi les études sur l'altimétrie côtière, un grand nombre a eu lieu en Méditerranée Nord-Occidentale

qui a servi de véritable laboratoire pour tester les nouveaux produits et leur contribution. C'est cette région que nous étudions dans la thèse et nous allons donc la décrire plus amplement dans la section qui suit.

1.2 La Méditerranée Nord-Occidentale

Nous nous intéressons tout d'abord aux caractéristiques générales de cette région puis nous décrirons plus spécifiquement les masses d'eau et le phénomène de convection propre à la Méditerranée. Nous détaillerons ensuite la circulation régionale avant de se focaliser sur le Courant Nord. Enfin nous resituons la Méditerranée dans un contexte de changement climatique et réalisons le lien avec la partie précédente.

1.2.1 Caractéristiques générales

1.2.1.1 Description des bassins

La mer Méditerranée s'est formée il y a 50 à 60 millions d'années lors de la collision entre les continents africain et européen. C'est donc une mer plutôt récente qui a connu d'importants changements par le passé et qui continue de se modifier d'un point de vue géologique car elle est située à l'intersection des plaques africaines et eurasiennes. Elle couvre une surface de 2.5 millions de km² soit 0.8 % de la surface totale des mers et des océans et est constituée de deux bassins : le bassin oriental (1.65 million de km²) et le bassin occidental (0.85 million de km²) qui communiquent par le détroit de Sicile d'une profondeur maximale de 316 mètres (Figure 1.6). Il s'agit d'une mer semi-fermée qui s'étend sur environ 3800 km d'est en ouest et 800 km du nord au sud. Sa profondeur moyenne est de 1500 mètres avec deux maxima en mer Ionienne dans la fosse de Matapan (5121 m) et la fosse Calypso (5267 m). Elle contient 3.7 millions de km³ d'eau. La Méditerranée possède de nombreuses îles ce qui lui permet de border 46 000 km de côtes. La mer Méditerranée communique avec l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, d'une largeur de 14 km et d'une profondeur d'environ 1000 mètres.

Le bassin occidental est divisé en plusieurs sous-bassins : les sous-bassins Algérien et Liguro-Provençal. La présence des îles Baléares, de la Corse et de la Sardaigne qui séparent les différents sous bassins, joue un rôle dans la complexité de la circulation. Le bassin oriental est quant à lui divisé entre le sous-bassin Ionien et le sous-bassin Levantin. Il communique avec la mer Noire et la mer de Marmara par les détroits de Dardanelles et du Bosphore et avec la mer Rouge par le canal de Suez, construit en 1869.

1.2.1.2 Caractéristiques principales

Les nombreuses chaînes de montagne présentes sur les continents africain et européen (Alpes, Atlas, Pyrénées) forcent la trajectoire de plusieurs régimes de vent qui influencent

1.2. La Méditerranée Nord-Occidentale

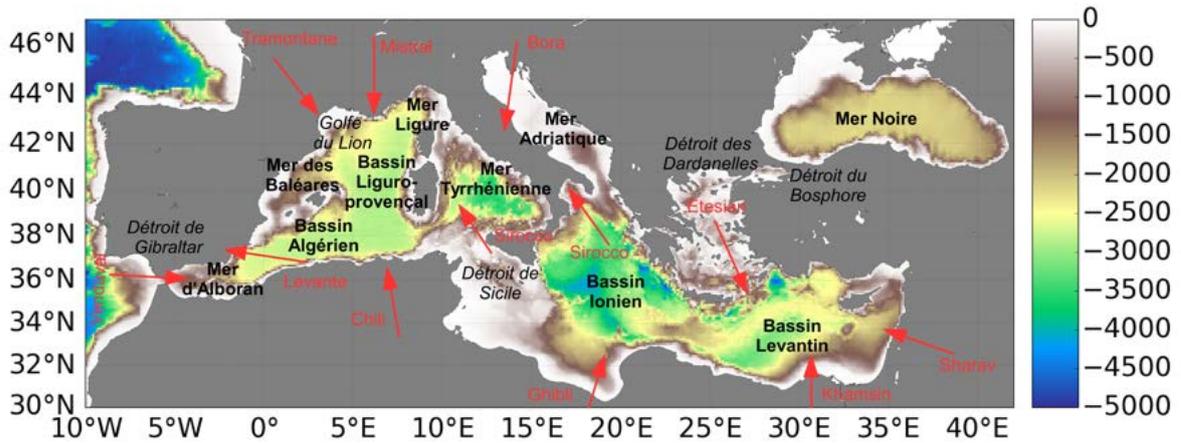


FIGURE 1.6 – Carte de la bathymétrie de la mer Méditerranée avec les noms des mers, détroits, bassins et vents

fortement la dynamique de la mer Méditerranée. On peut citer les vents froids et secs en provenance du nord comme le Mistral ou la Tramontane dans le bassin Liguro-Provençal (MILLOT, 1982, ESTOURNEL et al., 2003) ou la Bora en mer Adriatique. Ces vents peuvent être très soutenus et violents, conduisant à des pertes en chaleur qui peuvent aller jusqu'à 1000 W/m². Au sud, des vents chauds soufflant vers le nord tels que le Sirocco jouent également un rôle prépondérant dans le fonctionnement de la mer Méditerranée.

Par ailleurs les eaux méditerranéennes sont influencées par l'apport en eau douce des fleuves qui s'y jettent. Leur contribution est d'environ 430 km³/an. Parmi eux on peut citer, du côté nord-occidental : le Rhône (1700 m³/s), le Têt, l'Arno, l'Ebre, l'Hérault, le Pô ; côté Méditerranée sud : le Nil (2830 m³/s), le Moulouya. Ces flux représentent moins de 20% du bilan hydrique (STRUGLIA et al., 2004) et ce chiffre diminue pour des causes anthropiques liées à l'agriculture et aux barrages (LUDWIG et al., 2009).

Les précipitations font aussi partie de ce bilan d'apport en eaux douces. Le climat Méditerranéen est considéré comme tempéré, avec des hivers doux et humides et des étés chauds et secs tandis que le taux de pluie grimpe durant les saisons intermédiaires. Cependant ces dernières années on assiste à une baisse des précipitations moyennes avec néanmoins des épisodes de crues intenses.

La Méditerranée est connue pour être une région pauvre en nutriments (oligotrophe) avec un excès en carbone et un manque de phosphore et de silicate. Les concentrations en macronutriments dépendent des échanges aux détroits de Gibraltar et du Bosphore, des dépôts atmosphériques, des décharges des rivières tandis que leur distribution est contrôlée par des paramètres physiques (convection) et biologiques (consommation, minéralisation) d'après TESTOR et al., 2018.

1.2.2 Masses d'eau et convection

1.2.2.1 Les masses d'eau

Nous venons donc de voir que les caractéristiques des eaux méditerranéennes dépendaient fortement des apports et forçages externes. En termes de moyenne, la température de surface varie entre 10 et 30 °C avec une forte variabilité saisonnière tandis que la salinité est de 37.5 g/l.

La mer Méditerranée est un bassin d'évaporation : les apports en eau (fleuves, précipitations) y sont inférieurs à ses pertes (évaporation causée par les vents et la chaleur). La compensation s'effectue à travers le détroit de Gibraltar, où l'arrivée des eaux atlantiques (AW) va combler le déficit du bassin.

Ces eaux AW ont des propriétés différentes des eaux méditerranéennes, elles sont moins salées (36-37 PSU) et leur température est de 15-16 °C (MILLOT et TAUPIER-LETAGE, 2005). Au fil de leur parcours de la Méditerranée qui dure entre 20 et 50 ans elles vont se modifier et se transformer par évaporation et refroidissement, d'autres masses d'eaux vont ainsi être créées (Figure 1.7) :

- les eaux levantines intermédiaires (LIW, Levantine Intermediate Water) qui se forment dans le bassin levantin et sont situées entre 200 et 400 mètres de profondeur. Ces eaux sont chaudes et salées ($\theta \sim 15^\circ\text{C}$ et $S \sim 39$ en Méditerranée orientale et $\theta \sim 13.5^\circ\text{C}$ et $S > 38.6$ dans le bassin occidental) ;
- les eaux d'hiver intermédiaires (WIW, Winter Intermediate Water) dont la formation et le suivi sont décrits dans JUZA et al., 2013 : elles se forment le long du plateau continental du Golfe du Lion et de la mer Baléare et circulent ensuite le long de la côte ou rejoignent le nord-est de la mer Baléare. Elles contribuent aux échanges en masse et en chaleur entre les bassins nord et sud de la Méditerranée Occidentale.
- les eaux profondes de la Méditerranée Orientale qui se forment en mer Adriatique ou dans le bassin Levantin et les eaux profondes de la Méditerranée nord-ouest (WMDW, Western Mediterranean Deep Water) qui se forment dans le Golfe du Lion lors des hivers extrêmes avec une forte convection. Ces deux dernières masses d'eaux sont situées au delà de 1500 mètres de profondeur.

1.2.2.2 La convection

La convection profonde, qui génère les WMDW décrite dans la section précédente, est un phénomène qui ne se produit que dans quelques régions au monde : la mer de Weddell, la mer du Labrador, la mer du Groenland et la mer Méditerranée (TESTOR et GASCARD, 2006). C'est un processus clé dans la circulation thermohaline car il permet des échanges de chaleur et de sel entre la surface et l'océan profond (MARSHALL et SCHOTT, 1999). En Méditerranée Nord-Occidentale elle est déclenchée par des vents hivernaux froids et secs (Mistral et Tramontane) dans la zone du Golfe du Lion qui vont générer d'intenses pertes de chaleur (BOSSE, 2015). La Méditerranée étant beaucoup plus accessible, avec des conditions climatiques moins extrêmes

1.2. La Méditerranée Nord-Occidentale

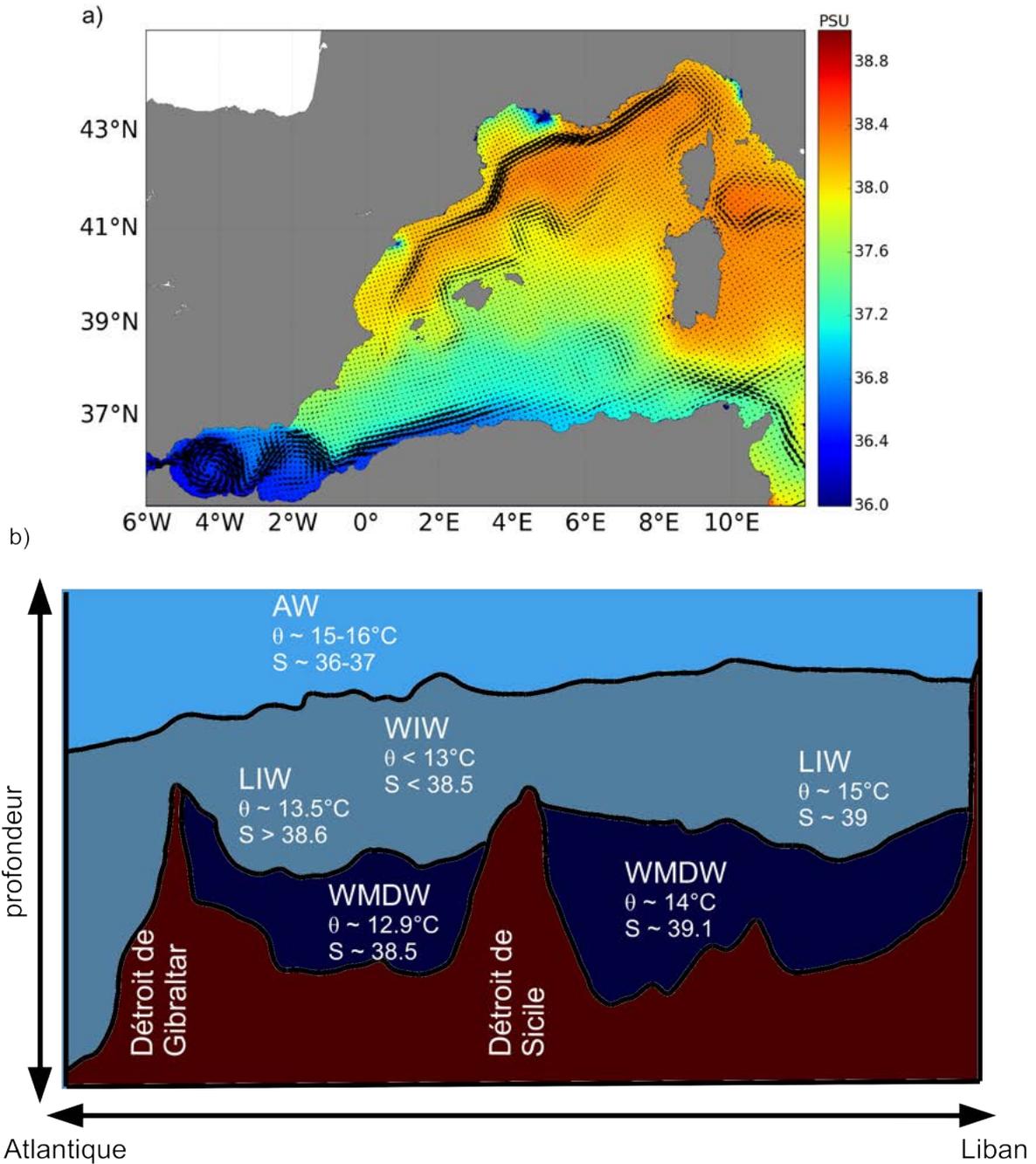


FIGURE 1.7 – a) Carte de la salinité moyenne de surface. b) Schéma de répartition des masses d'eau en Méditerranée.

et recelant davantage de données que les autres mers, la convection y a déjà été analysée dans de nombreuses études. Ainsi le MEDOC-Group (1970) a le premier décrit les trois phases qui constituent la formation des eaux océaniques profondes :

- le préconditionnement : la circulation cyclonique de la Méditerranée Nord-Ouest entraîne une remontée des isopycnes ce qui conduit à une stratification intégrée sur la verticale plus faible au centre du gyre qui est alors plus impacté par le refroidissement et l'évaporation. Cette phase démarre l'été précédant la convection.
- le mélange vertical : les eaux plus froides et plus salées à cause des vents (Mistral et Tramontane) vont plonger car elles deviennent plus denses que les eaux intermédiaires. Dans le cas d'une convection profonde, toute la colonne d'eau devient alors homogène.
- la phase de dispersion : les instabilités se développent, des tourbillons propagent les eaux nouvellement formées (MADRON et al., 2013), les eaux intermédiaires sont advectées vers la zone de convection et celle-ci se restratifie. TESTOR et GASCARD, 2006 décrivent cet export sur une large distance (plusieurs centaines de kilomètres) des nouvelles WMDW en 1994-1995. A partir du mois de mai, la stratification reprend ce qui peut prendre plusieurs années (TESTOR et al., 2018).

Les épisodes convectifs suivent une forte variabilité interannuelle. De 2009 à 2013, cinq épisodes de convection successifs atteignent 2300 mètres de profondeur tandis qu'en 2007, 2008 et 2014 la profondeur de la couche de mélange n'atteint pas les 1000 mètres (BOSSE, 2015, HOUPERT, 2013). En 2015, la convection a dépassé 1000 m au mouillage LION (MADRON et al., 2017) et le flotteur ARGO a enregistré une couche de mélange de 1400 m en février (Estournel, communication personnelle).

La surface de la zone de convection peut se calculer à partir de données satellitaires de couleur de l'eau. HOUPERT et al., 2016 estiment une surface pouvant aller de 13 000 km² en hiver 2010 à 24 000 km² en hiver 2013.

La convection pourrait être impactée par les changements climatiques décrits dans la section 1.2.5. En effet, les propriétés des masses d'eau se modifient à cause de changements atmosphériques de long terme (SCHROEDER et al., 2012). Les masses d'eaux profondes pourraient alors se réchauffer de 0.9 °C à 2.5 °C selon le scénario socio-économique à venir. La convection deviendrait aussi moins intense ce qui aurait des répercussions sur les échanges avec l'océan Atlantique (SOMOT et al., 2006).

Ce sont ces échanges et la circulation des masses d'eau que nous allons décrire dans la section suivante.

1.2.3 La circulation générale

La circulation en Méditerranée a été étudiée à partir de différents outils : des réanalyses (PINARDI et al., 2015), des données *in situ* (POULAIN et al., 2012b), des données altimétriques (POULAIN et al., 2012b, JEBRI et al., 2016) et des modèles régionaux. Nous en donnons une synthèse ci-dessous, par couche de profondeur.

1.2. La Méditerranée Nord-Occidentale

1.2.3.1 Circulation de surface (Figure 1.8A)

Les AW de surface entrent donc par le détroit de Gibraltar et se retrouvent prises dans un premier gyre anticyclonique en mer d'Alboran puis dans un second gyre, souvent anticyclonique, avant de former le front Almeria-Oran, entre Almeria en Espagne et Oran en Algérie, entre 0.7 et 2.5 ° W. Les eaux se divisent ensuite entre un courant qui remonte vers le nord à travers les îles Baléares et le courant algérien (AC) qui longe les côtes d'Afrique du nord. Ce courant est très intense entre 0 et 2 ° E puis s'affaiblit ensuite. Il est également très instable et associé à de nombreux tourbillons qui parfois se détachent et remontent vers le nord et le centre du bassin algérien (MILLOT, 1991) mais n'a pas une forte variabilité saisonnière. Avant de franchir le détroit de Sicile, le courant algérien est renforcé par un courant qui s'écoule le long du bord ouest de la Sardaigne. Il laisse ensuite derrière lui une branche qui remonte vers la mer Tyrrhénienne (PINARDI et al., 2015). Au niveau du canal de Sicile le courant algérien se transforme en courant atlantique-ionien dont une partie longe la côte tunisienne (POULAIN et al., 2012b, JEBRI et al., 2016). A la sortie du canal le courant se divise en deux branches : l'une se dirigeant vers le nord pour poursuivre une circulation anticyclonique et l'autre continuant au milieu de la mer Ionienne. Ces deux branches se rejoignent au nord de la Lybie. Dans les mers Adriatique et Egée c'est une circulation cyclonique qui domine. De nombreux gyres sont présents dans la mer Levantine : les gyres anticycloniques de Pelops et de Ierapetra et les gyres cycloniques de Rhodes et de Crète ouest (POULAIN et al., 2012b).

Reprenons la branche se dirigeant vers la mer Tyrrhénienne que nous avons laissée pour nous consacrer à la partie orientale. En mer Tyrrhénienne sont présents trois gyres décrits par ARTALE et al., 1994. Ce sont des tourbillons cycloniques et anticycloniques qui varient de manière saisonnière. Les AW s'écoulent le long de la côte à l'est et continuent vers le nord-ouest (VARA et al., 2019). Ensuite une partie des eaux franchit le canal de Corse tandis que l'autre revient vers le sud en parallèle des côtes de Corse et de Sardaigne. Le transport des eaux à travers le canal de Corse a été étudié par SCHROEDER et al., 2011 qui ont montré la présence d'un anticyclone entre la Corse et l'île d'Elba, SCIASCIA et al., 2019 qui a montré des intrusions du WCC à travers le canal et VIGNUDELLI et al., 2000 qui montre que les échanges entre la mer Tyrrhénienne et la mer Ligure sont causés par les différences de niveau stérique. Le courant sortant du canal de Corse est l'ECC (Eastern Corsica Current), il rejoint le WCC (Western Corsica Current) qui s'écoule de l'autre côté de la Corse pour former le Courant Nord (CN), objet d'étude de cette thèse et dont on parlera plus en détails dans la section 1.2.4. Ce courant longe les côtes italiennes, françaises et espagnoles avant de se diviser en deux : une partie franchit le détroit d'Ibiza vers le sud ouest et une autre continue la boucle cyclonique en passant au nord des îles Baléares : le Courant Nord Baléares. Cette branche est alimentée par les AW récentes à travers des apports par les détroits d'Ibiza, de Majorque et de Minorque.

1.2.3.2 Circulation intermédiaire (Figure 1.8B)

Intéressons nous maintenant à la circulation intermédiaire. Dans le bassin Levantin, vers Rhodes, les AW sont transformées par convection (voir ci dessus) en LIW. D'autres lieux

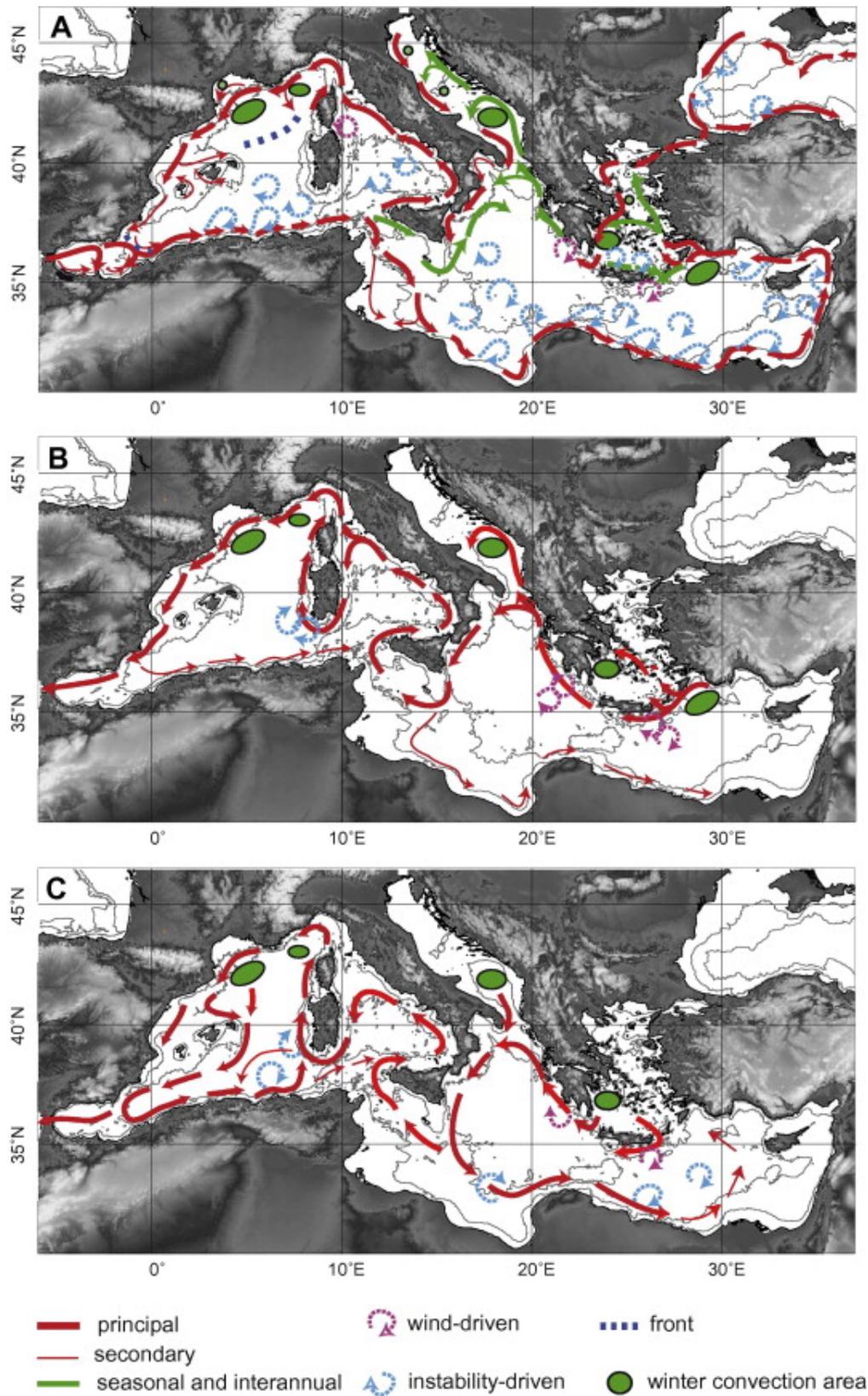


FIGURE 1.8 – Circulation des masses d’eaux A) en surface ; B) intermédiaire ; C) en profondeur selon MILLOT, 1999 et revu et tiré de MADRON et al., 2011.

1.2. La Méditerranée Nord-Occidentale

de formation des eaux intermédiaires ont aussi été mentionnés comme les tourbillons anti-cycloniques de méso-échelle qui sont présents tout au long de l'année (THEOCHARIS et al., 1993). Certaines de ces eaux entrent dans la mer Égée et forment les eaux profondes d'Égée (AeDW, Aegean Deep Water). Le reste traverse plusieurs gyres (Ierapetra, Pelops) en Méditerranée orientale et s'introduisent dans la mer Adriatique où elles jouent aussi un rôle dans la formation d'eaux profondes (AdDw, Adriatic Deep Water). Ensuite elles rentrent dans la partie occidentale par le gyre sud ouest de la mer Tyrrhénienne, où leur salinité diminue. Les eaux qui n'ont pas pu rentrer à cause de la faible profondeur du détroit longent la côte de manière cyclonique. Ensuite elles passent par les canaux de Corse et de Sardaigne. Les eaux qui passent par le canal de Sardaigne peuvent être entraînées par des tourbillons ou alors longer la Sardaigne et la Corse pour retrouver la veine qui a franchi le canal de Corse. Les eaux sont alors transportées par le Courant Nord le long des côtes italiennes, françaises et espagnoles avant de franchir le détroit de Gibraltar pour la majeure partie d'entre elles tandis qu'une partie recircule le long des côtes algériennes (MENNA et POULAIN, 2010, MILLOT et TAUPIER-LETAGE, 2005). Dans le bassin Liguro-provençal, les LIW et les AW influencent la formation des WIW. Celles-ci peuvent s'accumuler au nord du canal d'Ibiza avec un effet important sur la circulation (BALBÍN et al., 2014). Elles sont aussi impliquées dans la formation des WMDW, les années de forte convection.

1.2.3.3 Circulation profonde (Figure 1.8C)

Pour finir, les eaux profondes se forment dans les mers Égée, Adriatique, Tyrrhénienne et dans le bassin Liguro-provençal, à cause des vents du nord froids et secs. Dans la partie orientale, les AW deviennent plus denses, plongent et se mélangent aux LIW. Ensuite elles tournent de manière cyclonique dans le bassin oriental à une profondeur de 1000-1500 mètres, voire 4000-5000 mètres pour les plus denses. Au bout de plusieurs années de circulation ces eaux remontent, poussées par l'apparition d'eaux plus denses nouvellement formées chaque année et peuvent alors passer le canal de Sicile. Après leur passage elles retournent dans les profondeurs, étant plus denses que les eaux alentour. Elles circulent ensuite de manière cyclonique le long de la Sardaigne et de la Corse (MILLOT et TAUPIER-LETAGE, 2005).

Dans le bassin occidental, les WMDW se forment et circulent le long des côtes françaises et espagnoles ou sont transportées au large par des tourbillons. Elles repartent ensuite le long des côtes algériennes ou s'échappent par le détroit de Gibraltar.

1.2.3.4 Variabilité méso et subméso échelle

La Méditerranée est caractérisée par un rayon de Rossby faible (une dizaine de km), en plus de la circulation décrite ci-dessus, la variabilité océanique à méso et subméso échelle (de 1 à 50 km) y est importante. Celle-ci est primordiale dans les échanges de chaleur, sel et nutriments ainsi que dans la distribution et le mélange des masses d'eaux. Les tourbillons méso-échelle, les filaments, les méandres ont été observés et étudiés essentiellement à partir d'observations satellites et de mesures de courant (ROBINSON et al., 2001).

Concernant le bassin Occidental, les tourbillons anticycloniques qui se détachent du Courant Algérien participent activement à la dynamique méso-échelle du bassin algérien et ont fait l'objet de plusieurs études : MILLOT, 1991, TAUPIER-LETAGE et al., 1998, MILLOT et al., 1997, AYOUB et al., 1998... Dans la partie nord, sur le plateau du Golfe du Lion, les plumes du Rhône sont un des mécanismes majeurs de transport de nutriments et de polluants (GANGLOFF et al., 2017). Le long du courant nord sont présents des tourbillons à partir du canal de Corse (SCHROEDER et al., 2011), jusqu'en mer des Baléares (AMORES et al., 2013) et au détroit d'Ibiza en passant par la mer Ligure (CASELLA et al., 2011).

1.2.4 Le Courant Nord

Le Courant Nord a fait l'objet de nombreuses études. Il est l'un des principaux axes d'étude de cette thèse, c'est pourquoi nous consacrons cette section à sa description.

Description

Le Courant Nord (CN) est donc le courant de pente qui s'écoule le long des côtes italienne, française et espagnole et qui constitue la partie nord de la boucle cyclonique du bassin occidental. Il délimite ainsi au nord la circulation cyclonique en Méditerranée occidentale (MILLOT, 1987). C'est un courant fortement contraint par la bathymétrie. POULAIN et al., 2012a ont montré comment les différences de la forme du talus continental influençaient les caractéristiques du CN. Il se forme en mer Ligure, par la jonction des eaux Atlantiques modifiées et des eaux intermédiaires des courants Corses Est (ECC) et Ouest (WCC) (TAUPIER-LETAGE et MILLOT, 1986). Ces deux courants ont à peu près le même apport en hiver mais le WCC devient le principal contributeur en été (NIEWIADOMSKA, 2008). Ainsi les importantes variations saisonnières du CN, avec un flux maximum/minimum en hiver/été respectivement (maximum de 1.5-2 Sv, ALBEROLA et al., 1995), proviennent essentiellement de l'ECC (BÉTHOUX et al., 1988).

Le CN est composé d'une forte composante barotrope homogène sur la profondeur et d'une composante barocline due au front de densité provenant des eaux atlantiques. Ainsi il s'écoule plus rapidement en surface avec des vitesses de l'ordre de 20 à 80 cm/s selon la saison (NIEWIADOMSKA, 2008, ALBEROLA et al., 1995, CREPON et al., 1982) avec des études qui trouvent des pics à 90 cm/s (POULAIN et al., 2012b, SAMMARI et al., 1995). Les vitesses décroissent avec la profondeur.

ALBEROLA et al., 1995 trouvent un transport maximum loin de la côte (30km) en automne et qui se rapproche en hiver. En revanche, SAMMARI et al., 1995 montrent que le centre du CN est localisé à environ 20 km ou moins du printemps à début novembre et qu'il s'éloigne de la côte en novembre-décembre. Les résultats de NIEWIADOMSKA, 2008 met aussi en évidence un éloignement en novembre-décembre et un rapprochement en septembre-octobre mais la variabilité est estimée plus importante en hiver et ainsi affecterait davantage la détermination de la localisation du point à cause de possibles méandres. Les données utilisées par TAUPIER-LETAGE et MILLOT, 1986 indiquent que vers le mois de décembre, le CN n'est pas toujours situé près des côtes.

1.2. La Méditerranée Nord-Occidentale

Le CN a une largeur d'environ 30 km mais qui varie de manière saisonnière en étant plus étroit de janvier à mars (NIEWIADOMSKA, 2008). Au contraire, à partir de fin mars il commence à revenir à une forme plus large qu'il atteint à partir de mai (ALBEROLA et al., 1995). De plus, lorsqu'il atteint son maximum le courant est symétrique, tandis qu'à sa base il est asymétrique, augmentant très rapidement proche de la côte et diminuant sur une plus longue distance (NIEWIADOMSKA, 2008).

Le CN est peu profond en été et profond de janvier à mars (NIEWIADOMSKA, 2008, ALBEROLA et al., 1995). Le transport du CN est le double de celui du WCC, nécessitant un apport en eau de la mer Tyrrhénienne car ils sont dirigés en opposition (TAUPIER-LETAGE et MILLOT, 1986, BÉTHOUX et al., 1988). Le transport maximum (1,5-2 Sv jusqu'à 700m) est atteint en décembre et décroît ensuite jusqu'en juillet (ALBEROLA et al., 1995). Les ajustements géostrophiques causés par la convection auraient tendance à accélérer le transport du CN. Son rôle dans le transport des polluants lorsqu'il passe au large des villes sur la côte est important.

Le CN transporte les principales masses d'eau (MAW, LIW, WMDW) de la région. Il influence la circulation sur le plateau du Golfe du Lion et module l'apport en chaleur et en sel dans la zone de convection par advection et affecte donc le processus de formation des eaux profondes. Sur le plateau du Golfe du Lion, on peut observer une branche du CN s'introduisant à l'est, au centre ou à l'ouest à travers le talus continental (PETRENKO, 2003, ESTOURNEL et al., 2003,...). Ce plateau est particulièrement soumis aux forçages des vents : le Mistral, la Tramontane et un vent d'est qui génèrent des upwellings à la côte.

BÉTHOUX et al., 1988 ont montré que les apports d'eau douce (fleuve Arno, précipitations) influencent la variabilité du CN en augmentant son flux lorsque ceux-ci sont conséquents. En effet, ils peuvent introduire des eaux peu salées le long de la côte et dont la densité est alors plus faible.

Variabilité méso-échelle associée

En hiver, particulièrement aux mois de février et mars, le CN devient associé à des méandres. Ils ont lieu pour une vaste gamme de longueur d'ondes (10-100 km) avec des vitesses de 10 à 20 km/jour et une largeur qui peut atteindre la largeur du CN. On retrouve aussi des méandres qui ont un pic d'énergie dans la bande des 3-6 jours et qui ont lieu plus près de la côte. Les fluctuations à méso-échelle du CN sont plus complexes, plus énergétiques et plus petites en automne qu'au printemps et en été (SAMMARI et al., 1995).

De plus, entre le CN en mer Ligure et la côte se forment fréquemment des tourbillons anticycloniques caractérisés par une longue durée de vie. Ces tourbillons sont constitués de petits vortex cycloniques et anticycloniques. Ils entraînent un upwelling vers la côte et un downwelling vers le large (CASELLA et al., 2011). Les instabilités baroclines et barotropes peuvent également générer ou entretenir des tourbillons au niveau du Golfe du Lion : HU et al., 2011 ont montré comment le CN pouvait accélérer un tourbillon au niveau du Cap Creus et SCHAEFFER et al., 2011 ont étudié comment le CN contraignait des tourbillons à la côte vers Marseille.

PITERBARG et al., 2014 ont étudié la variabilité du front de densité du CN. La profondeur des isopycnes peut changer suite à des processus variés : ondes internes, interaction océan-atmosphère, méandres, forçages du vent. Les couches de surface sont davantage influencées par les interactions avec l'atmosphère (vent) tandis que les couches plus profondes sont influencées par des phénomènes adiabatiques tels que la propagation d'instabilités ou les méandres mentionnés plus haut.

Les études régionales réalisées avec l'altimétrie spatiale

L'altimétrie spatiale a été utilisée sous diverses formes (données grillées, produits along-track, dont certains avec des traitements spéciaux) et à différentes échelles temporelles dans la Méditerranée. La circulation géostrophique moyenne de surface sur toute la Méditerranée a ainsi été décrite par POULAIN et al., 2012b à l'aide de produits grillés combinés à des drifters. BIROL et al., 2010 ont mis en évidence l'intérêt de l'altimétrie spatiale along-track dans l'observation de la variabilité saisonnière des courants côtiers tels que le CN et ainsi disposer de davantage de données régulières sur une série temporelle plus longue. Les études se sont aussi focalisées sur certaines régions pour mieux décrire leur dynamique :

- en mer Ligure, VIGNUDELLI et al., 2000 ont étudié l'apport de la SLA de T/P pour analyser la variabilité du transport pour des échelles saisonnières et interannuelles, en combinaison avec des données *in situ*. BORRIONE et al., 2019 se sont intéressés aux méandres générés par des instabilités baroclines du CN vers le lieu de sa formation, au nord de la Corse.
- Au niveau du Golfe du Lion, BIROL et DELEBECQUE, 2014 ont analysé les variations saisonnières du CN à l'aide de données HF et MORROW et al., 2017 ont étudié les structures capturées par l'altimétrie along-track.
- Au niveau des îles Baléares, les caractéristiques générales de la circulation sont décrites dans BOUFFARD et al., 2010, en particulier le BC et le CN ainsi que des tourbillons anticycloniques. Les échanges au canal d'Ibiza sont décrits par PASCUAL et al., 2015 en combinant altimétrie along-track et radars HF et par TROUPIN et al., 2015 qui ont utilisé des données altimétriques HF.
- Dans le bassin Algérien, l'évolution d'un tourbillon méso-échelle a été décrite à partir de produits grillés par COTRONEO et al., 2016. AULICINO et al., 2018 ont étudié la dynamique du bassin et sa variabilité en automne en utilisant de données along-track.

Ainsi en quelques années ce sont des structures plus petites et plus proches de la côte qui ont été analysées. La conjonction entre données altimétriques et *in situ* a permis de mieux décrire la dynamique dans certaines régions et des progrès ont été réalisés dans l'observation de la côte. Néanmoins les défis à venir restent de pouvoir mieux décrire les structures méso-échelle, d'améliorer encore les traitements vers la côte et de consolider les expertises sur l'utilisation des données HF, à fort potentiel. Les limitations restent dans la faible résolution des produits grillés qui résultent d'une interpolation tandis que les produits along-track peuvent être situés loin des données *in situ* spatialement ou temporellement et ne donne qu'une composante du courant ce qui ne permet pas de décrire complètement une structure.

1.2. La Méditerranée Nord-Occidentale

1.2.5 La Méditerranée dans un contexte de changement climatique

L'introduction générale souligne la pression anthropique qui pèse sur les systèmes côtiers et les catastrophes naturelles auxquelles ils doivent faire face. Nous présentons ici les spécificités méditerranéennes.

Les questions sur les impacts du changement climatique en mer Méditerranée sont au cœur du projet HyMeX (<https://www.hymex.org/?page=motivations>) qui a pour objectifs d'améliorer notre compréhension du cycle de l'eau ainsi que la modélisation du système couplé océan-atmosphère-terre tout en analysant sa variabilité interannuelle et saisonnière dans le contexte du changement climatique et en se focalisant sur notre capacité d'adaptation à des événements extrêmes aux niveaux social et économique.

En effet, avec 22 pays, 427 millions d'habitants dont 160 millions en zone côtière, les enjeux méditerranéens sont cruciaux en termes sociétaux. La mer Méditerranée est de plus une zone stratégique car il s'agit d'une route maritime par où transitent 25 % du trafic maritime mondial et 30 % du trafic pétrolier. 2 % de la pêche mondiale sont également réalisés en Méditerranée, dont les réserves de poissons s'amenuisent du fait de la surpêche. La pression anthropique du tourisme est également considérable avec des constructions sur le littoral qui peuvent être touchées par la montée du niveau de la mer ou les épisodes extrêmes tels que les vents violents, les inondations ou les crues éclair.

La Méditerranée contient également 8 à 9 % de la biodiversité mondiale alors qu'elle ne représente que 0.8 % de la surface des océans. Cela représente environ 17 000 espèces de végétaux et d'animaux (COLL et al., 2010). 25 à 30 % des espèces méditerranéennes étant endémiques, la Méditerranée représente réellement une réserve de biodiversité. Celle-ci est en général plus importante vers les côtes.

Or la Méditerranée subit de plein fouet le changement climatique en cours avec une augmentation des températures et de l'acidification de l'eau qui vont augmenter le pH ce qui va détruire certaines espèces de phytoplancton ; une dégradation des habitats ; l'introduction d'espèces invasives ou la montée du niveau de la mer. Les fleuves charrient des eaux polluées que l'on retrouve ensuite au large et qui participent également à l'extinction des espèces et qui induit une salinité anormale des eaux et le plastique fait des ravages (CÓZAR et al., 2015). Ceci a un impact plus important en Méditerranée que dans l'océan global car le temps de résidence des eaux est plus faible que dans celui-ci ce qui implique une sensibilité au changement climatique accrue. ADLOFF et al., 2015 ont étudié la réponse au changement climatique de la Méditerranée dans un ensemble de modèles. Ceux-ci montrent un réchauffement et une augmentation en salinité de la mer Méditerranée et une circulation thermohaline qui se modifie. Dans les dernières décennies, les eaux Méditerranéennes ont augmenté en salinité et en température.

1.2.6 Validation avec l'altimétrie

D'après la section précédente, il existe donc de forts enjeux dans les études de la Méditerranée. Nous avons également choisi cette région pour l'expertise qui s'y développe depuis

de nombreuses années en océanographie spatiale. Nous détaillons ici l'intérêt de cette zone d'étude pour de la validation altimétrique.

La mer Méditerranée est une zone d'étude idéale car elle représente un véritable laboratoire de la circulation globale. Celle-ci est en effet reproduite pour des échelles spatio-temporelles plus courtes et la région est facile d'accès en comparaison des autres mers de type méditerranéen (c'est-à-dire des mers intérieures salées où la circulation thermohaline est prépondérante). C'est pourquoi de nombreuses données sont disponibles et de nombreuses campagnes de mesure ont été menées. La modélisation numérique y est également une technique d'analyse mature.

Avec un rayon de Rossby d'une dizaine de kilomètres, elle possède une importante variabilité méso et subméso échelle ce qui représente un défi pour les systèmes d'observation. La marée y est faible même si l'on peut noter la présence d'ondes internes. Dans un contexte altimétrique la mer Méditerranée a aussi été choisie comme zone de CALVAL pour SWOT AYOUB et al., 2015. PASCUAL et al., 2015 ont déjà commencé à montrer son potentiel comme zone de validation en comparant les données SARAL à des radars HF dans le canal d'Ibiza.

La Méditerranée a donc servi de tremplin à plusieurs reprises pour montrer le potentiel de l'altimétrie : TROUPIN et al., 2015 ont montré que SARAL permettait d'obtenir des courants géostrophiques jusqu'à 10 km de la côte; BOUFFARD et al., 2008a soulignent l'intérêt des informations provenant de données multissions, BIROL et al., 2010 se sont intéressés aux aspects côtiers.

Ainsi d'après ces travaux la Méditerranée semble toute indiquée pour l'étude de la contribution de l'altimétrie spatiale à la connaissance de la dynamique côtière et de sa variabilité, qui est, rappelons-le, l'objet d'étude de cette thèse.

Les outils d'observation et d'étude

Sommaire

2.1	Altimétrie	33
2.1.1	Les missions	34
2.1.2	Les données	36
2.1.3	la MDT	38
2.1.4	Les produits	38
2.2	Autres observations spatiales	40
2.2.1	Couleur de l'eau	40
2.2.2	SST	41
2.3	Données <i>in situ</i>	41
2.3.1	ADCP	42
2.3.2	Gliders	43
2.3.3	Radars HF	46
2.3.4	Mouillages, bouées	48
2.4	Modèle numérique	49
2.4.1	Description générale du modèle	49
2.4.2	Simulation S-WM111_23052015	50
2.4.3	Simulation OLYMPE1	50

Dans le chapitre précédent, nous avons mis en évidence l'altimétrie spatiale comme moyen d'observation. Cependant, il existe bien d'autres instruments qui prennent des mesures en Méditerranée. Nous disposons également d'un modèle régional, le modèle Symphonie. Ce chapitre présente plus en détail les différents outils d'observation et d'étude utilisés dans cette thèse.

2.1 Altimétrie

Dans le Chapitre 1, nous avons détaillé les différentes technologies altimétriques qui ont été développées ces dernières années. L'un des objectifs de cette thèse étant de caractériser l'apport de ces techniques innovantes à la connaissance de la dynamique côtière en Méditerranée Nord-Occidentale, nous avons concentré nos analyses sur des missions avec des altimètres représentatifs de technologies différentes.

Dans cette thèse, nous nous intéresserons à l'apport de la bande Ka, fréquence choisie pour la mission SWOT, par rapport à la bande Ku et au différentiel entre les mesures de deux missions, Jason 2 et SARAL que nous allons décrire plus amplement dans cette section. La MDT déjà mentionnée dans le Chapitre 1 sera aussi décrite plus en détail. Dans cette partie nous présentons les différentes missions étudiées, puis nous mentionnons les différents produits altimétriques pour justifier notre choix de travailler avec le produit along-track X-TRACK.

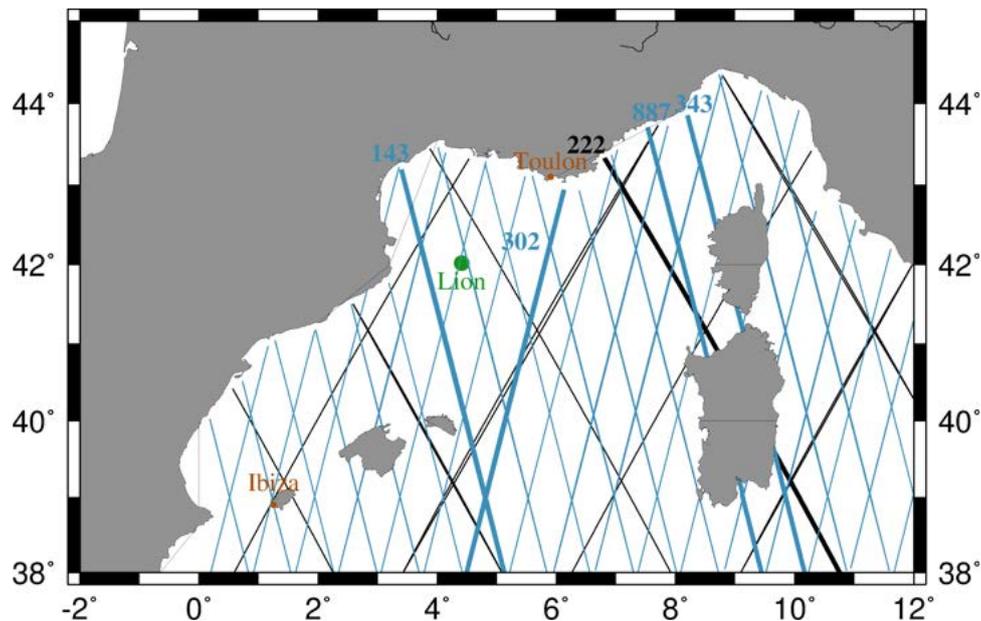
2.1.1 Les missions

La mission Jason 2, qui assure la continuité avec son prédécesseur Jason 1, a été lancée en juin 2008 dans le cadre d'une collaboration entre le CNES, Eumetsat, la NASA et la NOAA. Avec son cycle de presque 10 jours (9.9156), l'orbite de Jason 2, dont l'altitude est de 1336 km, permet d'obtenir des séries temporelles longues de données (plus de 8 ans) avec une précision de 3.3 cm (https://sealevel.jpl.nasa.gov/files/ostm/Spacecraft-OSTM_Fact_Sheet_Final.pdf). En revanche la couverture spatiale est plus limitée puisque l'inclinaison de l'orbite n'induit des mesures que de 66° S à 66° N et puisque dans notre zone la distance entre deux traces est d'environ 230 km. Il existe néanmoins un certain nombre de traces altimétriques survolant la Méditerranée Nord-Occidentale (Figure 2.1). Dans cette thèse nous nous intéressons essentiellement à la trace 222 (en gras sur la Figure 2.1). Le long de ces traces, les points de mesure sont distants de 5.75 km. Jason 2 est toujours en fonctionnement mais nous n'utilisons les données que pour la période s'étendant de juin 2008 à octobre 2016, ce qui correspond à 300 cycles. En effet, après fin 2016, l'orbite de Jason 2 a été décalée, d'abord entre les traces, puis sur une orbite plus basse. L'altimètre de Jason 2 est un outil utilisé dans le cadre de ce que l'on a nommé "altimétrie conventionnelle", il utilise ainsi la bande Ku (13.6 GHz) couplée à la bande C (5.3 GHz). Cet altimètre envoie une onde radar dont le rayon de l'empreinte au sol est de 5-7 km. La mission est équipée du système de positionnement Doris, également décrit dans le Chapitre 1.

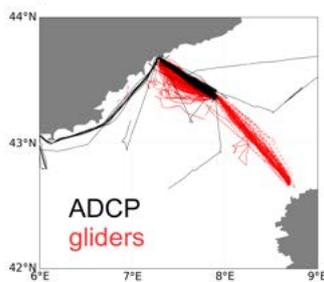
SARAL représente une évolution technologique par rapport à Jason 2 avec l'utilisation de la bande Ka (35.75 GHz) par son altimètre AltiKa, permettant ainsi une réduction du rayon de l'empreinte au sol à 4 km. Le niveau de bruit est alors plus faible, les signaux capturés sont donc de plus fine échelle. SARAL a vu le jour en février 2013 après un travail franco-indien du CNES et de l'ISRO (Indian Space Research Organisation, agence spatiale indienne). Le satellite est situé à une altitude de 800 km et son inclinaison lui permet d'observer la terre de 98.55° S à 98.55° N avec une précision de 2.6 cm (BRONNER et al., 2013), avec une intertrace d'environ 58 km en Méditerranée Nord-Occidentale. La Figure 2.1 montre la couverture de la région par cette mission avec les traces utilisées dans l'étude en gras. La distance entre deux points de mesure le long d'une trace est de 7.38 km. Notons que la meilleure couverture spatiale, par rapport à Jason 2, s'accompagne d'une répétitivité dégradée, puisque le satellite ne repasse sur la même trace que 35 jours plus tard. Pour les analyses qui vont suivre, les données couvrent la période d'avril 2013 à mai 2016 ce qui correspond à 34 cycles. En effet, à partir de l'été 2016, suite à un problème technique, l'orbite est devenue dérivante, c'est-à-dire que les traces ne sont plus répétitives.

2.1. Altimétrie

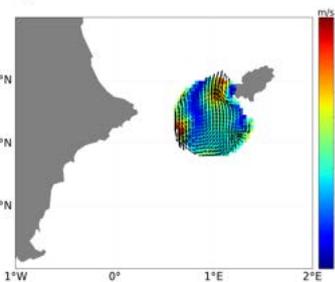
a)



b)



c)



d)

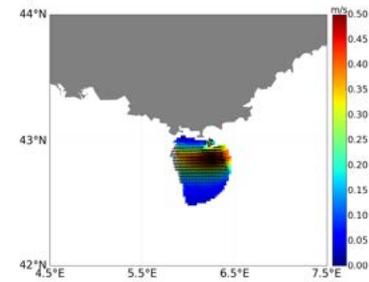


FIGURE 2.1 – Instruments utilisés dans cette thèse. a) Traces altimétriques Jason 2 (en noir) et SARAL (en bleu) en Méditerranée Nord-Occidentale. Les traces utilisées sont en gras. Le mouillage Lion est représenté par un point vert et la localisation des radars HF de Toulon et Ibiza est également indiquée. b) Trajectoires des gliders (en rouge) et du Thétys qui porte des ADCP de coque (en noir). c) Couverture spatiale des radars d'Ibiza. d) Couverture spatiale des radars de Toulon.

2.1.2 Les données

Pour ces deux missions, nous utilisons le produit X-TRACK du CTOH, fournissant les séries temporelles de SLA le long des traces générées avec un traitement dédié aux zones côtières (BIROL et al., 2017 pour les détails). Ce produit a déjà montré des performances supérieures aux produits classiques pour les applications côtières (JEBRI et al., 2016, ROBLOU et al., 2011b). Dans cette étude le produit est utilisé dans 2 versions :

- les données 1 Hz majoritairement utilisées par la communauté altimétrique et correspondant à celles distribuées par le service AVISO.
- les données 20/40 Hz de Jason 2/SARAL (respectivement) dans une version expérimentale fournie par le CTOH.

Sur la zone d'étude, le long de ces traces altimétriques, les points de mesures à 1Hz sont distants de 5.75 km en moyenne pour Jason 2 et de 7,38 km pour SARAL. Comparées aux données 1Hz, les données plus haute fréquence sont plus difficiles à traiter mais elles permettent une résolution spatiale accrue : 0.29 km pour Jason 2 et 0.19 km pour SARAL ainsi qu'une augmentation de la couverture des données à l'approche de la côte (BIROL et DELEBECQUE, 2014).

Les données 1 Hz comme les données haute fréquence ne sont pas utilisables en l'état pour le calcul de courants (et la plupart des applications scientifiques d'ailleurs) car elles sont bruitées. Avant utilisation il est nécessaire de les filtrer à l'aide d'un filtre passe-bas. Nous avons utilisé un filtre de Loess. Pour déterminer la fréquence de coupure optimale à appliquer sur nos jeux de données, nous avons réalisé une analyse spectrale des différentes traces étudiées selon la méthode décrite dans MORROW et al., 2017, DUFAU et al., 2016, XU et FU, 2012. Le but de cette analyse est de déterminer la "capacité méso-échelle" de Jason 2 et SARAL sur nos cas d'étude. Celle-ci est définie comme la longueur d'onde pour laquelle le bruit devient plus important que le signal (voir Figure 2.2) et permet donc de définir statistiquement la taille des structures océaniques observables. Nous utiliserons cette limite comme longueur d'onde de coupure de notre filtre, ce qui nous permet d'optimiser le rapport signal sur bruit.

Cette analyse spectrale se déroule en plusieurs étapes. Pour chaque trace qui nous intéresse et cycle par cycle on regarde d'abord s'il y a des trous de données. Si plus de trois points consécutifs ne montrent pas de données valides, le cycle est rejeté. Sinon une interpolation linéaire avec lissage des points qui suivent et précèdent est effectuée pour combler les points manquants. Ensuite, on calcule la Densité Spectrale de Puissance (PSD, Power Spectral Density) avec la méthode de Welch. On obtient alors une représentation du signal en fonction du nombre d'onde pour chaque cycle, que l'on va ensuite moyenniser dans le temps pour obtenir la PSD de la trace. Un exemple de PSD moyenne pour la trace Jason 2 222 est montré Figure 2.2 (courbe bleue).

Pour chaque trace on estime ensuite un niveau de bruit (droite en bleu pointillé sur la Figure 2.2). Ce chiffre est calculé comme la moyenne de la PSD entre 12 et 25 km pour les données 1Hz ou entre 0.5 et 3 km pour les données 20/40 Hz et correspond au pallier atteint par la courbe. Ce niveau de bruit est enlevé à la PSD calculée pour avoir une PSD non biaisée (courbe verte) dont on calcule la pente spectrale par méthode des moindres carrés.

2.1. Altimétrie

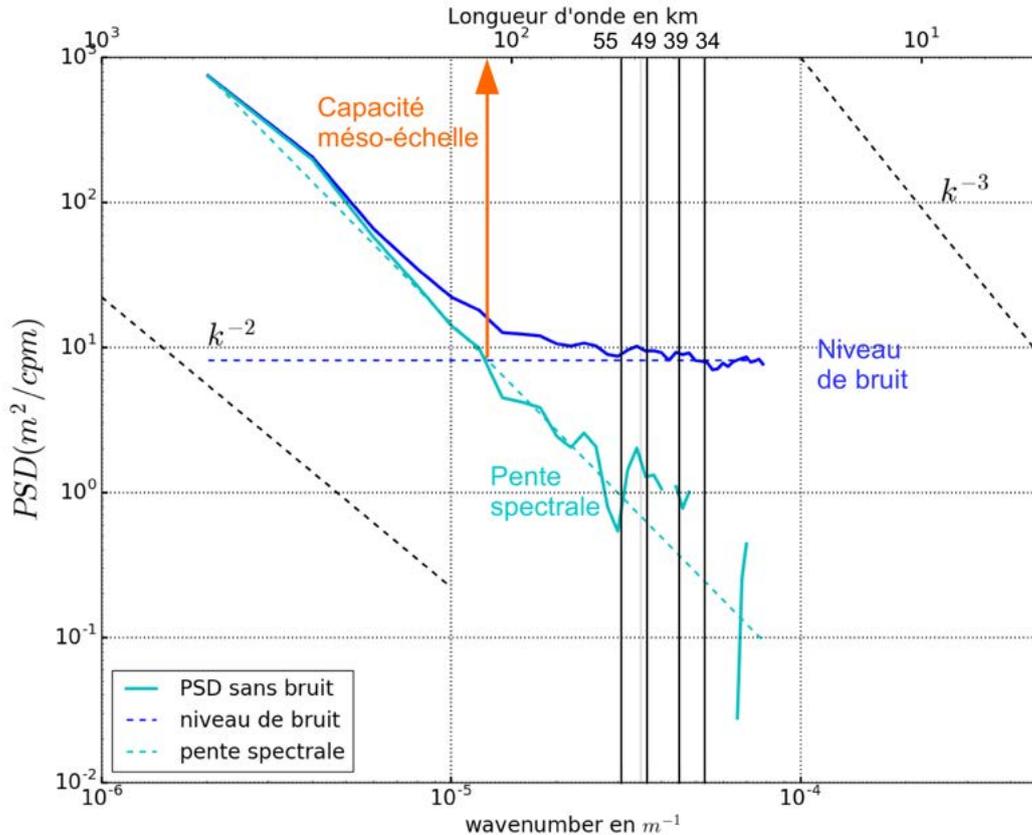


FIGURE 2.2 – Paramètres sur une figure de spectre en nombre d'onde. La courbe initiale est représentée en bleu, le niveau de bruit par une ligne horizontale en pointillé, la courbe sans bruit en cyan avec sa pente spectrale en pointillés cyans. Les pentes spectrales en k^{-2} et k^{-3} sont en pointillés noirs. Les droites verticales en noir représentent les capacités méso-échelle calculées pour les traces de l'étude.

L'intersection entre cette pente spectrale (droite en pointillés verts sur la Figure 2.2) et le niveau de bruit nous donne la longueur d'onde des plus petites structures observables par l'altimètre (la "capacité méso-échelle").

Le Tableau 2.1 récapitule les résultats obtenus pour chaque trace étudiée dans cette thèse. Ces longueurs d'onde sont ensuite utilisées pour le filtrage de la trace correspondante, ce qui permet davantage de précision que les études citées plus haut et qui donnaient des chiffres moyens globalement (DUFAU et al., 2016) ou par région (MORROW et al., 2017).

On constate à travers le Tableau 2.1 que les données SARAL nécessitent un filtrage moins important que les données Jason 2 (41 km en moyenne contre 55 km) ce qui était également un résultat de MORROW et al., 2017 pour la Méditerranée Nord Occidentale et DUFAU et al., 2016 en global. Il faut néanmoins garder en tête qu'il ne s'agit que d'une statistique moyenne dans le temps et que dans un cas d'étude particulier, il est possible d'observer des structures plus

traces	SARAL 302	SARAL 887	SARAL 343	SARAL 143	Jason 2 222
capacité méso-échelle	49 km	34 km	39 km	49 km	55 km

TABLE 2.1 – Capacités méso-échelle des traces utilisées

finer ou ne pas atteindre cette échelle d’observation en fonction notamment de l’amplitude du signal à capturer.

2.1.3 la MDT

Dans le Chapitre 1, nous avons vu que l’altimétrie nous fournissait des anomalies de hauteur de mer. Dans le cadre d’une intercomparaison avec d’autres instruments, il est nécessaire d’ajouter une topographie dynamique moyenne (MDT) qui reflète la circulation permanente. Celle-ci s’obtient en combinant les données altimétriques avec des données *in situ* ou gravimétriques. Nous utilisons un produit régional avec une résolution de $1/16^\circ$ calculé par RIO et al., 2014 et distribué sur le site AVISO (<https://www.aviso.altimetry.fr/fr/donnees/produits/produits-auxiliaires/mdt-mediterranee.html>). Ce produit est représentatif d’une vingtaine d’années, de 1993 à 2012 et utilise des modèles, des profils hydrologiques et des drifters. Comparée à de précédentes versions de ce produit, cette MDT améliore la représentation du CN en mer (RIO et al., 2014).

2.1.4 Les produits

Il existe différents types de produits altimétriques caractérisés par les satellites utilisés, le niveau de traitement effectué et les phénomènes auxquels on s’intéresse. Nous donnons ici une brève description de ces produits avant de comparer leurs performances respectives et justifier ainsi le choix de travailler avec le produit along-track.

2.1.4.1 Du niveau L1 au niveau L4

Les produits altimétriques sont disponibles sous différentes versions selon l’usage que l’on veut en faire. Ils sont classés en différents niveaux selon le traitement à apporter. Ainsi il existe :

- les produits L1/L2 qui sont les données récupérées dans les centres de traitement au sol. Ce sont des produits along-track disponibles au bout de 1 à 3 mois selon la mission.
- les produits L3 along-track. Les données sont des anomalies de hauteur de mer along-track calculées d’après l’équation (1.4). On peut citer par exemple le produit AVISO along-track ou le produit X-TRACK dont les données sont filtrées afin de s’affranchir du bruit de mesure.

2.1. Altimétrie

- les produits L4. Dans le cas d'AVISO, ces produits ont été construits par interpolation optimale des mesures collectées à partir des missions existantes avec le système de traitement DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System)(PUJOL et al., 2016). Le nombre de satellites utilisés dans cette reconstruction varie de 2 à 5. Toutes les missions sont homogénéisées par l'utilisation des mêmes modèles et corrections. Actuellement, les missions utilisées sont Jason 2, Sentinel-3A, Jason 3, Cryosat, SARAL/AltiKa. Il est ensuite possible d'en déduire un produit grillé dérivé, comme les courants géostrophiques absolus ou en anomalies.

2.1.4.2 Comparaison entre les différents produits

Les produits grillés AVISO intéressent un nombre significatif d'utilisateurs (DUFAU et al., 2011). Ils sont fournis en global avec une résolution temporelle journalière et spatiale de $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ ($1/8^\circ \times 1/8^\circ$ dans la Méditerranée). Cependant, BALLAROTTA et al., 2019 ont calculé qu'ils n'ont une résolution effective que de 100 km dans les hautes latitudes à 800 km à l'équateur. En Méditerranée cette résolution effective vaut en moyenne 120 km. Il est possible d'estimer les caractéristiques d'un tourbillon à partir d'un rayon supérieur à 20-25% de la longueur d'onde, les structures résolues vont donc de 25 à 200 km. Néanmoins, les cartes sont souvent utilisées dans la détection de tourbillons de méso-échelle d'un rayon bien inférieur (Cori Pegliasco, communication personnelle). D'après DUSSURGET et al., 2011 la principale différence entre les données grillées et along-track réside dans le lissage des fines échelles nécessaire lors de l'interpolation pour obtenir une grille. VERGARA et al., 2019 ont montré que l'altimétrie along-track pouvait observer des échelles d'environ 70 km pour Jason 2 et de 30 à 50 km pour SARAL et Sentinel-3. C'est pourquoi nous avons choisi ce type de produit dans cette thèse.

A partir des données de SLA que contient chaque type de fichier, on peut dériver les courants géostrophiques (cf. Chapitre 1), paramètre qui nous intéresse particulièrement dans cette thèse. Afin d'avoir un meilleur aperçu des différences entre les produits, la Figure 2.3 présente la moyenne sur 3 ans, de 2013 à 2016, des anomalies de courant géostrophique le long des traces Jason 2 et SARAL pendant les mois d'été. Nous nous intéressons ici aux produits AVISO along-track, à X-TRACK et au produit AVISO grillé dont nous avons extrait les données le long des traces. Ces trois produits sont comparés aux courants dérivés de la MDT RIO et al., 2014, elle aussi interpolée le long des traces altimétriques.

Les trois produits montrent un ralentissement du CN après le canal de Corse (valeurs positives rouges correspondant à une anomalie de courant vers l'est). Le courant Baléare symbolisé par les valeurs rouges (courant vers l'est) que l'on voit sur la carte de la MDT au nord des îles Baléares est lui aussi plus faible. On note aussi la présence d'anomalies positives de courant juste au sud du CN, là où la MDT ne montre pas de signal. Ceci peut être induit par un renforcement/ralentissement de ces jets mais également par leur déplacement d'une saison à l'autre. Le long du CN les similitudes sont moins claires : il est soit ralenti, soit accéléré selon l'endroit où l'on se place. La Figure 2.3 met en évidence le lissage des petites structures qui s'opère dans le produit grillé AVISO par rapport aux produits along-track. X-TRACK s'approche davantage des côtes que le produit CMEMS along-track mais les différences ne sont pas très marquantes par ailleurs.

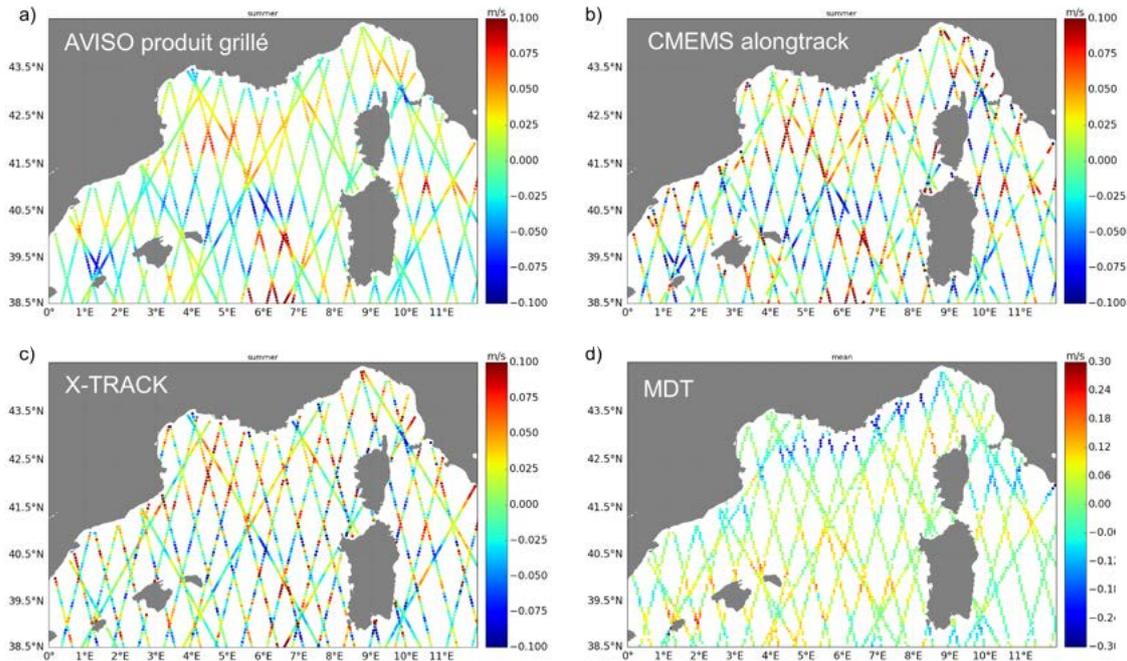


FIGURE 2.3 – Comparaison entre les cartes d’anomalies de hauteur de mer pour a) AVISO produit grillé ; b) AVISO along-track ; c) X-TRACK le long des traces Jason 2 et SARAL. Il s’agit d’une moyenne des mois d’été sur 3 ans de 2013 à 2016. d) Carte de la MDT le long des traces Jason 2 et SARAL

2.2 Autres observations spatiales

En parallèle des missions altimétriques, d’autres observations spatiales permettent de suivre l’évolution de la dynamique océanique. Les deux sections de cette partie sont consacrées à la couleur de l’eau et à la SST qui, contrairement aux données précédemment présentées, ne sont pas utilisées pour des comparaisons mais pour de l’interprétation. En effet, il n’est pas possible de dériver des courants à partir de ces paramètres mais ils peuvent nous renseigner sur les processus hydrodynamiques en cours et nous montrer les fronts de température.

2.2.1 Couleur de l’eau

Parmi ces autres observations spatiales on peut citer les missions comprenant à leur bord des radio-spectromètres qui enregistrent des images de la couleur de surface des océans. Pour cela ils mesurent la radiation réfléchiée par les océans dans le domaine du visible et de l’infrarouge. La couleur de l’eau est influencée par la présence de phytoplancton qui contient de la chlorophylle dans ses cellules. Ces données sont de haute résolution (1 km) et permettent l’observation de phénomène de fine échelle tels que des filaments et des méandres néanmoins leur plus gros inconvénient réside dans l’absence de données en cas de couverture nuageuse.

2.3. Données *in situ*

Les données ont été récupérées sur la plateforme de données de CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring System, VOLPE et al., 2019). Il s'agit d'un produit régional qui couvre les mers Baltique, Noire et Méditerranée ainsi que les côtes des mers du nord-ouest et de la façade Atlantique qui s'étendent de la région ibérique à l'Irlande. Ce sont des données de niveau L3 en temps "quasi réel" avec une résolution spatiale de 1km et une résolution temporelle journalière qui couvre la période de 2012 à nos jours. La variable utilisée est la concentration massique en chlorophylle en surface. Ce produit a été généré par le projet CCI (Climate Change Initiative) de l'ESA en utilisant plusieurs capteurs : MERIS de la mission ENVISAT, MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) du satellite Aqua, SeaWiFS sur SeaStar et VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) à bord des satellites météorologiques Suomi NPP et NOAA-20.

2.2.2 SST

Une autre technique de mesure satellite passive consiste en l'utilisation de radiomètres sensibles à l'émission infrarouge. Les premiers satellites comportant de tels instruments ont été lancés en 1978. Dorénavant on les retrouve dans des missions multi capteurs telles que Sentinel-3A.

De même que pour la couleur de l'eau, les données proviennent du site CMEMS (ORAIN et SAUX PICART, 2019). Le produit présente les mêmes caractéristiques que celui de couleur de l'eau. Seule la résolution spatiale change avec un pas de 0.02° c'est-à-dire environ 1.7 km dans notre région. La période s'étend de 2013 à nos jours. Les capteurs utilisés sont AVHRR-METOP_B, SEVIRI, VIIRS_NPP, AVHRR-19, AVHRR-18, MODIS_A, MODIS_T et AMSR2.

2.3 Données *in situ*

Avant l'apparition des satellites, d'autres instruments prenaient et continuent de prendre des mesures sur place. En Méditerranée Nord-Occidentale, les données *in situ* sont nombreuses et de nouveaux projets de déploiement ou de campagnes voient le jour avec des stratégies ou des instruments innovants. On peut notamment citer les derniers développements en la matière : le produit de courant de surface par technique AIS (Automatic Identification System), des sailldrones, des drones marins, ... La Méditerranée Nord-Occidentale fait par ailleurs partie des quelques zones côtières où ont été mis en place des observatoires côtiers avec des mesures répétées. Il s'agit du réseau MOOSE (Mediterranean Ocean Observing System for the Environment, <http://www.moose-network.fr>) dont les objectifs sont d'observer l'évolution due au changement climatique et à la pression anthropique de la région sur le long terme, d'identifier des anomalies et de mettre en place des indicateurs renseignant son équilibre. Pour cela des instruments ont été déployés dans divers sites afin d'obtenir des systèmes d'observation intégrés multi-plateformes : radars côtiers, mouillage, gliders, bouées, pièges à sédiment, flotteurs Argo, campagne en mer annuelle ont permis depuis 2010 d'observer des phénomènes clés de

la circulation.

Dans cette thèse, pour obtenir des résultats les plus significatifs possibles, nous avons choisi d'utiliser uniquement des séries temporelles de données sur plusieurs années. Les instruments de mesure correspondant à de telles données sur la région d'étude sont l'ADCP de coque du Téthys, les radars HF, les gliders de la campagne MOOSE T00 et la bouée du mouillage Lion. Nous les décrivons dans cette section.

2.3.1 ADCP

Les ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) de coque sont des instruments fixés sur un navire. Ils fournissent des profils verticaux de courants sur la colonne d'eau. Ils sont composés de plusieurs transducteurs qui transmettent une onde à une certaine fréquence. Cette onde est ensuite réfléchiée par les particules en suspension dans l'eau ou par le fond. L'onde est alors recaptée par les transducteurs avec une nouvelle fréquence. La différence entre les deux fréquences va dépendre de la vitesse de l'obstacle rencontré par l'onde, c'est l'effet Doppler. La vitesse des particules est assimilée à la vitesse du courant. Il y a plusieurs transducteurs pour obtenir différentes informations dans l'espace et ainsi pouvoir calculer les courants horizontaux et verticaux.

Nous utilisons les données ADCP du vaisseau de recherche Téthys II lors des campagnes répétitives entre Nice et le mouillage Boussole (anciennement Dyfamed) situé à 43.25° N et 7.52° E (Figure 2.1b). Ces campagnes ont commencé en novembre 1997 et nous avons des données jusqu'en mars 2017, soit au total 513 transects réalisés sur cette période. Nous utilisons dans notre étude uniquement les données de cette section de 2010 à 2016. Elles se répartissent de manière inégale en fonction du mois ou de l'année (Figure 2.4), avec entre 8 et 31 sections par an entre 2010 et 2016 et un nombre maximal de 18 transects en août et un nombre minimal de 3 campagnes en janvier.

L'instrument ADCP du Téthys a changé en 2015. Avec une fréquence de 150 kHz, il fournissait des données avec une résolution verticale de 4 mètres et de la surface jusqu'à 250 mètres de profondeur avant cette date. Ensuite, avec une fréquence de 75 kHz, la résolution verticale passe à 8 mètres et les données s'étendent de la surface jusqu'à 600 mètres de profondeur.

Les données ont été traitées par la DT-INSU (<http://www.dt.insu.cnrs.fr>). Ce traitement consiste à corriger les mesures acquises de la vitesse du navire, de son roulis, de son tangage. Nous avons effectué un post-traitement des données en ne conservant que les sections de 2010 à 2016 et les données associées à un cap du navire correspondant à l'orientation du transect moyen entre Nice et le mouillage (avec une tolérance sur l'angle) pour éliminer une surreprésentation de points de stations de mesure. Les données ont ensuite été regrillées sur le long d'une trajectoire de référence de 2 km de résolution. Les sections incomplètes ou qui déviaient trop par rapport à cette trajectoire de référence ont été éliminées.

Les mesures ADCP des premiers mètres sont entachées par des erreurs dues aux bulles

2.3. Données *in situ*

et au mouvement du navire, c'est pourquoi les premières mesures valides ne sont fournies qu'à partir de 8 ou 18 mètres selon l'ADCP utilisé. Nous avons considéré dans notre étude uniquement la couche de 34 mètres pour réduire les erreurs instrumentales de surface. Une analyse de sensibilité a été réalisée pour les profondeurs 18, 34, 50 mètres et la moyenne de 18 à 50 mètres et a démontré que cela n'influencait pas les résultats du courant moyen et de son écart-type.

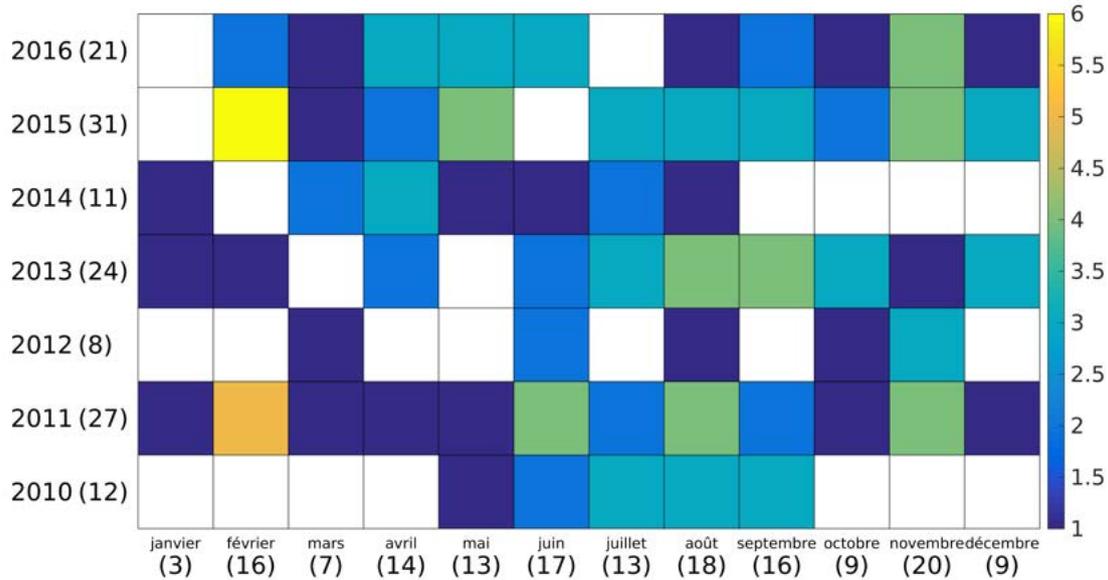


FIGURE 2.4 – Nombre de sections ADCP par mois et par année entre 2010 et 2016. Les cases blanches correspondent à une absence de données. Les chiffres entre parenthèse indiquent la somme de chaque ligne et de chaque colonne.

2.3.2 Gliders

Les gliders sont des AUV (Autonomous Underwater Vehicles). Il s'agit de planeurs sous-marins qui effectuent des allers-retours entre la surface et une profondeur de 100 à 1000 mètres (voire 6000 mètres pour les derniers modèles) selon une trajectoire en dent de scie. Ils plongent et remontent avec une inclinaison de 26° (Figure 2.5) grâce à un mécanisme de changement de volume qui s'actionne par le remplissage d'une vessie externe par de l'huile. Une modification de la distribution des masses contrôle le tangage. Tout le long de la colonne d'eau ils mesurent des données telles que la salinité, la température, la conductivité, la chlorophylle-A, l'oxygène. Désormais certains gliders comportent même des ADCP ou des hydrophones fixés sur eux. Ensuite, une fois remontés en surface, ils communiquent les mesures acquises ainsi que leur position à un satellite et peuvent recevoir des instructions de la part des opérateurs comme un arrêt ou un changement de direction. Une deuxième communication de leur position s'effectue juste avant une nouvelle plongée. La distance dx entre deux points de surface varie de 2 à 6 km. Les missions gliders peuvent opérer en toute autonomie pendant plusieurs mois avant la récupération des instruments.

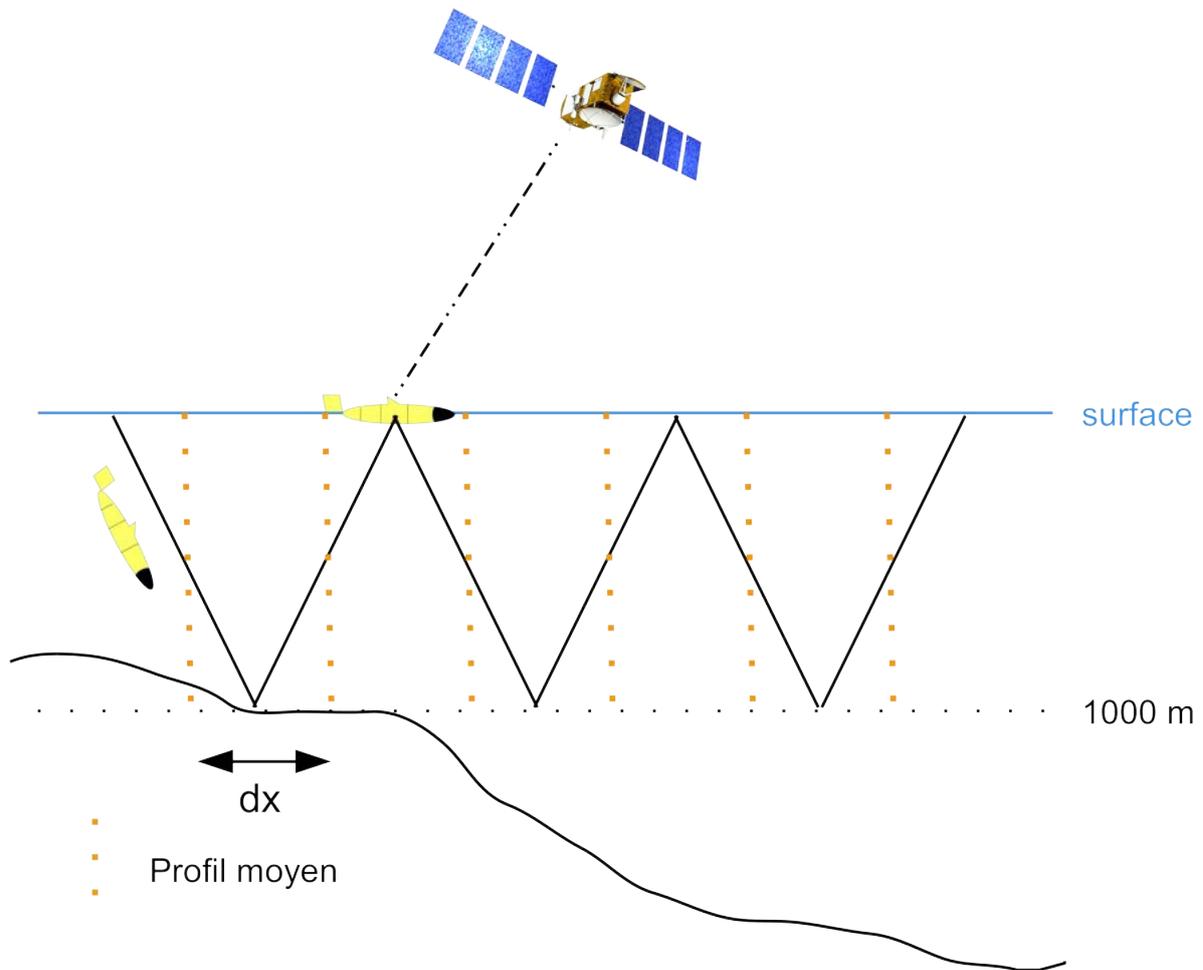


FIGURE 2.5 – Schéma de fonctionnement d'un glider. dx correspond à la distance entre deux profils moyens, indiqués en pointillés orange

Les gliders dont nous avons récupéré les données sont des gliders Slocum (<http://www.teledynemarine.com/slocum-glider>). Leur vitesse est de 0.35 m/s et ils font environ 1.5 m de long pour 20 cm de diamètre et un poids de 50 kg. La préparation des gliders passe par des tests dans une piscine d'eau douce et une piscine d'eau de mer. Ensuite les gliders sont transportés par bateau vers une zone loin des côtes en vue de leur déploiement dans un milieu assez profond.

En Méditerranée occidentale, les déploiements de gliders ont débuté dès 2005 mais leur utilisation a pris son essor en 2010 avec la mise en place de deux lignes de mesure régulières entre Nice et Calvi (campagne MooseT00) et entre Marseille et Minorque (campagne MooseT02). Dans cette thèse nous nous intéressons à la section entre Nice et Calvi le long de laquelle 35 déploiements de gliders ont permis de prendre des mesures de juillet 2009 à septembre 2016. La Figure 2.6 montre la répartition des sections gliders en fonction du mois et de l'année. Leur nombre varie de 8 en 2014 à 45 en 2011 avec 6 sections pendant le mois de janvier et 32 en juin.

2.3. Données *in situ*

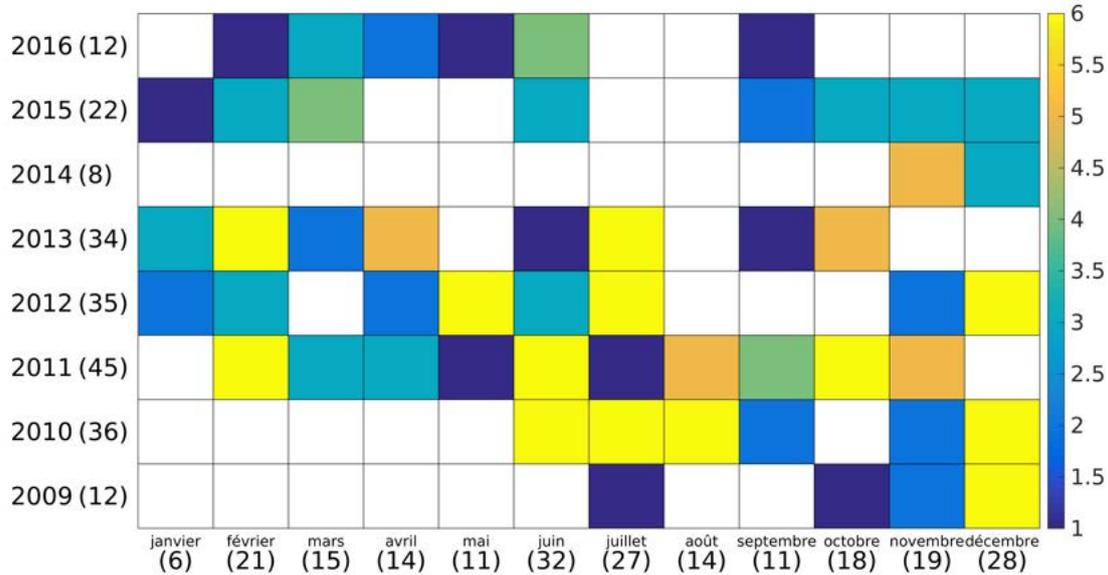


FIGURE 2.6 – Nombre de sections gliders par mois et par année. Les cases blanches correspondent à une absence de données. Les chiffres entre parenthèse indiquent la somme de chaque ligne et de chaque colonne.

Les variables obtenues sont la pression, la température et la salinité. Il existe également des données de courants intégrés, calculés à chaque fois que le glider remonte en surface. Les données ont été fournies par le LOCEAN où une calibration a été effectuée dans le but d’aligner les mesures de salinité et de température lors de la traversée d’un gradient de température car les capteurs ne sont pas situés au même endroit (GARAU et al., 2011, BOSSE, 2015).

Dans notre étude les gliders vont nous servir à valider nos simulations numériques (Chapitre 4) et à effectuer des intercomparaisons avec l’altimétrie (Chapitre 3). Pour cela nous dérivons des données de température et salinité le courant géostrophique grâce à l’équation du vent thermique ce qui est réalisé en plusieurs étapes. Lors de leur plongée ou de leur remontée, les gliders avancent également sur l’horizontal. Afin de traiter des profils verticaux, nous avons moyenné les latitudes et les longitudes du profil pour obtenir un unique point de mesure (ceci est représenté par les traits pointillés orange, les profils moyens, de la Figure 2.5). Cette hypothèse se justifie par la taille des structures observées, plus importante que la distance entre deux remontées. La représentation des données de température et de salinité montre la présence de pics haute fréquence dus principalement à la présence d’ondes internes pour chaque profil (Figure 2.7a et b). Afin de s’en affranchir, un filtrage des données est effectué, à l’aide d’un filtre récuratif de Butterworth du second ordre (DURAND et al., 2017). Nous avons testé différentes fréquences de coupure et nous avons choisi 15 km ce qui paraissait un bon compromis entre l’élimination du bruit tout en conservant les fines échelles et qui tient compte du rayon de Rossby en Méditerranée qui est de l’ordre de 10-15 km (GRILLI et PINARDI, 1998). A partir de ces profils filtrés (Figure 2.7c et d) nous calculons les anomalies géopotentielle puis les courants géostrophiques (Figure 2.7e) en prenant une référence à 500

mètres afin d'établir une cohérence entre tous les gliders car il s'agit de la profondeur maximale de certains d'entre eux. Cette méthode nous permet donc d'obtenir la composante barocline du courant géostrophique référencée à 500 mètres. Or, à cette profondeur les courants ne sont pas nuls. Afin d'améliorer cette hypothèse de départ dans le cadre d'une comparaison avec l'altimétrie (Chapitre 3), nous rajoutons une composante supplémentaire qui est calculée à partir des courants intégrés (TESTOR et al., 2018, cf Figure 2.7f et g). Ces courants intégrés des gliders peuvent être connus avec une précision de l'ordre de 1 cm/s grâce à une calibration spécifique du compas (BOSSE, 2015). Cette vitesse supplémentaire comporte les vitesses moyennes barotropes, les vitesses agéostrophiques et les vitesses géostrophiques. En revanche cette composante n'est pas ajoutée lorsque les gliders sont utilisés pour valider le modèle (Chapitre 4) car il n'est pas possible de l'obtenir avec le modèle ce qui aurait conduit à un contenu physique différent.

Dans notre étude nous nous focalisons sur les vitesses en surface, observables par l'altimétrie. La couche de profondeur 34 mètres a cependant été choisie dans un souci de cohérence avec les ADCP. De même que pour les ADCP une étude de sensibilité à diverses profondeurs a été effectuée mais également une comparaison entre les courants à 34 mètres et ceux de surface que nous n'avons pas avec les ADCP. Nous en avons conclu qu'il ne s'agissait pas d'une source de différence majeure sur la moyenne des courants et leur écart-type.

Une fois le profil du courant obtenu en fonction de la profondeur et de la latitude, nous récupérons la composante à 34 mètres le long de la section, puis nous effectuons un nouveau nettoyage des données avec une élimination des points en dehors de la moyenne ± 3 écarts-types. Puis de même que pour les ADCP, nous avons choisi de projeter les données sur une section de résolution spatiale régulière, prise comme la moyenne des distances entre les profils verticaux c'est-à-dire 4 km. Une fois cette grille construite, la moyenne des points glider autour de chaque point de référence est réalisée.

2.3.3 Radars HF

Le principe de fonctionnement d'un radar HF consiste à émettre des ondes radio en direction de la surface de la mer. Les vagues présentes vont réfléchir le signal qui va être enregistré par les antennes de réception situées à la côte. Le signal reçu reflète principalement les échos des vagues dont la longueur d'onde est deux fois moins élevée que celle que le radar émet : c'est la résonance de Bragg. L'analyse fréquentielle du signal va alors montrer un pic d'énergie beaucoup plus fort qui représente la signature de ces vagues. On utilise ensuite l'effet Doppler pour déterminer ce qui correspond à la vitesse des masses d'eau et à la vitesse des surfaces réfléchissantes. Ces dernières sont des ondes de gravité dont la vitesse ν est connue :

$$\nu = \sqrt{\frac{g * \lambda}{2\pi}} \quad (2.1)$$

où λ est la longueur d'onde émise et g l'accélération de la pesanteur. On en déduit la vitesse des courants de surface par soustraction. Une antenne permet alors d'obtenir une composante de la vitesse, c'est pourquoi les sites d'observation radar comportent deux antennes.

2.3. Données *in situ*

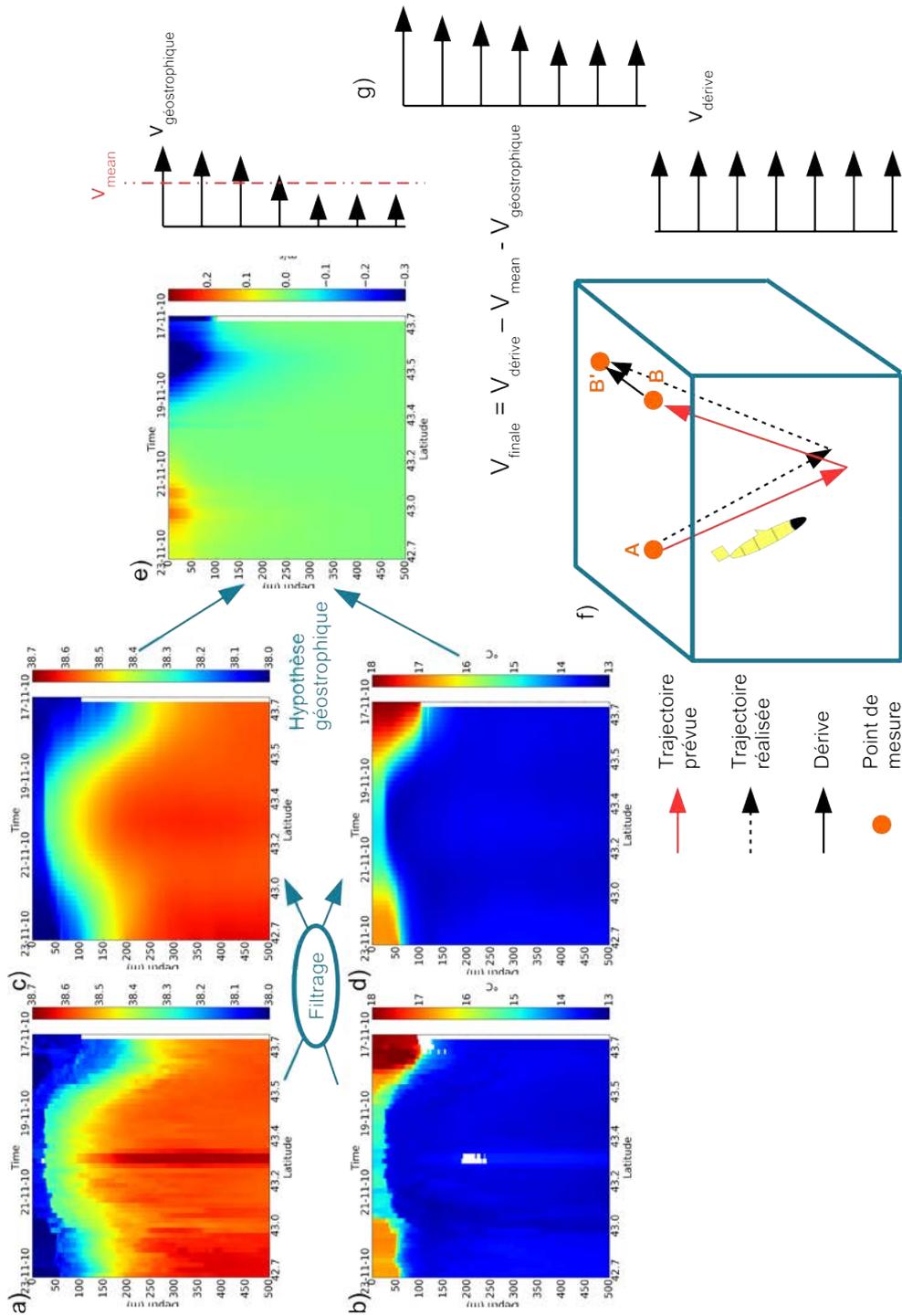


FIGURE 2.7 – Schéma du traitement appliqué aux gliders. Récupération des données brutes a) de salinité et b) de température. Représentation des données filtrées c) de salinité et d) de température. e) Vitesse géostrophique dérivée. f) Illustration de la dérive glider qui permet d’avoir une référence à 500 m. g) Profil final de vitesse obtenu

Il existe 4 sites de radars côtiers en Méditerranée Nord-Occidentale : le site Dyfamed en mer Ligure, le site Antares au sud de Toulon qui font partie du réseau d'observation MOOSE (http://www.moose-network.fr/?page_id=270), le site du delta de l'Èbre du réseau Puertos del Estado et le site d'Ibiza. Depuis juin 2014, le site Dyfamed n'a plus qu'une seule antenne en fonctionnement (QUENTIN et al., 2014). Dans cette thèse, nous utilisons seulement les données de Toulon et Ibiza que nous allons décrire un peu plus en détail dans ce qui suit.

2.3.3.1 Toulon

Les radars de Toulon ont été mis en place sur les sites du cap Bénat et l'île de Porquerolles afin d'observer le CN qui passe le long de la côte juste avant le Golfe du Lion. Cet endroit est une zone clé car le CN est dévié vers le sud-ouest à cause de la bathymétrie et des petites îles de la région, induisant des échanges côte-large (GUIHOU et al., 2013) notamment avec les vents très forts que l'on peut trouver comme le Mistral et la Tramontane. Ce sont des radars WERA (Wellen Radar) qui opèrent à la fréquence 16 MHz avec une bande passante de 50 kHz et un pas angulaire de 2° . Leur portée est de 80 à 100 km. Les données sont moyennées sur une fenêtre d'une heure et projetées sur une grille de 2 km de résolution.

Les données de courant de surface correspondantes s'étendent de mai 2012 à septembre 2014 avec au total 732 jours de données disponibles. La région couverte est d'environ 60×40 km. Le traitement effectué a consisté à filtrer la marée et les oscillations inertielles des données. SENTCHEV et al., 2017 ont montré que la comparaison entre les vitesses radiales des radars avec des ADCP conduisait à des erreurs relatives comprises entre 1 et 9%.

2.3.3.2 Ibiza

Le système d'observation SOCIB (Coastal Ocean Observing and Forecasting System located in the Balearic Islands) est équipé de radars côtiers. Les stations sont situées sur Ibiza et Formentera et sont composées de système Seasonde de CODAR (<http://www.codar.com/SeaSonde.shtml>). Les antennes émettent à la fréquence 13.5 MHz pour une bande passante de 90 kHz. La portée est d'environ 70 km avec une résolution radiale de 3 km et angulaire de 5° . Les vitesses radiales sont traitées à partir du spectre reçu toute les 10 minutes. Les données horaires sont ensuite calculées, en appliquant une moyenne mouvante sur 75 minutes. Le produit final a une résolution horaire sur une grille de 3×3 km et s'étend du 1er janvier 2013 au 31 décembre 2016.

2.3.4 Mouillages, bouées

L'un des principaux mouillages en Méditerranée Nord-Occidentale est le mouillage Lion situé en pleine zone de convection, dans le Golfe du Lion, à $42^\circ 02' N$ et $4^\circ 41' E$. Constitué d'une ligne s'étendant du fond de l'océan jusqu'en subsurface où sont fixés plusieurs instruments à différentes profondeurs, il a permis de collecter de précieuses informations sur la

2.4. Modèle numérique

formation des eaux profondes.

Le mouillage possède 27 niveaux, le premier d'entre eux étant situé à 53 mètres : sur 22 d'entre eux des capteurs de température et de salinité prennent des mesures sur toute la colonne d'eau. Sur 5 niveaux on trouve des courantomètres qui nous donnent des mesures de courant aux profondeurs 152, 246, 501, 1002 et 2330 mètres toutes les 30 minutes. Les données s'étendent sur la période du 14/06/2011 au 18/06/2013. Dans la thèse nous les utilisons pour la validation du modèle, sous-moyennées par jour.

2.4 Modèle numérique

Nous venons de présenter les données d'observation utilisées dans cette thèse. Malgré leur diversité, celles-ci ne nous permettent d'échantillonner qu'un nombre limité de paramètres océaniques pendant certaines périodes, à certaines résolutions spatiales et temporelles. Il peut être parfois difficile d'interpréter et combiner les informations qu'elles fournissent, d'autant que leurs différences sont parfois importantes. L'utilisation d'un modèle, qui contient toutes les variables précédemment citées pour de bonnes résolutions spatiale et temporelle et capable de reproduire suffisamment bien les observations, est un atout pour les compléter en apportant une information en 4D. De plus, il permet de relier différents types de données entre elles qui ne sont pas colocalisées en espace et en temps, ainsi que de compléter les périodes ou zones où l'on n'a pas de données et ainsi d'estimer le biais introduit par un échantillonnage irrégulier des données (comme les gliders ou les ADCP par exemple).

2.4.1 Description générale du modèle

La Méditerranée Nord-Occidentale est une région qui a été déjà beaucoup étudiée à l'aide de modèles numériques tels que Symphonie (ESTOURNEL et al., 2003, HU et al., 2011), POM (Princeton Ocean Model, AHUMADA et CRUZADO, 2007), NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean, GUIHOU et al., 2013). Nous avons choisi le modèle Symphonie car de nombreux efforts ont été effectués ces dernières années pour améliorer sa configuration régionale, notamment dans le cadre d'études altimétriques.

Le modèle Symphonie est un modèle 3D régional de circulation développé par le service SIROCCO (Simulation Réaliste de l'OCéan COtier) du laboratoire d'Aérodynamique. Il utilise le système de coordonnées verticales σ généralisées qui permet une meilleure représentation de la bathymétrie en s'adaptant à chaque profondeur et en représentant mieux les couches de surface. Le système de coordonnées horizontales est une grille C Arakawa, curviligne et orthogonale. Les zones côtières peuvent alors être plus finement représentées pour une meilleure modélisation des phénomènes fine échelle qui s'y produisent. Le schéma numérique temporel est de type "Leapfrog" centré d'ordre 2 (MARSALEIX et al., 2008, MARSALEIX et al., 2009, MARSALEIX et al., 2011).

Le modèle Symphonie permet de nombreuses applications, spécialement pour les études

côtières et dans l'étude des processus méso et sous-méso échelle : courants côtiers, tourbillons (DAMIEN, 2015), formation d'eaux profondes (HERRMANN et al., 2008, ESTOURNEL et al., 2016), panache du Rhône (MARSALEIX et al., 1998, ESTOURNEL et al., 1997, ESTOURNEL et al., 2001),...

Ce modèle est basé sur l'approximation hydrostatique et l'approximation de Boussinesq qui permettent de réaliser des hypothèses simplificatrices et ainsi de résoudre le système d'équations primitives. Symphonie est également un modèle à surface libre c'est-à-dire dont la surface océanique n'est pas constante. La convection profonde y est paramétrisée.

Enfin, des forçages océaniques (courants, température, salinité), atmosphériques (vent, précipitations, flux de chaleur) et continentaux (rivières) sont appliqués en tant que conditions initiales et aux frontières latérales et de surface du modèle. Les flux atmosphériques sont issus du modèle de prévision ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) et sont calculés par des formules bulk à partir des champs trihoraires et de la température de surface du modèle forçant océanique. Celui-ci correspond à la simulation numérique PSY2V4R2 de Mercator Océan, qui couvre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée entre 20 ° S et 80 ° N avec une résolution de 7 km en Méditerranée et 50 niveaux verticaux. Cette simulation se base sur le modèle NEMO (MARALDI et al., 2013) et sur le système d'assimilation de données SAM (Système d'Assimilation Mercator, LELLOUCHE et al., 2013). Avant que ces données soient fournies à la simulation Symphonie, les champs de température et salinité NEMO sont corrigés pour améliorer le réalisme des conditions initiales et particulièrement celles de la stratification verticale à l'aide de l'assimilation de données CTD (Conductivity Temperature Depth) et Argo, comme expliqué dans ESTOURNEL et al., 2016.

Dans cette thèse, nous utiliserons deux simulations ayant des caractéristiques différentes et pour des objectifs différents. Elles sont décrites ci-dessous.

2.4.2 Simulation S-WM111_23052015

La première simulation utilisée est la simulation S-WM111_23052015. Elle s'étend du 12/06/2011 au 28/04/2015. Sa résolution temporelle est journalière (champs moyennés toutes les 24h) et sa résolution spatiale varie de 0.9 km en mer Ligure et dans le Golfe du Lion à 1.4 km dans le bassin algérien (Figure 2.8a). La grille verticale possède 40 niveaux. La région couverte est la Méditerranée occidentale sans toutefois prendre en compte les détroits de Gibraltar, de Sicile et de Messine.

2.4.3 Simulation OLYMPE1

Nous nous référons à la seconde simulation comme la simulation OLYMPE1. Celle-ci couvre toute la Méditerranée y compris le détroit de Gibraltar. Sa résolution spatiale varie de 1.5 km à 4.8 km, soit le double de la simulation S-WM111_23052015 (Figure 2.8b). Elle est disponible sur la période du 18/05/2011 au 31/03/2017 avec un fichier de moyenne tous les 4 jours.

2.4. Modèle numérique

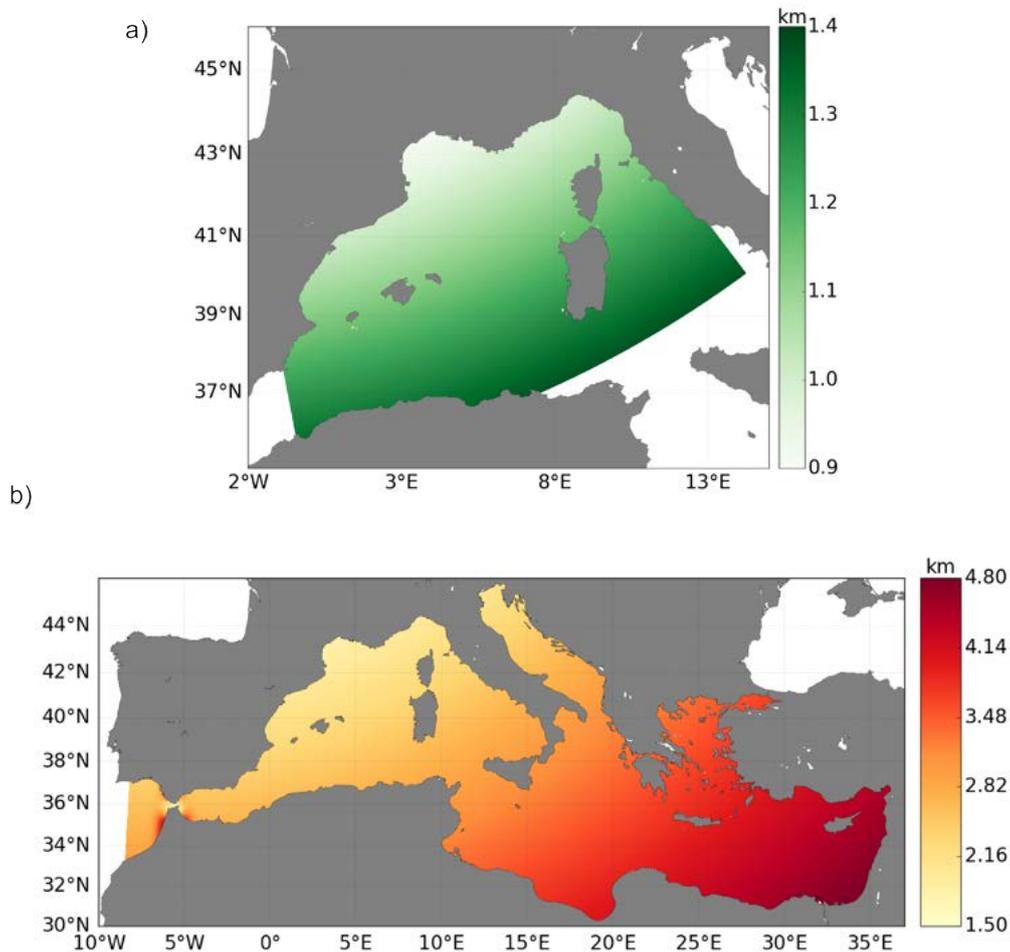


FIGURE 2.8 – Résolution spatiale et domaine des deux simulations Symphonie : a) S-WM111-23052015 et b) OLYMPE1

Pour les besoins de la thèse, une version haute fréquence est aussi disponible sur la période du 01/05/2012 au 30/09/2014. Cette version dispense un fichier toutes les 6 heures.

Afin de répondre aux questions soulevées dans l'introduction générale et de préparer l'arrivée des nouvelles technologies altimétriques, de nombreux types de données sont utilisés dans ces travaux. Nous en avons donné une description dans cette partie. Nous précisons dans chaque chapitre de résultats ceux que nous avons utilisés et ferons référence à ce chapitre.

Synergie entre les données altimétriques et *in situ* pour observer et étudier les variations du Courant Nord

Sommaire

3.1	Introduction	53
3.2	Article	54
3.3	Discussions et perspectives	78

3.1 Introduction

Nous avons pu voir dans l'introduction générale et le Chapitre 1 de cette thèse que l'environnement côtier était soumis à des stress importants. Sa surveillance est donc cruciale et de nombreux instruments s'y attachent. L'altimétrie spatiale, mesurant les variations du niveau de la mer et permettant d'estimer les courants océaniques de surface de manière synoptique, continue et quasi-globale, a permis d'avancer de manière importante dans la connaissance de la dynamique océanique au large. Un enjeu primordial est maintenant de l'intégrer aux moyens d'observation de l'océan côtier et de démontrer les applications possibles pour promouvoir l'utilisation de l'altimétrie dans cet environnement. L'objectif de cette étude est de montrer que grâce aux efforts réalisés par la communauté scientifique et les agences spatiales pour améliorer la disponibilité et qualité des mesures altimétriques près des côtes, il est tout à fait possible de les utiliser pour décrire la circulation océanique et sa variabilité dans le domaine côtier. Ce travail se focalise sur le Courant Nord (CN), un courant côtier, étroit (30-50 km de large) et très variable dans l'espace et le temps et qui longe les côtes italiennes, françaises et espagnoles. La méthode utilisée repose d'abord sur l'intercomparaison systématique des mesures altimétriques à la grande quantité d'observations d'ADCP de coque, de gliders et de radars HF du réseau d'observation pérenne MOOSE (Mediterranean Ocean Observing System for the Environment).

Chapitre 3. Synergie entre les données altimétriques et *in situ* pour observer et étudier les variations du Courant Nord

De nombreuses études multi-plateformes ont déjà été réalisées dans des systèmes côtiers : par exemple, GOURDEAU et al., 2017 étudient les tourbillons de méso-échelle dans la mer des Salomons à l'aide de gliders, de l'altimétrie et d'un modèle haute résolution ce qui permet de caractériser leur structure 3D ; PASSARO et al., 2016 ont réalisé une calibration des données Cryosat-2 avec des données Envisat dans les mers d'Indonésie ; BIROL et al., 2017 utilisent des marégraphes pour montrer les applications côtières du produit X-TRACK dans le Golfe de Gascogne et en Afrique de l'ouest. En Méditerranée, où il existe un vaste panel d'instruments, ceux-ci sont souvent combinés. La dynamique méditerranéenne a donc déjà fait l'objet de plusieurs études qui ont permis de montrer l'utilité de ce type d'intercomparaisons. On peut ainsi faire référence, d'est en ouest et du nord au sud, à BORRIONE et al., 2019 qui combinent des gliders et des missions altimétriques (SARAL, Jason 2, Cryosat-2) pour comprendre les signaux du Courant Nord dans cette région ; BOUFFARD et al., 2008a qui utilisent des marégraphes, un mouillage et l'altimétrie en mer Ligure également ; MORROW et al., 2017 qui comparent les données altimétriques à des radars HF et des gliders dans le Golfe du Lion ; BOUFFARD et al., 2010 qui analysent la dynamique régionale en mer Baléares en combinant des gliders et de l'altimétrie ; PASCUAL et al., 2015 et TROUPIN et al., 2015 qui observent le canal d'Ibiza avec des gliders, de l'altimétrie et des radars HF ; AULICINO et al., 2018 qui observent les côtes baléares et algériennes à l'aide gliders et de traces SARAL ; JEBRI et al., 2016 et JEBRI et al., 2017 qui ont analysé le schéma de circulation vers le canal de Sicile avec de l'altimétrie, des ADCP et des mesures hydrographiques.

Ces études ont montré que l'altimétrie était capable de capturer des courants moyens et saisonniers. Cependant elles sont principalement qualitatives ou basées sur des études de cas, ce qui ne permet pas de montrer jusqu'à quel point ces composantes du courant étaient observées et quelle part du courant est manquée par l'altimétrie. Nous utilisons ici de nombreux jeux de données avec des séries temporelles longues pour quantifier la part du courant capturé ou non par l'altimétrie. Cet aspect d'intégration d'autant de systèmes est également mis en avant en perspective de la future mission SWOT dans un article que nous avons publié dans Ocean Science.

3.2 Article

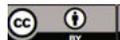
Résumé de l'article

Au cours des 15 dernières années, des progrès conséquents ont été réalisés dans le traitement des données altimétriques. Les données fournies ont maintenant assez de précision pour illustrer le potentiel de l'altimétrie spatiale dans les applications côtières. Dans le même temps, de nouvelles technologies altimétriques ont fait leur apparition et ont permis d'améliorer la qualité des données en augmentant la couverture spatiale à proximité des terres et le rapport signal à bruit. L'altimétrie spatiale fournit des mesures plus robustes et plus précises de plus en plus près des côtes et capture des structures océaniques de plus en plus petites. Une question importante est maintenant d'apprendre à utiliser ces données altimétriques conjointement avec les autres systèmes d'observation.

3.2. Article

Dans cet article, nous réalisons des intercomparaisons d'importants jeux de données de courants côtiers fournis par des ADCP de coques, des gliders, des radars HF et des radars altimétriques. Nous analysons comment les différentes techniques d'observation, notamment l'altimétrie, capturent le Courant Nord et sa variabilité pour différentes échelles temporelles. Nous étudions également la cohérence, divergence, complémentarité entre les informations dérivées des différents instruments considérés. Deux missions altimétriques sont utilisées à la fois pour une fréquence 1 Hz et pour des hautes fréquences : Jason 2 (bande Ku) et SARAL/AltiKA (bande Ka). Leurs performances sont comparées.

En termes de vitesse moyenne du Courant Nord, les différents systèmes montrent une très bonne cohérence et continuité spatiale à l'échelle régionale, ce qui montre leur complémentarité. En termes de variabilité du courant la bonne cohérence spatiale est toujours présente mais les amplitudes du Courant Nord obtenues à partir de l'altimétrie, des gliders, des ADCP et des radars HF diffèrent, principalement à cause de différences dans les résolutions spatio-temporelles. Concernant les variations saisonnières, l'altimétrie 1Hz capture $\sim 60\%$ et $\sim 55\%$ de l'amplitude du courant observée par les gliders et les ADCP respectivement. Pour des cas d'études, ces chiffres varient fortement en fonction des caractéristiques du Courant Nord à la date correspondante, sans mettre en évidence une tendance saisonnière. Comparé à Jason 2, SARAL montre des estimations des caractéristiques du CN qui sont plus proches des données *in situ* pour la plupart des cas. Les données haute fréquence, beaucoup plus bruitées, semblent plus complexes à analyser mais elles fournissent des estimations du courant qui sont en général plus proches des autres types de mesure. Ainsi, l'altimétrie spatiale fournit une vue synoptique de la circulation du CN et de sa variabilité, ce qui permet d'interpréter les autres observations. Son échantillonnage régulier permet d'observer des phénomènes qui peuvent être manqués par les données *in situ* irrégulières.



Synergy between in situ and altimetry data to observe and study Northern Current variations (NW Mediterranean Sea)

Alice Carret¹, Florence Birol¹, Claude Estournel², Bruno Zakardjian³, and Pierre Testor⁴

¹LEGOS, Université de Toulouse-CNRS-CNRS-IRD, OMP, 14 Av. E. Belin, 31400 Toulouse, France

²L.A. Université de Toulouse-CNRS, OMP, 14 Av. E. Belin, 31400 Toulouse, France

³Université de Toulon, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO),
UM 110, 83957 La Garde, France

⁴LOCEAN, Sorbonne Université-CNRS-IRD-MNHN, Paris, France

Correspondence: Alice Carret (alice.carret@legos.obs-mip.fr)

Received: 6 July 2018 – Discussion started: 13 July 2018

Revised: 19 February 2019 – Accepted: 20 February 2019 – Published: 13 March 2019

Abstract. During the last 15 years, substantial progress has been achieved in altimetry data processing, now providing data with enough accuracy to illustrate the potential of these observations for coastal applications. In parallel, new altimetry techniques improve data quality by reducing land contamination and enhancing the signal-to-noise ratio. Satellite altimetry provides more robust and accurate measurements ever closer to the coast and resolve shorter ocean signals. An important issue is now to learn how to use altimetry data in conjunction with other coastal observing techniques.

Here, we cross-compare and combine the coastal currents provided by large datasets of ship-mounted acoustic Doppler current profilers (ADCPs), gliders, high-frequency (HF) radars and altimetry. We analyze how the different available observing techniques, with a particular focus on altimetry, capture the Northern Current variability at different timescales. We also study the coherence, divergence and complementarity of the information derived from the different instruments considered. Two generations of altimetry missions and both 1 Hz and high-rate measurements are used: Jason-2 (nadir Ku-band radar) and SARAL/AltiKa (nadir Ka-band altimetry); their performances are compared.

In terms of mean speed of the Northern Current, a very good spatial continuity and coherence is observed at regional scale, showing the complementarity among the types of current measurements. In terms of current variability, there is still a good spatial coherence but the Northern Current amplitudes derived from altimetry, glider, ADCP and HF radar data differ, mainly because of differences in their respective spa-

tial and temporal resolutions. If we consider seasonal variations, 1 Hz altimetry captures $\sim 60\%$ and $\sim 55\%$ of the continental slope current amplitude observed by the gliders and by the ADCPs, respectively. For individual dates this number varies a lot as a function of the characteristics of the Northern Current on the corresponding date, with no clear seasonal tendency observed. Compared to Jason-2, the SARAL altimeter data tend to give estimations of the NC characteristics that are closer to in situ data in a number of cases. The much noisier high-rate altimetry data appear to be more difficult to analyze but they provide current estimates that are generally closer to the other types of current measurements. Thus, satellite altimetry provides a synoptic view of the Northern Current circulation system and variability, which helps to interpret the other observations. Its regular sampling allows for the observation of many features that may be missed by irregular in situ data.

1 Introduction

Radar altimeters allow us to estimate sea surface height (SSH) variations along satellite tracks at regular time intervals. Providing a large number of continuous and accurate observations of the global oceans for more than 25 years, they have progressively evolved into one of the fundamental instruments for many scientific and operational oceanographic applications (Morrow and Le Traon, 2012). The SARAL mission and its first AltiKa Ka-band

frequency radar, launched in 2013, has improved the performance of satellite altimetry (Bonnefond et al., 2018). With the launch of Sentinel-3A and B in February 2016 and April 2018, the altimetry constellation was completed by the first instruments always operated in high-resolution mode (commonly called synthetic aperture radar or SAR). These new altimeters provide enhanced along-track resolution and reduced noise in comparison to the conventional nadir-looking pulse-limited Ku-band instruments used since the beginning of the altimetry era. In 2021, the SWOT mission, with its SAR interferometer in Ka-band measuring SSH over 120 km wide swaths, will be a new step forward (https://swot.jpl.nasa.gov/docs/SWOT_D-79084_v10Y_FINAL_REVA_06082017.pdf, last access: 23 October 2018).

In coastal ocean areas, it is particularly important to monitor sea level variations. About 10 % of the world's population lives in low-elevation coastal zones (Nicholls and Cazenave, 2010) exposed to hazards such as extreme events, flooding, shoreline erosion and retreat. The latter are expected to increase due to the combined effects of sea level rise, climate change and increasing human activities. In coastal regions in particular, we expect a lot of advances from modern altimetry instruments and processing techniques. Indeed, conventional satellite altimetry missions have not been designed for the observation of coastal dynamics. The strongest limitation is the modification of the radar echo in the vicinity of land, but the sea level estimations derived are also impacted by inhomogeneity in the water surface observed by radar and by less accurate corrections. Coastal altimetry measurements are much more difficult to interpret than in the open ocean and need dedicated processing and specific corrections (Gommenginger et al., 2011; Cipollini et al., 2017a). The data resolution is also too low to capture the fine scales of coastal ocean dynamics. As a consequence, most altimetry data collected in coastal zones over the last 25 years have been discarded in altimetry products and/or poorly exploited. A lot of effort has been invested during the last 15 years in the altimetry community to overcome these difficulties, and substantial progress has been achieved on the data processing side (Roblou et al., 2011; Passaro et al., 2014; Valladeau et al., 2015; Cipollini et al., 2017a), starting to provide data with enough accuracy to illustrate the potential of altimetry for coastal applications (Passaro et al., 2016; Birol et al., 2017a; Morrow et al., 2017). Moreover, the use of new altimetry techniques provides more robust and accurate measurements closer to the coast and allows us to resolve shorter spatial scales (Dufau et al., 2016; Morrow et al., 2017). As an example from Birol and Niño (2015), closer than 10 km to the coastline, available SARAL data are still ~ 60 % and only ~ 31 % for Jason-2. From Morrow et al. (2017), in summer, SARAL can detect ocean scales down to 35 km of wavelength, whereas the higher noise from Jason-2 blocks the observation of scales less than 50–55 km in wavelength. As a result, the capability of altimetry for the monitoring of

coastal ocean dynamics has already been illustrated in a number of studies. Most of them concern shelf and boundary currents (Bouffard et al., 2008; Birol et al., 2010; Herbert et al., 2011; Jebri et al., 2016, 2017). Some others are related to sea level applications (Cipollini et al., 2017a). A more complete review of coastal altimetry applications can be found in Cipollini et al. (2017b) and we can easily predict that the use of this instrument in coastal studies will be largely extended in the next years.

Today, observations used in coastal applications are mainly based on in situ instruments and satellite imagery (sea surface temperature and ocean color images). In order to address the need for monitoring the coastal ocean environment, in situ observing systems gather information in a growing number of regions such as along the Australian and US coasts (<http://imos.org.au/>, last access: 14 November 2018; <https://portal.secoora.org/>, last access: 14 November 2018; <http://www.nanoos.org/>, last access: 14 November 2018; see also Liu et al., 2015). Different techniques are often used in synergy, measuring different ocean state parameters on different time and spatial scales. Compared to altimetry, their spatial and/or temporal resolution is much more adapted to detect coastal ocean variability. Nonetheless, in situ observations cover more limited areas and often provide time series that present large gaps, which may be several days (buoy data, high-frequency (HF) radars) to several months (glider, ship data). Moreover, optical imagery is often impacted by clouds and does not provide any direct information on the changes occurring in the water column. The large advantage of satellite altimetry, and the reason for its success in the deep ocean, is that it offers almost global and synoptic observations of the sea level, a geophysical parameter that can be related to ocean circulation and many other dynamical features (eddies, waves, seawater changes). An important issue is now to learn how to use altimetric data in synergy with other coastal observing techniques.

To study the contribution of altimetry amongst other types of coastal ocean measurements, the northwestern Mediterranean Sea (NWMed) represents a laboratory area. First, with a Rossby radius of only ~ 10 km, the region is associated with a variety of mesoscale and sub-mesoscale dynamical signals (see below). As a result it represents a challenge for altimetry. Secondly, the number of in situ observations is relatively important in this region, allowing for comparison with independent data. In the NWMed, the main feature of the surface ocean circulation is the Northern Current (called NC hereafter), which is formed in the Ligurian Sea (Taupier-Letage and Millot, 1986) and flows cyclonically along the Italian, French and Spanish coasts. This current presents a marked seasonal variability, with a maximum amplitude from February to April (Sammari et al., 1995; Millot, 1991), and it meanders in a vast range of wavelengths (10–100 km). The mesoscale variability is higher in autumn and winter because of the larger baroclinic instability associated with strong and cold winds (Alberola et al., 1995; Millot,

1991). During the last 10 years, the NC has been intensively monitored by a variety of in situ data (moorings, research vessels, gliders and HF radars) collected from the MOOSE (Mediterranean Ocean Observing System for the Environment) integrated observing system. Despite a width of only 30–50 km, through comparison with acoustic Doppler current profiler (ADCP) data located in the Ligurian Sea, Birol et al. (2010) demonstrated that reprocessed altimetry data are able to capture half of the amplitude of the seasonal NC variability. The altimetry currents have then been used to analyze the regional current variability at seasonal scale. In the Balearic Sea, the reliability of altimetry currents has been verified by direct comparison with currents derived from gliders and HF radars (Bouffard et al., 2010; Pascual et al., 2015; Troupin et al., 2015). These case studies showed that altimetry can depict current signals coherent with the other instruments. Morrow et al. (2017) also showed that some of the large-scale eddies observed by gliders in the NWMed can be captured by altimetry. A more systematic use of altimetry in regional coastal applications requires a better quantitative assessment of its performance near coastlines on daily to interannual timescales.

The general objective of this paper is not only to investigate the accuracy of the velocity fields derived from altimetry data next to the coast at different temporal scales, but also to define its contribution compared to the other coastal ocean observing systems that exist in the region (ship-mounted ADCPs, gliders and HF radars). In this study, we combine all the different available in situ datasets that provide information on currents in the Ligurian–Provençal basin and perform systematic comparisons with currents derived from altimetry at different timescales. In particular, we analyze how the different available observing techniques capture NC variability and the coherence, divergence and complementarity of the information derived. From previous studies, we know that only a small part of the NC variations can be captured by conventional satellite altimetry. Here, we use both the Jason-2 and SARAL/AltiKa missions to investigate the progress made from Ku-band to Ka-band altimetry. We also investigate the potential of experimental 20 and 40 Hz altimetry products to monitor NC variations relative to conventional 1 Hz data.

In this paper, Sect. 2 presents the datasets used and the corresponding data processing. It is followed by an intercomparison between the currents derived from altimetry and from the different in situ datasets, with an analysis of the NC variations observed at different timescales by the different instruments (Sect. 3). Section 4 concludes the paper.

2 Data and methodology

2.1 Satellite altimetry

We use two altimetry missions with distinct characteristics: Jason-2 and SARAL/AltiKa. Jason-2 was launched in June 2008 and provides long time series of data with a 10-day repeat observation cycle. The performance of SARAL is significantly better. With a better signal-to-noise ratio, it resolves smaller spatial scales than Jason-2: ~ 40 km against ~ 50 km (Dufau et al., 2016; Verron et al., 2018). However, the corresponding time series started only in February 2013 and have a 35-day repeat observation cycle, so they are a priori not really adapted to the monitoring of coastal ocean variability. On the other hand, the SARAL orbit leads to a smaller distance between tracks compared to Jason-2 (Fig. 1). Here we focus only on the SARAL tracks 302, 343 and 887 and on the Jason-2 track 222, providing the closest data from the in situ observations.

For both missions, because it is one of the most often used in coastal altimetry applications, we first used the X-TRACK regional product from the CTOH (https://doi.org/10.6096/CTOH_X-TRACK_2017_02, Birol et al., 2017b), processed with a coastal-oriented strategy (Birol et al., 2017a). It consists of time series of 1 Hz sea level anomalies (SLAs) every 6–7 km along the satellite tracks, available from 20 July 2008 to 1 October 2016 for Jason-2 (i.e., 300 cycles) and from 24 March 2013 to 12 June 2016 for SARAL (i.e., 34 cycles). In order to evaluate the skill of the 20 and 40 Hz altimetry measurements of the Jason-2–SARAL altimeters for circulation studies relative to the conventional 1 Hz data, we have also used an experimental high-rate version of these datasets provided by the CTOH (Sect. 3.4). The processing is the same as for 1 Hz SLA, except that the high-rate SLAs are computed from the 20–40 Hz range data provided in the AVISO L2 products (https://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/data/tools/hdbk_j2.pdf, last access: 14 November 2018, and https://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/data/tools/SARAL_Altika_products_handbook.pdf, last access: 14 November 2018). The resulting sea level time series are available every ~ 0.29 and ~ 0.19 km along the satellite tracks for Jason-2 and SARAL, respectively. However, we must keep in mind that if the use of high-rate altimeter measurements allows us to significantly improve the spatial resolution, the resulting SLAs are much noisier (see, for example, Birol and Delebecque, 2014). Considering the data availability (see below for the in situ observations), the study period chosen is 2010–2016 for all altimetry datasets.

The Jason-2 altimeter is designed as “conventional altimetry” as it operates in the Ku-band frequency. The SARAL altimeter operates in the Ka-band, allowing for a better performance in terms of spatial resolution (the radar footprint is smaller) and measurement noise. Morrow et al. (2017) analyzed the “mesoscale capability” (defined as the wavelength

at which the noise is larger than the signal, which varies spatially as shown by Dufau et al., 2016) of these two altimeters in the NWMed using a statistical method (Xu and Fu, 2012). It allows us to have an estimate of the size of the structures that can be theoretically detected by each altimeter (on average) and to define the optimal data spatial filtering. Here, we did the same computation for each of the four tracks used in this study using all the data available, unlike in Morrow et al. (2017) in which the data located over the continental shelf were discarded. We obtained 49 km for the SARAL track 302, 39 km for the SARAL track 343, 34 km for the SARAL track 887 and 67 km for the Jason-2 track 222, which is coherent with the results of Morrow et al. (2017), who obtained 39 km for SARAL and 55 km for Jason-2 without the coastal altimetry observations. It suggests that the quality of nearshore altimetry SLA remains good. The lower values obtained for SARAL are due to the better signal-to-noise ratio of the AltiKa altimeter compared to Jason-2. The differences found among the three SARAL tracks are explained by their respective geographical locations. They capture different mesoscale features.

In order to have the best signal-to-noise ratio, we then filtered the data with a low-pass Loess filter using a cutoff frequency of 35 km for SARAL. Note that we have chosen a single value for the different SARAL tracks in order to have the same data processing and facilitate comparison between the different datasets. For Jason-2, we chose to use a processing as close as possible to the one of SARAL and then used a cutoff frequency of 40 km. The same low-pass filters were used for both 1 Hz and high-rate SLAs. One needs to keep in mind that noise remains in the filtered Jason-2 data.

Altimetry only provides sea level anomalies relative to a temporal mean. In order to estimate currents as close as possible to the currents measured or derived from the other instruments (see below), we added the regional mean dynamic topography (MDT) from Rio et al. (2014) to the altimetric SLA and computed the surface velocities (u) from the total sea level gradients observed between consecutive points along the track, assuming that the fluid is in geostrophic balance:

$$u = \frac{-g}{f} \frac{\Delta(\text{SLA} + \text{MDT})}{\Delta x}, \quad (1)$$

where f is the Coriolis parameter, g the gravitational constant and Δx the distance between the points.

Only the across-track component of the geostrophic currents can be derived. The MDT product used is a regional product with a horizontal resolution of $1/16^\circ$ (i.e., lower than altimetry resolution in the along-track direction). Compared to other MDT products, it allows for a better representation of the NC in the Ligurian Sea (Rio et al., 2014).

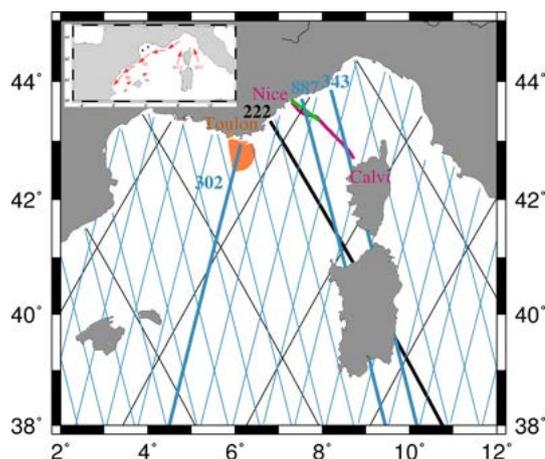


Figure 1. Study area and data distribution. Jason-2 and SARAL tracks are represented by the black and blue lines, respectively. The satellite tracks used in the study are indicated in bold. The region in orange corresponds to the HF radar coverage. The Nice–Calvi glider line is in purple and the TETHYS ADCP transect is in green. A map of the schematic regional circulation is presented in the upper left corner.

2.2 In situ measurements

2.2.1 Glider data

Gliders have been deployed in the NWMed since 2005. However, it is only since 2009 that they have been regularly operating as part of the MOOSE network (http://www.moose-network.fr/?page_id=272, last access: 20 November 2018). In particular, on the Nice–Calvi line (Fig. 1, pink line), 36 deployments were undertaken between 2009 and 2016. Some of them have already been analyzed in different studies with different scientific objectives (Piterbarg et al., 2014, focused on frontal variability; Bosse et al., 2015, investigated sub-mesoscale anticyclones; Niewiadomska et al., 2008, analyzed physical–biogeochemical coupling mechanisms). Each glider deployment encompasses several transects, and the database includes 204 sections; 192 of them are between 2010 and 2016. The ones that are too short (< 60 km) or moving too far away (> 15 km) from an average trajectory computed from the individual ones were discarded. Finally, 173 glider transects along this line were used in this study. It represents a huge amount of observations and a large number of cases available for comparisons with altimetry or with other in situ observations.

The campaigns were sliced into ascending (from Calvi to Nice) and descending (from Nice to Calvi) transects and the data were projected on a reference track. We assume that one dive or one ascent represents one vertical profile. In practice, data were discarded when the latitude was not monotonically varying or when the angular deviation between two consecutive points and the mean direction of the reference track was too strong (i.e., larger than 3 standard deviations (SDs) away

from the mean angle). Then the data were gridded with a 4 km horizontal bin size along the reference track; 4 km corresponds to the average distance between two successive profiles.

During their mission, gliders measure temperature and salinity from the surface down to 1000 m (less if the bottom is shallower or if commanded to dive shallower). To avoid noise that is mainly due to aliased internal waves, temperature and salinity data have to be filtered. A Butterworth filter of second order (Durand et al., 2017) was applied. Different cutoff frequencies have been tested and we finally chose 15 km to avoid noise without removing small-scale variations (as in Bosse et al., 2017). From the temperature and salinity data we computed the density and then the geostrophic velocity component perpendicular to the reference track using the thermal wind equation. These velocities are referenced to 500 m, corresponding to the depth reached by all gliders. The difference with altimetry-derived currents is then that the barotropic component and the baroclinic component below 500 m are missing.

2.2.2 ADCP data

Since 1997, the TETHYS II RV has collected a large number of ADCP measurements during frequent repeat cruises between the French coast (Nice) and the DYFAMED–BOUSSOLE site (43°25' N, 7°52' E). The corresponding ship transect is much shorter than the Nice–Calvi glider line (Fig. 1), but samples the NC at about the same location. From 1997 to 2014 a 150 kHz ADCP was used, with a vertical bin length of 4 m. In 2015, it was replaced by a 75 kHz ADCP, providing data with 8 m vertical resolution. The first valid measurement is located at 8 and 18 m of depth for the first and second ADCP. Processed and validated data were obtained from the DT-INSU data center (<http://www.dt.insu.cnrs.fr/spip.php?article35>, last access: 20 November 2018). A total of 513 vertical sections of horizontal currents in earth geographical coordinates are provided from November 1997 to March 2017. This number is reduced to 218 during the period 2010–2016. We only used the ADCP transects with a very precise heading, which leaves us with 151 sections. Following the same strategy as for glider data, the data were gridded with a 2 km horizontal bin size along a reference transect going from the French coast to the DYFAMED site (green line in Fig. 1). Ship tracks located outside the chosen grid bins, incomplete transects and data associated with a ship direction that deviates too much from the reference trajectory (generally corresponding to ship stations) were eliminated. For each cruise, we have one return trip, sometimes two. After a visual inspection of each individual transect to check the coherence of the currents measured during the same day, the data have been averaged per bin to have one daily-averaged transect. It finally leads to a total of 134 selected current sections. In this study, we focused on the 34 m

depth cell in order to strongly reduce the surface instrumental errors.

2.2.3 HF radars

The HF radar data used here (orange zone in Fig. 1) are also part of the MOOSE network (Zakardjian and Quentin, 2018). They target the area off the coast of Toulon as a key zone conditioning the behavior of the NC just upstream of the Gulf of Lions. Due to a sharp bathymetry and several islands that deflect the NC southwestward, significant mesoscale variability and cross-shelf exchanges exist in this area (Guihou et al., 2013), correlated with strong northwesterly winds (Mistral, Tramontane). The system consists of two HF (16 MHz) Wellen radar (WERA) instruments installed near Toulon in monostatic (Cap Sicié station) and bistatic (Cap Bénat–Porquerolles island stations) eight-antenna configurations (see Quentin et al., 2013, 2014, for details). They work with a 50 kHz bandwidth, resulting in a 3 km range resolution, a direction-finding method based on MUSIC (multiple-signal classification algorithm; see Lipa et al., 2006; Molcard et al., 2009) allowing for a 2° azimuthal resolution and a time integration of 20 min. The radial velocity maps are averaged over a 1 h time window and Cartesian total velocities are then reconstructed on a regular 2 × 2 km grid. More details on this HF radar site can be found in Sentchev et al. (2017), who found an overall good agreement between derived radial velocities and in situ ADCP, with relative errors of 1 and 9 % and root mean square (RMS) differences of 0.02 and 0.04 m s⁻¹; this is slightly increased in velocity and direction for the reconstructed total velocities, but mainly in conditions of nonstationary wind forcing. The MOOSE HF radar database used here is made up of daily (one diurnal lunar period of 25 h) averaged surface currents computed from the reprocessed hourly total velocity data (QC level L3B, i.e., velocity threshold and geometric dilution of precision – GDOP – tests passed) with additional cleaning of residual RFI (radio frequency interference) outliers using an outlier removal algorithm based on the number of L3B valid data, variance and mean over an inertial period window (17 h at 43° N). The data are then filtered from tides and inertial oscillations. The time series starts in May 2012 and ends in September 2014 with a total of 732 days of available data. The size of the area covered by total velocities after the GDOP test is roughly 60 × 40 km and it is located about 170 km westward of the glider and ADCP observations.

2.3 Differences between the currents derived from the different observational techniques

In this study, we extensively compare the currents derived from the four different techniques described above with the objective of better understanding how they can optimally complement each other for the observation and study of variability in the NC circulation system. However, we must first

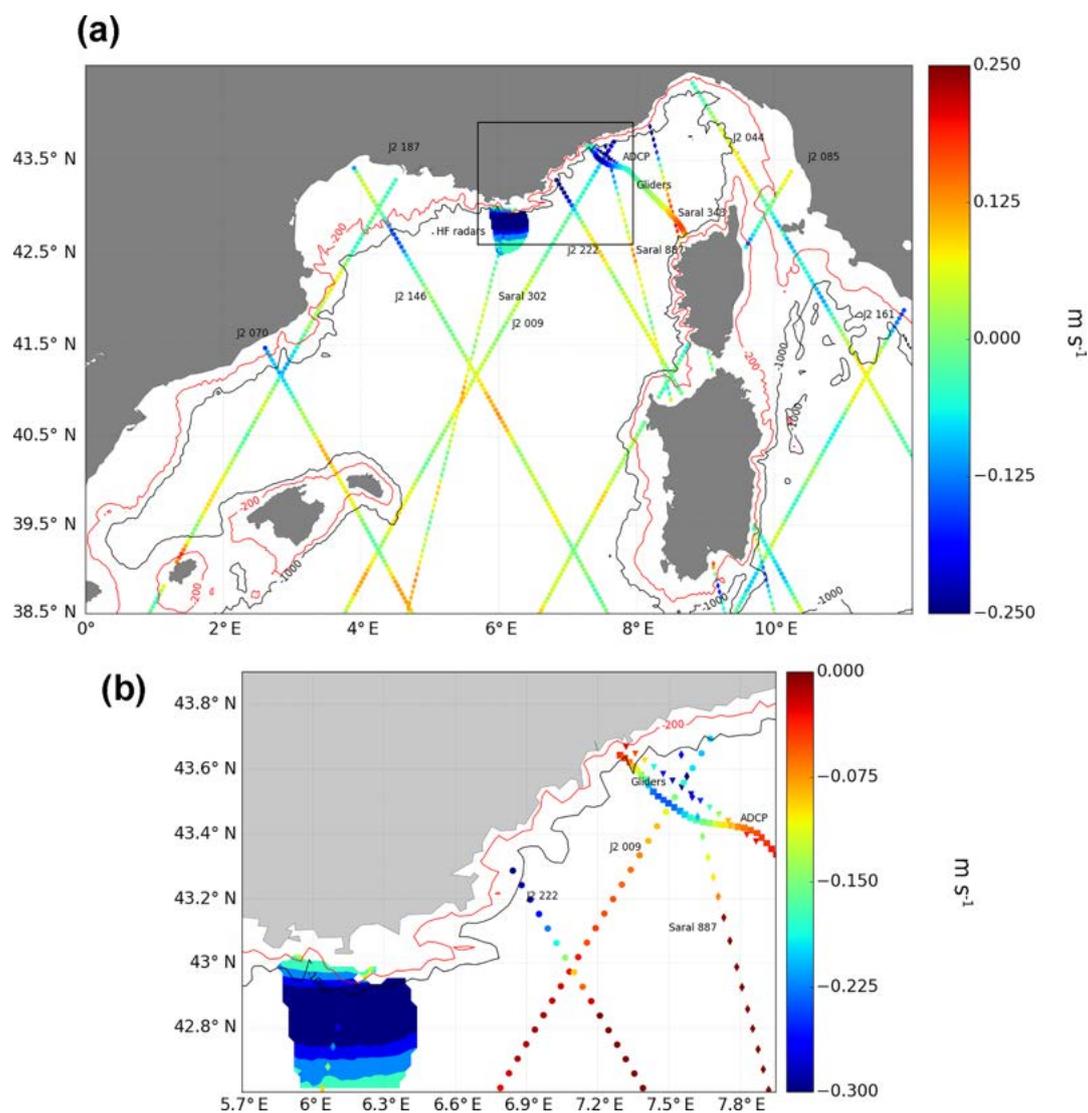


Figure 2. (a) Map of the mean current values derived from ADCP, glider, HF radar and altimetry data over the period March 2013–October 2014. (b) Zoomed-in view of the northern Ligurian Sea (black rectangle indicated in panel a); 200 m (red line) and 1000 m (black line) isobaths are also shown. Current values are positive (negative) to the right (left) of the ship, glider or satellite tracks.

have in mind the intrinsic characteristics of each type of current observation and the differences between the datasets.

2.3.1 Spatial and temporal sampling

First, the locations of the different types of observations do not coincide with each other, and their temporal and spatial sampling is also very different. After processing, current values are obtained every 2 km along the ship ADCP track, every 4 km along the glider line, in a 3 km resolution grid for the HF radar, every 5–6 to 7–8 km along the satellite track for 1 Hz Jason-2–SARAL altimetry and every 0.29 to 0.19 km for HF Jason-2–SARAL altimetry. Moreover, each instrument is characterized by specific measurement errors and a specific signal-to-noise ratio. Filtering has to be applied on

the glider and altimetry data, still limiting the wavelengths of the current that can be resolved (see above and in Table 1). We also have to keep in mind instrumental limitations concerning the area that can be monitored. The ship ADCPs, the HF radars and the gliders have a higher spatial resolution than the filtered altimetry data but a much more limited spatial coverage. We also have to consider the fact that access to altimetry data, at least in the standard 1 Hz version, still remains limited in the 10–15 km coastal band. As the NC fluctuates in both location and width and at both seasonal and much higher frequencies (Albérola et al., 1995), it can make a large difference in the ability of the instrument considered to capture this current flowing along the continental slope, often located very close to the coastline (Fig. 2).

Table 1. Main characteristics of the different current datasets used in this study.

Instrument	Physical content	Depth	Spatial resolution	Temporal resolution	First and last dates in the data record	Number of sections selected	Filtering
HF radars	Absolute surface current	Surface	3 km	Daily	May 2012–September 2014	732	No
ADCP	Vertical section of absolute current	34 m chosen for this study	1.3 km	Unevenly spaced: 1 day to 6 months between consecutive data	May 2010–November 2016	134	No
Gliders	Vertical section of geostrophic current (baroclinic component above 1000 m + additional correction)	34 m chosen for this study	4 km	Unevenly spaced: 1 day to 1 year between consecutive data	June 2010–September 2016	173	15 km
Jason-2 1 Hz (20 Hz)	Surface geostrophic current	Near surface	5.75 km (0.29 km)	~ 10 days	January 2010–October 2016	246	40 km
SARAL 1 Hz (40 Hz)	Surface geostrophic current	Near surface	7.38 km (0.19 km)	35 days	April 2013–May 2016	34	35 km

Table 2. Number of data samples per month for each current dataset during the period 1 January 2010–31 December 2016. The number of data selected for the climatology computation is indicated in brackets.

Instrument	Jan	Feb	Mar	Apr	May	June	July	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Radars	62 (60)	56 (55)	62 (62)	60 (60)	93 (70)	90 (90)	93 (91)	93 (52)	90 (70)	62 (35)	60 (29)	62 (53)
ADCP	6 (3)	20 (11)	18 (5)	20 (10)	15 (8)	25 (9)	18 (11)	24 (15)	20 (12)	11 (6)	24 (15)	17 (8)
Gliders	6 (6)	20 (20)	12 (10)	12 (12)	10 (10)	28 (23)	26 (22)	14 (14)	10 (9)	17 (15)	17 (14)	20 (16)
Jason-2	22 (22)	20 (20)	21 (21)	20 (20)	21 (21)	21 (20)	22 (22)	22 (22)	20 (19)	19 (19)	18 (18)	19 (19)
SARAL	3	3	2	3	4	4	2	2	3	3	3	2

Concerning the temporal sampling, the HF radars and the altimetry provide current observations at regular intervals: every day for the HF radar product used here, every 10 days for Jason-2 and every 35 days for SARAL. The glider and ADCP data are available between zero and nine times per month and between zero and five times per month, respectively. These unevenly spaced time series make the corresponding data analysis more complex since it can produce significant biases in the distribution of the NC properties (for example, its seasonal variations; see Table 2). It will also be influenced by the period of observations available: from about 2 years for the HF radar to more than 6 years for the ADCP, glider and Jason-2 data (see Table 1).

2.3.2 Vertical sampling

The depth of the current measurement also varies for the different instruments: HF radars and altimeters observe the ocean surface and subsurface, while ADCPs and gliders provide vertical sections of measurements. Using both glider and ADCP data, we compared the currents computed at different depths (18, 34 and 50 m) and did not find significant

differences: less than 5 cm s^{-1} for the mean NC core velocity and around $2\text{--}3 \text{ cm s}^{-1}$ for the corresponding SD value. We then decided to use the glider data at 34 m of depth to be coherent with the ADCP observations. We do not consider this to be a significant source of differences with altimetry currents in representing near-surface currents.

2.3.3 Physical content

Moreover, the different instruments do not capture the same physical content. The ADCP and the HF radars measure total instantaneous velocities, while the gliders and altimeters allow us to derive only the geostrophic current component perpendicular to the satellite or glider track (i.e., excluding the ageostrophic parts, such as wind-driven surface current, tidal currents and internal waves, and the current component parallel to the track). Unlike the other current data sources used here, altimetry gives only access to current anomalies. But the addition of a synthetic MDT allows us to overcome this difficulty if its quality is good enough to derive a reliable mean velocity field. After the addition of the MDT, the gliders and altimeters are clearly the closest in terms of

current information derived. However, the glider currents are computed from hydrographic measurement profiles with a reference level of 500 m. They miss the barotropic and the deeper baroclinic geostrophic current components, while altimetry and MDT allow us to estimate absolute geostrophic currents representative of the horizontal density gradients integrated over the whole water column. In this study, in order to minimize the differences between the current datasets, we performed a projection of the ADCP velocities to obtain the current component perpendicular to the ship transects. Concerning the gliders, estimates of depth-averaged currents computed following the Testor et al. (2018) approach were added to the velocity data as an estimation of the barotropic component.

All the differences mentioned above are summarized in Table 1. If the data appear complementary in terms of space–time coverage and resolution, we can anticipate that their respective characteristics make their comparison and combination an issue. This will be analyzed in detail in Sect. 3.

3 Results

The results below are obtained from 1 Hz standard altimetry measurements, except in Sect. 3.4, which is dedicated to the analysis of the potential of 20 and 40 Hz altimetry data for coastal circulation studies.

3.1 Mean flow and spatial variability: a regional view

From Fig. 1, we can expect that the different observations mentioned above allow us to efficiently detect different characteristics of the NC (intensity, position) along its axis and the variability of these characteristics. In order to have a first general view of how the different velocity fields compare, we have computed their time average and their standard deviation values at each point of observation for a common period of time: from March 2013 to October 2014. We need to keep in mind that it corresponds to very different sample sizes: 33 ADCP sections, eight glider transects, 484 days of HF radar measurements, and 54–56 and 16 current data points for Jason-2 and SARAL satellite altimetry, respectively. Glider–HF radar observations will then have the lowest–highest significance in terms of statistics. Concerning the HF radars, only the zonal current component is taken into account. Note, however, that in this area, since the NC is almost zonal, most of its mean and variability are captured in the corresponding statistics. Figure 2 shows the resulting map of the mean current and its standard deviation in Fig. 3. Here, we choose not to represent the results for all the SARAL tracks in order to avoid overloading the figures. Both the regional map (Figs. 2a and 3a) and a zoomed-in view of the northern Ligurian Sea (Figs. 2b and 3b), where the largest number of current observations are located, are shown.

From Fig. 1 (see the circulation scheme), we expect negative–positive current values along the northern–southern branch of the cyclonic NC system. It corresponds to what is observed in Fig. 2, in which one can notice a very good consistency of the mean currents derived from all the different instruments. Putting together all the pieces of information, the regional structure of the circulation emerges. As already shown in Birol et al. (2010), in the Tyrrhenian Sea, the north–westward Tyrrhenian Current (TC) is well observed at the northern end of Jason-2 track 161. Further north, the NC is formed by the merging of the Eastern Corsica Current (ECC), captured just east of Corsica by the Jason-2 track 085, and the Western Corsica Current (WCC), well captured by both the gliders and the SARAL track 343. The WCC, however, appears more extended towards the open sea in the SARAL data compared to the glider. The NC is then strongly constrained by the bathymetry and follows the continental slope along the coasts of Italy, France and Spain. It can be continuously followed from the SARAL track 343 to the Jason-2 track 070, through the ADCP, glider and HF radar observations. Mean NC velocities larger than -0.3 m s^{-1} are observed in the Ligurian Sea by ADCPs and Jason-2 altimetry, as well as off Toulon by the HF radars. Then the continental slope current slows down offshore of the Gulf of Lions: the Jason-2 track 146 gives a mean current value of $\sim -0.15 \text{ m s}^{-1}$. Its flow is then almost divided into three in the Balearic Sea ($\sim -0.10 \text{ m s}^{-1}$). Further south, around 40.5° N , $5\text{--}6^\circ \text{ E}$ and between 42 and 42.5° N , $7\text{--}8^\circ \text{ E}$, an eastward flow, probably associated with the Balearic Front, which closes the cyclonic circulation south of the northwestern Mediterranean Basin, is captured by Jason-2 tracks 146, 009 and 222, as well as SARAL tracks 302 and 887, from west to east. Around 8° E , it slightly deviates to the southeast before joining the WCC.

If we focus on the northern Ligurian Sea (Fig. 2b), the cross-track direction of Jason-2 track 009 is not well oriented compared to the local axis of the NC. In this area, the continental shelf is very narrow and as a consequence the NC is very close to the coast: altimetry struggles to observe the corresponding flow. However, the Jason-2 track 009 and SARAL track 887 still capture a westward current at their northern end. Considering altimetry, Jason-2 track 222, located further southwestward, appears better oriented to monitor the NC. In this area, despite the difference in the number of data samples, the altimetry, ADCP and glider mean current values are very close: between -0.24 and -0.32 m s^{-1} for all of them. The width of the NC tends to vary from one instrument to another. With the gliders it appears slightly narrower than with the ADCP and altimetry (i.e., SARAL track 887). Note also that the ADCPs and gliders, which provide more nearshore information, show a positive or almost null flow very close to the coast that is not observed by altimetry, which stops further offshore. Still further west, the altimetry and HF radars also capture a coherent mean NC flow, but with larger values in HF radars ($\sim -0.44 \text{ m s}^{-1}$) than in altimetry ($\sim -0.28 \text{ m s}^{-1}$). This difference is probably due to

the ageostrophic motions captured by the HF radars, but not by altimetry, and to the differences in the data resolution.

Figure 3 represents the associated current variability, as captured by the different types of observations. Not surprisingly, in all datasets, larger standard deviation values generally coincide with the NC system. In altimetry, we observe values of $0.12\text{--}0.2\text{ m s}^{-1}$ at the northern ends of the Jason-2 tracks 161, 085, 044, 222, 146 and 070 (the signal at the end of track 146 does not correspond to the NC) and SARAL tracks 302, 343 and 887. If we focus on Jason-2 track 222 in Fig. 3b, we first clearly see the coastal current variations associated with the NC flow (see also Fig. 2b). However, the NC is not fully resolved by 1 Hz altimetry data: observations stop at $\sim 10\text{ km}$ from land. The more coastal observations have been discarded during the processing, probably due to large data errors. This is even more true for the Jason-2 track 009 (the last data point available is associated with a large suspicious current value) and the SARAL tracks 887 and 302. We have to keep in mind that in this area, where the narrow NC flow is very close to the coastline (its core is in the range $10\text{--}40\text{ km}$ from land; Piterbarg et al., 2014), its observation by altimetry is very challenging. In comparison, the ADCP, glider and HF radar data allow us to observe the NC variability much closer to the coast: our datasets stop at 2.5, 3.5 and $3\text{--}7\text{ km}$ from land, respectively. But they all differ in the current variance captured. Concerning the ADCPs and gliders observing the NC at the same location, the ADCPs show larger standard deviation values ($\sim 0.13\text{ m s}^{-1}$) almost all along the transect, while the gliders show much lower values in the open ocean ($\sim 0.05\text{ m s}^{-1}$), increasing on the shelf break to values very close to the ones observed on Jason-2 track 222 ($\sim 0.15\text{--}0.20\text{ m s}^{-1}$). Further west, the HF radars show the largest current variance south of Toulon, with values around 0.23 m s^{-1} , located on the continental shelf break. In comparison, the corresponding NC variance captured by the SARAL track 302 is only half of that. Further south, off Corsica, the gliders show very low variability, roughly half of the values corresponding to the NC, indicating a WCC flow that is very stable in time (as also shown in Astraldi and Gasparini, 1992).

Considering the intrinsic and important differences between the different current datasets (Sect. 2.3), these first statistical results are encouraging. They give a coherent picture of the regional circulation, with, except for the HF radars that capture a faster current flow, about the same NC average velocity values. The NC variability is also clearly captured by the different datasets all along its path, but with significant differences in terms of amplitude. Note that when we recompute the standard deviations using a larger period of time (not shown), ADCPs and gliders tend to converge toward the same cross-shore profile as the one derived from Jason-2 track 222, with a maximum about 0.03 m s^{-1} larger for the in situ observations. We can then conclude that this diagnostic is largely influenced by the number of data sam-

ples considered as well as by the period of time covered by the measurements.

In order to better understand the differences in variability captured by the various datasets, we analyze the time-space diagrams of the currents derived from ADCP, HF radar, glider and altimetry data over the period considered (Fig. 4). We focus on the first 60 km off the French coast and, concerning altimetry, on SARAL tracks 302 and 887 and on Jason-2 track 222. The HF radar data correspond to a meridional section of the zonal current component located at 6.2° E . The NC is clearly detected in all data but Fig. 4 displays large variations at different timescales (see also Font et al., 1995; Sammari et al., 1995; Alb rola et al., 1995) that make the data temporal sampling resolution a very sensitive question if we want to study this current system. The number of glider transects is low and concentrated in 2013, and the unevenly spaced ADCP sections miss a large number of events. Spring 2013 and winter and summer 2014 are poorly sampled. The HF radar provides a very good temporal sampling according to what is needed to capture the high-frequency NC variations, but it monitors only its section located in the vicinity of Toulon. Altimetry provides good complementary information. Despite its relatively low spatial resolution and the intrinsic difficulties when approaching the land, it detects seasonal changes coherent with the ones observed in the other datasets as well as much shorter period changes. Note that if the SARAL mission capabilities are expected to be particularly adapted for fine-scale oceanography and coastal applications (Verron et al., 2018), in our case study its 35-day period appears to be a strong limitation on monitoring the highly fluctuating NC flow. This particular point will be further analyzed in Sect. 3.3. In the next section, we concentrate on the seasonal variability observed in the different datasets, as it is known to be the dominant signal of the NC system at regional scale (Alberola et al., 1995; Sammari et al., 1995; Cr pon et al., 1982; Birol et al., 2010).

3.2 The seasonal variability of the NC flow captured by the different instruments

Here we compare the monthly climatology (i.e., the mean value for each month of the year) of the maximum NC amplitude computed from the different current datasets (ADCP, glider, HF radar and altimetry). This time, we use all the data available during the period 1 January 2010–31 December 2016 (note that the HF radar data are only available over the period 2012–2014). Concerning altimetry, we consider only Jason-2 since we have two to four samples per month for SARAL, which is not enough to compute meaningful statistics (see Table 2). For each data sample available, the current profiles along the Jason-2 track 222, the ADCP and glider reference transects, and a meridional HF radar section located at 6.2° E are analyzed. The maximum NC amplitude is defined as the average of the first decile of the velocity values for each transect and time (remember that the NC cor-

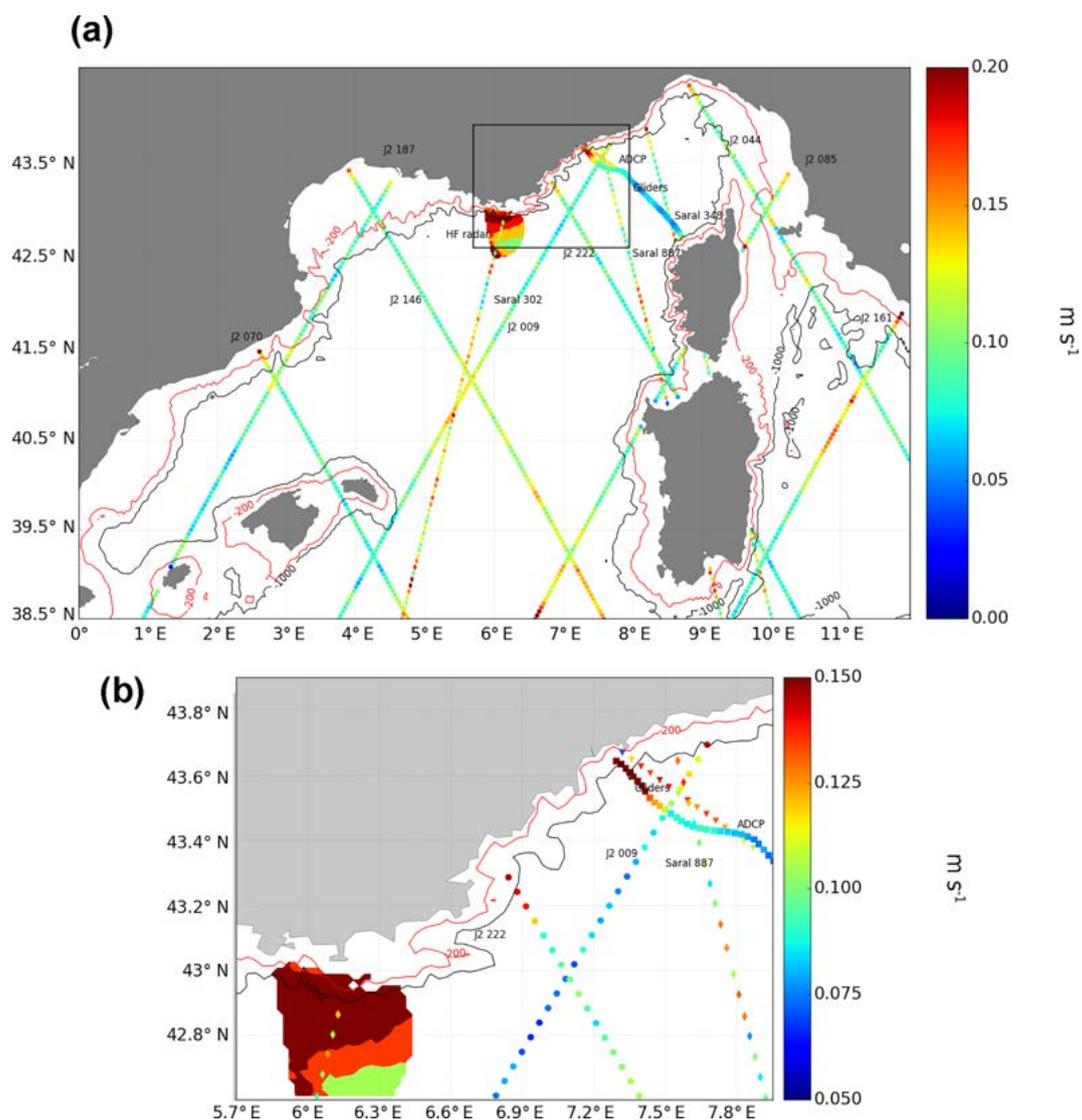


Figure 3. (a) Map of the standard deviations of the velocities derived from ADCP, glider, HF radar and altimetry data over the period March 2013–October 2014. (b) Zoom-in view of the northern Ligurian Sea (black rectangle indicated in panel a); 200 m (red line) and 1000 m (black line) isobaths are also shown.

responds to negative current values). These values must be close in space. This strategy allows us to filter large isolated current values, which may not correspond to the NC. In altimetry, only a distance spanning 60 km to the coast is considered. The number of data points in the first decile varies according to the dataset and to the number of data in the section considered. Because of the lower resolution, it always corresponds to one point in altimetry. As we can see in Fig. 4d, data gaps exist in Jason-2 for some cycles. When more than three points are missing, the corresponding cycle is discarded from the analysis. Finally, all the maximum NC values collected are averaged as a function of month and dataset, and they are synthesized in monthly climatologies. The results derived from in situ data are in Fig. 5a and the

results derived from altimetry are in Fig. 5b. The glider results are in both figures because this instrument provides the currents closest to altimetry in terms of physical content. For each month, the standard deviation computed from all the NC amplitude values available is also indicated.

Table 2 lists the temporal distribution of the number of samples included in the calculation as a function of month (in brackets). The data density is much more important than in Sect. 3.1 and the corresponding statistics more robust. It appears relatively stable for Jason-2 altimetry and more heterogeneous for the other observations. The number of in situ data points per month is strongly variable, especially for the ADCP and to a lesser extent for the glider, and varies also a lot from one year to another. A total of 24 ADCP transects

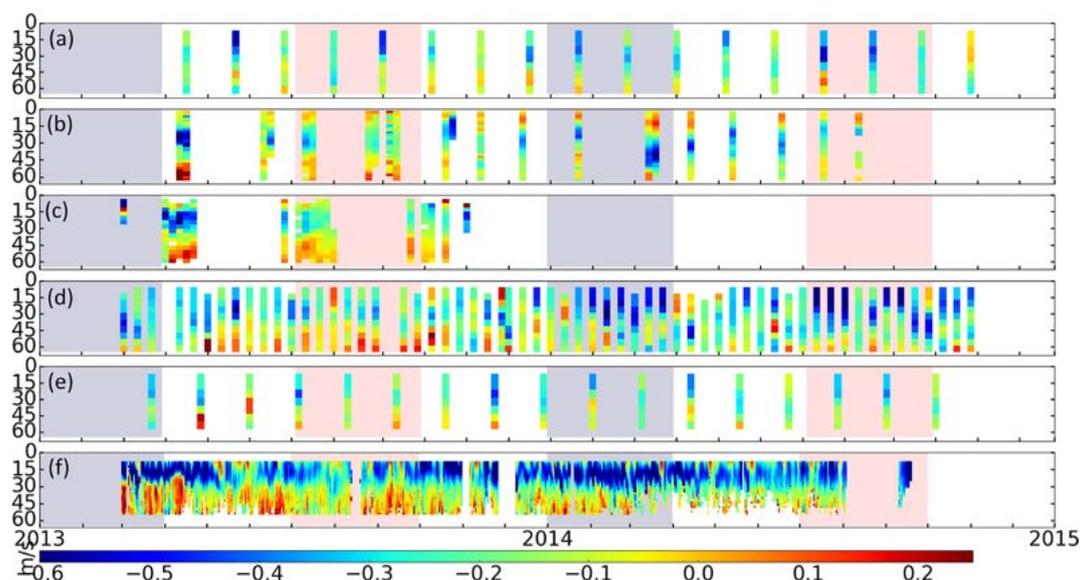


Figure 4. Time–space diagrams of the current velocities derived from (a) SARAL track 887, (b) ADCP, (c) gliders, (d) Jason-2 track 222, (e) SARAL track 302, and (f) HF radars between March 2013 and October 2014. The pink and grey areas in the background of the diagrams correspond to the summer and winter seasons, respectively.

are available in 2015 and only 7 in 2012 and 2014, while the glider dataset has a large gap in 2014. As a consequence, the results will only be discussed in terms of seasonal tendencies.

In Fig. 5a and b, except altimetry, all the climatologies show a clear and coherent seasonal cycle of the NC amplitude, with a stronger–lower flow in winter–summer. As already seen in the previous section, compared to the other datasets, the HF radars capture a faster NC south of Toulon. Higher NC velocities are expected in this location (Ourmières et al., 2011). The corresponding amplitude of the seasonal variations is 0.32 m s^{-1} , with a minimum of -0.34 m s^{-1} in August and a maximum of -0.66 m s^{-1} in February. These values are also found by Guihou et al. (2013) in the same area. In comparison, further east in the northern Ligurian Sea, the peak-to-peak amplitude of the seasonal cycle is slightly lower for the ADCPs than for the HF radars and is associated with a lower mean flow, with a minimum of $\sim -0.27 \text{ m s}^{-1}$ in August and a maximum of -0.54 m s^{-1} in January. Note, however, that the value observed in January may be less robust (or at least poorly representative of a mean monthly situation) since it is computed only with three data samples. Concerning the gliders, the peak-to-peak amplitude variation is $\sim 25\%$ lower than for the ADCPs, with a minimum of $\sim -0.25 \text{ m s}^{-1}$ in August–September and a maximum of -0.46 m s^{-1} in December. Since these instruments measure velocities at very close locations, the differences may be mainly due to ageostrophic currents. The Jason-2 climatology displays significantly different results with a series of maxima ($\sim -0.46 \text{ m s}^{-1}$ in February and November) and minima ($\sim -0.35 \text{ m s}^{-1}$ in May and October).

For further analysis, we consider the dispersion of individual current values for each month (Fig. 5a, b, envelopes around the curves). We observe significantly different date-to-date variability for each month: between 0.03 and 0.15 m s^{-1} for the glider and ADCP, between 0.12 and 0.20 m s^{-1} for the HF radar, and between 0.08 and 0.17 m s^{-1} for altimetry. It indicates that the seasonal NC cycle observed in Fig. 5 is modulated by a strong mesoscale and/or year-to-year variability, and it seems to be especially true during intermediate seasons. The dispersion curve of Jason-2 generally follows the other ones except in July and September, when it shows large peaks of variability. Deeper inspection of the corresponding current dataset reveals that it is due to much larger NC amplitudes observed during these months in 2014 and 2015. The corresponding NC intensifications are clearly observed in Fig. 4d in July and September 2014. Unfortunately, no glider transect is available during these periods (Fig. 4c) and we have only one ADCP section, which does not show an NC flow increase (Fig. 4b). However, the HF radar currents (Fig. 4f) tend to support the fact that the NC intensification captured by Jason-2 is realistic and not due to altimetry errors. One profile of SARAL track 887 is available in July 2014 and it exhibits the same feature (Fig. 4a). Since we did not find evidence of summer NC intensification in previous years, we decided to recompute the seasonal cycle of the NC amplitude using only the data available during the first 6-year period of Jason-2 (i.e., 2008–2014). We did the same for the ADCPs and gliders, but very few glider data and no ADCP currents are available before 2010. HF radar currents have not been considered because of the too-short length of the time series. The resulting curves

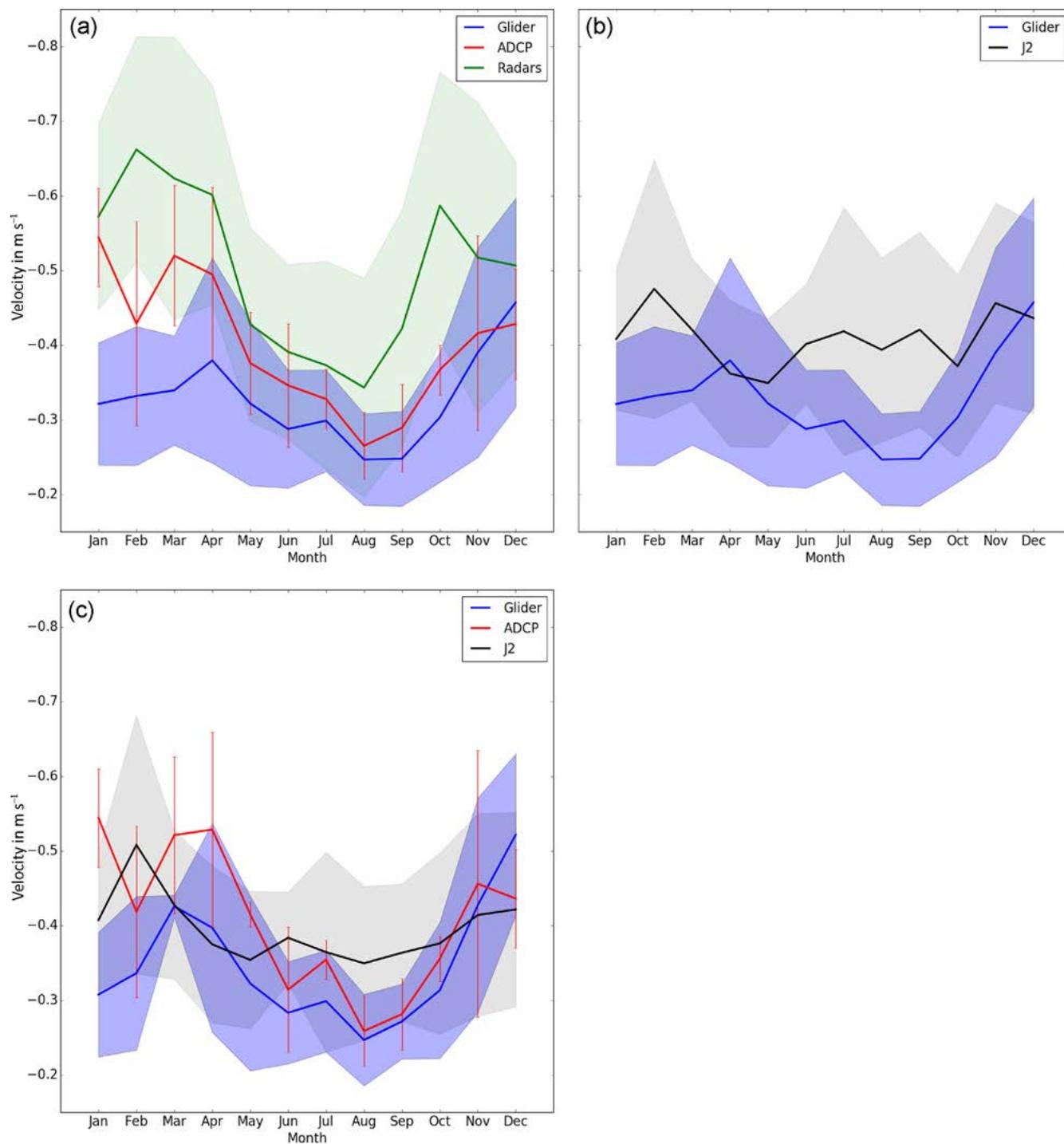


Figure 5. Seasonal variations of the maximum current amplitude derived from the (a) HF radars (green line), ADCP (red line), gliders (blue line), and (b) Jason-2 (black line) and glider (blue line) observations available over the period 1 January 2010–31 December 2016. (c) Same as (a) and (b) but computed over the period July 2008 to June 2014 and only for the gliders, ADCP and Jason-2. For all the curves the monthly standard deviation of the maximum current amplitude derived from the corresponding instrument is also indicated (curve envelopes and error bars).

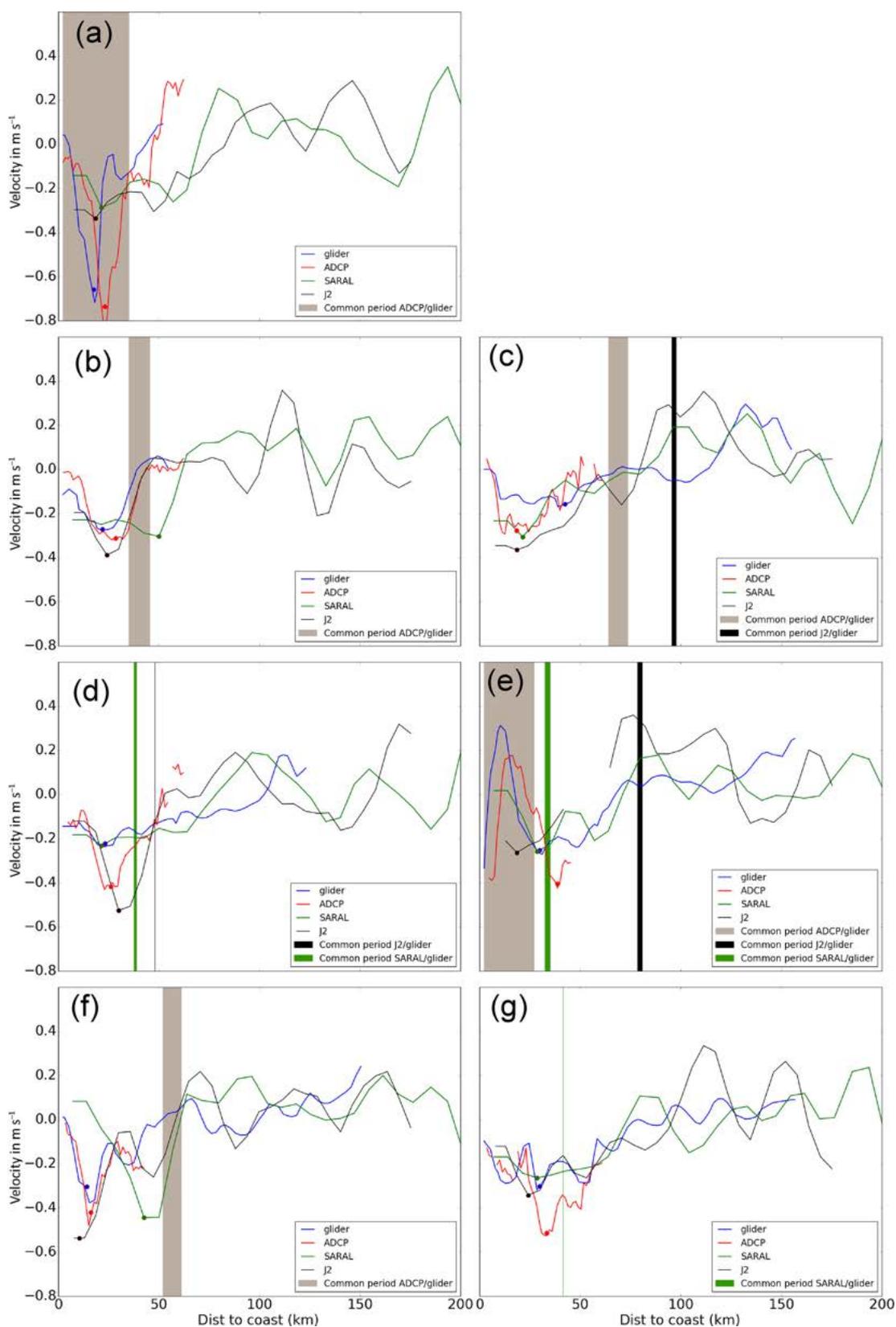


Figure 6. Cross-shore sections of currents deduced from the glider (blue), ADCP (red), SARAL (green) and J2 (black) altimetry data for the seven individual cases identified in Table 3. Overlapping periods between the different observations are also indicated.

Table 3. List of the cases of relative co-localization in time between the glider, ADCP and altimetry current data, with the corresponding dates of observations.

	Date of observations				
	Glider	ADCP	SARAL altimetry (track 887)	Jason-2 altimetry (track 222)	Temporal window
Case 1 (Figs. 6a and 7a): April 2013	11–13 April 2013	11 April 2013	14 April 2013	11 April 2013	4 days
Case 2 (Figs. 6b and 7b): July 2013	12–14 July 2013	13 July 2013	28 July 2013	9 July 2013	20 days
Case 3 (Figs. 6g and 7g): February 2015	6–15 February 2015	9 February 2015	8 February 2015	4 February 2015	12 days
Case 4 (Figs. 6c and 7c): September 2015	18–26 September 2015	22 September 2015	6 September 2015	20 September 2015	21 days
Case 5 (Figs. 6d and 7d): October 2015	6–11 October 2015	17 October 2015	11 October 2015	10 October 2015	12 days
Case 6 (Figs. 6e and 7e): November 2015	13–21 November 2015	12 November 2015	15 November 2015	18 November 2015	10 days
Case 7 (Figs. 6f and 7f): February 2016	1–9 February 2016	5 February 2016	24 January 2016	27 January 2016	17 days

are shown in Figure 5c and a clear seasonal cycle is now also observed in the climatology derived from Jason-2, with a summer–winter decrease–increase in the NC flow. Note that it is also coherent with the results of Birol et al. (2010), who used a combination of the T/P and Jason-1 altimeter missions to obtain a current time series over the 1993–2007 time period. The amplitudes of the seasonal variations computed during this new period of time are now around 0.29, 0.27 and 0.16 m s⁻¹ for the ADCP, glider and Jason-2 altimetry data, respectively. Figure 5c highlights the fact that the summer velocities measured by in situ instruments are relatively close on average. During winter and especially spring, the differences become significant in both amplitude and phase.

Two physical processes can explain the fact that the differences between the different types of current measurements vary as a function of season. First, the stronger mesoscale variability associated with the NC during winter and spring makes the space and time sampling of the current measurements a more critical issue for the study of this current system at that particular time of year. Second, the strong Tramontane and Mistral winds are more frequent in winter and spring. Then, the differences between the glider and the ADCP current measurements, very close in location, may be more important when the non-geostrophic dynamics (in particular the Ekman flow) produced by the strong winds are more important. The closest seasonal variations to the ones observed by altimetry are found for the glider. It is not surprising since the currents derived from this instrument are also the closest in terms of physical content (see Sect. 2.3). Despite the spatial resolution of the altimetry data and the

width and very coastal location of the NC, the amplitude of its seasonal variations captured by the Jason-2 track 222 along the French coast is 55 %–60 % of the amplitude captured by both the gliders and ADCPs.

3.3 Individual snapshots

To learn more about the similarities and differences between the currents derived from the different instruments, as well as their causes, we now analyze the observations on particular dates. In order to minimize, as far as possible, the differences due to distances in space and time between observations, we focus here on the region near Nice (i.e., on the ADCP and glider data, as well as on SARAL track 887 and Jason-2 track 222) and consider only observations that are close in time. For each day of the 2010–2016 study period, we used a time window for each dataset: 5 days for Jason-2, 10 days for the glider and ADCP data, and 22 days for SARAL. We selected only the dates for which the four types of observations are available and finally obtained seven cases that are reported in Table 3. The corresponding cross-track currents are shown in Fig. 6 (by season) as a function of the distance to the point at which the corresponding transect intersects the coastline. For each case and each dataset, we have computed the maximum NC amplitude, following the same method as in Sect. 3.2, and the corresponding location. The latter is expressed in terms of distance to the coast. The results are provided in Table 4.

Figure 6 highlights very different NC situations. Here, the largest coastal current velocities are observed in spring and

not in winter as expected from Sect. 3.2. Case 1 (Fig. 6a), the only one in this season, shows by far the strongest NC amplitudes in ADCP and glider data ($< -0.6 \text{ m s}^{-1}$) associated with a narrow flow located within the 30 km coastal band. It corresponds to a difficult study case for altimetry, which is still able to depict the NC, but with a too-large current vein with an amplitude less than half of what is observed in the in situ observations. Cases 2 and 4 (Fig. 6b, c) are in summer. The NC is broader and its velocity is around -0.3 m s^{-1} in all datasets, except in the glider of case 4 (see below). This time, altimetry successfully captures the NC amplitude; the location of its core is also good in case 4 but not in case 2 (it is too far to the coast for SARAL). In case 4, altimetry and ADCP currents are very close but, for a reason that is unclear (it may be due to an NC meander or eddy captured by the glider and not by the other instruments), the glider represents a significant slower flow located further south. Cases 5 and 6 (Fig. 6d, e) both correspond to autumn situations but they highlight very different coastal current patterns. In case 5, the glider and SARAL data corresponding to the same day are very coherent: they show a relatively weak NC flow ($\sim -0.2 \text{ m s}^{-1}$) with a core $\sim 30 \text{ km}$ to the coast. Jason-2 observations, very close in time to SARAL and the glider data, show a larger current located slightly further south ($\sim 6 \text{ km}$). The ADCP represents an NC vein at the same location as the glider and SARAL but with a much stronger amplitude. It could be due to the differences in the dates of observations (1 week from Table 3, the temporal scale at which meanders develop) or an important ageostrophic NC component. In case 6, a lack of data for Jason-2 can be observed, which leads us to question the realism of the current estimates close to the coast. However, the glider, the ADCP and SARAL data show a broad NC located further offshore than in the other cases. Its core is located $\sim 40 \text{ km}$ offshore in ADCP and glider data. As in case 5, the glider and SARAL data provide NC amplitudes and locations that are relatively close and the ADCP data give a larger NC maximum. A particular feature in this autumn situation is the succession of very strong and narrow southwestward and then northeastward flows observed in the first 20 km of the coastal band in both ADCP and glider currents. It is not captured by SARAL, which does not get close enough to the coast. It is probably associated with an eddy or meander stuck on the northern anticyclonic side of the NC (eddies were documented at this location in Casella et al., 2011). Finally, cases 3 and 7 (Fig. 6g, f) correspond to winter situations and, as for the autumn, they are very different. In case 3, we observe a broad NC with a core located around 30 km to the coast. The glider exhibits current oscillations along its transect but all current datasets show a coherent representation of the NC, even if the ADCP data provide larger velocities. In case 7, the glider and ADCP capture a narrow NC located $\sim 20 \text{ km}$ off the coast also observed by altimetry but with some differences: in Jason-2 the NC flow is not entirely captured and in SARAL it is located further offshore. It may be due to rapid variations in the NC

between the different dates of observations: 12 days between ADCP and SARAL.

Beyond the large variations in the NC characteristics from one case to another, an interesting feature in Fig. 6 is the presence of an eastward flow located south of the NC (i.e., 100–150 km to the coast) in altimetry data in different cases (cases 4, 5 and 6 in particular). The ADCP transect is too short to capture this current vein and it is not observed in the glider data, located further east compared to SARAL track 887 and Jason-2 track 222. The latter rather depict the WCC on the southern edge of its section. To our knowledge, this offshore eastward flow is not documented in the literature but its signature also seems to be observed in Figs. 2a and 3a (around 42.5° N in SARAL and around 42.8° N in Jason-2). It will be further discussed in Sect. 3.5.

Finally, what is illustrated in Fig. 6 is that, because of the large short-term changes in the NC circulation system, each snapshot of observations differs significantly from the corresponding seasonal average. It highlights the strong interest in long-term and regular altimetry data to study the persistent components of the NC circulation system, as well as its seasonal variations and possible longer-term changes.

3.4 Can we improve the estimation of the NC characteristics with high-rate altimetry compared to 1 Hz data?

In this section we consider the improvement that is possible to obtain in terms of current derivation with the use of high-rate altimetry measurements, compared to the conventional 1 Hz data used above. However, if research coastal altimetry products that are calibrated, validated, and cover different regions and missions are now available at 1 Hz, this is not the case for high-rate altimetry products. Even if some studies have shown the better performance of 20 and 40 Hz altimeter measurements in observing coastal circulation (Birol and Delebecque, 2014; Gomez-Enri et al., 2016), they are much noisier and there is no consensus yet concerning their (post-)processing. Here, we used an experimental version of high-rate X-TRACK SLA data for both Jason-2 and SARAL, for which original measurements are at 20 and 40 Hz, respectively. Since a lot of erroneous data remained in the coastal area, we applied a 2-sigma filter on the resulting SLA fields along each individual track and cycle in order to edit the data before filtering and the computation of the current estimates (Sect. 2.1).

In order to analyze if we can expect a better observation and understanding of NC variations from high-rate altimetry measurements, they have been used to compute the same diagnostics as in Sect. 3.1, 3.2 and 3.3. Only the results for the individual snapshots will be illustrated here (Fig. 7) since, even if the major difference with the current fields derived from 1 Hz altimetry is that the larger number of coastal data points allows us to estimate currents closer to the coast and then to better resolve the NC flow (see Fig. 7), we did not find

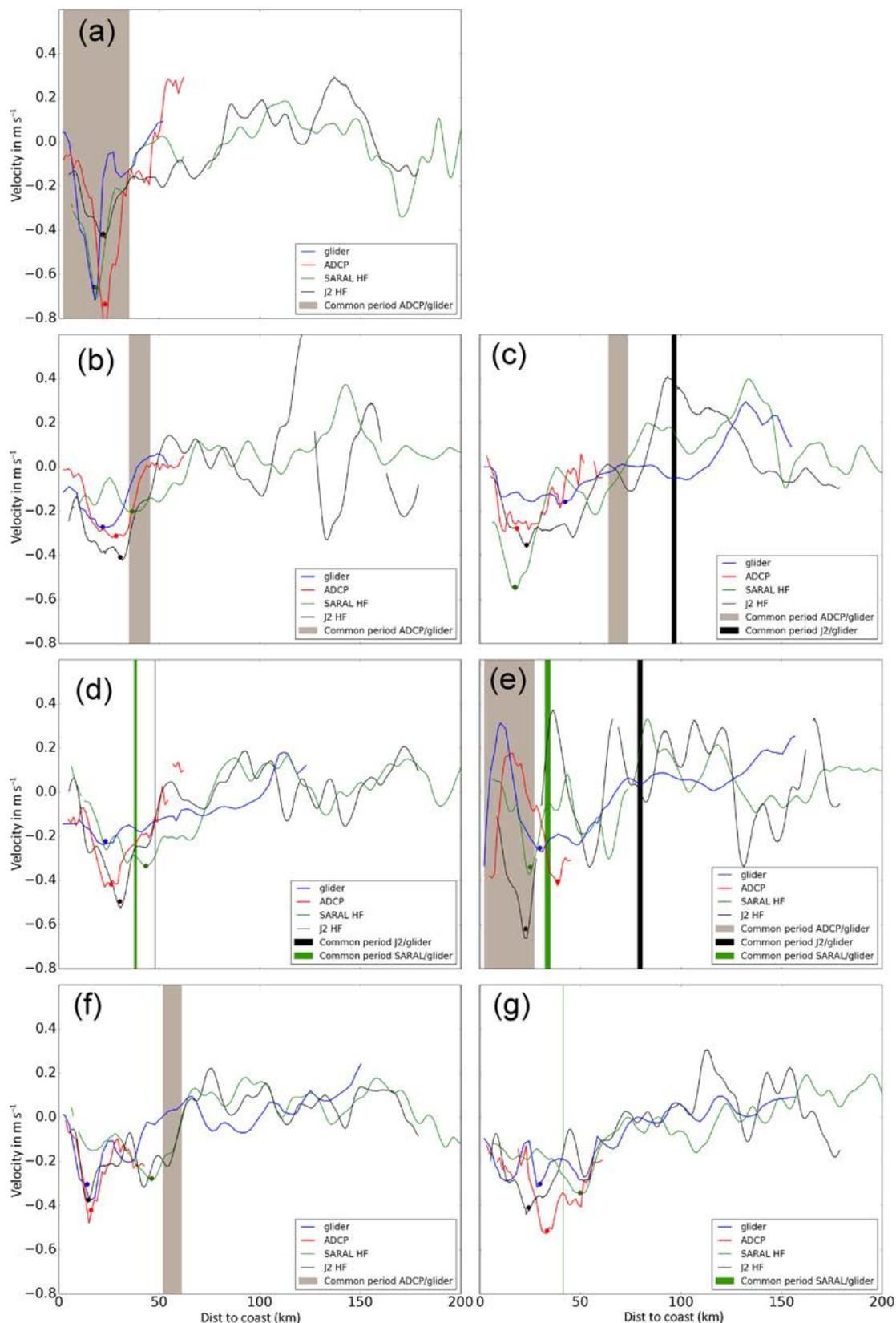


Figure 7. Same as Fig. 6 but for HF altimetry data.

significant differences in the NC statistics (i.e., mean current and standard deviation values) or the amplitude of the seasonal cycle computed from 20 and 40 Hz SLA compared to the 1 Hz solutions.

In Fig. 7, the same color code as in Fig. 6 is used. For each case, as in Sect. 3.3, the maximum NC amplitude and corresponding location are reported in Table 4 for both SARAL and Jason-2. In case 1 (Fig. 7a), the gain obtained with the use of HF data is very clear. On this date the NC vein is narrow and located near the coast. Contrary to the 1 Hz solution, the NC is better resolved by both SARAL and Jason-2 high-rate altimetry. It is especially true for SARAL with NC characteristics that are almost identical to the ones derived from the gliders. In Jason-2, the NC core is also close to the glider solution but its amplitude is $\sim 35\%$ lower. For cases 2 and 4, which correspond to the summer (Fig. 7b and c), here again the use of high-rate altimetry allows for the better observation of an NC vein but the agreement with in situ data is not so good. Concerning SARAL, for case 2, the current estimates are suspect since a reduction of the current intensity appears at the location of the NC core in the other datasets (Fig. 7b). For case 4, SARAL NC amplitude is too high: 0.55 m s^{-1} vs. 0.16 m s^{-1} for the glider. Jason-2 high-rate NC estimates appear closer to the in situ data than SARAL for both cases 2 and 4, but the resulting NC characteristics do not appear better than the corresponding 1 Hz estimations when compared to ADCP (Table 4). It probably reveals that the cutoff frequency chosen in the filtering is too low. Cases 5 and 6 (Fig. 7d and e) also show some very doubtful oscillations in both SARAL and Jason-2 currents, and high-rate altimetry does not improve the NC estimations. In winter, the cases 3 and 7 (Fig. 7g and f, respectively) are very different. In case 7, 20 Hz Jason-2 data depict the entire NC with current estimates much closer to in situ data (especially the glider) compared to 1 Hz Jason-2 measurements. In case 7 they degrade–improve the NC representation (Fig. 7g) if we refer to the glider–ADCP, respectively. Note that this case illustrates the difficulty of the calibration of altimetry data processing algorithms with independent observations since results may differ as a function of the independent observations used. Here, 40 Hz SARAL data show a too-noisy current solution.

As already shown in previous work (Birol and Delebecque, 2014; Gomez-Enri et al., 2016), high-rate altimetry allows us to derive significantly more sea level data near the coast. Here we observe that the coastal circulation derived is better resolved in space, both in terms of horizontal resolution and distance to the coast of the current estimates. However, the resulting current fields depend crucially on the strategy followed for data processing, including retracking, corrections, screening and filtering.

3.5 The seasonal variability of the regional surface circulation observed by altimetry

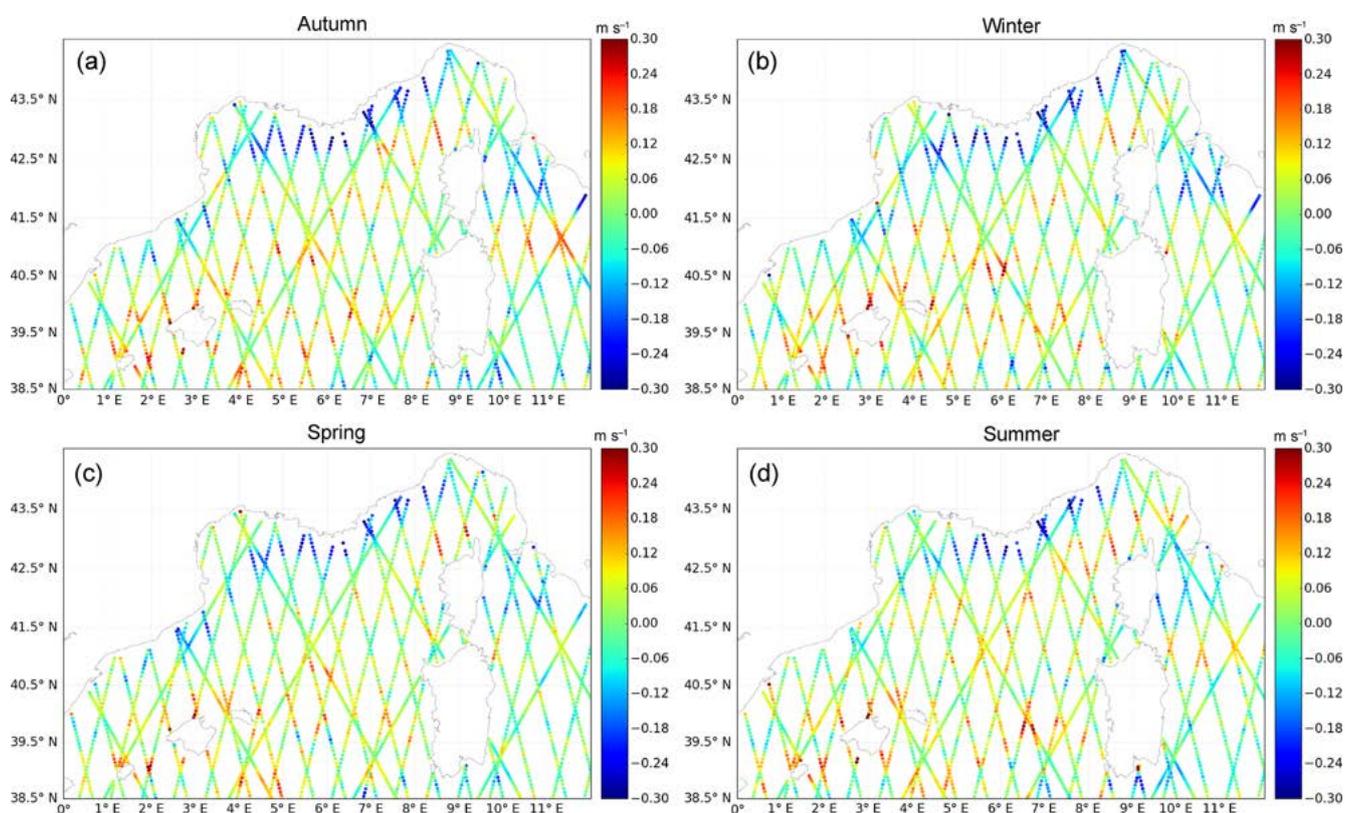
Here we use only 1 Hz altimetry data. In order to separate the seasonal component of the surface circulation from the mesoscale variations, along each pass of Jason-2 and SARAL located in the area of interest, we have computed a seasonal “climatology” of the cross-track surface geostrophic currents captured by these two altimetry missions (Fig. 8). It was done by simply averaging the corresponding seasonal velocity values for the common 3-year period: April 2013–April 2016. Note that this type of analysis can also be found in Birol et al. (2010) with a much longer period of altimetry data, but with Jason measurements only. The need to use multi-mission observations was incidentally pointed out in this study. Here, indeed, the combination with SARAL data largely improves the spatial resolution of the regional circulation, enabling us to capture the main current veins at many more locations along their path (see Fig. 9 of Birol et al., 2010, for comparison).

In Fig. 8, all the structures of the standard circulation scheme in the NW Mediterranean Sea (Fig. 1) are observed: the NC, the WCC, the Balearic Current, the Balearic Front and the TC. What can also be noticed first is the very good coherence and complementarity between the SARAL and Jason-2 climatologies, especially at crossover points. The seasonal variations in the regional circulation system, already discussed in detail in Birol et al. (2010), are confirmed from this different and shorter period of altimetry observations. In particular, if a stronger and unique southwestward flow is observed along the Italian, French and Spanish coasts from autumn to spring, it is not so clear during summer. During this season, the NC does not seem to continue west of 4° E to reach the Balearic Sea. Instead, it may recirculate eastward offshore of Cape Creus.

More generally, compared to Birol et al. (2010), the better spatial coverage obtained by combining both SARAL and Jason-2 reveals a circulation scheme that could be much more complex than the one classically proposed in the literature. In summer and autumn (Fig. 8a, d), between 3 and 9° E , individual eastward current veins are observed between the NC and the Balearic Front, suggesting that recirculations may exist along its path during these seasons. One of them corresponds to the eastward current branch mentioned in Sect. 3.3. Note, however, that this seasonal analysis is based only on 3 years of observations and could be biased by particular features occurring during 2015. Further investigation based on numerical modeling is clearly needed. This is the next step of this study. Here again, altimetry clearly appears to be a very good tool to validate the model results.

Table 4. Maximum NC value and distance to the coast of this maximum deduced from the glider, ADCP and altimetry current data for the seven individual cases listed in Table 3.

Maximum NC value and distance to the coast of this maximum						
	Glider	ADCP	SARAL altimetry (track 887)		Jason-2 altimetry (track 222)	
			1 Hz	40 Hz	1 Hz	20 Hz
Case 1	18 km -0.66 m s^{-1}	23 km -0.74 m s^{-1}	21 km -0.29 m s^{-1}	19 km -0.66 m s^{-1}	19 km -0.34 m s^{-1}	22 km -0.42 m s^{-1}
Case 2	22 km -0.27 m s^{-1}	28 km -0.31 m s^{-1}	50 km -0.30 m s^{-1}	37 km -0.20 m s^{-1}	24 km -0.39 m s^{-1}	31 km -0.41 m s^{-1}
Case 3	30 km -0.30 m s^{-1}	33 km -0.51 m s^{-1}	29 km -0.26 m s^{-1}	50 km -0.34 m s^{-1}	24 km -0.34 m s^{-1}	24 km -0.41 m s^{-1}
Case 4	42 km -0.16 m s^{-1}	18 km -0.28 m s^{-1}	21 km -0.31 m s^{-1}	17 km -0.55 m s^{-1}	19 km -0.37 m s^{-1}	23 km -0.35 m s^{-1}
Case 5	23 km -0.22 m s^{-1}	26 km -0.42 m s^{-1}	21 km -0.23 m s^{-1}	43 km -0.33 m s^{-1}	30 km -0.53 m s^{-1}	31 km -0.49 m s^{-1}
Case 6	30 km -0.25 m s^{-1}	39 km -0.40 m s^{-1}	29 km -0.26 m s^{-1}	25 km -0.34 m s^{-1}	19 km -0.26 m s^{-1}	23 km -0.62 m s^{-1}
Case 7	14 km -0.30 m s^{-1}	16 km -0.42 m s^{-1}	43 km -0.44 m s^{-1}	46 km -0.28 m s^{-1}	10 km -0.54 m s^{-1}	15 km -0.37 m s^{-1}

**Figure 8.** Seasonal climatology maps of cross-track geostrophic currents (in m s^{-1}) derived from Jason-2 and SARAL/AltiKa altimetry data over the period April 2013–April 2016.

4 Discussion and conclusion

The characteristics of the dynamics, as well as the diverse arrays of in situ instrumentation in the NWMed, offer the possibility to evaluate in detail the complementarity between different types of measurements to monitor coastal ocean circulation. In this study, a systematic comparison of current data derived from different platforms provides new insights into the biases that their differences cause in estimations of NC characteristics. Compared to previous studies comparing altimetry and in situ observations, the originality of this study comes from the number of instruments and observations used, as well as from the long time period addressed and the area covered. It demonstrates that altimetry can be integrated into multi-platform coastal current monitoring systems and enables us to analyze the relative capability of each type of instrument.

The HF radars provide a good daily view of the NC but only for a small area (60×40 km) and, as they observe only the surface layer, the NC can be hidden by a strong Ekman flow. The ship-mounted ADCP allows us to see the vertical NC structure at very high resolution and up to the coast, but it is irregularly sampled and the measurements may contain unsteady ageostrophic current components such as inertial oscillations (Petrenko et al., 2008). Since they can be operated on a routine basis only in a few places, we have only one regular section crossing the NC off the French coast and it is relatively short. It is also the case for gliders with horizontal resolution and temporal sampling lower than that of the ADCP and the HF radars but that provide much longer sections of observations. More generally, they also allow us to measure a large number of physical and biological ocean parameters. Along-track altimetry provides reasonably good monitoring of surface currents in both space and time but its effective spatial resolution (Sect. 2.1) does not allow us to resolve all the mesoscale and sub-mesoscale signals associated with the NC. Here, the combination of all the observations derived from the different instruments highlights the continuity of the NC from the Italian coast up to the Spanish coast. The general coherency between the different current estimations also enables us to go one step forward in the quantification of the NC components that can be observed in altimetry.

If we consider a reasonably long time series of observations including enough data samples for each instrument (see Sect. 3.2), in the northern Ligurian Sea, the average NC value derived from altimetry is -0.3 m s^{-1} and is coherent with the estimations derived from the other instruments. Concerning the amplitude of its seasonal variations, it is underestimated by $\sim 40\text{--}45\%$ on average compared to both the glider (the closest instrument in terms of the physical content of current estimations) and the ADCP (the highest-resolution current dataset). Altimetry-derived currents will miss a larger part of the absolute surface velocity field in winter and spring compared to summer and autumn because the Ekman component and finer-scale motions are more important during those sea-

sons. For individual dates, the NC component that is not observed by altimetry varies a lot from a correct NC amplitude estimation to no NC observation as a function of the location (i.e., more or less close to the coast) and width of the NC.

This study also enables us to compare the relative performance of two generations of altimetry missions and of both 1 Hz and high-rate measurements. It confirms that the standard 1 Hz along-track altimetry products derived from Ku-band radars provide meaningful estimations of the NC (as already shown in Birol et al., 2010, and Birol and Delebecque, 2014). The new Ka-band SARAL altimeter data tend to give estimations of the NC characteristics that are closer to in situ data in a number of cases but its 35-day cycle is clearly a strong limitation for the study of this coastal current system. The use of 20 and 40 Hz altimetry measurements significantly improves the number of near-coastal sea level data points and the resolution of the NC. However, the currents derived are still relatively noisy, meaning that their (post-)processing is still at an experimental stage and needs to be improved.

Not surprisingly, another conclusion of this study is that data resolution and sampling are clearly issues in terms of capturing the large range of frequencies found in the NWMed coastal ocean (and we can easily assume that it is true for many other coastal ocean areas). In particular, the temporal data coverage is a large source of differences between NC statistics computed from different observing systems. A second cause of differences in estimations of NC characteristics appears to be ageostrophic flow, principally the Ekman and inertial currents as measured by the ADCP and HF radars but not represented by the glider (even if they can be partially included through the correction of depth-averaged currents), and altimeter-derived geostrophic currents. Clearly, a multi-data combined approach is a unique way to obtain a complete picture of a dynamical system as complex as the NC.

Finally, it is important to note that improved altimetry data processing and corrections as well as technical innovations lead to an ever increasing number of coastal data points ever closer to the coastline. It raises the question of the calibration and validation of these new data against independent in situ observations. How can we robustly quantify the evolution of the new processing and products? We benefit from the long experience of nadir altimetry technology, widely based on tide gauge sea level observations taken as an independent reference. However, a full understanding and exploitation of the new performances allowed by Ka-band, SAR and SAR-in altimetry techniques, as well as by the use of high-rate altimetry measurements, requires new methods and validation means. We advocate for the fact that only a combination of in situ instruments providing regular cross-shore information along altimetry tracks will allow us to understand and exploit the full capability of altimetry in coastal observing systems and guide its evolution.

Data availability. Altimetry data used in this study were developed, validated by the CTOH/LEGOS, France, and distributed by Aviso+ (https://doi.org/10.6096/CTOH_X-TRACK_2017_02, Birol et al., 2017b). Glider and HF radar data are available as part of the MOOSE project (http://www.moose-network.fr/?page_id=272, last access: 20 November 2018, MOOSE, 2018). ADCP data were provided by the DT-INSU data center (<http://www.dt.insu.cnrs.fr/spip.php?article35>, last access: 20 November 2018, DT-INSU, 2018).

Author contributions. This work was carried out by AC as part of her PhD thesis under the supervision of FB and CE. BZ processed the HF radar data, and PT provided the glider data. The paper was prepared with contributions from all coauthors.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Special issue statement. This article is part of the special issue “Hydrological cycle in the Mediterranean (ACP/AMT/GMD/HESS/NHESS/OS inter-journal SI)”. It is not associated with a conference.

Acknowledgements. This study was done with the financial support of the Region Occitanie and the CNES through their PhD funding programs. The ship-mounted ADCP data were kindly provided by the DT-INSU, who conducted the acquisition, management and processing. Altimetry data used in this study were developed, validated and distributed by the CTOH/LEGOS, France. Glider data were collected and made freely available by the Coriolis project (<http://www.coriolis.eu.org>) and programs that contribute. We would like to acknowledge the staff of the French National Pool of Gliders (DT-INSU/CNRS – CETSM/Ifremer) for the sustained glider deployments carried out in the framework of MOOSE. Support was provided by the French Chantier Méditerranée MISTRALS program (HyMeX and MERMeX components) and by the EU projects FP7 GROOM (grant agreement 284321), FP7 PERSEUS (grant agreement 287600), FP7 JERICO (grant agreement 262584) and the COST Action ES0904 EGO (Everyone’s Gliding Observatories). HF radar data were funded as part of the French MOOSE Mediterranean observing system program. Finally, we thank the anonymous reviewers for their constructive comments, which helped to improve the quality of the paper.

Edited by: Katrin Schroeder

Reviewed by: two anonymous referees

References

- Alberola, C., Millot, C., and Font, J.: On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean-sea, *Oceanol. Acta*, 18, 163–192, 1995.
- Astraldi, M. and Gasparini, G. P.: The seasonal characteristics of the circulation in the north Mediterranean basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions, *J. Geophys. Res.*, 97, 9531–9540, <https://doi.org/10.1029/92JC00114>, 1992.
- Birol, F. and Delebecque, C.: Using high sampling rate (10/20 Hz) altimeter data for the observation of coastal surface currents: A case study over the northwestern Mediterranean Sea, *J. Marine Syst.*, 129, 318–333, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.07.009>, 2014.
- Birol, F. and Niño, F.: Ku- and Ka-band Altimeter Data in the Northwestern Mediterranean Sea: Impact on the Observation of the Coastal Ocean Variability, *Mar. Geod.*, 38, 313–327, <https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1034814>, 2015.
- Birol, F., Cancet, M., and Estournel, C.: Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry, *J. Marine Syst.*, 81, 297–311, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.01.005>, 2010.
- Birol, F., Fuller, N., Lyard, F., Cancet, M., Niño, F., Delebecque, C., Fleury, S., Toubanc, F., Melet, A., Saraceno, M., and Léger, F.: Coastal applications from nadir altimetry: Example of the X-TRACK regional products, *Adv. Space Res.*, 59, 936–953, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.11.005>, 2017a.
- Birol, F., Fuller N., Lyard F., Cancet M., Niño F., Delebecque C., Fleury S., Toubanc F., Melet A., Saraceno M., Léger N., X-TRACK SLA, https://doi.org/10.6096/CTOH_X-TRACK_2017_02, 2017b.
- Bonnefond, P., Verron, J., Aublanc, J., Babu, K., Bergé-Nguyen, M., Cancet, M., Chaudhary, A., Crétaux, J.-F., Frappart, F., Haines, B., Laurain, O., Ollivier, A., Poisson, J.-C., Prandi, P., Sharma, R., Thibaut, P., and Watson, C.: The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission: Quality Assessment and Unique Characteristics of AltiKa Data, *Remote Sens.*, 10, 83, <https://doi.org/10.3390/rs10010083>, 2018.
- Bosse, A., Testor, P., Mortier, L., Prieur, L., Taillandier, V., d’Ortenzio, F., and Coppola, L.: Spreading of Levantine Intermediate Waters by submesoscale coherent vortices in the northwestern Mediterranean Sea as observed with gliders, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 120, 1599–1622, <https://doi.org/10.1002/2014JC010263>, 2015.
- Bosse, A., Testor, P., Mayot, N., Prieur, L., D’Ortenzio, F., Mortier, L., Le Goff, H., Gourcuff, C., Coppola, L., Lavigne, H., and Raimbault, P.: A submesoscale coherent vortex in the Ligurian Sea: From dynamical barriers to biological implications, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 122, 6196–6217, <https://doi.org/10.1002/2016JC012634>, 2017.
- Bouffard, J., Vignudelli, S., Cipollini, P., and Menard, Y.: Exploiting the potential of an improved multimission altimetric data set over the coastal ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L10601, <https://doi.org/10.1029/2008GL033488>, 2008.
- Bouffard, J., Pascual, A., Ruiz, S., Faugère, Y., and Tintoré, J.: Coastal and mesoscale dynamics characterization using altimetry and gliders: A case study in the Balearic Sea, *J. Geophys. Res.*, 115, C10029, <https://doi.org/10.1029/2009JC006087>, 2010.

- Casella, E., Molcard, A., and Provenzale, A.: Mesoscale vortices in the Ligurian Sea and their effect on coastal upwelling processes, *J. Mar. Syst.*, 88, 12–19, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.02.019>, 2011.
- Cipollini, P., Calafat, F. M., Jevrejeva, S., Melet, A., and Prandi, P.: Monitoring Sea Level in the Coastal Zone with Satellite Altimetry and Tide Gauges, *Surv. Geophys.*, 38, 33–57, <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9392-0>, 2017a.
- Cipollini, P., Benveniste, J., Birol, F., Fernandes, J., Obligis, E., Passaro, M., Strub, P. T., Thibaut, P., Valladeau, G., Vignudelli, S., and Wilkin, J.: Satellite altimetry in coastal regions, in: *Satellite altimetry over oceans and land surfaces*, edited by: Stammer, D. and Cazenave, A., CRC Press, Boca Raton, FL, 343–380, 2017b.
- Crépon, M., Wald, L., and Monget, J. M.: Low-frequency waves in the Ligurian Sea during December 1977, *J. Geophys. Res.*, 87, 595–600, <https://doi.org/10.1029/JC087iC01p00595>, 1982.
- Dufau, C., Orszynowicz, M., Dibarboue, G., Morrow, R., and Le Traon, P. Y.: Mesoscale resolution capability of altimetry: Present and future, *J. Geophys. Res.*, 121, 4910–4927, <https://doi.org/10.1002/2015JC010904>, 2016.
- Durand, F., Marin, F., Fuda, J.-L., and Terre, T.: The East Caledonian Current: A Case Example for the Intercomparison between AltiKa and In Situ Measurements in a Boundary Current, *Mar. Geod.*, 40, 1–22, <https://doi.org/10.1080/01490419.2016.1258375>, 2017.
- DT-INSU: SAVED project: <http://www.dt.insu.cnrs.fr/spip.php?article35>, last access: 20 November 2018.
- Font, J., Garcialadona, E., and Gorriz, E. G.: The seasonality of mesoscale motion in the northern current of the western Mediterranean—several years of evidence, *Oceanol. Acta*, 18, 207–219, 1995.
- Gómez-Enri, J., Cipollini, P., Passaro, M., Vignudelli, S., Tejedor, B., and Coca, J.: Coastal Altimetry Products in the Strait of Gibraltar, *IEEE T. Geosci. Remote*, 54, 5455–5466, 2016.
- Gommenginger, C., Thibaut, P., Fenoglio-Marc, L., Quartly, G., Deng, X., Gomez-Enri, J., Challenor, P., and Gao, Y.: Retracking Altimeter Waveforms Near the Coasts, in: *Coastal Altimetry*, edited by: Vignudelli, S., Kostianoy, A., Cipollini, P., and Benveniste, J., Springer, Berlin, Heidelberg, 61–101, 2011.
- Guihou, K., Marmain, J., Ourmières, Y., Molcard, A., Zakardjian, B., and Forget, P.: A case study of the mesoscale dynamics in the North-Western Mediterranean Sea: a combined data–model approach, *Ocean Dynam.*, 63, 793–808, <https://doi.org/10.1007/s10236-013-0619-z>, 2013.
- Herbert, G., Ayoub, N., Marsaleix, P., and Lyard, F.: Signature of the coastal circulation variability in altimetric data in the southern Bay of Biscay during winter and fall 2004, *J. Mar. Syst.*, 88, 139–158, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.03.004>, 2011.
- Jebri, F., Birol, F., Zakardjian, B., Bouffard, J., and Sammari, C.: Exploiting coastal altimetry to improve the surface circulation scheme over the central Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res.*, 121, 4888–4909, <https://doi.org/10.1002/2016JC011961>, 2016.
- Jebri, F., Zakardjian, B., Birol, F., Bouffard, J., Jullion, L., and Sammari, C.: Interannual Variations of Surface Currents and Transports in the Sicily Channel Derived From Coastal Altimetry, *J. Geophys. Res.*, 122, 8330–8353, <https://doi.org/10.1002/2017JC012836>, 2017.
- Lipa, B., Nyden, B., Ullman, D. S., and Terrill, E.: SeaSonde Radial Velocities: Derivation and Internal Consistency, *IEEE J. Oceanic Eng.*, 31, 850–861, <https://doi.org/10.1109/JOE.2006.886104>, 2006.
- Liu, Y., Kerkering, H., and Weisberg R. H. (Eds): *Coastal Ocean Observing Systems*, Academic Press, London, UK, 2015.
- Millot, C.: Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean, *Dynam. Atmos. Oceans*, 15, 179–214, [https://doi.org/10.1016/0377-0265\(91\)90020-G](https://doi.org/10.1016/0377-0265(91)90020-G), 1991.
- Molcard, A., Poulain, P. M., Forget, P., Griffa, A., Barbin, Y., Gaggelli, J., De Maistre, J. C., and Rixen, M.: Comparison between VHF radar observations and data from drifter clusters in the Gulf of La Spezia (Mediterranean Sea), *J. Mar. Syst.*, 78, S79–S89, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.01.012>, 2009.
- MOOSE: http://www.moose-network.fr/?page_id=272, last access: 20 November 2018.
- Morrow, R. and Le Traon, P.-Y.: Recent advances in observing mesoscale ocean dynamics with satellite altimetry, *Adv. Space Res.*, 50, 1062–1076, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.09.033>, 2012.
- Morrow, R., Carret, A., Birol, F., Nino, F., Valladeau, G., Boy, F., Bachelier, C., and Zakardjian, B.: Observability of fine-scale ocean dynamics in the northwestern Mediterranean Sea, *Ocean Sci.*, 13, 13–29, <https://doi.org/10.5194/os-13-13-2017>, 2017.
- Nicholls, R. J. and Cazenave, A.: Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones, *Science*, 328, 1517–1520, <https://doi.org/10.1126/science.1185782>, 2010.
- Niewiadomska, K., Claustre, H., Prieur, L., and d’Ortenzio, F.: Sub-mesoscale physical-biogeochemical coupling across the Ligurian current (northwestern Mediterranean) using a bio-optical glider, *Limnol. Oceanogr.*, 53, 2210–2225, 2008.
- Ourmières, Y., Zakardjian, B., Béranger, K., and Langlais, C.: Assessment of a NEMO-based downscaling experiment for the North-Western Mediterranean region: Impacts on the Northern Current and comparison with ADCP data and altimetry products, *Ocean Model.*, 39, 386–404, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.06.002>, 2011.
- Pascual, A., Lana, A., Troupin, C., Ruiz, S., Faugère, Y., Escudier, R., and Tintoré, J.: Assessing SARAL/AltiKa Data in the Coastal Zone: Comparisons with HF Radar Observations, *Mar. Geod.*, 38, 260–276, <https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1019656>, 2015.
- Passaro, M., Cipollini, P., Vignudelli, S., Quartly, G. D., and Snaith, H. M.: ALES: A multi-mission adaptive subwaveform retracker for coastal and open ocean altimetry, *Remote Sens. Environ.*, 145, 173–189, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.008>, 2014.
- Passaro, M., Dinardo, S., Quartly, G. D., Snaith, H. M., Benveniste, J., Cipollini, P., and Lucas, B.: Cross-calibrating ALES Envisat and CryoSat-2 Delay–Doppler: A coastal altimetry study in the Indonesian Seas, *Adv. Space Res.*, 58, 289–303, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.04.011>, 2016.
- Petrenko, A., Dufau, C., and Estournel, C.: Barotropic eastward currents in the western Gulf of Lion, north-western Mediterranean Sea, during stratified conditions, *J. Mar. Syst.*, 74, 406–428, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.03.004>, 2008.
- Piterbarg, L., Taillandier, V., and Griffa, A.: Investigating frontal variability from repeated glider transects in the Ligurian Current (North West Mediterranean Sea), *J. Mar. Syst.*, 129, 381–395, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.08.003>, 2014.

- Quentin, C., Barbin, Y., Bellomo, L., Forget, P., Mallarino, D., Marmain, J., Molcard, A., and Zakardjian, B.: High Frequency Surface Wave Radar in the French Mediterranean Sea: an element of the Mediterranean Ocean Observing System for the Environment, in: 7th EuroGOOS Conference, Lisboa, Portugal, 28–30 October, 2014.
- Quentin, C., Barbin, Y., Bellomo, L., Forget, P., Gagelli, J., Grosdidier, S., Guerin, C.-A., Guihou, K., Marmain, J., Molcard, A., Zakardjian, B., Guterman, P., and Bernardet, K.: HF radar in French Mediterranean Sea: an element of MOOSE Mediterranean Ocean Observing System on Environment, in: Ocean Coastal Observation: Sensors and observing systems, numerical models information, Nice, France, 25–30 October, 2013.
- Rio, M.-H., Pascual, A., Poulain, P.-M., Menna, M., Barceló, B., and Tintoré, J.: Computation of a new mean dynamic topography for the Mediterranean Sea from model outputs, altimeter measurements and oceanographic in situ data, *Ocean Sci.*, 10, 731–744, <https://doi.org/10.5194/os-10-731-2014>, 2014.
- Roblou, L., Lamouroux, J., Bouffard, J., Lyard, F., Le Hénaff, M., Lombard, A., Marsaleix, P., De Mey, P., and Birol, F.: Post-processing Altimeter Data Towards Coastal Applications and Integration into Coastal Models, in: Coastal Altimetry, edited by: Vignudelli, S., Kostianoy, A. G., Cipollini, P., and Benveniste, J., Springer, Berlin, Heidelberg, 217–246, 2011.
- Sammari, C., Millot, C., and Prieur, L.: Aspects of Seasonal and Mesoscale Variabilities of the Northern Current in the Western Mediterranean-Sea Inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 Experiments, *Deep-Sea Res. Pt I*, 42, 893–917, [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00031-Z](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00031-Z), 1995.
- Sentchev, A., Forget, P., and Fraunié, P.: Surface current dynamics under sea breeze conditions observed by simultaneous HF radar, ADCP and drifter measurements, *Ocean Dynam.*, 67, 499–512, <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1035-6>, 2017.
- Taupier-Letage, I. and Millot, C.: General hydrodynamical features in the Ligurian Sea inferred from the DYOME experiment, *Oceanol. Acta*, 9, 119–131, 1986.
- Testor, P., Bosse, A., Houpert, L., Margirier, F., Mortier, L., Legoff, H., Dausse, D., Labaste, M., Karstensen, J., Hayes, D., Olita, A., Ribotti, A., Schroeder, K., Chiggiato, J., Onken, R., Heslop, E., Mourre, B., D’ortenzio, F., Mayot, N., Lavigne, H., Fommervault, O. de, Coppola, L., Prieur, L., Taillandier, V., Madron, X. D. de, Bourrin, F., Many, G., Damien, P., Estournel, C., Marsaleix, P., Taupier-Letage, I., Raimbault, P., Waldman, R., Bouin, M.-N., Giordani, H., Caniaux, G., Somot, S., Ducrocq, V., and Conan, P.: Multiscale Observations of Deep Convection in the Northwestern Mediterranean Sea During Winter 2012–2013 Using Multiple Platforms, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 123, 1745–1776, <https://doi.org/10.1002/2016JC012671>, 2018.
- Troupin, C., Pascual, A., Valladeau, G., Pujol, I., Lana, A., Heslop, E., Ruiz, S., Torner, M., Picot, N., and Tintoré, J.: Illustration of the emerging capabilities of SARAL/AltiKa in the coastal zone using a multi-platform approach, *Adv. Space Res.*, 55, 51–59, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.09.011>, 2015.
- Valladeau, G., Thibaut, P., Picard, B., Poisson, J. C., Tran, N., Picot, N., and Guillot, A.: Using SARAL/AltiKa to Improve Ka-band Altimeter Measurements for Coastal Zones, *Hydrology and Ice: The PEACHI Prototype*, *Mar. Geod.*, 38, 124–142, <https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1020176>, 2015.
- Verron, J., Bonnefond, P., Aouf, L., Birol, F., Bhowmick, S., Calmant, S., Conchy, T., Crétaux, J.-F., Dibarboure, G., Dubey, A., Faugère, Y., Guerreiro, K., Gupta, P., Hamon, M., Jebri, F., Kumar, R., Morrow, R., Pascual, A., Pujol, M.-I., Rémy, E., Rémy, F., Smith, W., Tournadre, J., and Vergara, O.: The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission: Scientific Applications, *Remote Sens.*, 10, 163, <https://doi.org/10.3390/rs10020163>, 2018.
- Xu, Y. and Fu, L.-L.: The Effects of Altimeter Instrument Noise on the Estimation of the Wavenumber Spectrum of Sea Surface Height, *J. Phys. Oceanogr.*, 42, 2229–2233, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0106.1>, 2012.
- Zakardjian, B. and Quentin, C.: MOOSE HF radar daily averaged surface currents from MEDTLN site (Toulon NW Med), SEA-NOE, <https://doi.org/10.17882/56500>, 2018.

3.3 Discussions et perspectives

Les résultats développés dans ce chapitre ont permis de remplir certains des objectifs que l'on s'était fixés dans l'introduction, à savoir :

- utiliser conjointement divers systèmes d'observation pour analyser la contribution de l'altimétrie côtière dans la connaissance de la dynamique océanique et sa variabilité
- caractériser l'apport de l'altimétrie en bande Ka pour observer et étudier la dynamique côtière à l'échelle régionale
- définir des stratégies de validation des observations altimétriques

Grâce à cette étude nous avons mis en évidence la complémentarité entre l'altimétrie et les autres systèmes d'observation. Bien que l'altimétrie ait une résolution plus faible comparé aux autres données, elle est capable de capturer des structures côtières et elle permet une vision régionale de la dynamique sur une longue période et avec un échantillonnage régulier. Ces deux derniers points peuvent alors faire émerger des structures manquées par les données *in situ* soit parce que celles-ci ne sont pas mises en place dans certaines régions, soit parce que le temps entre deux passages est trop long. Dans l'article présenté, on a pu voir notamment la présence d'un CN fort en été 2014 et d'un contre courant vers l'est en été/automne qui n'a pas été validée par les données *in situ* pour les raisons évoquées ci-dessus.

Des données complémentaires ont donc été utilisées pour mettre en évidence ces phénomènes. Tout d'abord concernant les courants forts observés par l'altimétrie en été 2014, nous avons comparé ces données à des observations indépendantes de SST pour chaque date de passage des satellites en juillet, août et septembre. Les courants dérivés de l'altimétrie sont alors colocalisés avec la SST journalière lorsque celle-ci n'est pas indisponible à cause de la couverture journalière. Nous présentons le résultat pour une date représentative des situations de comparaison, le 30 juillet 2014 sur la Figure 3.1a. On constate que le courant est très fort vers la côte et la carte de SST permet de voir également des eaux chaudes collées à la côte. Cela pourrait suggérer des eaux côtières très légères qui provoqueraient un contraste en densité. Nous avons cherché à savoir si les eaux pouvaient être moins salées à cause de crues ou de précipitations plus importantes en regardant la série temporelle de la salinité au point B de Villefranche (Figure 3.1b).

La série temporelle de salinité nous montre des valeurs comprises entre 37 et 38.5 à l'exception d'une date début 2014. Les variations saisonnières montrent des valeurs plus faibles au printemps lorsque les précipitations sont plus importantes et l'évaporation causée par la chaleur moins présente. On observe également des variations interannuelles avec des valeurs qui paraissent plus faibles en 2011, 2013 et 2014. En juillet, le calcul de la moyenne mensuelle pour chaque année nous indique que 2014 est la deuxième année de plus faible salinité (37.94) pour ce mois derrière 2010 (37.68).

Concernant le courant vers l'est visible sur la Figure 8 de l'article en été et en automne, d'autres données le mettent en évidence comme les données CTD issues des campagnes

3.3. Discussions et perspectives

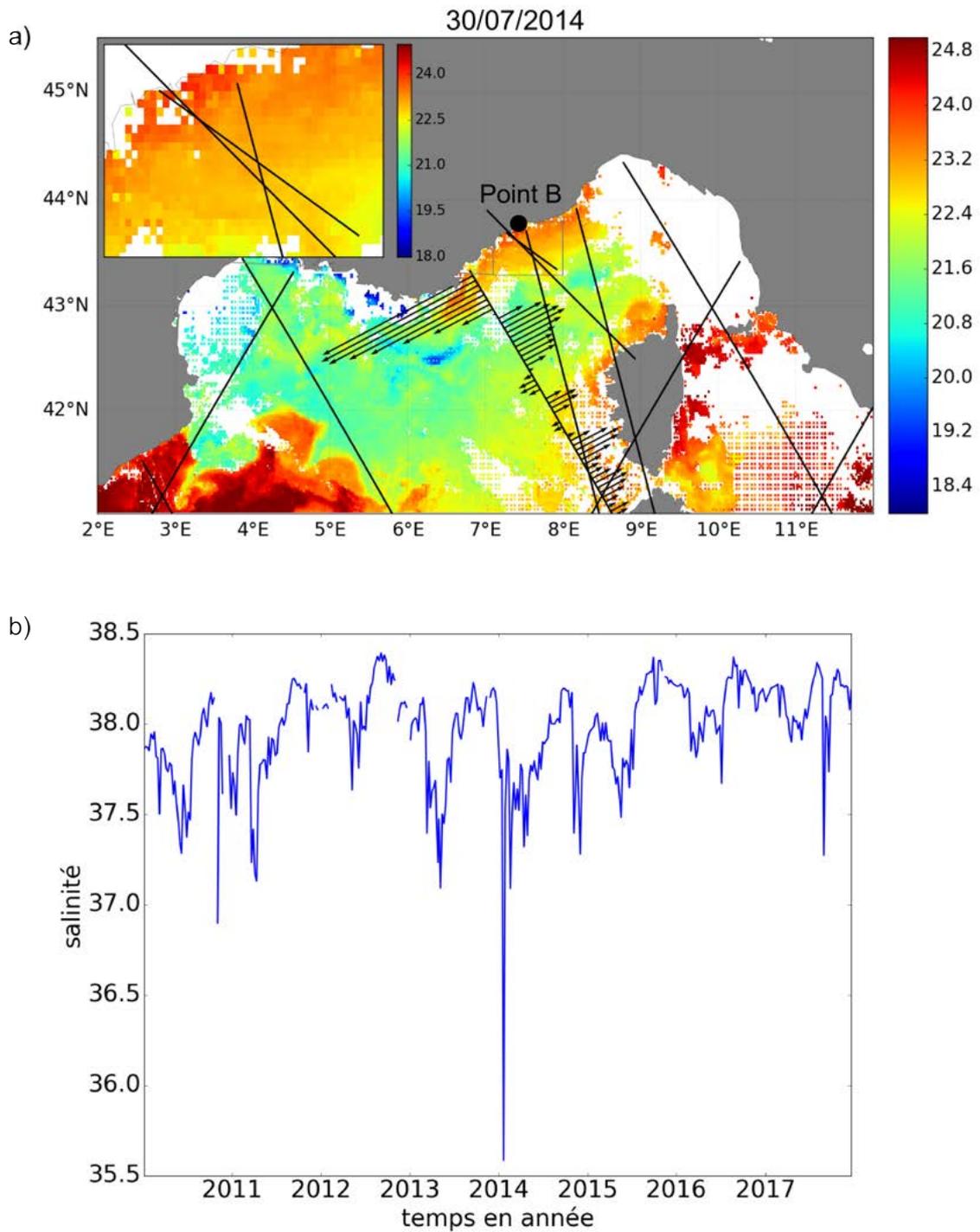


FIGURE 3.1 – a) Cartes des courants le long de la trace Jason 2 avec la SST en fond de carte pour la date du 30/07/2014. b) Série temporelle de la salinité au point B de Villefranche, indiqué sur la carte a

Chapitre 3. Synergie entre les données altimétriques et *in situ* pour observer et étudier les variations du Courant Nord

MOOSE-GE. Il s'agit de campagnes annuelles, qui ont démarré en 2010 sur les navires océanographiques Thetys II, Suroît et l'Atalante. Ces campagnes sont réalisées en été et des lancers CTD ont été réalisés très proches de la trace Jason 2 222 qui montrait le courant vers l'est. La Figure 3.2 montre un exemple en 2017 où la campagne a duré du 31 août au 23 septembre. Le trajet du navire est en bleu et les flèches correspondent au courant dérivé à partir des relevés de température et salinité.

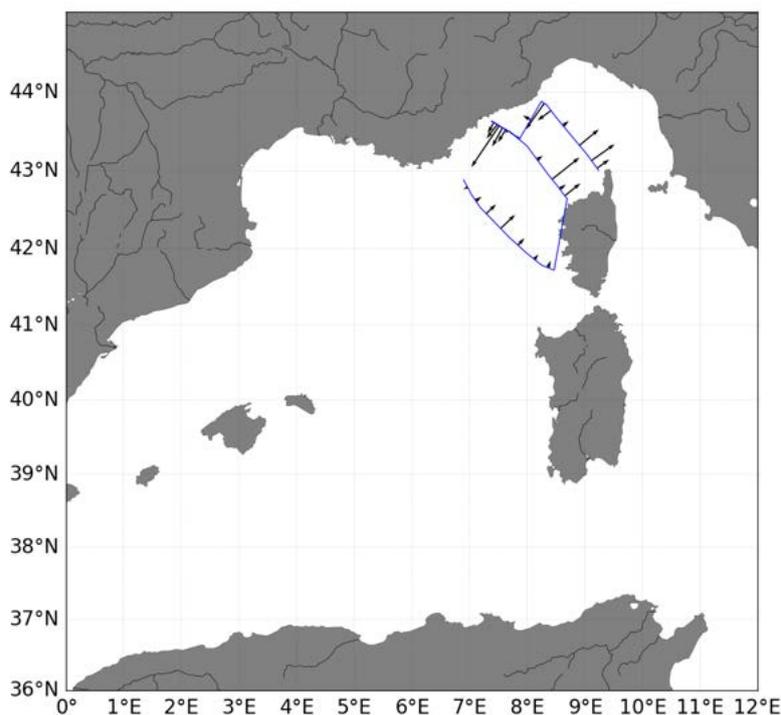


FIGURE 3.2 – Trajectoire de la campagne MOOSE-GE de 2017 (en bleu) et courants associés (flèches noires)

Sur cette carte on voit bien les forts courants côtiers associés au CN ainsi que ceux associés au WCC le long de la Corse. Le transect le plus à l'ouest montre aussi des valeurs importantes qui corroborent les observations altimétriques. On voit ainsi que les points mis en évidence par l'altimétrie ne semblent pas causés par des erreurs instrumentales ou du bruit de mesure.

Nous reviendrons sur ces points dans le Chapitre 5 dédié à la circulation régionale mais il serait intéressant de mieux comprendre les mécanismes à l'origine de ces observations altimétriques et de davantage étudier les variations du cycle saisonnier du CN. Ces questions seront aussi à soulever avec l'arrivée de Sentinel-3 qui devrait nous permettre une meilleure approche côtière et surtout avec la mission SWOT en 2021 qui pourra nous renseigner sur l'origine et la continuité de ces courants grâce à sa meilleure couverture spatiale.

Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

Sommaire

4.1 Validation du modèle	82
4.1.1 Circulation générale	83
4.1.2 Zoom sur le CN en mer Ligure	87
4.1.3 Résolution effective du modèle	91
4.1.4 Conclusions partielles	93
4.1.5 Échelles temporelles de la variabilité	94
4.1.6 Convection profonde : étude au mouillage Lion	95
4.2 Observabilité des processus régionaux par altimétrie spatiale	97
4.2.1 Cas de la convection	97
4.2.2 Cas du Courant Nord en mer Ligure	105
4.3 Courants altimétriques vs courants des radars HF, gliders et ADCP : analyse des différences	114
4.3.1 Résolution spatiale	115
4.3.2 Résolution temporelle	117
4.3.3 Orientation et emplacement	118
4.3.4 Contenu physique	123
4.3.5 Composante barotrope	126
4.4 Conclusion	127

Le chapitre précédent démontre que les courants côtiers peu larges tels que le CN peuvent être observés de manière régulière et synoptique avec l'altimétrie spatiale, permettant l'étude de leur variabilité avec une approche régionale. Les innovations technologiques récentes sur les radars altimétriques et les progrès dans le traitement des données permettent de plus un gain significatif de leur observabilité. Cependant, les intercomparaisons des courants géostrophiques - dérivés de l'altimétrie - avec les courants de surface dérivés des autres capteurs (radars HF, gliders, ADCP) mettent en évidence une sous-estimation de leur amplitude. Si on laisse de côté la composante agéostrophique, non observable par altimétrie, ceci s'explique par la résolution des données altimétriques, limitée par le bruit de mesure. Or celui-ci diffère

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

d'un instrument à un autre, avec une tendance significative à sa diminution avec les nouvelles générations de radar. D'autre part, l'approche globale, ou, au mieux, régionale, et le caractère multi-missions des procédures de traitement des données et calcul de produits ne permettent pas un rapport optimal du signal sur bruit des observations. Cela entraîne une perte d'information géophysique par rapport à ce que l'on pourrait théoriquement atteindre. Afin d'optimiser l'utilisation de l'altimétrie en zone côtière dans un contexte futur et/ou de mieux définir sa place au milieu des autres types d'observation, il paraît donc important de connaître les processus dynamiques observables, c'est-à-dire ceux qui ont une signature en hauteur de mer, et des échelles spatio-temporelles détectables par les radars altimétriques (anciens et plus récents). Il est également nécessaire d'analyser l'origine des différences entre les courants dérivés des différents types d'instrument mises en évidence dans le chapitre précédent (c'est-à-dire liées à la résolution spatiale et temporelle des observations, à l'orientation des traces altimétriques ou transects de données, au contenu physique inhérent au paramètre mesuré, au traitement des données, erreurs, etc...). Ce sont les deux objectifs de cette partie, que nous allons aborder en cherchant à :

1. quantifier la signature en SSH (taille, amplitude et configuration spatiale) de processus physiques majeurs en Méditerranée Nord-Occidentale.
2. mieux comprendre les différences observées dans le chapitre précédent entre les courants dérivés des traces altimétriques Jason-2 et SARAL/AltiKa en Mer Ligure.

Pour cela, nous nous appuyerons sur un modèle numérique haute résolution (Symphonie). Nous nous concentrerons sur deux types de processus très différents mais de fine échelle et associés à une forte variabilité temporelle : la convection profonde et le Courant Nord. Nous commencerons par valider les simulations numériques par rapport aux données disponibles avant de les utiliser pour les objectifs listés ci-dessus.

4.1 Validation du modèle

Dans cette étude, les deux simulations Symphonie décrites dans le Chapitre 2 sont utilisées. Ces deux simulations ont été choisies car elles ont des caractéristiques différentes qui sont adaptées à l'objectif visé. D'un côté la simulation S-WM111_23052015 a une meilleure résolution spatiale (environ 1 km contre environ 2 km pour OLYMPE1) et temporelle, plus adaptée à la quantification de la signature en SSH des processus de fine échelle étudiés, que l'on souhaite le mieux représentés possible par le modèle. De l'autre, la simulation OLYMPE1 couvre une période plus longue, permettant de faire au mieux le lien avec les données *in situ* et les données altimétriques de chaque mission (Jason 2 et SARAL), étant donné la dispersion dans le temps de nos observations. Le Tableau 4.1 résume les caractéristiques principales de ces deux simulations et mentionne les sections dans lesquelles elles sont utilisées.

Dans les sections suivantes, on commence par analyser si ces deux simulations sont bien représentatives de la réalité par comparaison aux données d'observation. On analyse dans un premier temps la circulation à l'échelle régionale et locale (moyenne, variabilité et échelles temporelles). On s'intéresse ensuite aux processus dynamiques dont on veut étudier la signature en hauteur de mer.

4.1. Validation du modèle

nom de la simulation	domaine spatial	période	résolution spatiale	résolution temporelle	nombre de niveaux verticaux	Sections où la simulation est utilisée
S-WM111-23052015	Méditerranée Occidentale	12/06/2011-28/04/2015	0.9-1.4 km	journalière	40	1, 2.1, 3
OLYMPE1	Méditerranée	18/05/2011-31/03/2017	1.4-4.8 km	tous les 4 jours	50	1, 2.2

TABLE 4.1 – Caractéristiques des simulations Symphonie utilisées

4.1.1 Circulation générale

Intéressons nous à la circulation régionale en calculant la moyenne des courants de surface du modèle sur la période 01/07/2011 - 01/07/2014, que l'on compare à ceux dérivés de la MDT RIO et al., 2014 (cf section 2.1.3) dont la résolution est de 6.9 km (Figure 4.1). Cette période est choisie car elle est commune aux deux simulations tout en permettant d'avoir un nombre entier d'années. Concernant le modèle, pour être cohérent avec la MDT, il s'agit des courants géostrophiques, calculés à partir de la SSH corrigée du baromètre inverse. Le résultat est présenté sous forme d'amplitude et des vecteurs des courants.

Globalement, on retrouve sur la Figure 4.1 pour l'ensemble des résultats (simulations et MDT) le schéma de circulation régionale décrit dans le Chapitre 1 avec, de l'est vers l'ouest, le Gyre Tyrrhénien, l'ECC et le WCC, puis le CN qui longe les côtes italiennes, françaises et espagnoles en perdant en amplitude, et enfin le Front Baléares et le Courant Nord Baléares qui recircule vers l'est. Les deux simulations diffèrent par :

- l'intensité du CN le long des côtes espagnoles, plus forte dans la simulation OLYMPE1 (environ 0.15 m/s vers Barcelone et 0.30 m/s à la frontière franco-espagnole pour la simulation S-WM111_23052015 et, respectivement 0.25 m/s et 0.35 m/s pour OLYMPE1),
- le courant de pente au nord des îles Baléares, beaucoup plus fort dans la simulation S-WM111_23052015 (entre 0.35 et 0.40 m/s contre 0.22 m/s pour la simulation OLYMPE1),
- le courant qui fait une intrusion entre Ibiza et Majorque, plus fort dans OLYMPE1,
- l'intensité du tourbillon au canal de Corse et,
- la présence d'un double gyre tyrrhénien plus prononcé dans la simulation OLYMPE1.

Ces différences peuvent provenir en partie du domaine spatial utilisé qui ne comprend pas les détroits de Gibraltar et le canal de Sicile pour la simulation S-WM111_23052015. En comparaison, les courants géostrophiques obtenus à partir de la MDT montrent davantage de structures méso-échelles entre 4 et 8 ° E et 38.5 et 41.5 ° N ainsi que davantage de recirculations entre le CN et le courant Nord Baléares. Le WCC est plus large que dans le modèle (environ 45 km avec la MDT, 37 km avec la simulation S-WM111_23052015 et 30 km avec

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

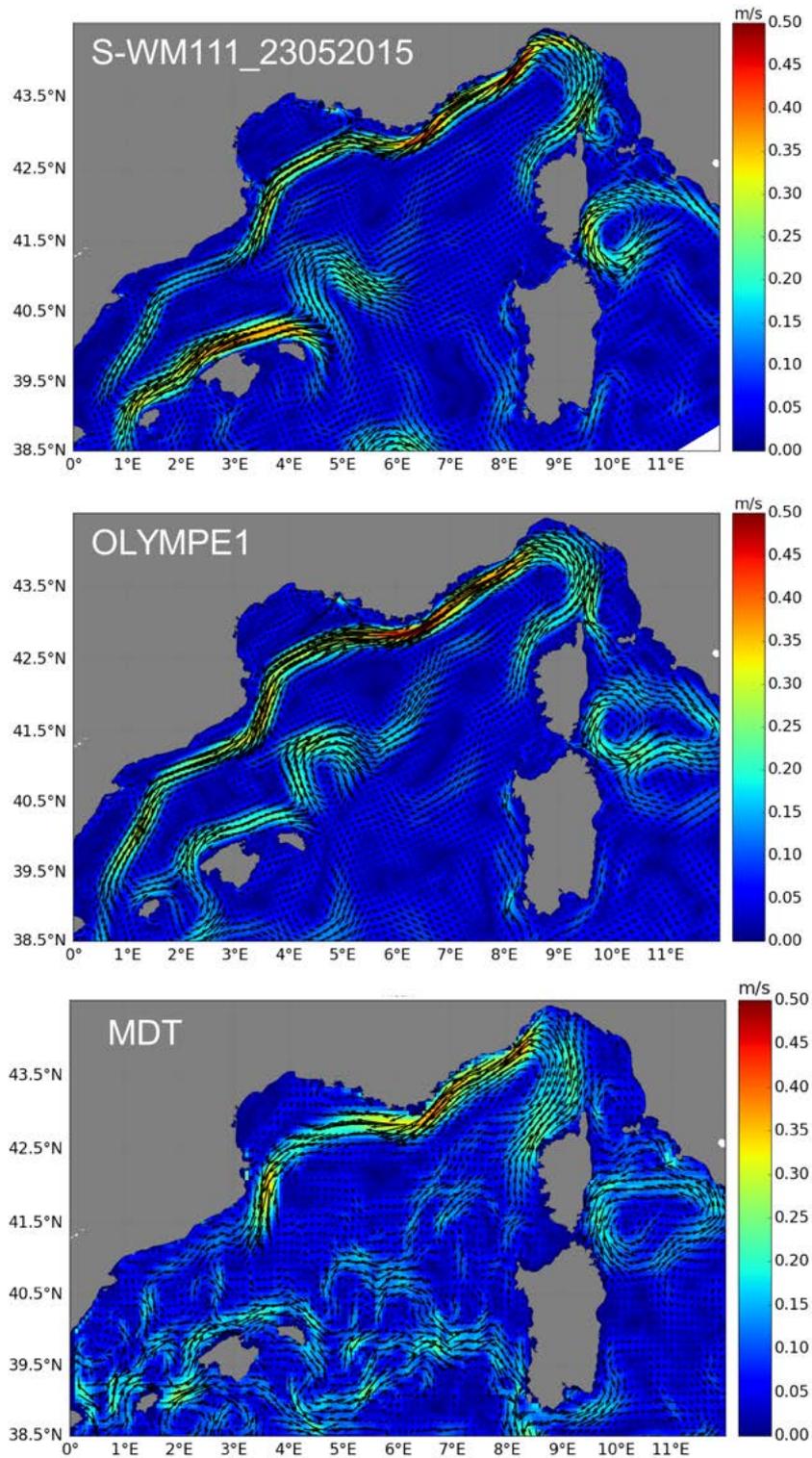


FIGURE 4.1 – Cartes des courants géostrophiques moyens sur la période 01/07/2011 - 01/07/-2014 pour a) la simulation S-WM111_23052015 et b) la simulation OLYMPE1. c) Courants géostrophiques moyens calculés à partir de la MDT

4.1. Validation du modèle

la simulation OLYMPE1) et le CN un peu plus faible (entre 0.30 et 0.35 m/s avec un maximum à 0.40 m/s un peu avant Toulon contre un maximum à 0.46 et 0.47 m/s vers Nice et Toulon pour la simulation S-WM111_23052015 et la simulation OLYMPE1 respectivement). En mer Tyrrhénienne, la circulation issue de la MDT ressemble davantage à la simulation OLYMPE1 avec un gyre tyrrhénien qui s'étend plus vers l'est. Le tourbillon du canal de Corse est bien présent, plus marqué que pour la simulation OLYMPE1 mais moins que pour S-WM111_23052015. Il faut néanmoins garder en mémoire que la MDT a une résolution plus faible que nos simulations et est représentative des courants sur une période différente, ce qui explique aussi une partie des différences observées.

Intéressons nous ensuite à la variabilité des courants autour de cette moyenne (Figure 4.2). Pour ce qui est des observations, nous avons utilisé ici les données le long des traces de la mission Jason 2 pendant la période étudiée (01/07/2011 - 01/07/2014). L'écart-type des courants est calculé à partir des SLA des 108 cycles (un tous les 10 jours) de la période, via l'équation géostrophique. Seule la variabilité de la composante perpendiculaire aux traces peut donc être détectée. Pour les simulations, afin de se rapprocher le plus possible de l'information fournie par les observations, on utilise les jours des sorties Symphonie les plus proches des dates de passage du satellite puis on récupère la SSH modèle le long des traces et on dérive la vitesse des courants de la même manière que pour l'altimétrie avant d'en calculer l'écart-type.

La Figure 4.2 montre de fortes valeurs d'écart-type entre 4 et 8 ° E et 38.5 et 41.5 ° N associées à la présence de tourbillons. Dans cette zone, la simulation S-WM111_23052015 est plus proche des observations, avec des valeurs cependant plus fortes. Pour les deux simulations et les observations, on observe également des valeurs d'écart-type plus fortes au niveau du gyre Tyrrhénien et le long des courants de pente et du Front Baléares, en accord avec le schéma de circulation générale. Les valeurs sont globalement plus fortes dans X-TRACK. Le long du CN, les écarts-type de courant sont plus faibles dans le modèle, notamment pour la trace 248, avec encore un meilleur accord pour la simulation S-WM111_23052015. En mer Tyrrhénienne et dans le canal de Corse, la simulation S-WM111_23052015 montre des valeurs plus proches de celles de X-TRACK. Les deux simulations diffèrent essentiellement entre Minorque et la Sardaigne ainsi que vers Ibiza. Là encore c'est la simulation S-WM111_23052015 qui est la plus proche des observations avec néanmoins des valeurs trop fortes au sud de la trace 009.

Dans nos deux simulations, les principales veines de courants sont donc correctement positionnées. Par rapport aux observations altimétriques, la variabilité associée est légèrement sous estimée dans la simulation S-WM111_23052015 et plus nettement dans la simulation OLYMPE1. Il faut cependant rappeler que la moyenne des sorties de OLYMPE1 sur 4 jours est sans doute un facteur qui réduit la variabilité. On s'attend cependant à ce que près de la côte le niveau de précision des mesures altimétriques baisse, générant de plus fortes valeurs de courant associées à des erreurs. Pour aller plus loin dans la validation, dans la section suivante, nous allons utiliser les mesures du radar HF et des gliders, plus locales mais de plus haute résolution.

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

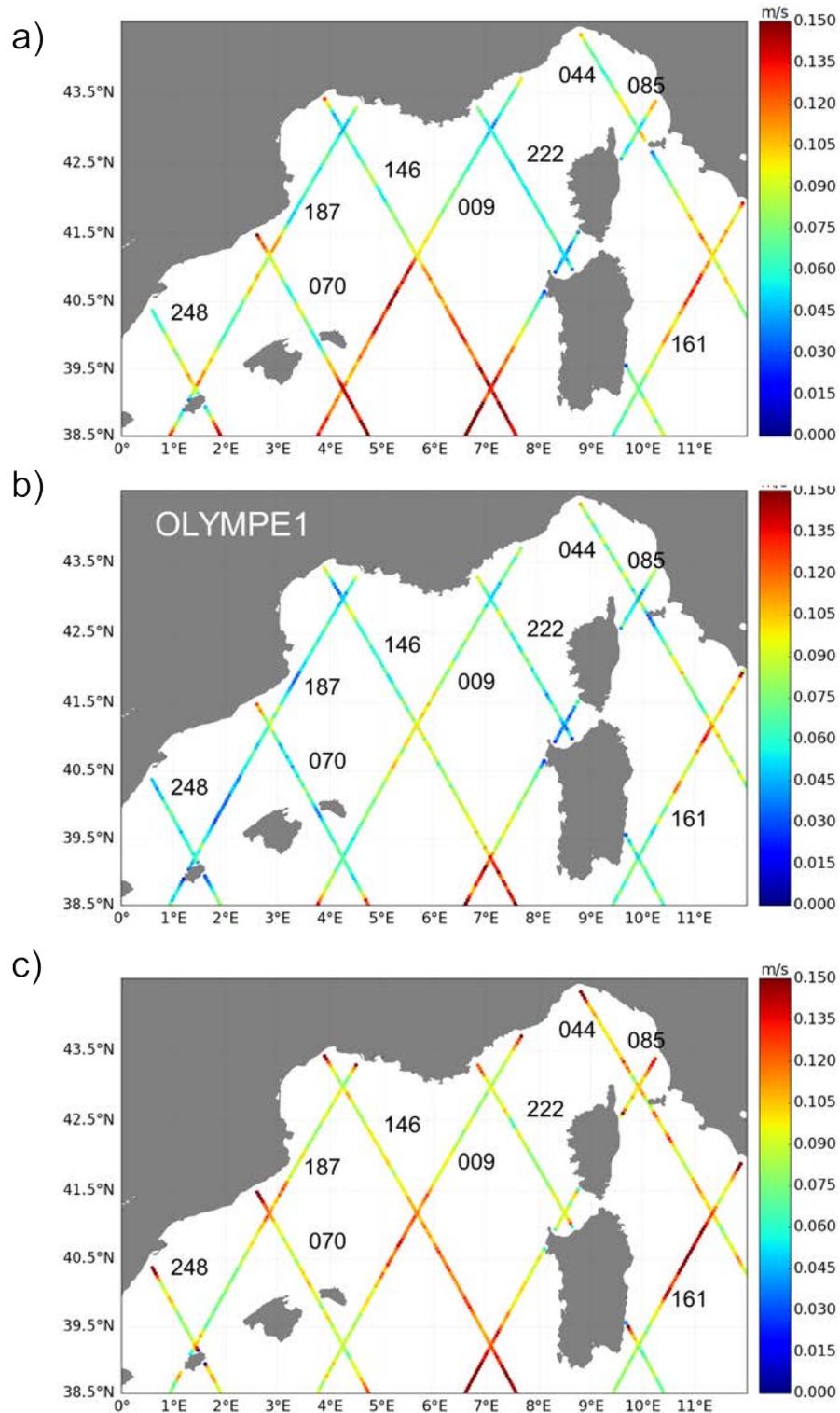


FIGURE 4.2 – Cartes de la variabilité du courant le long des traces Jason 2 pendant la période 01/07/2011 - 01/07/2014 pour a) la simulation S-WM111_23052015 ; b) la simulation OLYMPE1 ; c) X-TRACK.

4.1. Validation du modèle

4.1.2 Zoom sur le CN en mer Ligure

Ici on s'intéresse au CN à deux endroits différents, correspondant à nos deux zones de mesure *in situ*. Les courants de surface des deux simulations sont comparés à ceux des observations au large de Toulon (zone d'emprise des observations du radar HF) et au large de Nice (radiale Nice-Calvi des gliders) (voir Figure 2.1 pour la position des instruments). On analyse d'abord la représentation du courant de surface dans le modèle sous l'angle de statistiques générales (moyenne et écart-type le long d'une radiale), puis les séries temporelles (diagramme de Hovmullers le long de ces mêmes radiales). Pour la simulation OLYMPE1, on utilise la version haute fréquence avec des champs de sortie toutes les 6 heures disponibles pendant la période complète des données radars ; on considère donc la période du 01/05/2012 au 30/09/2014, tout comme pour la simulation S-WM111_23052015.

On étudie d'abord le cas des radars HF. On récupère les courants de surface des deux simulations Symphonie le long d'une radiale Nord/Sud à environ 6.2° E (correspondant au centre de la zone de couverture des radars) en chaque point de grille des données radars et pour tous les champs disponibles sur la période considérée (moyennes journalières pour les radars et S-WM111_23052015, toutes les 6h pour OLYMPE1). On calcule ensuite la moyenne et l'écart-type du courant de surface le long de la radiale pour les radars et les deux simulations Symphonie (Figure 4.3).

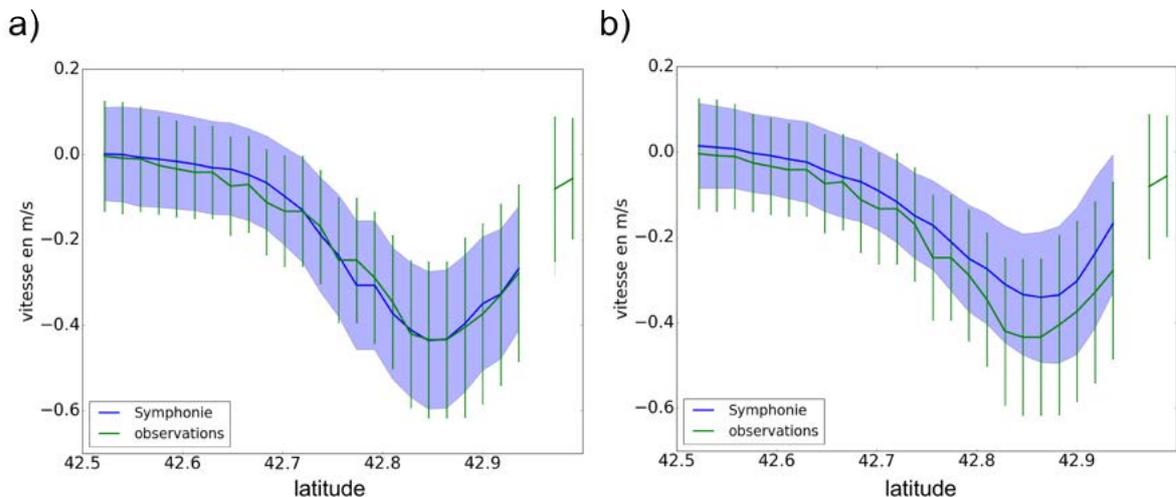


FIGURE 4.3 – Profils moyen des courants zonaux le long d'une radiale N/S à $\sim 6.2^\circ$ E pour Symphonie a) OLYMPE1 HF et b) S-WM111_23052015 (en bleu) et les radars (en vert). L'écart-type est représenté par les barres d'erreur (pour les radars) et l'enveloppe (pour le modèle)

Pour la simulation OLYMPE1, sur la Figure 4.3 on peut voir un très bon accord entre les radars et le modèle, avec le CN clairement visible au nord de 42.7° N. En termes de moyenne, les profils sont extrêmement proches, avec une position et valeur maximale du cœur du CN quasi identique. Les écarts types sont également très cohérents et suivent la même évolution avec des valeurs plus fortes au cœur du CN. L'amplitude maximale du courant (V_{max}) est

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

de $0.44 \text{ m/s} \pm 0.16 \text{ m/s}$ pour le modèle et de $0.43 \text{ m/s} \pm 0.18 \text{ m/s}$ pour les radars (le calcul s'effectue comme le minimum de la moyenne et l'écart-type à cette position). Le cœur du CN est défini comme la position de cette valeur. Il se situe à $42.85^\circ \text{ N} \pm 0.046^\circ$ pour la simulation OLYMPE1 et à $42.85^\circ \text{ N} \pm 0.044^\circ$ pour les radars (l'écart-type est calculé sur la série temporelle de l'écart à la position moyenne). La largeur du courant est de $20 \pm 5.7 \text{ km}$ pour Symphonie et de $20 \text{ km} \pm 5.5 \text{ km}$ pour les radars (largeur de la moyenne du courant pour les points inférieurs à $V_{max}/2$ et écart-type de la largeur pour chaque date). On note cependant que les valeurs d'écart-types sont un peu plus élevées pour les radars que pour le modèle à l'approche de la côte (alors que la résolution temporelle de Symphonie est de 6 heures contre 1 jour pour les radars HF).

Concernant la simulation S-WM111_23052015, le CN est aussi bien visible au bon endroit. En termes de moyenne, le modèle est un peu moins proche des observations radars avec une amplitude maximale du CN qui vaut $-0.34 \pm 0.15 \text{ m/s}$ contre $-0.43 \pm 0.18 \text{ m/s}$ pour les radars. Le courant du modèle est un peu plus faible le long du reste du profil. La variabilité du courant est plus forte pour les données radars et l'écart augmente avec la latitude pour atteindre 0.05 m/s . En termes de position et de largeur du CN les résultats de cette simulation sont aussi proches des observations que pour OLYMPE1. Il se situe à $42.86^\circ \text{ N} \pm 0.057^\circ$ pour la simulation et à $42.85^\circ \text{ N} \pm 0.046^\circ$ pour les radars. La largeur du courant est de $18 \pm 5.7 \text{ km}$ pour Symphonie et de $20 \text{ km} \pm 5.5 \text{ km}$ pour les radars.

Pour mieux comprendre les différences entre les deux simulations et la variabilité du courant observée le long du transect, la Figure 4.4 montre les diagrammes latitude/temps des courants de surface correspondants du radar (en haut), du modèle (au milieu) et les différences observations/modèle (en bas), ceci pour les 2 simulations.

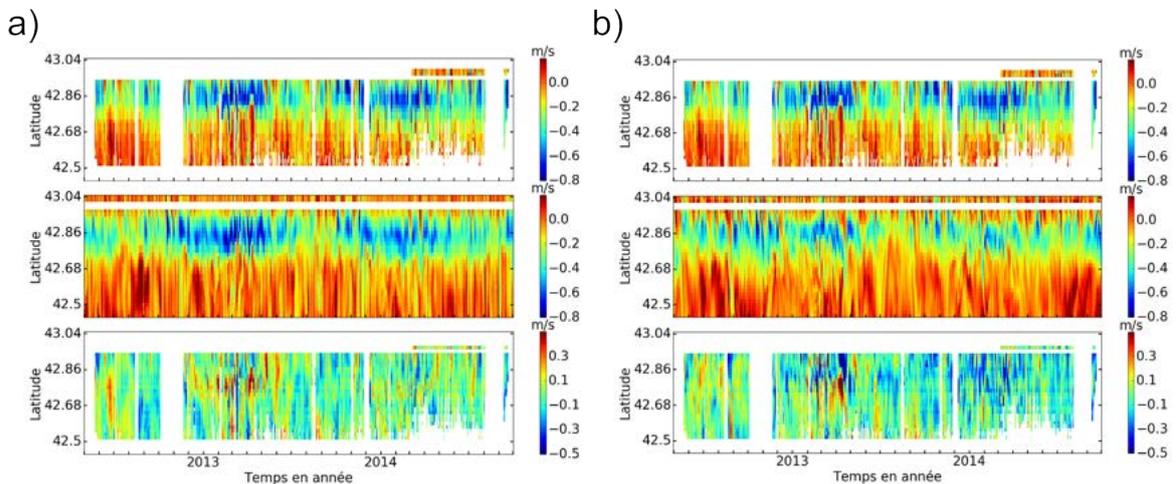


FIGURE 4.4 – Courants totaux pour les radars HF (en haut), Symphonie (au milieu) simulation a) OLYMPE1 HF et b) S-WM111_23052015. Différences entre données *in situ* et modèle (en bas).

Sur la Figure 4.4a (simulation OLYMPE1) on note que les variations en amplitude du CN sont globalement identiques pour les radars et le modèle avec des valeurs fortes en hiver 2013 et

4.1. Validation du modèle

2014 et automne 2012 et 2013 dans les deux cas. Les fortes valeurs de courant des observations sont moins visibles en automne 2013 et hiver 2014 dans la simulation S-WM111_23052015 (Figure 4.4b). On voit bien apparaître une augmentation du CN mais pour une période moins longue que dans les radars. En revanche, la position du CN semble suivre les mêmes variations avec un rapprochement de la côte fin 2013 et un éloignement début 2014. Les variations de largeur du CN paraissent aussi assez bien corrélées dans les deux simulations avec les observations. Les différences se concentrent essentiellement en hiver 2013 et proviennent du fait que le CN est localisé plus au Nord dans les radars que dans le modèle pour la simulation OLYMPE1. On voit aussi apparaître des différences négatives près de la côte qui sont dues à un CN très près de la côte dans les observations en octobre/ novembre 2013 ce qui n'est pas reproduit dans Symphonie. Pour la simulation S-WM111_23052015, il existe aussi d'importantes différences en hiver 2013. En comparaison de la simulation OLYMPE1, les différences sont davantage négatives du fait du CN plus faible dans le modèle comme cela a été souligné par la Figure 4.3.

On réalise la même étude plus à l'est, le long de la radiale Nice-Calvi des gliders. Cette fois, en cohérence avec les observations, on calcule les courants géostrophiques Symphonie à partir des données de température et salinité pour la date Symphonie la plus proche des dates gliders. De même que pour les radars on calcule le profil moyen et l'écart-type des courants Symphonie et gliders (Figure 4.5).

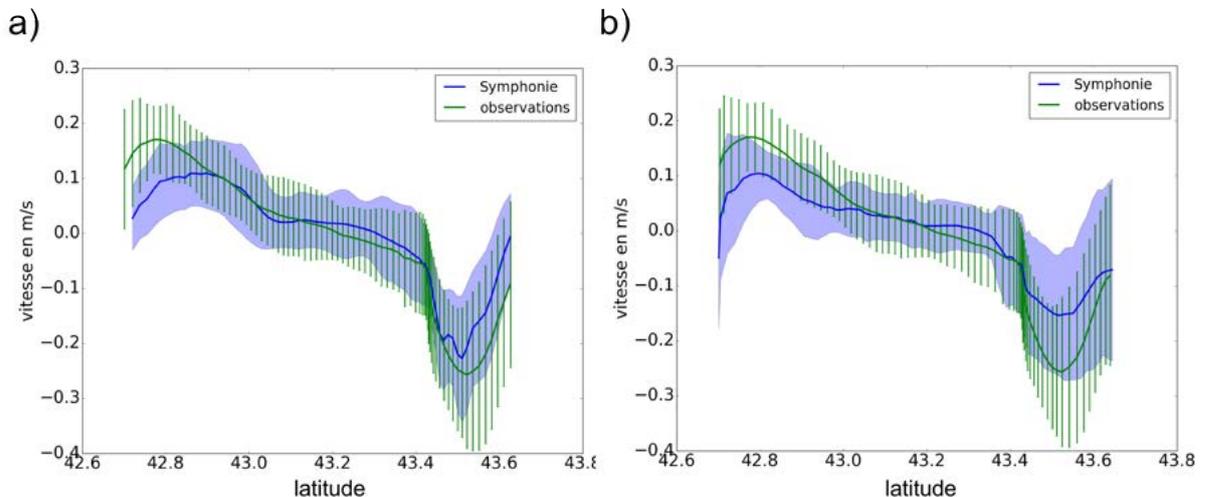


FIGURE 4.5 – Profil moyen des courants perpendiculaires à la trajectoire des gliders le long de la radiale Nice-Calvi pour Symphonie a) OLYMPE1 et b) S-WM111_23052015 (en bleu) et les gliders (en vert). L'écart-type est représenté par les barres d'erreur (pour les radars) et l'enveloppe (pour le modèle).

Sur la Figure 4.5, on observe là encore bien le CN au nord de 43.2° N dans tous les résultats. On observe cependant davantage de différences avec les observations que pour le cas des radars notamment en termes de variabilité. Au cœur du CN, l'amplitude est de -0.23 ± 0.12 m/s pour la simulation OLYMPE1, de -0.15 ± 0.11 m/s pour la simulation S-WM111_23052015 et de $-0.25/-0.26$ (selon la période utilisée qui n'est pas la même dans les deux simulations)

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

± 0.13 m/s pour les gliders. Le modèle sous estime le courant en moyenne mais la variabilité est très proche des observations pour les 2 simulations. La position moyenne est de 43.51° N $\pm 0.040^\circ$ pour OLYMPE1 et de 43.52° N $\pm 0.048^\circ$ (comparé à la simulation OLYMPE1) et $\pm 0.046^\circ$ (comparé à la simulation S-WM111_23052015) pour les gliders et 43.5° N $\pm 0.058^\circ$ pour la simulation S-WM111_23052015. Le CN est donc très bien positionné dans nos 2 simulations, et les variations en position sont également très proches des observations. Enfin le CN est légèrement plus étroit dans OLYMPE1 que dans les gliders : 24 km ± 6.6 km contre 30 km ± 9.6 km. Au contraire, dans la simulation S-WM111_23052015, il est légèrement plus large et plus variable en taille : 32 km ± 7.7 km contre 30 km ± 8.4 km pour les gliders. Près de la côte, la simulation S-WM111_23052015 se rapproche plus des observations que OLYMPE1. Si on s'intéresse maintenant au WCC vers Calvi, son amplitude est sous-estimée par le modèle de presque 0.1 m/s dans OLYMPE1 contre 0.06 - 0.07 m/s pour S-WM111_23052015). Le WCC est aussi mieux localisé par la simulation S-WM111_23052015.

Comme précédemment, on représente également les diagrammes Hovmullers de courant (Figure 4.6), pour analyser sa variabilité dans les observations (diagrammes du haut) et le modèle (2^{ème} diagramme en partant du haut). Comme les gliders prennent des mesures irrégulières contrairement aux radars, pour mieux comprendre ce que l'on observe, on représente les courants géostrophiques également pour toutes les dates de la simulation Symphonie (3^{ème} diagramme en partant du haut). Les différences modèle/gliders sont également représentées (diagramme du bas). Notons que pour OLYMPE1 et sa résolution à 4 jours, la comparaison modèle/données (Figure 4.6a) est un peu faussée car il n'y a pas de colocalisation temporelle exacte, au contraire de la simulation S-WM111_23052015. Les variations en amplitude/position et largeur du CN sont visibles dans les deux simulations mais de manière moins lisse dans S-WM111_23052015.

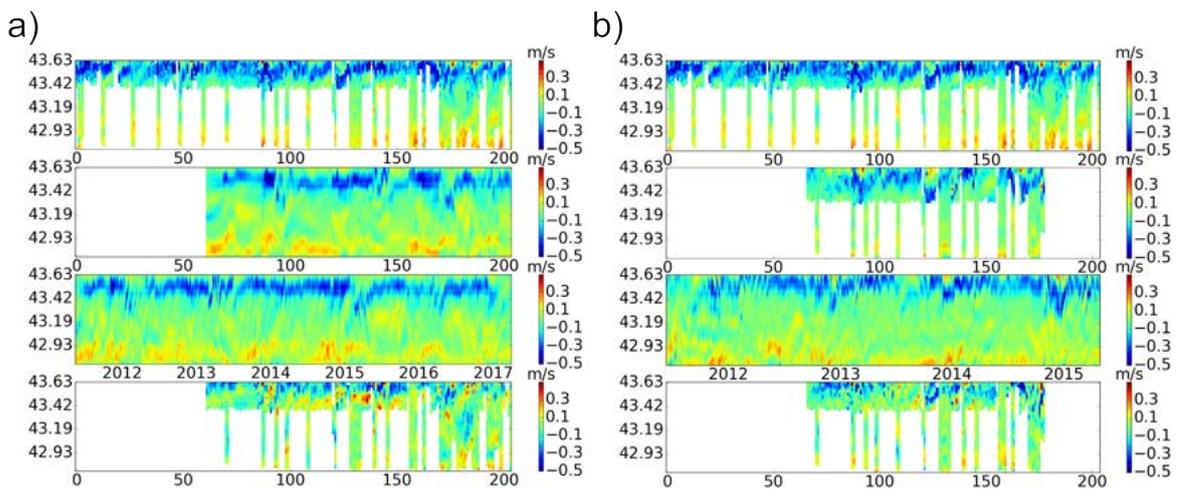


FIGURE 4.6 – Courants géostrophiques pour les gliders (1^{ier} diagramme), pour Symphonie avec la méthode des gliders pour les dates gliders (2^{ème} diagramme), Symphonie avec la méthode des méthode gliders pour les dates Symphonie (3^{ème} diagramme), Différences entre les deux premiers diagrammes (4^{ème} diagramme) pour la simulation a) OLYMPE1 et b) S-WM111_23052015.

4.1. Validation du modèle

Le courant dérivé des gliders (diagrammes du haut de la Figure 4.6) nous montre des valeurs assez fortes vers les indices 90, entre 125 et 140 et 160 et 170. Le CN est situé très au sud vers les indices 125 et 170. Dans le modèle les fortes valeurs de courant paraissent plutôt bien localisées. Les décalages du CN vers le sud sont également bien visibles pour la simulation S-WM111_23052015 pour des dates identiques aux gliders (Figure 4.6b 2^{ème} diagramme). En revanche, le CN est mal situé dans OLYMPE1 vers l'indice 125 (Figure 4.6b 2^{ème} diagramme). Lorsque l'on compare les deux simulations pour toutes les dates le CN paraît pourtant varier autant de l'une à l'autre, ce qui confirme l'hypothèse d'un problème de colocalisation temporelle soulevé plus haut. Les différences (diagrammes du bas de la Figure 4.6) atteignent souvent 0.5 m/s en valeur absolue. Elles sont principalement dues à un positionnement du CN différent davantage qu'à des valeurs plus fortes dans les données *in situ* pour la simulation OLYMPE1.

Les différences modèle/données apparaissent plus marquées ici que pour les radars. Cela peut provenir de l'échantillonnage temporel des gliders. En effet, les données radars correspondent à une moyenne journalière alors que les mesures gliders sont irrégulières et peuvent être séparées autant par un jour que par six mois. Dans le modèle, dans de nombreux cas, les mêmes structures sont bien présentes mais à quelques jours près. On les rate alors avec l'échantillonnage réel du glider (contrairement au cas du radar). Afin de vérifier cette hypothèse, un test a été réalisé sur les données radars : on regarde comment varie l'accord entre les données d'observation et le modèle pour des dates aléatoires. Il y a 204 transects gliders entre 2010 et 2016 (environ 2555 jours). Pour conserver le même ratio on génère 70 valeurs aléatoires sur les 883 jours de mesure radars et on recalcule les diagnostics. Ces figures ne sont pas incluses ici pour ne pas alourdir le manuscrit mais plus de différences sont apparues sur les Hovmullers, les profils de moyenne et écart-type du courant restant très corrélés.

4.1.3 Résolution effective du modèle

Pour savoir jusqu'à quel point nos simulations peuvent être utilisées pour répondre à nos objectifs et les limites d'interprétation des résultats nous avons également besoin de connaître leur résolution effective (échelles spatiales réellement résolues par le modèle). Nous la calculons via une analyse spectrale des courants de surface modélisés sur le domaine couvert. Elle est définie comme la longueur d'onde pour laquelle le spectre "décroche" (c'est-à-dire la fréquence à laquelle la pente de l'énergie change fortement). Nous l'avons calculée pour les deux simulations. Pour cela on projette d'abord les courants totaux (composantes zonales et méridiennes) sur une grille régulière avec un pas de 1 km pour la simulation S-WM111_23052015 et de 3 km pour la simulation OLYMPE1. Ensuite on calcule la moyenne des spectres obtenus en chaque point sur l'ensemble du domaine par mois.

Les Figures 4.7 et 4.8 montrent les spectres 2D en nombre d'onde des courants totaux sur tout le domaine pour les mois de janvier 2012 (a) et juillet 2012 (b), pour S-WM111_23052015 et OLYMPE1, respectivement. Ces mois sont choisis car représentatifs de situations saisonnières différentes. Ces spectres (courbes noires) sont représentés en fonction du nombre d'onde ($\omega = 2\frac{\pi}{\lambda}$ où λ est la longueur d'onde). Les pentes spectrales en ω^{-2} et ω^{-3} sont aussi représentées en rouge et vert.

4.1.3.1 S-WM111_23052015

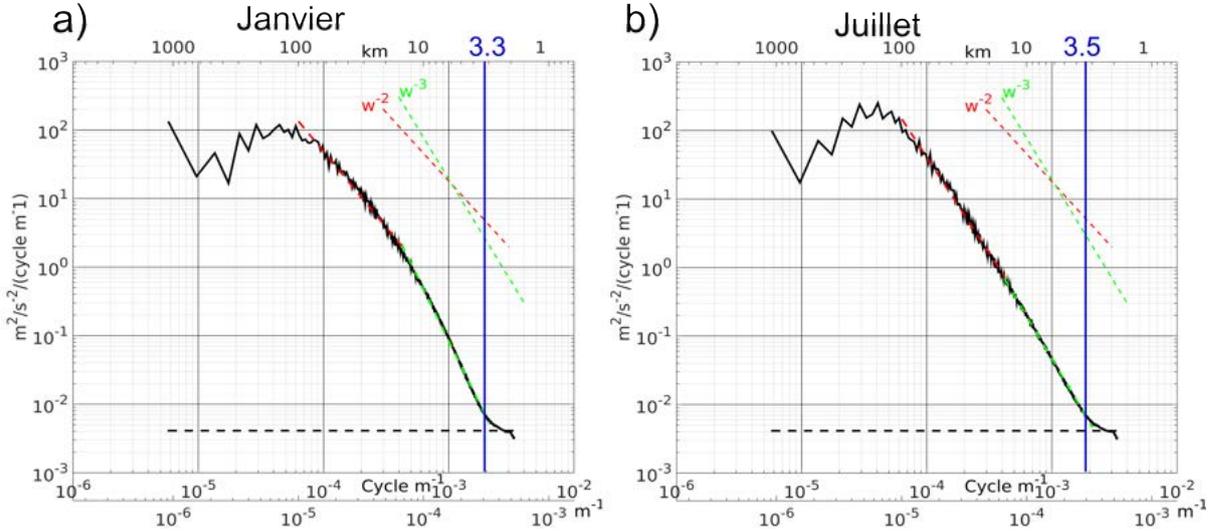


FIGURE 4.7 – Spectres 2D spatiaux des courants totaux sur tout le domaine de la simulation S-WM111_23052015 pour les mois de a) janvier et b) juillet. Les lignes en pointillés correspondent aux pentes en k^{-2} (en rouge) et k^{-3} en vert où k est le nombre d’onde. La ligne bleue verticale indique la résolution effective.

Tout d’abord nous commentons les résultats pour la simulation S-WM111_23052015. Pour le mois de janvier 2012 on peut mettre en évidence deux pentes, de 100 km jusqu’à environ 15 km, et de 15 à 3 km. Elles sont mises en évidence par les lignes pointillées rouge et verte et leurs coefficients directeurs valent respectivement -2.2 et -3.7. Pour le mois de juillet, on voit moins de différences, les pentes valent -2.8 et -3.1. La première pente (100-15 km) est plus forte en été qu’en hiver car les structures méso-échelle sont plus énergétiques en hiver donc leur PSD est plus importante et la pente moins forte. Ces valeurs sont plutôt en accord avec BIRI et al., 2016 qui montraient des pentes en ω^{-3} dans l’Atlantique. En revanche, ces pentes sont plus fortes que les résultats de LE TRAON et al., 2008 qui trouvaient que les pentes spectrales suivaient une loi en $\omega^{-5/3}$ pour les courants du Gulf Stream, du Kuroshio et des Aiguilles, révélatrice de la théorie SQG (Quasi-Géostrophique de Surface). Mais la méthode de calcul n’est pas forcément la même, les valeurs utilisées pour calculer les pentes diffèrent. Les valeurs de ces pentes tombent entre la théorie QG (Quasi-Géostrophique) (en ω^{-3}) et la théorie SQG (en $\omega^{-5/3}$). Les valeurs des deuxièmes pentes sont plus fortes, peut être car les structures de ces échelles spatiales sortent de ces théories ou qu’elles ne sont pas représentées par le modèle (RICHMAN et al., 2012).

Selon notre définition, la résolution effective correspond au décroché que l’on peut observer vers 3 km. Elle est calculée comme la longueur d’onde pour laquelle les différences entre la pente entre 3 et 15 km et la courbe de la PSD commencent à augmenter. Elle vaut ainsi 3.3 km en janvier et 3.6 km en juillet ce qui est moins élevé que les valeurs habituelles de la littérature (entre 5 et 8 fois la maille).

4.1. Validation du modèle

4.1.3.2 OLYMPE1

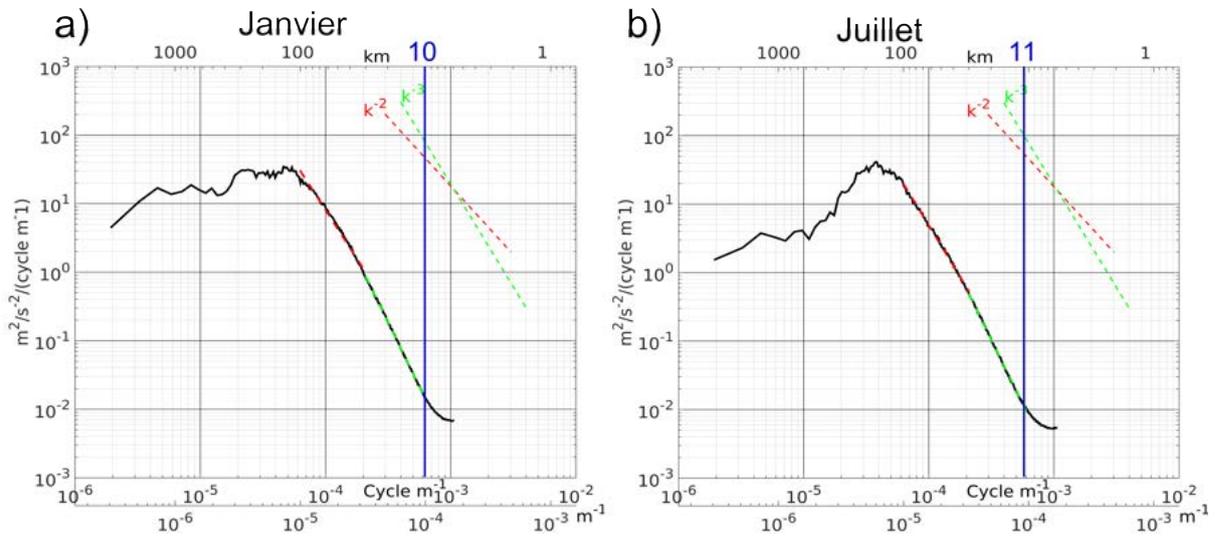


FIGURE 4.8 – Spectres 2D spatiaux des courants totaux sur tout le domaine de la simulation OLYMPE1 pour les mois de a) janvier et b) juillet. Les lignes en pointillés correspondent aux pentes en k^{-2} (en rouge) et k^{-3} (en vert)

En comparaison, pour la simulation OLYMPE1, le niveau d'énergie correspondant aux grandes échelles spatiales est moins important que pour la simulation S-WM111_23052015. L'existence de deux pentes en hiver est également moins visible. On note moins de différences saisonnières entre les pentes. Ici on choisit de les calculer entre 100 et 30 km car la résolution de la grille n'est pas la même : elles valent alors -2.8 en janvier et -3.0 en juillet ; et entre 30 et 10 km : les deux valent alors -3.7. La résolution effective vaut 10 km en janvier et 11 km en juillet, ce qui là encore correspond à un peu plus de trois fois la maille de projection.

4.1.4 Conclusions partielles

Les analyses réalisées ci-dessus nous ont d'abord permis de comparer la circulation de surface obtenue à partir de deux simulations à celle dérivée de différentes observations, en différents endroits et pour différentes périodes, et d'analyser le réalisme des champs du modèle. La Figure 4.1 permet de mettre en évidence une bonne représentation de la circulation générale dans les simulations. Concernant le CN, les amplitudes moyennes de courant sont certes généralement plus fortes pour le modèle mais la résolution spatiale de la MDT est plus faible que celle de nos simulations. La confrontation aux données radar et gliders montre d'ailleurs des résultats différents : un accord quasi parfait pour la simulation OLYMPE1 (en version HF) au niveau de Toulon et une légère sous estimation dans les autres cas (au niveau de Toulon et de Nice). On observe en outre une accélération du flux aux bons endroits et avec un positionnement correct par rapport à la côte. En termes de variabilité des courants de surface, là encore on observe les structures au bon endroit malgré une sous représentation de la mésoéchelle au centre du bassin dans OLYMPE1 (Figure 4.2). Le long du talus continental,

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

le modèle montre de plus faibles valeurs d'écart-type de courant que l'altimétrie, notamment pour OLYMPE1. Là encore on ne peut pas complètement utiliser l'altimétrie comme référence près de la côte et la comparaison avec les mesures radar et glider montre encore une sous estimation de l'amplitude de variabilité du CN mais l'écart est nettement moins important qu'avec l'altimétrie. De plus, en termes de largeur et de position, le CN est bien modélisé. En termes de résolution effective, S-WM111_23052015 et OLYMPE1 atteignent ~ 3.5 et ~ 10.5 km en moyenne, respectivement.

Pour les études suivantes nous allons cibler la simulation qui paraît la plus adaptée. Concernant la représentation du CN, la simulation OLYMPE1 est la plus proche des données *in situ* et sera utilisée pour la section sur l'étude de la quantification des gradients de SSH associés au Courant Nord (section 4.2.2). Le fait que nous ayons obtenu un meilleur accord avec la simulation S-WM111_23052015 pour l'altimétrie le long des traces Jason 2 nous conduit à l'exploiter pour analyser les différences détectées par le satellite et par les autres types de données en termes de courant (section 4.3) ainsi que l'observabilité de la convection profonde par altimétrie spatiale (section 4.2.1).

Dans ce qui suit, nous allons un peu plus loin dans l'analyse de nos simulations mais en ne conservant à chaque fois qu'une solution en fonction du processus dynamique observé : OLYMPE1 pour le CN et S-WM111_23052015 pour étudier le réalisme de la représentation de la convection profonde dans le modèle.

4.1.5 Échelles temporelles de la variabilité

On cherche ici à analyser plus précisément la manière dont les échelles temporelles du CN sont modélisées dans la simulation OLYMPE1 en version haute fréquence. Pour cela on utilise les mesures du radar HF de Toulon et on se place dans le domaine fréquentiel en réalisant une analyse spectrale des séries temporelles des courants de surface des radars et de nos deux simulations Symphonie. On utilise les composantes zonales et méridiennes le long d'une radiale Nord/Sud à 6.2° E, qui correspond au centre de la zone recouverte par les radars (cf Figure 2.1). Les spectres sont réalisés en chaque point de mesure/grille et moyennés sur des bandes de latitude. On se focalise sur la plus longue période sans trou dans les données radars : du 21 novembre 2012 au 12 août 2013.

Moyenne au nord de 42.75° N

La Figure 4.9 montre les spectres de courant zonal et méridien moyennés entre 42.75 et 42.95° N le long de la section radar ce qui correspond à la localisation du CN et de ses fluctuations (Figure 4.3).

Le spectre de courant zonal des radars montre un niveau d'énergie qui décroît avec la période avec la présence de pics d'énergie correspondant à un signal particulier comme le cycle saisonnier et ses harmoniques. Le niveau d'énergie est légèrement plus bas dans le modèle au delà d'une période de 10 jours et ensuite les niveaux d'énergie sont les mêmes que pour les données radar. ANDRÉ et al., 2009 ; SAMMARI et al., 1995 ; ALBEROLA et al., 1995 ;

4.1. Validation du modèle

PITERBARG et al., 2014 décrivent dans la littérature la présence de deux pics à 20 jours et 4 jours. Dans le modèle le pic à 20 jours est bien représenté.

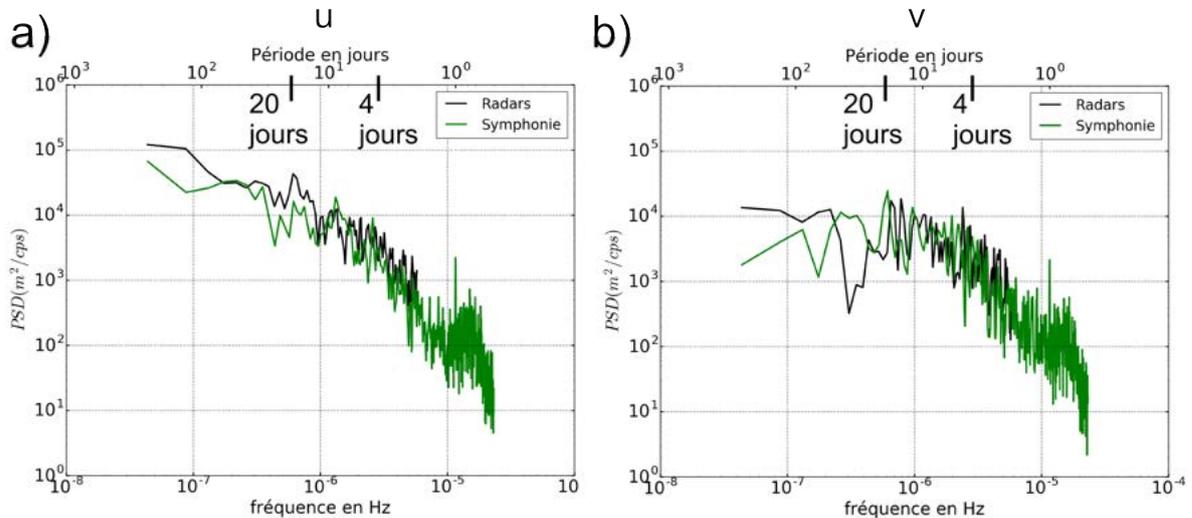


FIGURE 4.9 – Spectres en fréquence des composantes a) zonale et b) méridienne du courant radars (en noir) et Symphonie (en vert) le long d’une radiale N/S à 6.2° E entre 42.75° N et 42.95° N

Concernant le courant méridien, dont le niveau d’énergie décroît également avec la période, il y a aussi plus de différences pour des périodes supérieures à 20 jours avec des pics d’énergie radars et modèle qui ne se produisent pas aux mêmes fréquences. Il faut cependant rappeler que la période considérée est assez courte. On voit apparaître le pic d’énergie à 4 jours décrit dans la littérature.

4.1.6 Convection profonde : étude au mouillage Lion

Pour valider la simulation S-WM111_23052015 que nous utiliserons dans l’étude de la signature en hauteur de mer de la convection, nous utilisons les données de courant du mouillage Lion qui s’étendent sur la période 2011-2013. Nous comparons les séries temporelles de l’amplitude des courants au point de la bouée Lion pour chaque niveau du mouillage avec ceux du modèle à la profondeur la plus proche.

Le résultat est présenté sur la Figure 4.10, pour le modèle (en bleu) et les courantomètres (en vert). On remarque deux périodes de forte augmentation du courant (d’environ 0.05 m/s à plus de 0.30 m/s) en hiver 2012 et en hiver 2013. Ces événements correspondent à des épisodes de convection : la profondeur de la couche de mélange augmente fortement avec des eaux de surface qui plongent. A la périphérie de la zone de convection, les gradients de densité s’établissent alors sur une couche épaisse et le front devient barocliniquement instable ce qui se traduit par le développement de méandres d’une taille caractéristique de 20 km (ESTOURNEL et al., 2016). Ces courants dont la finalité est de réduire les gradients horizontaux de densité en mélangeant eau dense et eau légère débutent après le démarrage de la convection et perdurent

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

nettement plus longtemps que la phase convective qui ne dépasse que rarement la mi-mars. Comme on peut le constater sur la Figure 4.10, l'amplitude des courants correspondants varie peu avec la profondeur. Ceci est lié au fait que la convection a atteint le fond de l'océan au cours des deux années étudiées ici.

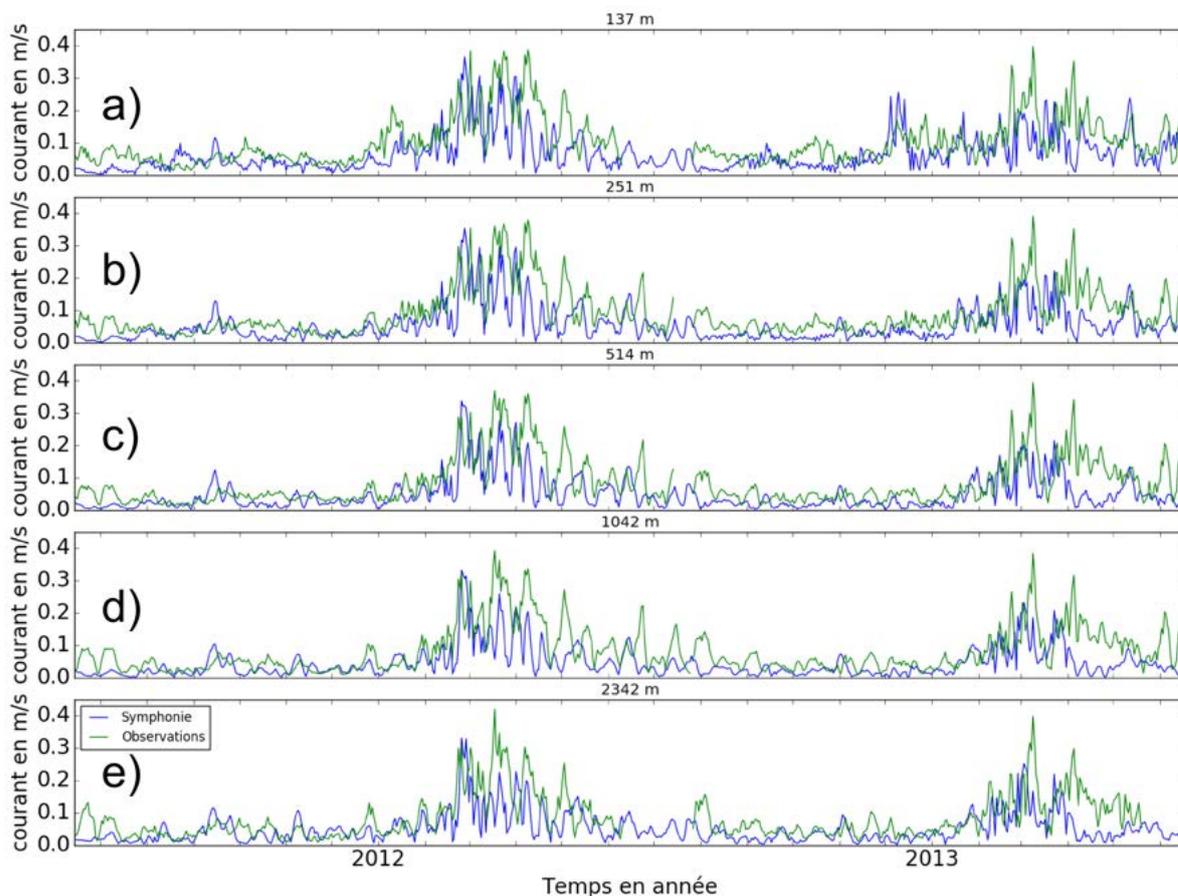


FIGURE 4.10 – Amplitude des courants au mouillage Lion à la profondeur a) 152 m ; b) 246 m ; c) 501 m ; d) 1002 m ; e) 2330 m pour Symphonie (en bleu) et les courantomètres (en vert).

La Figure 4.10 montre que l'amplitude des courants du modèle est du même ordre de grandeur que l'amplitude des courants mesurés. De plus l'augmentation des courants liés à la convection se produit au même moment dans le modèle et dans les observations.

Néanmoins, les séries temporelles présentent quelques différences : l'amplitude du courant dans Symphonie reste un peu plus faible que dans les mesures ; la période de forts courants en hiver 2013 dure de février à mars dans Symphonie alors qu'elle dure de février à mai dans les courantomètres. Il faut cependant garder en tête que l'échantillonnage temporel est différent : toutes les 30 minutes pour les mesures, tous les jours pour Symphonie. Malgré ces différences, le modèle est capable de représenter les courants liés à la convection profonde avec un réalisme certain.

4.2 Observabilité des processus régionaux par altimétrie spatiale

Maintenant que nous avons validé notre modèle, nous nous intéressons dans cette partie à l’observabilité du Courant Nord et de la convection par altimétrie spatiale en nous basant sur les simulations validées dans la section précédente. Nous caractériserons d’abord la signature en hauteur de mer de ces processus, condition préalable à leur détection par altimétrie spatiale. Nous analyserons ensuite leur amplitude, taille et échelles spatio-temporelles, qui doivent être supérieures au niveau de résolution des différents altimètres.

4.2.1 Cas de la convection

Pour commencer, nous nous intéressons au phénomène de convection, décrit dans la section 1.2.2.2. Des études ont déjà été réalisées sur l’observabilité de la variabilité interannuelle de la convection par altimétrie spatiale (HERRMANN et al., 2009, HERRMANN et al., 2017, GELDERLOOS R. et al., 2013). En effet, la formation d’eaux denses est théoriquement reliée à un abaissement de la surface de la mer pour deux raisons : l’augmentation de la densité (effet stérique) et l’activation de la circulation cyclonique (effet dynamique). HERRMANN et al., 2009 mettent en évidence une relation linéaire entre les séries temporelles longues de MLD (Mixed Layer Depth) et de SLA dans un modèle puis appliquent les coefficients trouvés à la SLA altimétrique pour obtenir les paramètres convectifs. GELDERLOOS R. et al., 2013 étudient la relation entre la MLD et les anomalies de SSH à partir des données *in situ* dans la mer du Labrador. Ils montrent que pendant les années de convection des anomalies de négatives de SSH sont bien visibles et que cette détection de la formation des eaux profondes exige de bien considérer la région étudiée, la période et de combiner les résultats avec les conditions atmosphériques.

Ces études s’intéressent surtout à la variabilité interannuelle d’indicateurs de convection centrés sur la profondeur de la couche de mélange ou le volume d’eau formé. L’extension de la zone de convection est caractérisée par des valeurs de chlorophylle très faibles en situations de mélange profond. Or celle-ci est un paramètre qu’il est difficile de mesurer puisque les données *in situ* nécessaires n’existent pas, en dehors des déploiements intensifs de plateformes autonomes comme dans le cas des SOP (Special Observation Period) d’HyMeX (TESTOR et al., 2018), et les données de couleur de l’eau sont souvent incomplètes à cause de la couverture nuageuse. L’altimétrie spatiale, et notamment SARAL avec son intertrace assez faible (58 km sur cette zone), ou d’autres missions dans l’avenir comme SWOT, pourrait peut-être aider à étudier la zone de convection et sa variabilité interannuelle (Figure 4.11). C’est l’hypothèse que nous allons étudier ici.

Pour cela la première étape est de quantifier la signature en hauteur de mer de la convection et de donner les ordres de grandeur pour différents types de convection (faible, intermédiaire, profonde). Ensuite nous étudierons si cette signature en hauteur de mer peut être visible par

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

l'altimétrie : une signature de moins de 3 cm sur le niveau de la mer sera masquée par le bruit. On peut imaginer cependant que ce niveau de bruit va baisser dans le futur, ce qui la rendrait potentiellement détectable. Enfin dans le cas où l'altimétrie pourrait capturer ce processus, nous pourrions nous intéresser à la contribution d'une mission comme SARAL par rapport à Jason 2, les 2 altimètres n'ayant ni le même niveau de bruit ni la même couverture spatio-temporelle.

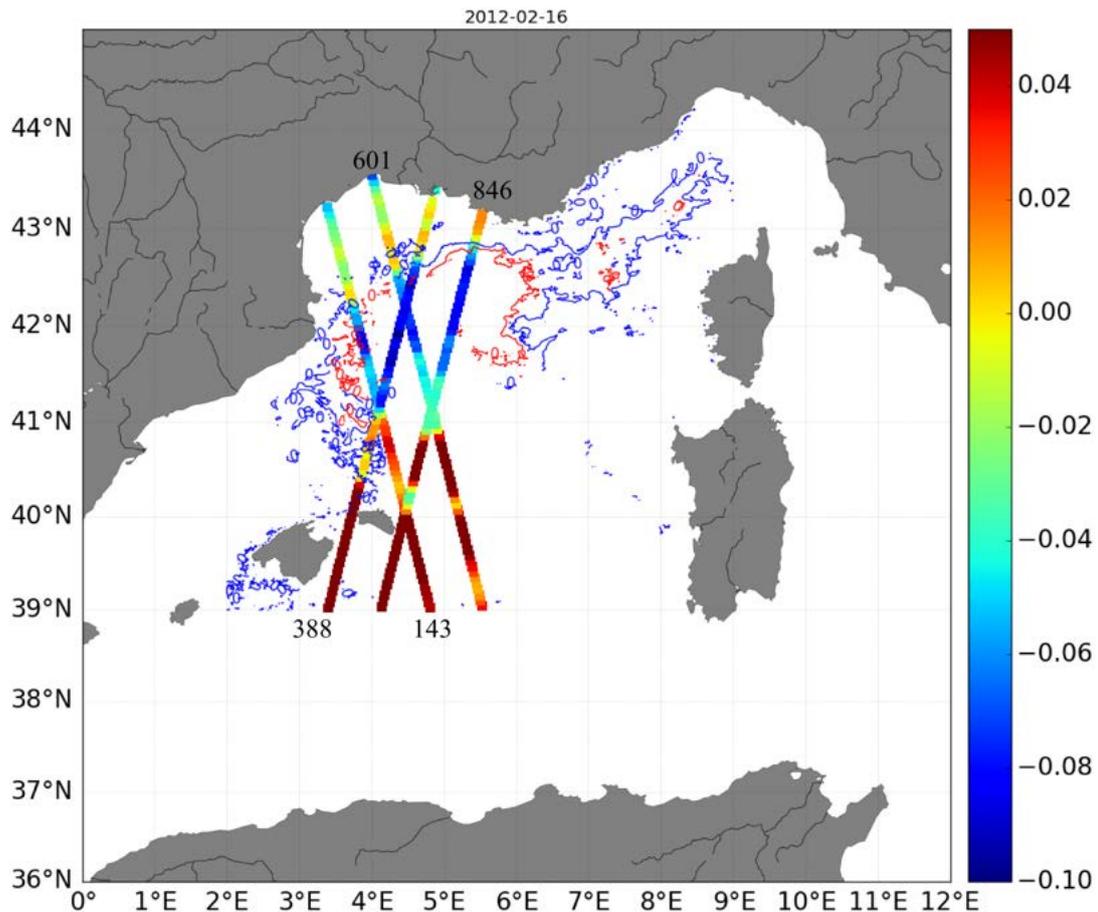


FIGURE 4.11 – Carte de la SSH issue du modèle le long des traces altimétriques SARAL passant sur la zone de convection délimitée par les contours de chlorophylle du produit décrit dans la section 2.2.1. Les isocontours représentés sont 0.15 (en rouge) et 0.25 (en bleu) mg/m^3 .

4.2.1.1 Calcul d'indicateurs de convection

Pour caractériser la convection dans notre modèle (durée, dates, zone couverte), nous calculons et représentons des indicateurs de convection, déjà utilisés dans la littérature. Nous en choisissons plusieurs afin d'avoir un maximum d'information sur ce phénomène et de le décrire au mieux.

4.2. Observabilité des processus régionaux par altimétrie spatiale

L'un de ces indicateurs le plus connu est la profondeur de la couche de mélange (MLD). Pour cette étude ce paramètre est calculé comme la profondeur à partir de laquelle la différence de densité par rapport à 10 mètres de profondeur est supérieure à 0.01.

Un autre indicateur est l'indice de stratification décrit dans ESTOURNEL et al., 2016.

$$F(Z) = \int_Z^0 (\rho(Z) - \rho(z)) dz \quad (4.1)$$

Où ρ est la densité et Z la profondeur pour laquelle on l'intègre. L'indice de stratification représente la quantité de flottabilité à extraire pour mélanger la colonne d'eau de la surface à la profondeur Z .

4.2.1.2 Calcul de hauteur dynamique

Afin de quantifier la signature en hauteur de mer de la convection, nous avons d'abord envisagé de mener une étude directement sur la SSH. Cependant ce paramètre ne permettait pas de faire apparaître des cellules de convection, qui seraient corrélées à une augmentation de la MLD. De plus, la SSH ne mettait pas en évidence les variations interannuelles visibles dans les séries temporelles des autres indicateurs de convection. Le vent pouvant générer de la variabilité non localisée sur la zone de convection, nous avons essayé de nous en affranchir de différentes manières mais sans résultats concluants. Finalement, il nous a donc semblé plus judicieux de travailler à partir de la hauteur dynamique hd . La différence entre la SSH du modèle et la hauteur dynamique calculée provient d'ondes, du vent et de la dynamique océanique au delà de 2000 mètres (présents dans la SSH). La hauteur dynamique reflète davantage les variations basses fréquences et paraît donc plus adaptée à l'étude. On prend une référence à 2000 dbar pour avoir le plus d'informations possible tout en essayant de recouvrir la zone la plus large possible. Elle est calculée d'après les équations 4.2 et 4.3.

$$P(Z) = -g \int_0^Z (\rho(z)) dz \quad (4.2)$$

$$hd(P) = -\frac{1}{g} \int_{P_0}^P \left(\frac{1}{\rho} - \frac{1}{\rho_0} \right) dP \quad (4.3)$$

Où ρ est la densité, ρ_0 la densité pour une température de 0 ° C et 35 PSU, g l'accélération de la pesanteur et P la pression. Si travailler sur la hauteur dynamique est a priori plus favorable à la détection de la convection que l'utilisation de la SSH, il n'en demeure pas moins que cette variable n'est pas celle observée par l'altimétrie spatiale. Tout l'enjeu est alors d'ôter de la SSH les signaux haute fréquence.

La Figure 4.12 montre un exemple des variations de la hauteur dynamique, de la MLD et de l'indice de stratification le long de la trace SARAL 143 en fonction du temps (période de la simulation). Le calcul n'est fait que pour les zones de profondeur supérieure à 2000

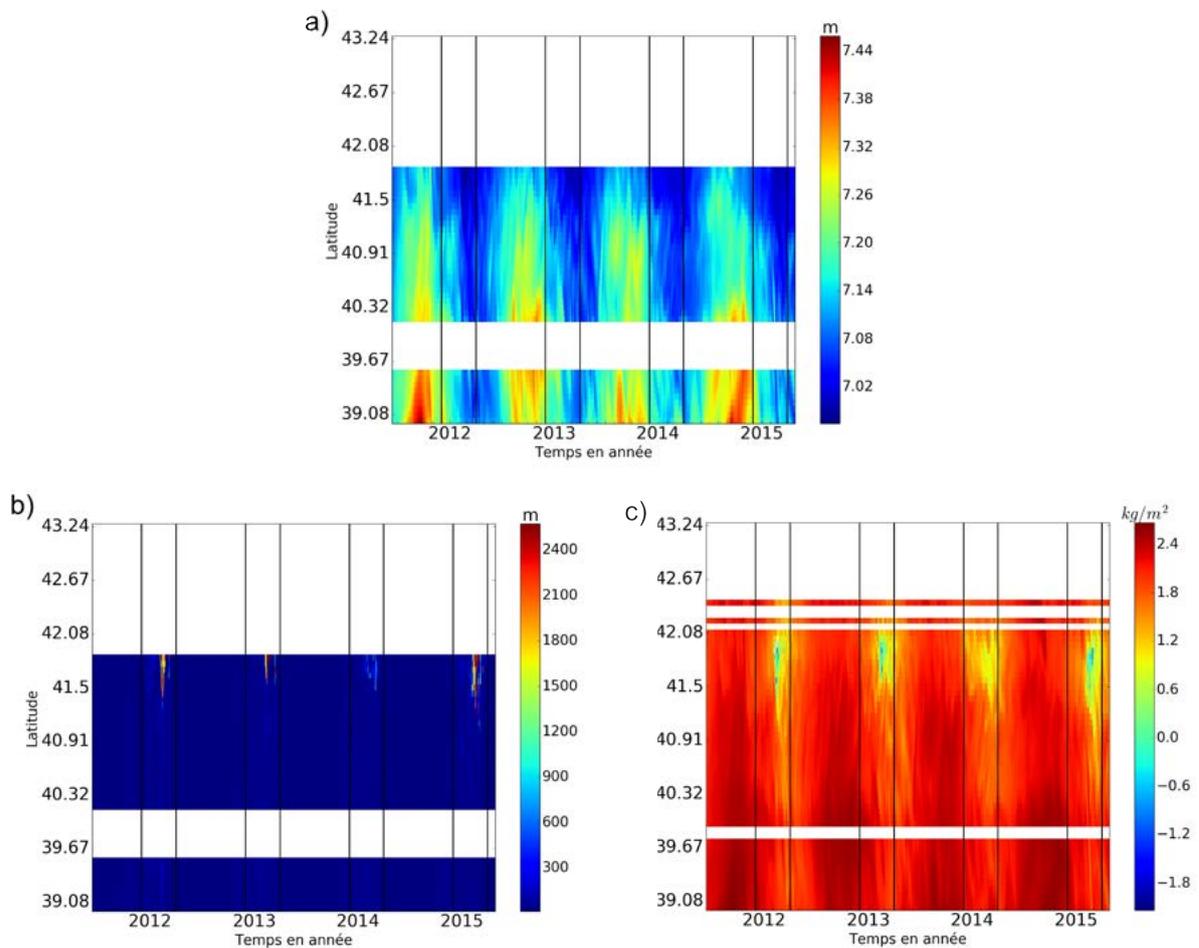


FIGURE 4.12 – Hovmullers latitude/temps le long de la trace SARAL 143 de a) la hauteur dynamique ; b) la MLD ; c) l'indice de stratification (échelle logarithmique), calculés à partir du modèle

mètres pour la hauteur dynamique et supérieure à 1000 mètres pour l'indice de stratification. Les périodes d'hiver (du 1er décembre au 31 mars) sont délimitées par des traits noirs. Cela permet de mettre en évidence, entre 41.5 et 42° N, une diminution de la hauteur dynamique, une augmentation de la profondeur de la MLD et une diminution de l'indice de stratification. A cause des vents froids et intenses, les eaux en surface deviennent plus denses ce qui fait augmenter la masse de la colonne d'eau. Plus le phénomène est marqué, plus les eaux denses de surface vont se mélanger sur la verticale, entraînant une stratification plus faible et une MLD plus profonde. Ces changements apparaissent corrélés entre eux puisqu'ils se produisent à peu près au même moment (vers le début du mois de février) et qu'ils montrent les mêmes variations interannuelles : les variations sont beaucoup moins importantes dans les trois cas en 2014 où la profondeur de la couche de mélange ne dépasse pas les 1000 mètres. Les variations spatiales semblent aussi proches avec les mêmes points le long de la trace qui subissent les changements.

4.2. Observabilité des processus régionaux par altimétrie spatiale

4.2.1.3 Détection temporelle

Dans le but d’analyser la signature de la convection sur la hauteur dynamique, on se place tout d’abord dans le cadre temporel. Nous souhaitons obtenir différentes informations sur la période et la durée de la convection et nous nous intéressons donc à différentes échelles de temps. A l’échelle interannuelle, il s’agit de repérer des années convectives qui se démarqueraient par une hauteur dynamique moins élevée. A l’échelle saisonnière, nous aimerions montrer que la zone convective est caractérisée par une amplitude saisonnière de la hauteur dynamique plus forte causée par la convection qui s’ajouterait aux variations saisonnières. Enfin, nous cherchons à identifier les dates de début et fin de la convection par un changement haute fréquence dans la hauteur dynamique. Concernant l’altimétrie, il semble plus probable qu’elle ne permette d’observer que les deux premières échelles temporelles.

Pour cela nous réalisons plusieurs diagnostics (Figure 4.13). Nous avons tout d’abord défini la zone de convection comme les points le long de la trace dont la MLD est supérieure à 500 mètres pour plus de 10 dates. Nous regardons la série temporelle de la moyenne de ces points afin d’analyser les échelles interannuelles et haute fréquence (Figure 4.13a). Nous avons aussi tracé la hauteur dynamique en fonction de la MLD pour détecter un brusque changement et comprendre les variations saisonnières (Figure 4.13b).

Sur la Figure 4.13a, la moyenne de la MLD des points de la zone de convection (graphe du haut) peut atteindre plus de 2000 mètres en 2012, année de forte convection et en 2015 et présente une forte variabilité interannuelle puisque elle n’atteint que 400 mètres en 2014. Cette variabilité interannuelle se retrouve bien dans la série temporelle de l’indice de stratification (graphe du bas) et dans une moindre mesure dans la série temporelle de la hauteur dynamique (graphe du milieu). En effet, la différence entre les années 2012 (forte convection) et 2014 (faible convection) est d’environ 3 cm ce qui semble difficile à observer à partir de l’altimétrie spatiale. L’approfondissement de la couche de mélange s’effectue vers le début du mois de février 2012, de manière très rapide. Cela correspond à un fort gradient temporel de 5 à 8 cm en quelques jours sur la série temporelle de la hauteur dynamique (graphe du milieu). Ce fort gradient n’est que peu visible en 2014, année où la profondeur de la couche de mélange est très faible en ces points. Ces quelques centimètres d’affaissement du niveau de la mer pourraient donc être théoriquement détectables par l’altimétrie pour peu que le satellite passe à ce moment là (la variation est très rapide). Néanmoins on repère d’autres périodes de fort gradient de hauteur dynamique dans la série temporelle qui n’ont pas lieu pendant des périodes de convection. Par exemple, en octobre 2011, le gradient est d’environ 12 cm, ce qui correspond au passage d’un tourbillon (observation des cartes de courant, non montré). De plus, cet affaissement de la hauteur dynamique lié à la convection dure entre 15 et 25 jours selon l’année ce qui serait très difficile à mettre en évidence avec Jason-2, SARAL ou Sentinel-3 à cause de leur fréquence temporelle.

Sur la Figure 4.13a on constate que la hauteur dynamique contient un signal saisonnier qui n’est pas au premier ordre lié à la MLD. La Figure 4.13b s’en affranchit et montre clairement que la moyenne de la hauteur dynamique des points dans la zone de convection est plus faible que celle des points hors de la zone ce qui montre le préconditionnement de la région.

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

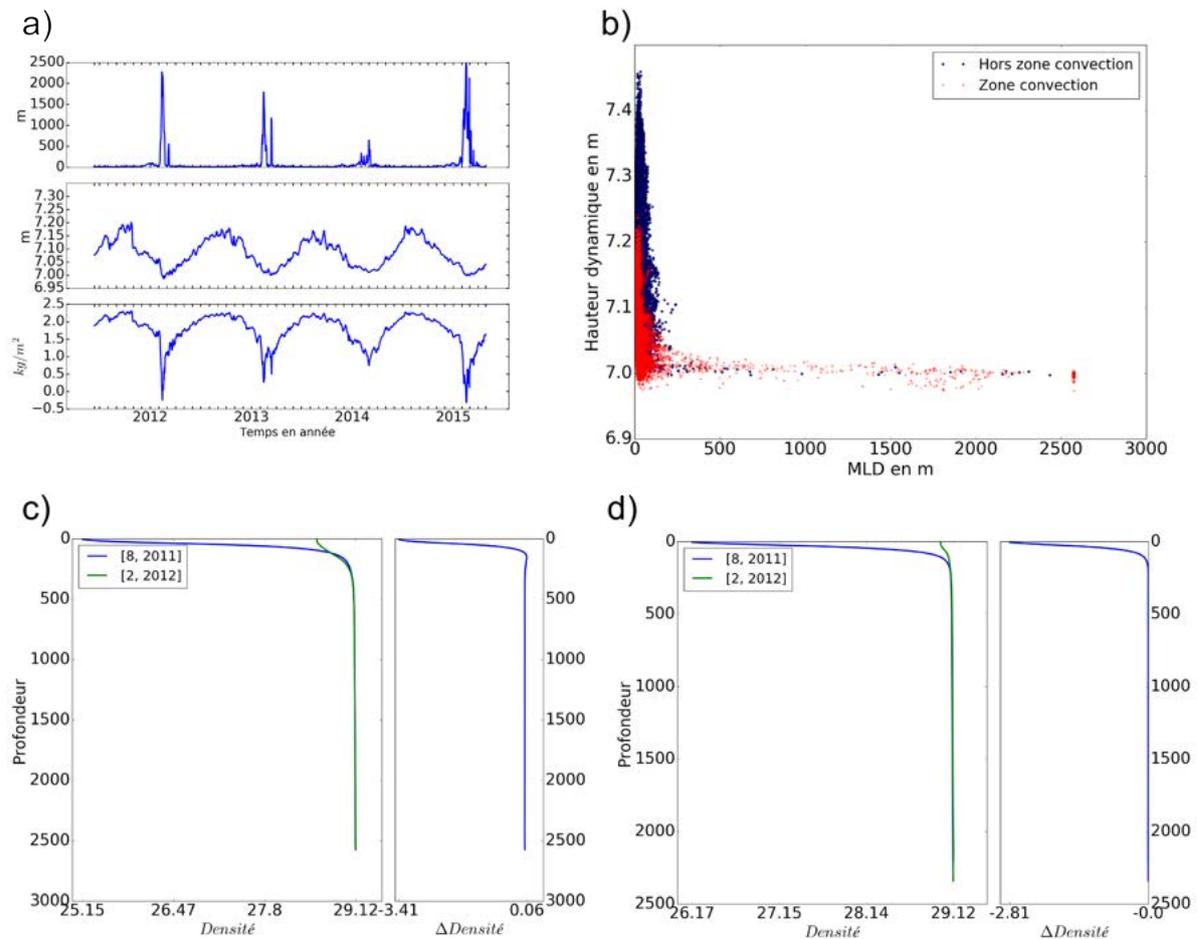


FIGURE 4.13 – a) Séries temporelles de la MLD (graphe du haut), de la hauteur dynamique (graphe du milieu) et du logarithme de l'indice de stratification (graphe du bas) pour des points dans la zone de convection. b) Hauteur dynamique en fonction de la MLD pour des points dans (en rouge) et hors de (en bleu) la zone de convection. Profils de densité pour le mois d'août 2011 (en bleu) et le mois de février 2012 (en vert) pour un point hors de (c) et dans (d) la zone de convection. Les graphes de droite des figures c et d représentent la différence entre les courbes des graphes de gauche.

4.2. Observabilité des processus régionaux par altimétrie spatiale

Cela invalide l'hypothèse selon laquelle l'amplitude saisonnière en zone convective serait plus importante. Pour mieux comprendre ce qu'il se passe au niveau de la hauteur dynamique, on trace les profils de densité des points hors de et dans la zone de convection (Figure 4.13c et d respectivement) pour août 2011 et février 2012. Les profils de droite représentent les différences entre ces deux mois et l'on observe que celles-ci sont plus importantes pour les points en dehors de la zone de convection (Figure 4.13c) dont la densité augmente fortement en hiver mais est surtout beaucoup plus faible en été que pour les points de la zone de convection (Figure 4.13d). La signature du signal saisonnier est ainsi plus importante hors de la zone de convection qu'à l'intérieur de celle-ci.

Dans la section suivante, nous allons étudier s'il est possible de détecter l'étendue de la zone de convection lorsque celle-ci se produit.

4.2.1.4 Détection spatiale

On continue donc notre analyse théorique à partir du modèle le long de la trace SARAL 143, cette fois ci en essayant de mettre en évidence : une différence entre un profil de hauteur dynamique le long de la trace en hiver (donc pendant la période convective) et pour les autres saisons ; une forte chute de la hauteur dynamique le long de la trace qui marquerait l'entrée dans la zone de convection ; un écart entre le minimum et le maximum de hauteur dynamique le long du profil plus important en hiver.

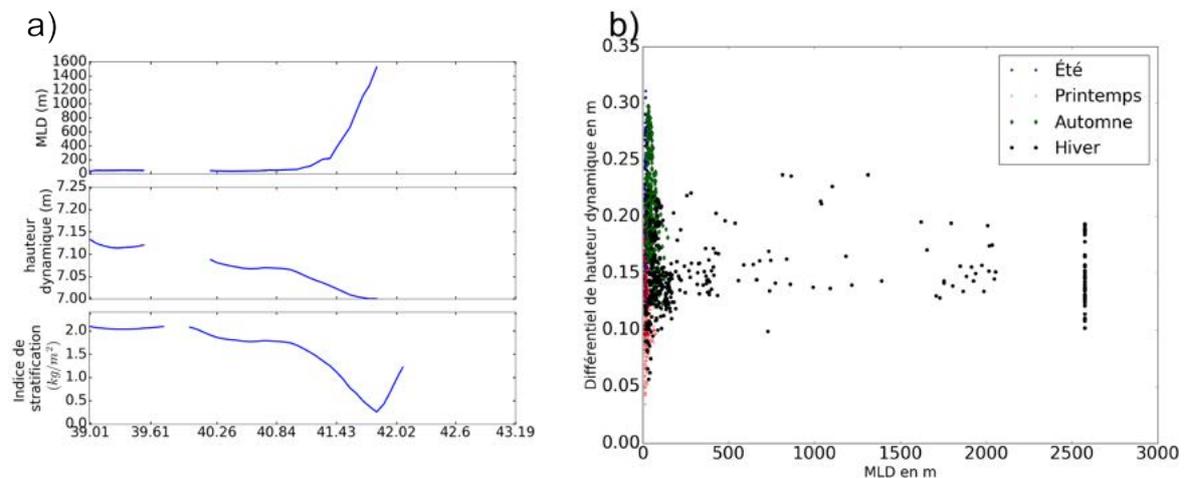


FIGURE 4.14 – a) Profils de la MLD (graphe du haut), de la hauteur dynamique (graphe du milieu) et du logarithme de l'indice de stratification (graphe du bas) le long de la trace SARAL 143 pour une période hivernale. b) Écart entre le maximum et le minimum de la hauteur dynamique le long de la trace en fonction de la MLD pour l'été (en bleu), le printemps (en rouge), l'automne (en vert) et l'hiver (en noir). Profils de densité pour c) le mois d'octobre 2011 et d) le mois de février 2012 pour des points hors de la zone de convection (en vert) et dans la zone de convection (en bleu).

Nous avons réalisé le même type de diagnostics que dans la section précédente avec la

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

Figure 4.14a qui nous montre l'évolution le long du profil de la MLD, de la hauteur dynamique et de l'indice de stratification pour une moyenne des dates d'hiver. Nous avons également représenté l'écart entre le minimum et le maximum de hauteur dynamique pour chaque profil en fonction de la MLD et de la saison.

La Figure 4.14a montre que la hauteur dynamique perd environ 10 cm à partir du moment où la MLD se met à augmenter et l'indice de stratification à diminuer. Cette diminution a lieu pour toutes les saisons (non montré) et ne permet donc pas vraiment de conclure sur une possible détection spatiale de la zone de convection par l'altimétrie. Afin de mieux analyser la différence entre profils selon la saison, la Figure 4.14b permet de visualiser pour chaque saison l'amplitude de hauteur dynamique le long du profil en fonction de la MLD. Tous les points de forte MLD sont bien situés en hiver, en revanche l'amplitude de hauteur dynamique ne se démarque pas des autres saisons : en été et en automne elle est plus élevée et au printemps plus faible.

4.2.1.5 Conclusion

Cette section visait à identifier la signature de la convection sur la hauteur de la mer. L'un des premiers problèmes auquel nous avons été confrontés était la difficulté d'utiliser la SSH. Ensuite à travers différents diagnostics nous avons essayé de montrer que les variations temporelles ou le long du profil de la hauteur dynamique reflétaient les épisodes de convection. Nous avons mis en évidence que ce n'était pas le cas et que la détection tant spatiale que temporelle de la convection à partir de la hauteur dynamique dans un cas d'étude idéalisé avec le modèle (résolution spatio-temporelle élevée) était extrêmement complexe.

HERRMANN et al., 2017 proposaient une méthode pour estimer différents indicateurs de convection à partir des données grillées de SLA et de chlorophylle. Cette méthode qui repose sur une régression linéaire, établie à partir d'un modèle, donne de bons résultats dans la connaissance de la variabilité interannuelle de ces paramètres. Néanmoins cet article questionnait également les incertitudes et les faiblesses de la méthode comme le réalisme de la relation linéaire. Cette méthode possède un très fort potentiel dû à la couverture spatiale et à la régularité des observations altimétriques en comparaison des données *in situ*. Elle nécessite cependant d'avoir beaucoup d'informations en amont et l'obligation de passer par un modèle. Dans cette partie, nous avons montré que la détection directe à partir des seules informations altimétriques le long de la trace reste difficile à mettre en oeuvre et que les variations de SSH spécifiques à la zone et à la période de convection sont difficilement quantifiables.

4.2. Observabilité des processus régionaux par altimétrie spatiale

4.2.2 Cas du Courant Nord en mer Ligure

4.2.2.1 Signature en hauteur de mer associée au Courant Nord avec les données *in situ* et le modèle

Dans cette partie, comme pour la convection, on va chercher à quantifier les gradients de hauteur de mer associés au Courant Nord. On se focalise sur les deux zones côtières (Nice et Toulon) dans lesquelles on dispose de données indépendantes (radars et gliders) en plus des champs du modèle, ce qui nous permettra d'analyser conjointement les informations fournies par ces deux outils. Les transects correspondants sont les mêmes que ceux utilisés dans la section validation (section 4.1.2 de ce chapitre). La période considérée est celle des radars (05/2012 - 09/2014) pour le transect au large de Toulon et de 2010 à 2016 pour celui au large de Nice. A partir des courants de surface perpendiculaires aux transects du modèle, des radars et des gliders, pour chaque date à laquelle les observations sont disponibles, on déduit les profils de hauteur de mer correspondant en utilisant l'équation géostrophique inversée puisque pour ces données on a la valeur du courant (équation 4.4). Cette équation est intégrée à partir de la latitude 42.45° N au large de Toulon et de 42.70° N au large de Nice, auxquelles la hauteur de la mer est fixée à zéro. Notons que les hauteurs de mer obtenues sont donc relatives à cette latitude mais comme on s'intéresse ici aux gradients de hauteur de la mer, cela n'a pas d'incidence sur nos résultats. Nous utilisons le modèle au plus près des données *in situ* en récupérant les champs mesurés puis en appliquant le même traitement. Puis pour chaque date et transect, on va calculer le gradient de hauteur de mer associé au CN, défini comme la différence d'amplitude entre la valeur maximale et la valeur minimale de la SSH correspondant à la zone géographique dans laquelle les valeurs de courant sont inférieures à la moitié de la valeur maximale du CN (équation 4.4). On calcule également la largeur du CN comme étant la largeur de cette zone. Enfin, on calcule la moyenne et l'écart-type des gradients de SSH et de la largeur du CN le long de nos 2 transects, à la fois pour le modèle et les radars ou gliders selon le cas.

$$SSH = \frac{-f}{g} \int u(x) dx \quad (4.4)$$

$$diff = \max(SSH_{|u| >= \frac{|u|_{max}}{2}}) - \min(SSH_{|u| >= \frac{|u|_{max}}{2}}) \quad (4.5)$$

où $u(x)$ est le courant de surface géostrophique et perpendiculaire à la trajectoire dans le cas des gliders et le courant total et zonal dans le cas des radars ; f le paramètre de Coriolis ; g la constante gravitationnelle. *diff* correspond au gradient de hauteur de mer dont le calcul est détaillé dans le paragraphe précédent. Dans le cas du modèle, la zone, la résolution spatiale et temporelle et le contenu physique sont pris identiques à l'instrument auquel il se rapporte.

La Figure 4.15 illustre la méthodologie de calcul des gradients de hauteur de mer correspondant au CN et de sa largeur, telle que décrite ci-dessus. Elle représente les moyennes et écart-types des courants de surface perpendiculaires au transect glider Nice-Calvi (Fi-

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

gure 4.15a) et profils de SSH correspondants (Figure 4.15b), dérivés des données de gliders et du modèle. La Figure a nous permet de délimiter la zone de calcul du différentiel (traits pointillés noirs) à partir de la moitié de la valeur maximale (trait continu noir). On transpose ensuite cette délimitation sur la Figure 4.15b dans le but de calculer le différentiel de hauteur de mer et la distance sur laquelle il a lieu. Nous reviendrons sur cette figure un peu plus loin.

On s'intéresse d'abord au cas de la section de données radars HF vers Toulon. La hauteur de mer est donc calculée à partir de l'équation 4.4 en prenant une référence à zéro au sud de la section. La Figure 4.16 représente les séries temporelles de dénivellation de hauteur de mer associée au CN (en haut) et de la largeur sur laquelle on observe cette dénivellation (en bas), dérivées du modèle et des données radars.

On observe un très bon accord entre les variations associées au CN capturées par le radar et le modèle, des échelles saisonnières à interannuelles avec cependant des valeurs beaucoup plus fortes dans le modèle vers la fin de l'été 2013. Concernant les échelles haute fréquence, les dates pour lesquelles la dénivellation est plus élevée sont assez bien représentées dans le modèle qui met cependant moins en évidence les faibles dénivellations. La distance en km est moins bien représentée pour la haute fréquence. Les dénivellations de SSH associés au CN varient globalement entre 2 et 15 cm sur une distance comprise entre 10 et 30 km mais avec quelques pics plus rares à 40-50 km. Les valeurs moyennes et les écarts-types pour chacun de ces paramètres sont reportées dans les Tableaux 4.2 et 4.3. On en déduit qu'au large de Toulon, la signature du CN en hauteur de la mer est en moyenne de $7.5 \text{ cm} \pm 2.8 \text{ cm}$ d'après le modèle et $6.7 \text{ cm} \pm 2.7 \text{ cm}$ d'après les données radar. La largeur de cette signature est de $18 \text{ km} \pm 5.3 \text{ km}$ d'après le modèle et $16 \text{ km} \pm 5.5 \text{ km}$ d'après les données radar. Notons la grande proximité des valeurs fournis par le modèle et les observations.

Différentiel en m	Moyenne	Écart-type
Symphonie	0.075	0.028
Radars	0.067	0.027

TABLE 4.2 – Moyenne et écart-type du différentiel de SSH associé au CN pour Symphonie et les radars

Distance en km	Moyenne	Écart-type
Symphonie	18	5.3
Radars	16	5.5

TABLE 4.3 – Moyenne et écart-type de la distance sur laquelle est calculé le différentiel de SSH associé au CN pour Symphonie et les radars

Dans un second temps, on s'intéresse au cas du CN vers Nice, au niveau de la section

4.2. Observabilité des processus régionaux par altimétrie spatiale

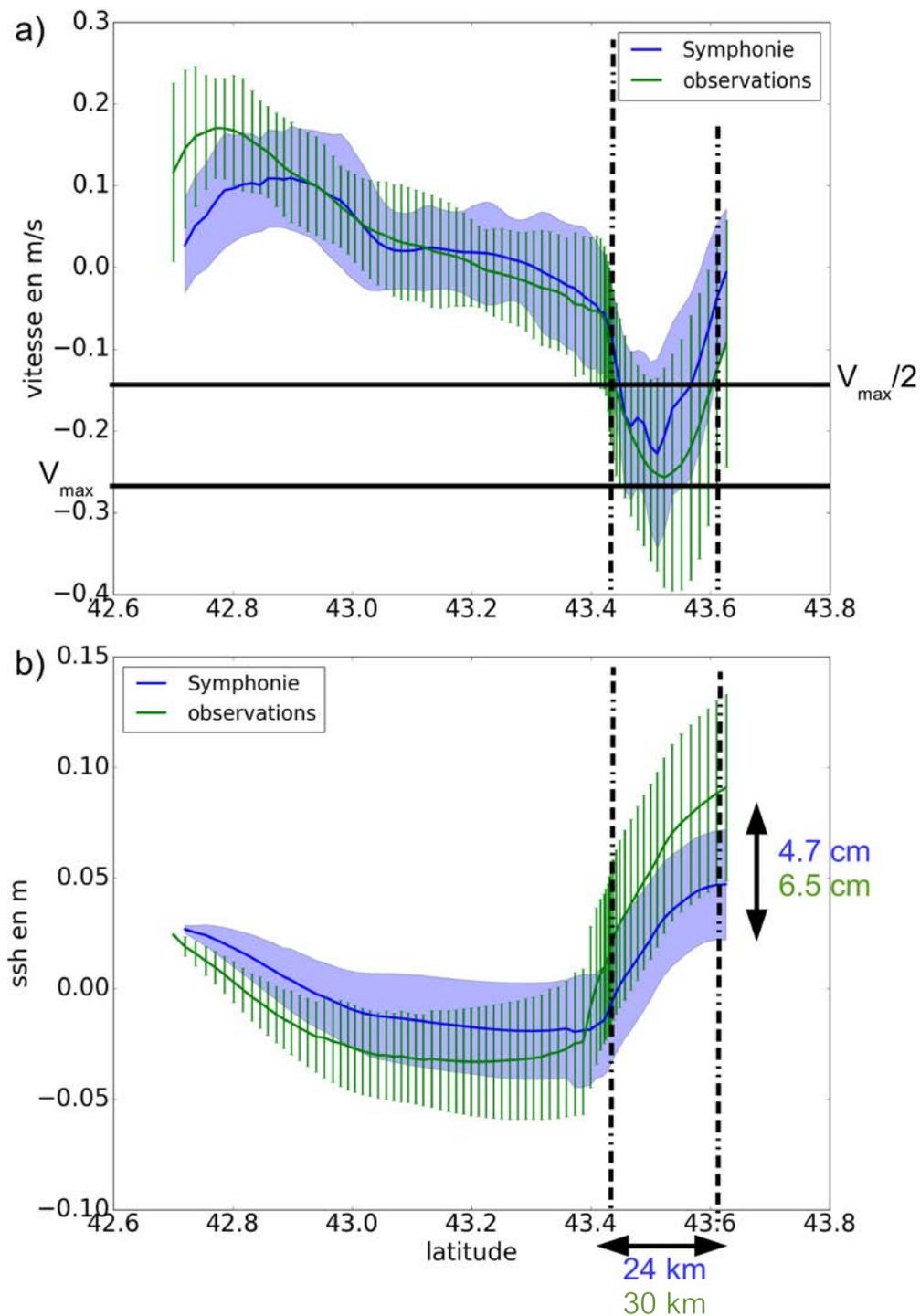


FIGURE 4.15 – Illustration du calcul du différentiel de hauteur de mer et de la distance sur laquelle il a lieu avec les profils a) de courant et b) de la SSH le long de la trajectoire glider (Nice-Calvi). Les courbes bleues correspondent à Symphonie et les courbes vertes aux gliders. L'écart-type est indiqué par les barres d'erreur (pour les gliders) et par une enveloppe (pour le modèle).

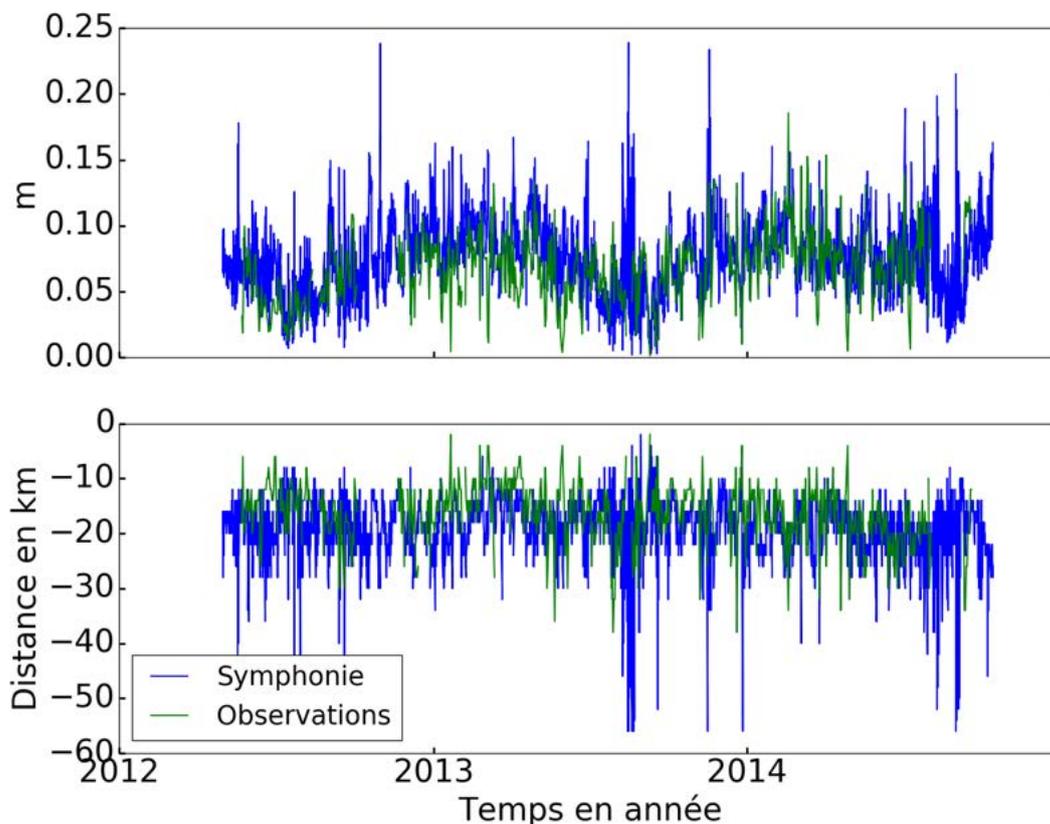


FIGURE 4.16 – Séries temporelles du gradient maximum des hauteurs de mer (en haut) ; de la distance sur laquelle est calculé le gradient (en bas) pour le modèle (en bleu) et les radars (en vert).

glider, dont les profils moyens de courant et de SSH étaient montrés sur la Figure 4.15. Sur cette figure, on peut voir que le courant plus faible dans le modèle se traduit par un écart de 1.8 cm dans le différentiel de hauteur de mer (4.7 cm contre 6.5 cm). La Figure 4.17 montre les séries temporelles correspondantes de dénivellation de hauteur de mer associée au CN (en haut) et de la largeur sur laquelle on observe ce gradient (en bas), dérivées du modèle et des données gliders.

Différentiel en m	Moyenne	Écart-type
Symphonie	0.050	0.019
Gliders	0.062	0.024

TABLE 4.4 – Moyenne et écart-type du différentiel de SSH associé au CN pour Symphonie et les gliders

4.2. Observabilité des processus régionaux par altimétrie spatiale

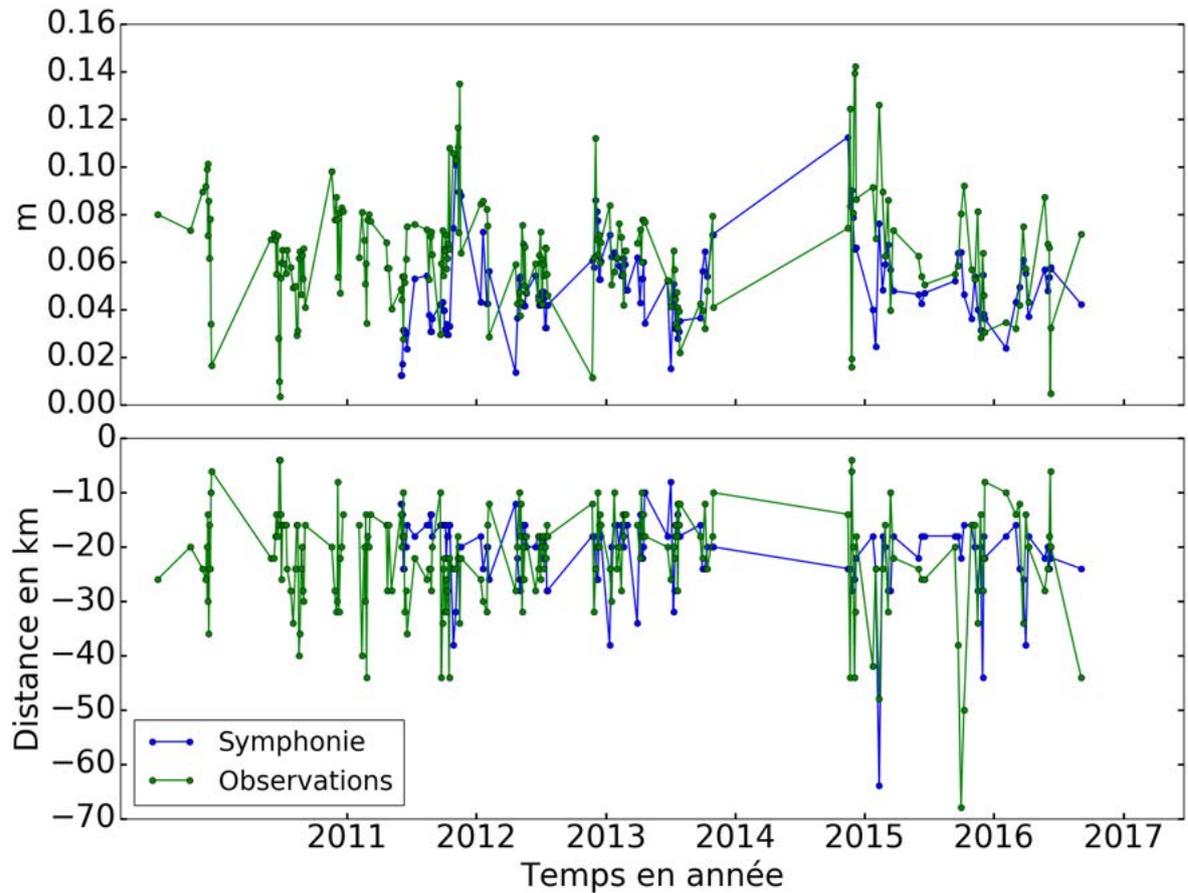


FIGURE 4.17 – Séries temporelles du gradient maximum des hauteurs de mer (en haut) ; de la distance sur laquelle est calculé le gradient (en bas) pour Symphonie (en bleu) et les gliders (en vert).

Distance en km	Moyenne	Écart-type
Symphonie	20.8	6.6
Gliders	22.2	9.5

TABLE 4.5 – Moyenne et écart-type de la distance sur laquelle est calculé le différentiel de SSH associé au CN pour Symphonie et les gliders

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

Dans ce cas, l'échantillonnage des observations est très irrégulier, on ne voit pas vraiment de variations saisonnières et les séries sont difficiles à interpréter. On peut remarquer des valeurs de gradient de SSH et de largeur de courant du même ordre de grandeur qu'au niveau de Toulon. Les valeurs moyennes et les écarts-types pour chacun de ces paramètres sont reportées dans les Tableaux 4.4 et 4.5. On en déduit qu'au large de Nice, la signature du CN en hauteur de la mer est d'en moyenne $5.0 \text{ cm} \pm 1.9 \text{ cm}$ d'après le modèle et $6.2 \text{ cm} \pm 2.4 \text{ cm}$ d'après les données gliders. La largeur de cette signature est de $20.8 \text{ km} \pm 6.6 \text{ km}$ d'après le modèle et $22.2 \text{ km} \pm 9.5 \text{ km}$ d'après les données radar. Le gradient associé au CN est donc plus faible que celui au large de Toulon, et sur une distance légèrement plus grande de 2-5 km ce qui est lié avec la présence d'un CN plus faible au niveau de Nice, en cohérence avec ce qui est décrit dans la littérature. Là encore nous avons un bon accord entre le modèle et les observations, ce qui nous donne confiance dans la capacité du modèle à représenter de manière réaliste la signature du CN en hauteur de mer de manière plus large dans la zone étudiée.

4.2.2.2 Signature en hauteur de mer et observabilité par l'altimétrie

Maintenant que l'on a quantifié la signature en SSH du CN, nous allons analyser ce que les mesures altimétriques en capturent le long de traces altimétriques de différentes missions dans la région considérée. Les satellites considérés sont Jason-2 et SARAL. Pour chaque mission, on choisit une trace qui se situe près des observations radar et glider. Ainsi on utilise la trace 222 pour Jason 2 et la trace 887 pour SARAL (Figure 2.1). Les périodes étudiées vont de mai 2011 (début de la simulation) à octobre 2016 (fin des données Jason 2) pour Jason-2 et d'avril 2013 à mai 2016 pour SARAL. Nous ne considérons ici que les mesures à 1Hz (tous les 6-7 km le long de la trace) car c'est la résolution traditionnellement utilisée dans les applications océaniques. On extrait du modèle la SSH aux points de mesure altimétrique le long des traces altimétriques correspondantes, on enlève la moyenne pour obtenir des SLA et on compare avec les données altimétriques de SLA réelles non filtrées (produit régional X-TRACK).

- Jason 2 222

La Figure 4.18c représente les diagrammes latitude/temps de la SLA (en haut), du modèle (au milieu) et leurs différences (en bas) le long de la trace Jason 2 222. On observe des variations saisonnières et interannuelles, ainsi qu'une partie des signaux hautes fréquences très corrélées entre modèle et altimétrie. Le diagramme des différences montre le bruit de mesure superposé à des différences plus cohérentes spatialement et probablement liées à des erreurs de correction altimétrique comme de modélisation. En suivant la même méthode que précédemment, on calcule la moyenne et écart-type sur la période du gradient de SSH associé au CN (Figures a et b). Dans l'altimétrie, le bruit de mesure et les erreurs de mesure (plus fortes à l'approche des terres) génèrent un gradient de SSH plus élevé et deux fois plus variable dans le temps que dans le modèle ($9.3 \text{ cm} \pm 4.1 \text{ cm}$ contre $6.6 \text{ cm} \pm 2.2 \text{ cm}$). La distance sur laquelle ce différentiel est observé est en revanche presque identique en moyenne, mais avec un écart-type beaucoup plus fort pour l'altimétrie ($24 \pm 6.4 \text{ km}$ pour le modèle ; $19 \pm 10 \text{ km}$ pour Jason 2). Les profils moyens de SSH (Figure 4.18a) sont assez proches mais s'écartent

4.2. Observabilité des processus régionaux par altimétrie spatiale

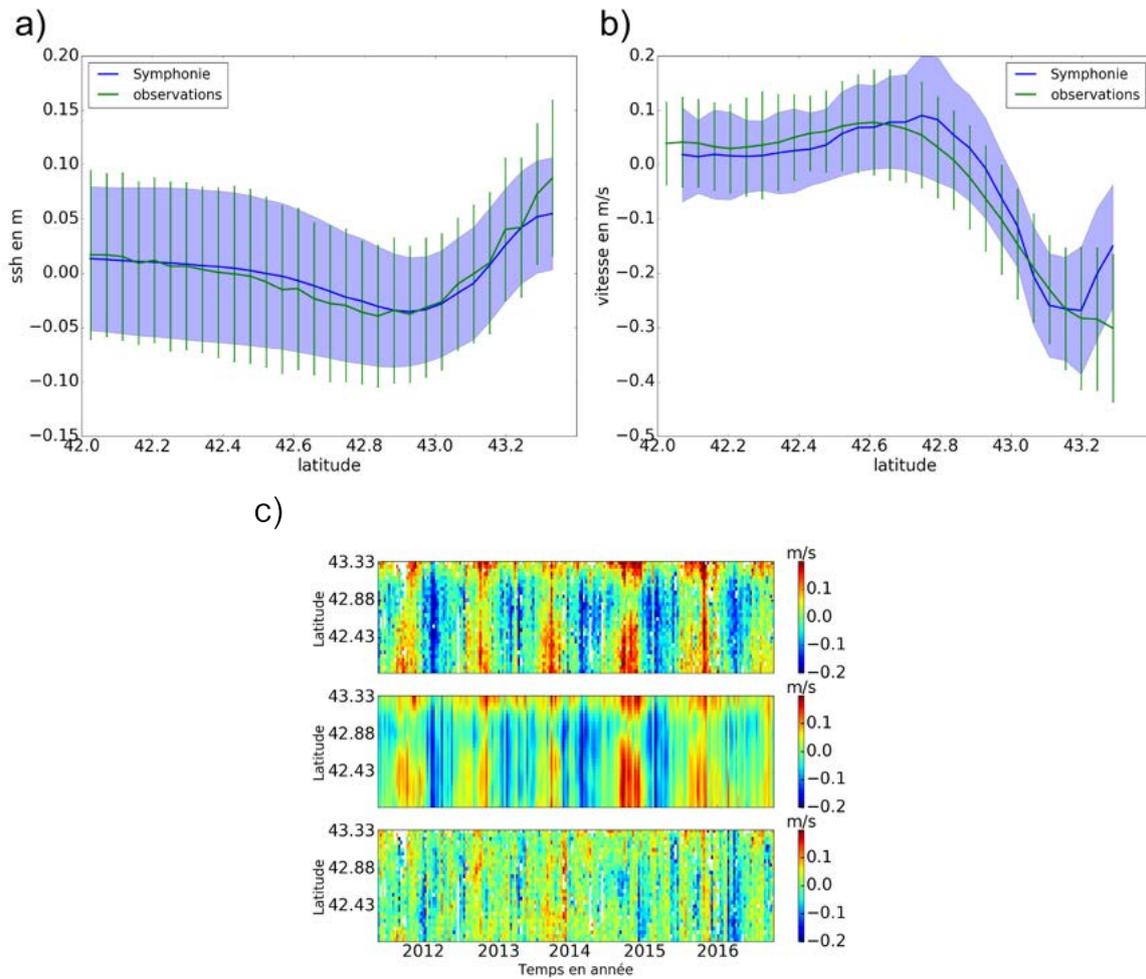


FIGURE 4.18 – Profils moyens le long de la trace J2 222 a) de la SSH et b) du courant. Les courbes bleues correspondent au modèle et les vertes aux observations. L'écart-type est représenté par des barres d'erreurs pour les observations et par une enveloppe pour le modèle. c) Hovmullers latitude/temps de SSH le long de la trace J2 222 pour l'altimétrie (en haut), le modèle (au milieu) et différence entre les deux (en bas).

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

vers la côte ce qui peut témoigner des problèmes rencontrés à l'approche de cette zone. En effet, Jason 2 ne capture pas le CN en entier au contraire du modèle (Figure 4.18b). Pour ces profils moyens, le différentiel de SSH se rapproche (0.070 m pour le modèle, 0.083 m pour l'altimétrie calculé sur une distance de 29 km pour tous les deux).

- SARAL 887

On réalise les mêmes diagnostics avec la trace SARAL 887 (Figure 4.19). Sur la Figure 4.19c, les variations saisonnières de SSH sont identiques pour la trace SARAL et le modèle. Néanmoins, on voit apparaître plus de différences entre le modèle et les observations que pour Jason 2, notamment de fortes différences en automne 2013 et printemps 2015. Le cycle à 35 jours de SARAL et la faible longueur de la série de données rendent l'exercice de comparaison modèle/altimétrie un peu plus difficile. Ces Hovmullers de SSH permettent de visualiser l'effet du bruit sur les données altimétriques par rapport à la SSH lisse du modèle. Les Figures a et b représentent les mêmes diagnostics que pour les données *in situ*. Les séries temporelles des gradients, de la distance et de la latitude montrent des ordres de grandeur identiques pour le modèle et l'altimétrie avec des valeurs un peu plus fortes pour l'altimétrie (0.082 m contre 0.057 m) et surtout beaucoup de variabilité (0.034 contre 0.019 m). Comme précédemment, on calcule la moyenne et écart-type sur la période du gradient de SSH associé au CN (Figures a et b). Notons cependant que le calcul est réalisé sur un échantillon de données moins important, rendant les statistiques moins fiables et/ou donnant plus de poids aux erreurs de mesure. On obtient 7.6 cm pour le modèle et 9.6 cm pour l'altimétrie. Elle est moins forte que pour la trace Jason 2 222 même si il y a moins de données à disposition. La distance sur laquelle ce différentiel est observé est de 29 +/- 7.4 km pour le modèle et 43 +/- 14 km pour SARAL. On note que ces valeurs sont plus fortes que pour les données *in situ* mais aussi calculées sur une plus grande distance ce qui ne va donc pas entraîner un courant plus fort. Le cycle saisonnier n'est pas très clair, à cause de la résolution temporelle de 35 jours. Sur les profils moyens, le creux de la SSH altimétrique est situé plus au sud que dans le modèle ce qui induit un courant plus large. Ensuite les valeurs de SSH sont très proches avec davantage de variabilité dans l'altimétrie. Vers la côte, on note un meilleur accord modèle/données en termes de SSH par rapport à Jason 2, ce qui se traduit par une représentation plus réaliste des courants : le CN n'est pas entièrement résolu mais on distingue bien son cœur puis l'arrêt de la diminution des valeurs de courant vers la terre.

Les gradients altimétriques semblent être plutôt en accord avec le modèle mais la présence de bruit va entraîner une surestimation causée par la présence de pics. Ces pics doivent être éliminés à l'aide d'un filtre. Le filtrage idéal de l'altimétrie permettrait de se rapprocher des différentiels de SSH quantifiés dans cette section. Cependant le problème de cette méthode réside dans le fait que les chiffres établis dans ce chapitre correspondent aux données *in situ* qui présentent des différences en résolution, contenu physique avec les données altimétriques. Le but de la section suivante va donc consister à quantifier ces différences à l'aide du modèle.

4.2. Observabilité des processus régionaux par altimétrie spatiale

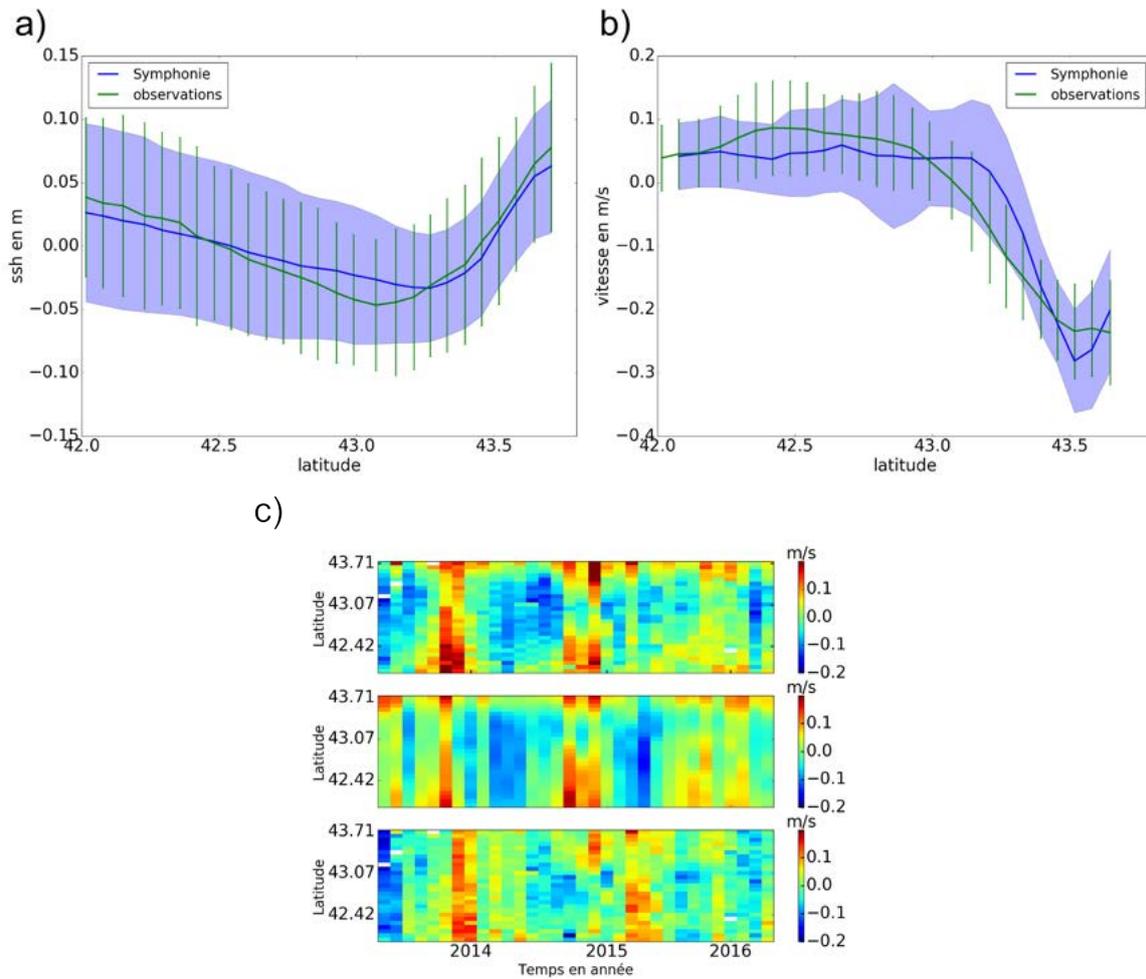


FIGURE 4.19 – Profils moyens le long de la trace SARAL 887 a) de la SSH et b) du courant. Les courbes bleues correspondent au modèle et les vertes aux observations. L'écart-type est représenté par des barres d'erreurs pour les observations et par une enveloppe pour le modèle. c) Hovmullers latitude/temps de SSH le long de la trace SARAL 887 pour l'altimétrie (en haut), le modèle (au milieu) et différence entre les deux (en bas).

4.3 Courants altimétriques vs courants des radars HF, gliders et ADCP : analyse des différences

Nous avons vu dans le chapitre précédent que lorsque l'on effectue des intercomparaisons entre les courants de surface dérivés de différents types de données, on observe des différences significatives. Leurs causes sont multiples. Tout d'abord il y a le problème de la colocalisation spatio-temporelle puisque l'échantillonnage se fait rarement au même moment et au même endroit. Dans le cas de processus dynamiques rapides comme le CN et la plupart des processus côtiers, associé à des changements significatifs du flux d'un jour à l'autre et sur des distances courtes, cette question devient particulièrement critique. La résolution spatio-temporelle des instruments, très variable de l'un à l'autre, est aussi un facteur limitant. Enfin le contenu physique du courant estimé pour chaque instrument n'est pas nécessairement le même.

Dans cette section nous allons chercher à quantifier l'importance relative de chacun de ces facteurs sur l'observation du CN par l'altimétrie spatiale par rapport aux autres instruments permettant des mesures long terme du CN en Mer Ligure (ADCP de coque, radar HF et gliders).

Cette étude est basée sur le modèle uniquement. Dans chaque cas ses champs seront utilisés pour représenter l'instrument analysé (extrait du paramètre mesuré puis calcul du courant de surface correspondant avec la même méthode que si dérivé de l'instrument). Pour rappel c'est la simulation S-WM111_23052015 qui est utilisée car sa résolution journalière paraît mieux adaptée à ce type d'étude. La période considérée est du 12/06/2011 au 28/04/2015. Les diagnostics réalisés sont les suivants :

- la série temporelle du maximum du CN afin de visualiser l'ensemble des variations capturées par l'instrument considéré.
- la climatologie mensuelle correspondante du maximum du CN pour se focaliser sur les variations saisonnières et faire le parallèle avec les résultats du chapitre précédent.
- des statistiques sont également dérivées de cette climatologie, le minimum, le maximum, l'amplitude, la moyenne et l'écart-type.

Tous les diagnostics présentés ont été effectués le long de plusieurs traces altimétriques des missions SARAL et Jason 2. Les valeurs obtenues ne sont pas les mêmes mais les conclusions sont identiques, c'est pourquoi nous ne montrons que les résultats obtenus le long de la trace Jason 2 222.

Notons que d'autres études ont déjà cherché à caractériser jusqu'à quel point l'altimétrie était capable d'observer des structures océaniques : par exemple AMORES et al., 2018 se sont intéressés à la représentation des tourbillons dans les produits grillés altimétriques à partir de modèles. Ici on s'intéresse aux produits le long de la trace au plus près de la mesure d'origine.

4.3. Courants altimétriques vs courants des radars HF, gliders et ADCP : analyse des différences

m/s	1 km	5.75 km filtrage J2	7.38 km filtrage SARAL
min	-0.39	-0.28	-0.33
max	-0.30	-0.21	-0.26
amp	0.09	0.08	0.07
moyenne	-0.34	-0.23	-0.28
STD	0.026	0.023	0.021

TABLE 4.6 – Minimum, maximum, amplitude, moyenne et écart-type des variations saisonnières du CN selon la résolution spatiale de la trace

4.3.1 Résolution spatiale

Nous commençons par analyser les différences induites par les divers types de résolution spatiale. Nous décrivons la méthodologie puis donnons les résultats pour la trace Jason 2 222.

4.3.1.1 Méthodologie

Dans le cas des instruments considérés, la résolution spatiale peut aller de 1.3 km pour les ADCP à 7.38 km pour SARAL (en moyenne sur la zone). Ici, on calcule les séries temporelles de l'amplitude maximale du CN sous la trace Jason 2 222 en considérant 3 résolutions spatiales et filtrage différents : 5.75 km qui est la résolution de Jason 2 avec un filtrage à 40 km, 7.38 km, résolution de SARAL avec un filtrage à 30 km et 1 km qui est la résolution de notre modèle et donc le maximum qu'on peut obtenir en termes de représentation du CN sur notre zone. Cette résolution du modèle sera notre référence. Nous utilisons ici le courant géostrophique perpendiculaire à la trace calculé à partir des champs de SSH du modèle interpolés le long de la trace Jason 2. On fait le calcul à partir de toute la série des champs du modèle disponible (résolution journalière). Les séries correspondantes sont représentées sur la Figure 4.20c. On calcule également le rapport entre l'amplitude du CN capturé à la résolution de l'altimétrie pour les 2 cas Jason 2 et SARAL et celle de notre référence à 1 km de résolution (Figure 4.20d). La Figure 4.20b représente le cycle climatologique mensuel calculé à partir des séries représentées sur la Figure 4.20c.

4.3.1.2 Trace Jason 2 222

La méthodologie décrite ici est appliquée le long de la trace Jason 2 222 (Figure 4.20a). Cette trace passe au dessus du CN à un endroit où le pourcentage du courant capturé par une résolution plus faible par rapport à la résolution du modèle est moins élevé que dans d'autres régions ($\sim 60\%$, carte non montrée). On s'attend donc à observer dans les diagnostics un courant plus faible avec la résolution et le filtrage de Jason 2 qu'avec la résolution du modèle.

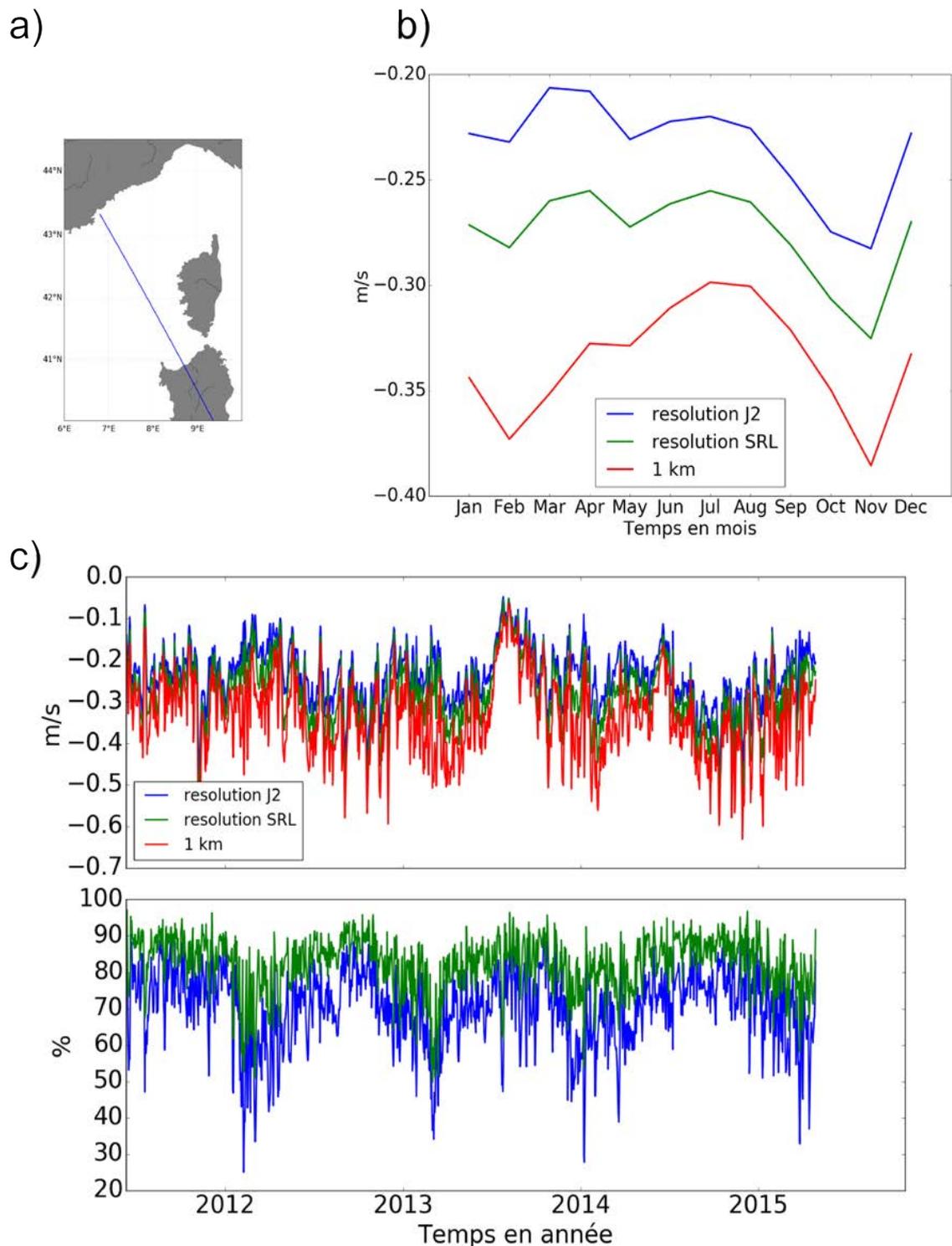


FIGURE 4.20 – a) Emplacement de la trace Jason 2 222 ; b) Climatologies et c) Séries temporelles du maximum du CN pour la résolution et le filtrage Jason 2 (en bleu), la résolution et le filtrage SARAL (en vert) et la résolution kilométrique Symphonie sans filtrage (en rouge) ; d) Série temporelle du pourcentage du maximum d’amplitude du CN capturé par la résolution et le filtrage Jason 2 (en bleu) et par la résolution et le filtrage SARAL (en vert) par rapport à la résolution Symphonie.

4.3. Courants altimétriques vs courants des radars HF, gliders et ADCP : analyse des différences

La Figure 4.20c montre les séries temporelles en fonction de la résolution et du filtrage appliqué. La résolution à 1 km montre des valeurs plus fortes pour toutes les dates. Le Tableau 4.6 nous indique la moyenne et l'écart-type de chacune de ces séries : elle est de $-0.34 \text{ m/s} \pm 0.026 \text{ m/s}$ pour la résolution du modèle à 1 km (courbe rouge), de $-0.23 \pm 0.023 \text{ m/s}$ pour la résolution et le filtrage Jason 2 (courbe bleue) et de $-0.28 \pm 0.021 \text{ m/s}$ pour la résolution et le filtrage SARAL (courbe verte). En termes de moyenne, la résolution altimétrique fait donc perdre jusqu'à 0.1 m/s pour Jason 2. Le filtrage appliqué à SARAL fait gagner $\sim 0.05 \text{ m/s}$ en moyenne. La variabilité saisonnière est un peu plus forte avec la résolution du modèle et celle dérivée du filtrage et de la résolution SARAL est plus proche que celle de Jason 2. On constate sur les séries temporelles qu'il existe des variations saisonnières dans ces différences. Afin d'estimer la part du CN que l'on manque à cause de la résolution, la Figure 4.20d présente la série temporelle du pourcentage du CN capturé par la résolution altimétrique et le filtrage Jason 2 (en bleu) ou SARAL (en vert). Le filtrage SARAL permet une meilleure observation de l'amplitude du courant d'environ 10% par rapport à Jason 2. On peut noter une forte tendance saisonnière avec des valeurs entre 40-50% pour Jason 2 et 60% pour SARAL en hiver et au printemps et de 80% pour Jason 2 et 90 % pour SARAL en été/automne. En effet, en hiver, les structures sont plus petites et sont donc moins faciles à capturer avec la résolution spatiale altimétrique. La Figure 4.20b montre les climatologies en fonction de la résolution et du filtrage appliqué. Les trois courbes montrent bien des variations saisonnières mais seule la courbe associée à la résolution 1 km présentent les fortes valeurs du CN en hiver (et en novembre) et les plus faibles valeurs en été, comme décrit dans la littérature. L'application d'une résolution spatiale et d'un filtrage altimétrique conduit à une forte sous-estimation du courant en hiver et début du printemps et un courant minimal au printemps. Le CN étant plus étroit en hiver, il est possible que les résolutions spatiales altimétriques n'échantillonnent pas son cœur car les points de mesure seraient placés en amont et en aval ce qui entraînerait alors cette plus forte sous-estimation. Les valeurs minimales, maximales, et l'amplitude de ces courbes sont présentées dans le Tableau 4.6. L'amplitude saisonnière change peu selon la résolution, ce qui est dû à un décalage des minima et des maxima, comme indiqué par les différences de moyenne.

4.3.2 Résolution temporelle

Nous avons donc vu que la résolution spatiale influençait l'observabilité du CN. Nous nous intéressons maintenant à l'influence de la résolution temporelle dans les différences entre courants altimétriques et courants obtenus à partir des données *in situ*. De même, après une description de la méthodologie utilisée, nous présentons les résultats pour la trace Jason 2 222.

4.3.2.1 Méthodologie

Dans le cas des instruments considérés, la résolution temporelle varie de 1 jour pour les radars HF à 35 jours pour SARAL. Afin d'estimer les conséquences sur la variabilité du CN qu'on peut espérer capturer, on représente les séries temporelles de l'amplitude du maximum

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

du CN calculées à partir du modèle le long de la trace altimétrique : Jason 2 222 mais pour des résolutions temporelles de 1 jour, 10 jours et 35 jours (Figure 4.21c). La résolution temporelle de 35 jours est aussi déclinée pour une période de seulement 3 ans afin de se rapprocher de la réalité de la période de mesures SARAL. Le calcul est fait à partir des champs à 7.4 km le long de la trace. On dérive aussi les climatologies mensuelles du maximum du CN correspondantes (Figure 4.21b). Le Tableau 4.7 indique les statistiques calculées sur les séries temporelles complètes et la climatologie.

4.3.2.2 Trace Jason 2 222

La Figure 4.21 présente les séries temporelles et les climatologies pour les différentes résolutions temporelles étudiées le long de la trace Jason 2 222 (Figure 4.21a).

La Figure 4.21b montre que les climatologies obtenues sont proches en termes de moyenne et d'amplitude (Tableau 4.7). L'écart-type est en revanche plus important pour une résolution temporelle de 35 jours où les événements extrêmes vont davantage signer sur la moyenne mensuelle des courants comme pour les mois de juin, juillet et août. Les séries temporelles montrent qu'avec la résolution temporelle à 35 jours, on rate complètement certaines augmentations (notamment à la fin de chaque année) ou diminutions (fin du printemps - début de l'été 2014). Le Tableau 4.7 confirme ces résultats.

m/s	1 jour	10 jours	35 jours	35 jours / 3 ans
min	-0.28	-0.29	-0.28	-0.27
max	-0.21	-0.20	-0.19	-0.18
amp	0.08	0.09	0.09	0.09
moyenne	-0.23	-0.23	-0.22	-0.21
STD	0.023	0.025	0.028	0.023

TABLE 4.7 – Minimum, maximum, amplitude, moyenne et écart-type des variations saisonnières du CN selon la résolution temporelle

4.3.3 Orientation et emplacement

Nous avons analysé le rôle joué par la résolution temporelle dans l'observabilité du CN. Comme mentionné dans la partie introductive de la section 4.3, la colocalisation spatiale peut être également une source de différence. Dans cette section, nous étudions jusqu'à quel point, en précisant encore une fois la méthodologie spécifique utilisée, puis en s'intéressant aux aspects d'orientation et d'emplacement des traces.

4.3. Courants altimétriques vs courants des radars HF, gliders et ADCP : analyse des différences

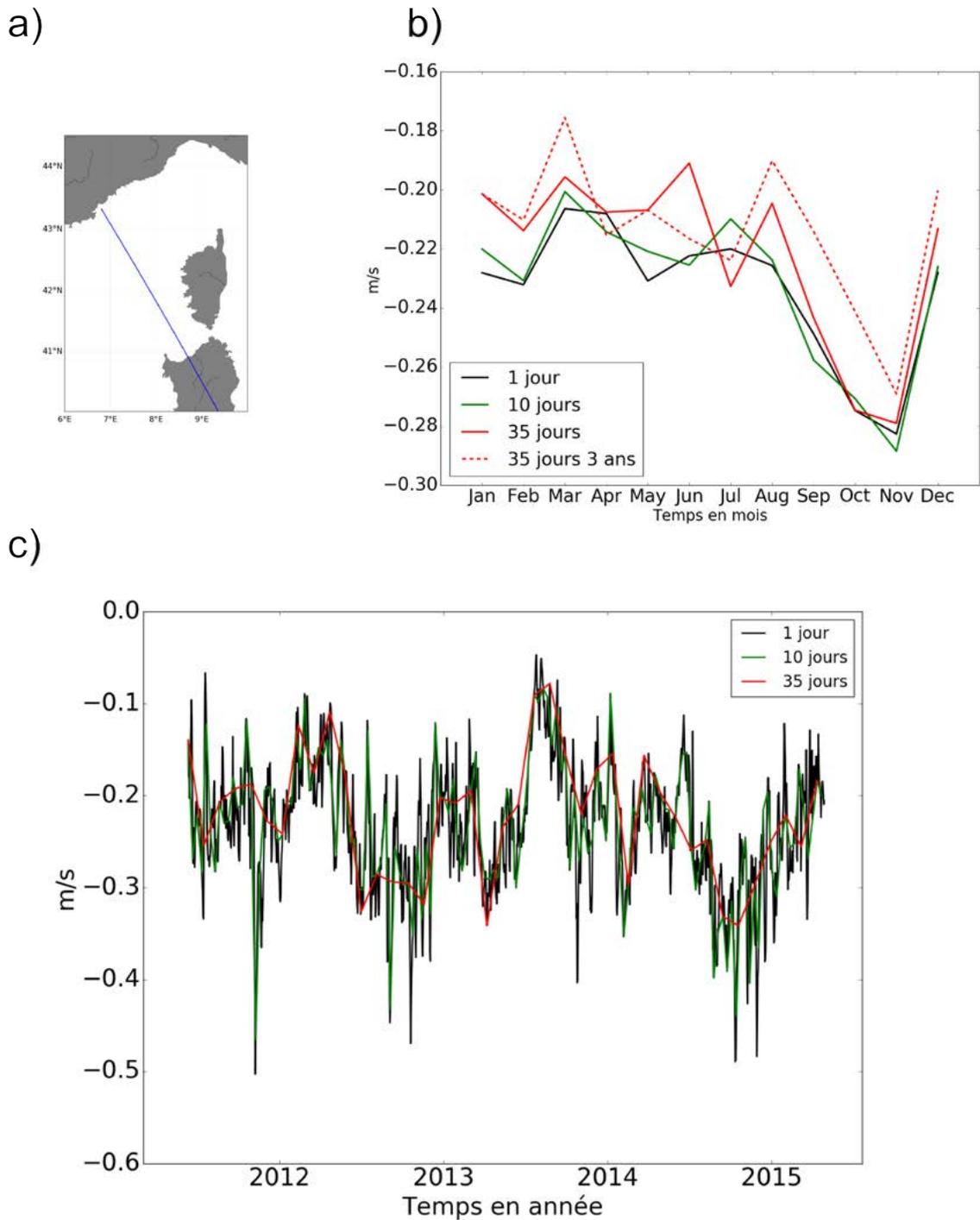


FIGURE 4.21 – a) Emplacement de la trace Jason 2 222; b) climatologies et c) séries temporelles du maximum d’amplitude du CN pour différentes résolutions altimétriques : journalière (en bleu); tous les 10 jours (en vert); tous les 35 jours (en rouge). La climatologie obtenue pour une résolution temporelle de 35 jours pendant 3 ans est aussi indiquée en rouge pointillé sur la figure b.

4.3.3.1 Méthodologie

Les traces et sections qui échantillonnent le CN en mer Ligure ne sont pas orientées de la même manière et peuvent être situées jusqu'à 70km les unes des autres (Figure 2.1). L'un des facteurs limitants l'observation du courant de la part de l'altimétrie along-track est de ne pouvoir dériver que la composante du courant perpendiculaire à la trace et non le courant total. Ainsi l'orientation du transect par rapport à la direction du flux observé localement est un paramètre clé : le cas le plus favorable étant un transect perpendiculaire au courant. Pour estimer la perte d'information liée à l'orientation et l'emplacement de la section de mesure sur le CN, on réalise les mêmes diagnostics que précédemment mais en jouant sur ces 2 paramètres cette fois. En entrée du calcul, on prend les champs du modèle à une résolution journalière et la même résolution spatiale, celle de Jason 2.

4.3.3.2 Orientation

Dans cette partie, on s'intéresse aux différences entre les orientations de la trajectoire des gliders (section Nice-Calvi), de la trace SARAL 887 et de la trace Jason 2 222. Comme cette dernière est située plus loin à l'ouest on crée une trace imaginaire avec la même orientation mais localisée plus près des données *in situ* (Figure 4.22a). La Figure 4.22c montre les séries temporelles du maximum du CN pour ces 3 orientations ; la Figure 4.22b montre les climatologies correspondantes.

Les climatologies de la Figure 4.22b ont la même forme et presque la même amplitude pour SARAL et les gliders et une amplitude légèrement plus forte pour Jason 2. La moyenne du courant saisonnier varie de 0.02 m/s (Tableau 4.8) entre SARAL/ les gliders et Jason 2. On retrouve le cycle saisonnier des climatologies précédentes. L'écart-type est moins fort pour l'orientation SARAL de 0.05 m/s. La trace Jason 2 paraît mieux placée car plus perpendiculaire au CN que les autres. La trace SARAL et la trajectoire glider forment chacune un angle de 15° avec la trace Jason 2 ce qui explique leurs similitudes en termes de moyenne et d'amplitude : on perd autant d'information (0.02 m/s en moyenne) d'un côté ou de l'autre. En revanche, cela n'est pas vrai pour toutes les saisons comme on peut le voir sur la Figure 4.22b, où le courant glider est plus faible en été ce qui indique un courant plus vers l'horizontale, peut-être causé par un éloignement de la côte en cette saison. Ceci peut expliquer certaines différences visibles dans les études de cas du Chapitre 3, où SARAL montrait des valeurs de courant un peu plus fortes que les gliders pour les mois d'été (Figures 6b et c de l'article) tandis qu'en automne et hiver, les valeurs étaient assez semblables.

L'orientation des différents instruments, qui reste assez proche (angle maximal de 30° entre les trajectoires gliders et SARAL) nous fait donc perdre un peu d'information (0.02 m/s en termes de moyenne saisonnière et 0.01 m/s en amplitude) dans la capture du CN, à cause de la projection qu'elle induit.

4.3. Courants altimétriques vs courants des radars HF, gliders et ADCP : analyse des différences

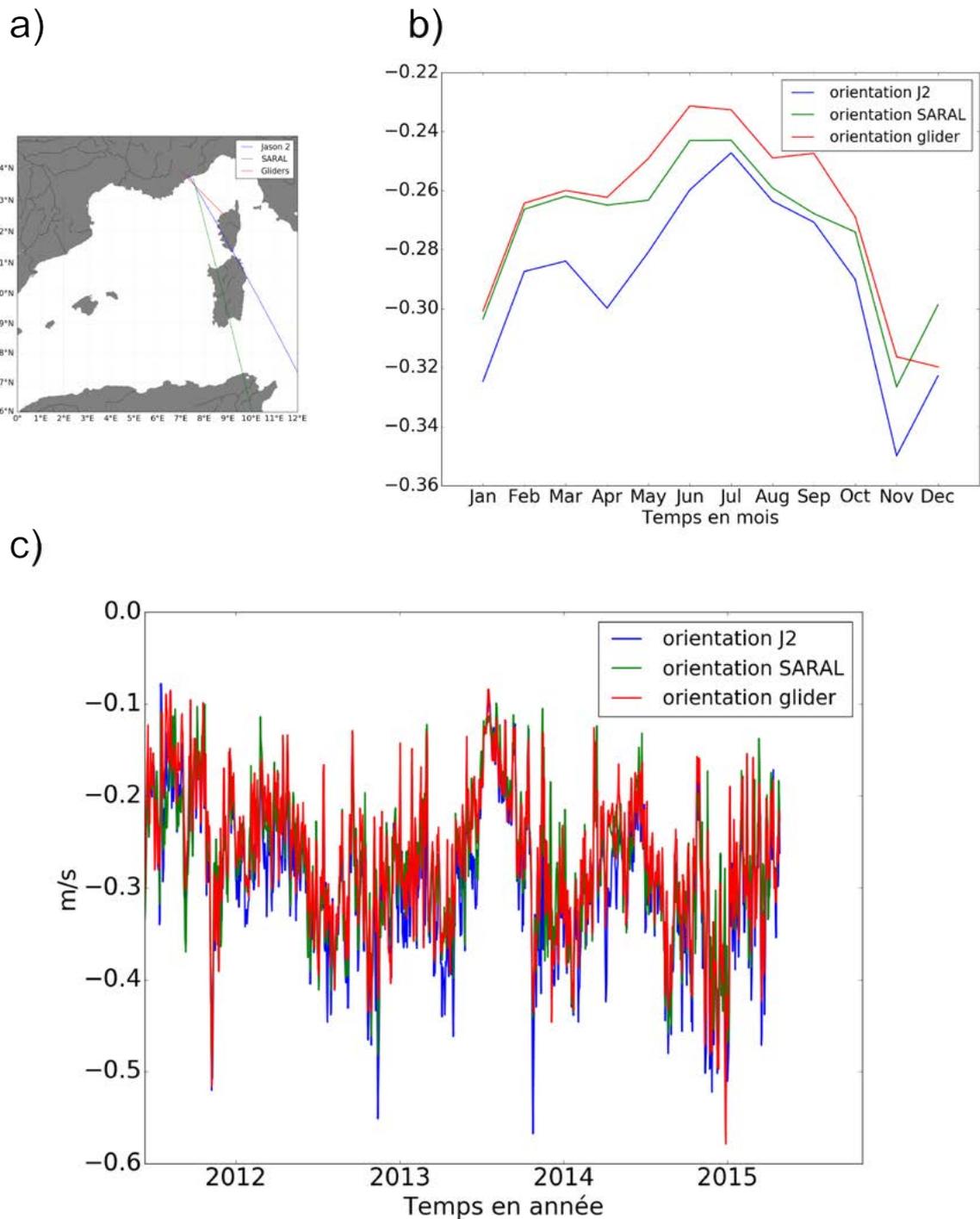


FIGURE 4.22 – a) Orientation des différentes traces ou trajectoires; b) climatologies et c) séries temporelles du maximum d’amplitude du CN pour l’orientation Jason 2 (en bleu), l’orientation SARAL (en vert) et l’orientation glider (en rouge).

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

m/s	SARAL	J2	Gliders
min	-0.33	-0.35	-0.32
max	-0.24	-0.25	-0.23
amp	0.084	0.010	0.088
moyenne	-0.27	-0.29	-0.27
STD	0.024	0.029	0.029

TABLE 4.8 – Minimum, maximum, amplitude, moyenne et écart-type des variations saisonnières du CN selon l’orientation de la trace ou trajectoire

4.3.3.3 Emplacement

Nous regardons ensuite l’impact de la localisation de la trace ou section de mesure sur la capture du CN. Pour cela on prend plusieurs traces parallèles (ce qui est discutable car le CN n’a pas forcément la même orientation partout), on calcule pour chacune la climatologie du maximum du CN et on moyenne les climatologies obtenues en représentant aussi leur écart-type sous la forme d’une enveloppe (Figure 4.23 et Tableau 4.9). Ici le calcul est réalisé à partir de champs de SSH avec une résolution temporelle journalière et une résolution spatiale le long de la trace identique à Jason 2. Comme précédemment, les statistiques générales sont représentées dans le Tableau 4.9).

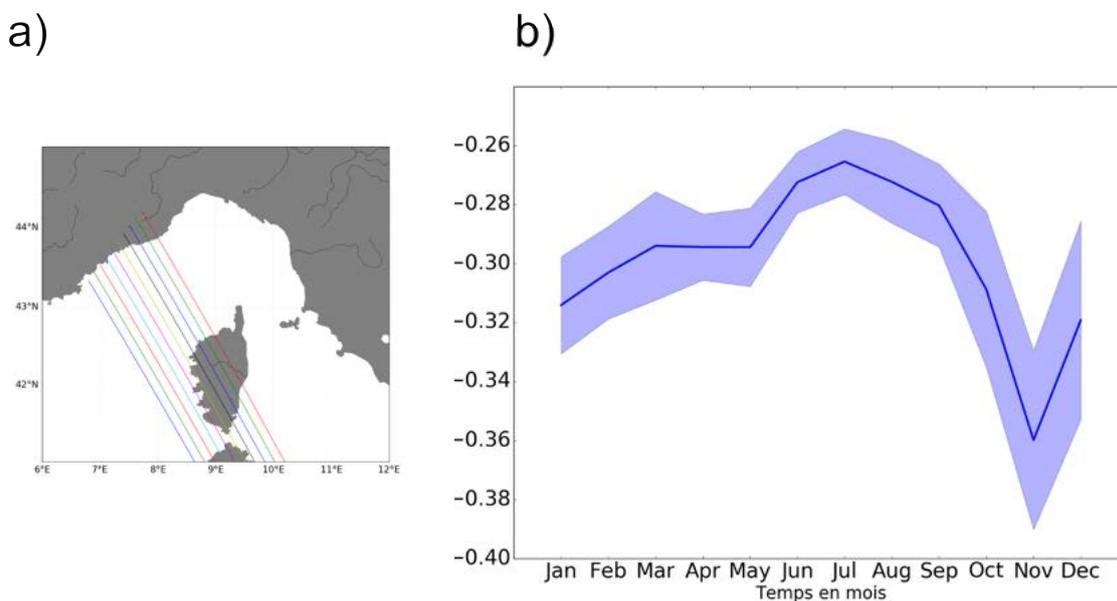


FIGURE 4.23 – a) Emplacement des traces ; b) Climatologie moyenne du maximum d’amplitude du CN pour toutes ces traces. L’écart-type est indiqué par l’enveloppe.

Selon le mois, l’écart-type varie de 0.010 m/s en juin jusqu’à 0.034 m/s en décembre avec des valeurs fortes en automne et hiver. Le minimum et l’amplitude de chaque cycle saisonnier décroissent au fur et à mesure que l’on se décale vers l’est tandis que le maximum décroît

4.3. Courants altimétriques vs courants des radars HF, gliders et ADCP : analyse des différences

m/s	min	max
min	-0.33	-0.43
max	-0.25	-0.28
amp	0.067	0.15
moyenne	-0.29	-0.33
STD	0.016	0.042

TABLE 4.9 – Minimum, maximum, amplitude, moyenne et écart-type des variations saisonnières du CN à Fréjus et à Nice

puis ré-augmente pour atteindre les mêmes valeurs pour les traces aux deux extrémités est et ouest. La moyenne est identique sauf pour les trois dernières traces vers l'est où elle augmente.

D'après le Tableau 4.9 on constate que l'amplitude du courant peut doubler selon l'endroit où l'on se place (amplitude qui varie de 0.067 m/s à 0.15 m/s). Dans ces chiffres est contenue la composante due à l'orientation des traces par rapport au CN mais cette composante n'explique qu'une faible partie de ces différences d'après la section précédente. Ces différences en amplitude sont principalement causées par les variations du minimum du courant. La variabilité varie aussi beaucoup en fonction de l'emplacement, l'écart-type augmente en allant vers l'est. Ces différences dans l'emplacement correspondent au ralentissement du CN dans la courbure de la côte après Nice.

4.3.4 Contenu physique

Après avoir étudié l'influence de la colocalisation spatiale, nous nous penchons pour finir sur le rôle du contenu physique du courant dérivé de chaque instrument dans les différences observées dans le Chapitre 3.

4.3.4.1 Méthodologie

Cette fois, pour analyser l'impact du contenu physique capturé par chaque type d'instrument, le long de la trace considérée, pour une résolution spatiale identique à Jason 2 et pour chaque jour, on dérive :

- le courant calculé à partir de la SSH, comme pour l'altimétrie, ce qui donne les composantes barotrope et barocline du courant géostrophique de surface,
- le courant calculé à partir de la température et de la salinité, comme pour les gliders ce qui donne la composante barocline jusqu'à 1000 mètres du courant géostrophique de surface
- et le courant total de surface, comme pour les radars.

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

Ensuite on réalise les mêmes diagnostics que précédemment (séries temporelles et climatologie du maximum du CN).

4.3.4.2 Trace Jason 2 222

La Figure 4.24 montre les résultats obtenus pour les différents contenus physique décrits précédemment le long de la trace Jason 2 222.

La Figure 4.24c montre les séries temporelles du maximum du courant obtenu selon les trois contenus physiques différents. La courbe du courant total (en rouge) montre toujours des valeurs plus fortes que celles des courants géostrophiques. D'après le Tableau 4.10, on perd 0.05 m/s en moyenne en passant d'un courant total à un courant géostrophique (barotrope + barocline) et 0.11 m/s en passant d'un courant total à un courant géostrophique avec uniquement la composante barocline. La Figure 4.24b met en évidence les variations saisonnières de la composante agéostrophique qui correspond donc à l'écart entre les courbes bleues et vertes. Cet écart est de presque 0.1 m/s en hiver au mois de février tandis qu'il se réduit à 0.03 m/s en été. Les variations saisonnières de la composante barotrope et barocline au delà de 1000 mètres qui correspondent aux différences entre la courbe rouge et la courbe bleue paraissent plus constantes malgré une légère augmentation en été. D'après le Tableau 4.10, l'amplitude des variations saisonnières est plus faible pour les courants géostrophiques. La variabilité saisonnière est beaucoup plus importante pour les courants totaux (0.032 m/s contre 0.021 m/s et 0.026 m/s pour les courants géostrophiques et la composante barocline de ce courant respectivement) car ils prennent davantage en compte les hautes fréquences des courants agéostrophiques. Le pourcentage du courant total capturé par l'approximation géostrophique est d'environ 90% avec des baisses à 50% lors des hivers 2012 et 2013 (Figure 4.24d). Les pourcentages supérieurs à 100 % correspondent à des situations où le courant géostrophique est plus fort à cause d'un ralentissement du courant à cause du vent.

m/s	géostrophique	géostrophique (calcul densité)	total
min	-0.33	-0.29	-0.38
max	-0.26	-0.19	-0.29
amp	0.07	0.10	0.10
moyenne	-0.28	-0.22	-0.33
std	0.021	0.026	0.032

TABLE 4.10 – Minimum, maximum et amplitude des variations saisonnières du CN selon le contenu physique

4.3. Courants altimétriques vs courants des radars HF, gliders et ADCP : analyse des différences

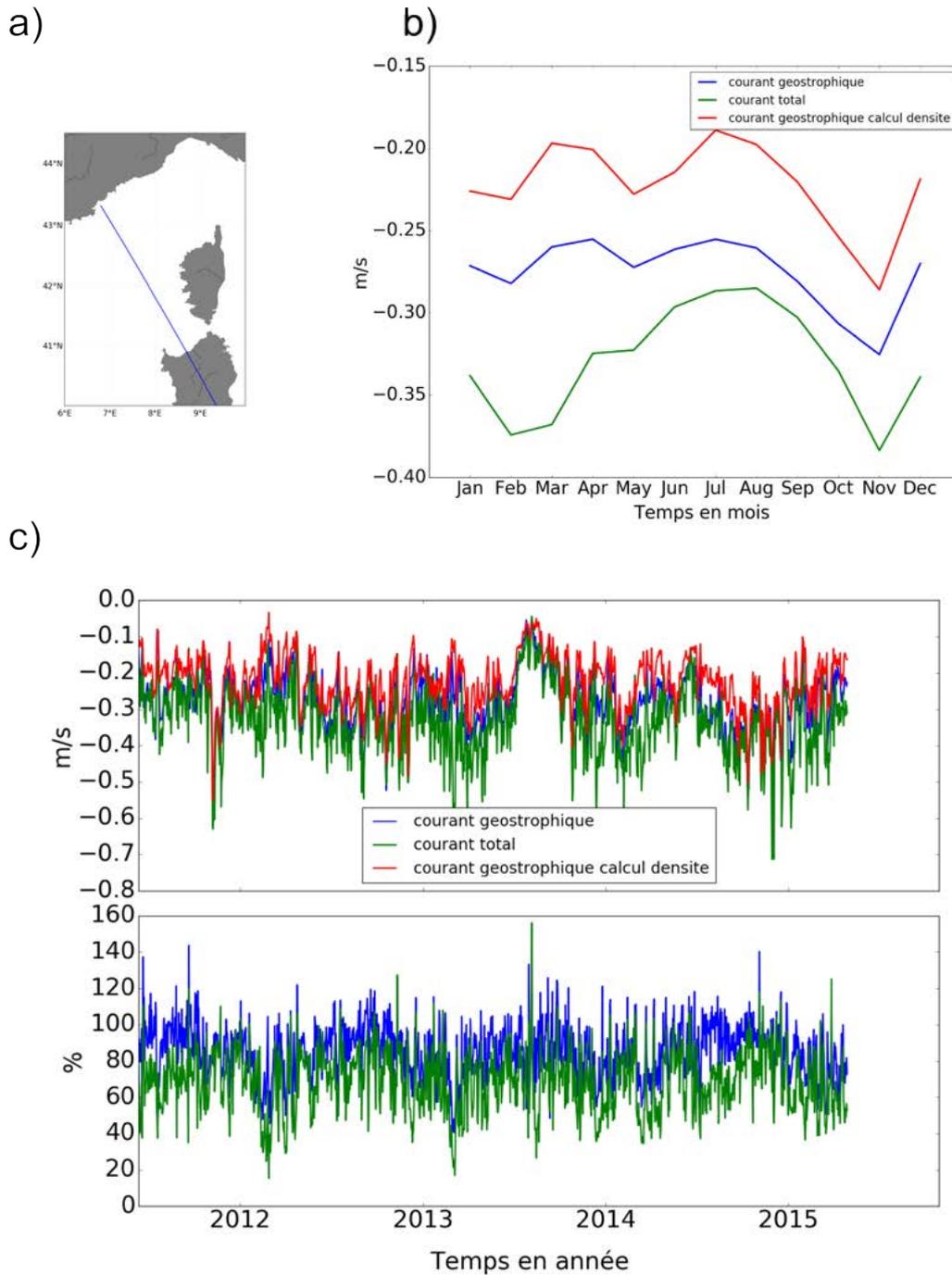


FIGURE 4.24 – a) Emplacement de la trace; b) climatologies et c) séries temporelles du maximum d’amplitude du CN pour un courant géostrophique calculé à partir de la SSH (en bleu), un courant total (en vert) et un courant géostrophique calculé à partir de la température et de la salinité (en rouge) le long de la trace J2 222. d) Séries temporelles du pourcentage du maximum d’amplitude du CN pour un courant géostrophique calculé à partir de la SSH (en bleu) et pour un courant géostrophique calculé à partir de la température et de la salinité (en rouge) par rapport à un courant total.

4.3.5 Composante barotrope

D'après la section précédente, l'absence de la composante barotrope entraîne une sous-estimation significative de l'amplitude du CN. C'est une différence importante entre les courants dérivés des mesures gliders et ceux des mesures altimétriques, en théorie les plus proches en termes de contenu physique. Il nous a paru important d'analyser cette question plus en détail. Toujours à partir du modèle on calcule et compare les courants géostrophiques de surface obtenus avec la SSH d'une part et ceux dérivés des sections de température et de salinité sur toute la colonne d'eau d'autre part. On quantifie ainsi la composante barotrope et donc une partie des différences intrinsèques entre les courants altimétrique et gliders. La Figure 4.25 représente les différences de courant correspondantes le long de la section Nice-Calvi.

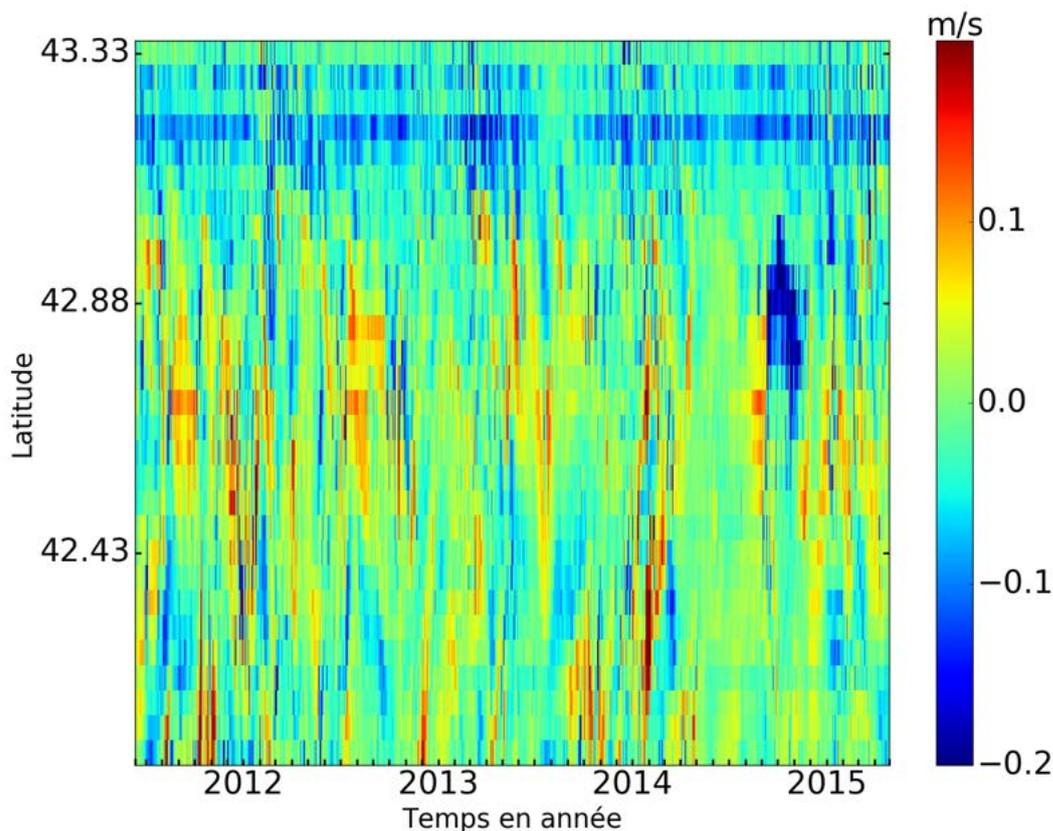


FIGURE 4.25 – Hovmuller latitude/temps de la composante barotrope du courant géostrophique (Courant géostrophique SSH - composante barocline).

La composante barotrope est négative au niveau du CN ce qui correspond bien à ce que l'on observe sur la Figure 4.24b. D'après le Tableau 4.10, la différence moyenne entre les valeurs calculées à partir de la SSH et celles calculées à partir de la température et de la salinité vaut 0.06 m/s. Sur la zone du Courant Nord, la moyenne de la composante barotrope est d'environ -0.05 m/s ce qui est plutôt cohérent. Au niveau du CN on ne voit pas d'apparition claire d'un

4.4. Conclusion

cycle saisonnier sur la Figure 4.25 malgré le fait qu'elle devrait être plus importante en été d'après la Figure 4.24. Plus au large cette composante est globalement positive, à l'exception de fin 2014 (septembre, octobre et novembre) vers 42.88°N où l'on voit de fortes valeurs négatives ($< -0.4 \text{ m/s}$) s'étaler sur plusieurs dizaines de kilomètres pendant environ 3 mois. Il s'agit d'une structure présente dans la composante barocline du courant géostrophique mais pas dans le courant géostrophique calculé à partir de la SSH.

4.4 Conclusion

Cette étude avait pour but d'étudier l'observabilité par altimétrie de processus dynamiques importants en Méditerranée Nord-Ouest, ainsi que l'origine des différences observées entre types de données de courants de surface sur la zone d'étude. Concernant la signature en hauteur de mer du phénomène de convection, la hauteur dynamique calculée à partir des données du modèle met bien en évidence des variations saisonnières et interannuelles caractéristiques de la zone. La hauteur dynamique varie d'environ 40 cm. Le minimum est atteint en hiver 2012 et vaut 3 cm de moins qu'en hiver 2014. Les minima saisonniers sont caractérisés par une brusque diminution de 5 à 8 cm sauf en 2014 où la convection était faible. Cependant ces variations peuvent également être observées à d'autres périodes, en dehors de tout événement de convection. En termes spatiaux, la zone de convection peut s'étendre sur 80 km d'après le calcul de MLD mais les gradients spatiaux existant le long d'une trace traversant la zone de convection ne présentent pas de valeurs particulières pendant la période. De plus, la SSH est reliée à l'effet du vent qui empêche de bien capturer les cellules de convection.

En revanche, le CN, structure permanente, a une signature très claire sur la SSH. Il correspond en effet à une montée du niveau de la mer (bosse). L'amplitude de cette signature varie entre 2 et 13 cm avec une moyenne à 6 cm. La largeur de cette bosse varie de 10 à 40 km avec des différences en moyenne selon que l'on se place le long de la section radars ou gliders. Cette signature est tout à fait détectée par l'altimétrie qui a cependant tendance à s'éloigner de la référence du modèle près de la côte. Néanmoins ces différences côtières sont plus faibles avec SARAL par rapport à Jason 2 ce qui souligne l'apport de la bande Ka et permet d'espérer de bons résultats avec d'autres nouvelles technologies comme le SAR de Sentinel-3 ou le radar interférométrique en bande Ka de SWOT.

Nous avons analysé l'impact des différences de résolution spatiale, temporelle, d'orientation des transects d'observations et de contenu physique associés aux différents instruments permettant la dérive de courant sur la zone. La perte d'information associée est également quantifiée. En termes de moyenne saisonnière c'est la résolution spatiale qui fait perdre le plus d'information (0.11 m/s entre le filtrage et la résolution spatiale Jason 2 et le modèle non filtré à 1 km). Ensuite le contenu physique peut entraîner une différence de 0.05 m/s entre l'altimétrie et les autres systèmes de mesure mais ceci peut être analysé davantage comme une information complémentaire qu'une perte d'information. L'emplacement de la trace ou de la section peut conduire à une différence de 0.04 m/s dans les moyennes. La résolution temporelle et l'orientation n'ont que peu d'influence (0.02 m/s d'écart maximum entre les

Chapitre 4. Signature en hauteur de mer des processus dynamiques : cas du CN et de la convection

différents tests). En termes d'amplitude, c'est l'emplacement qui conduit aux plus grandes différences (0.08 m/s). Le contenu physique joue également : les processus agéostrophiques créent davantage de différences en hiver d'où une différence d'amplitude de 0.03 m/s. En termes de variabilité, le calcul de l'écart-type montre des différences plus importantes pour l'emplacement de la section ou trace (0.026 m/s) puis le contenu physique (0.011 m/s) mais qui ne renvoie là encore pas à une perte d'information. Ensuite c'est la résolution temporelle qui crée de l'écart notamment à cause de la capture d'événements extrêmes par une résolution à 35 jours (0.005 m/s de différence entre une résolution temporelle journalière et à 35 jours). Cet écart est le même que celui induit par l'orientation (0.005 m/s) d'écart entre les deux trajectoires avec l'angle le plus grand et par la résolution spatiale (0.005 m/s).

Les conclusions de cette étude doivent cependant être nuancées. En effet, avec le modèle on essaye de se rapprocher le plus possible des conditions d'observation mais cela reste une situation très idéalisée puisque par exemple il n'y a pas de bruit comme dans les données altimétriques, ce qui rajoute une difficulté.

On pourrait aller beaucoup plus loin dans la compréhension de la mesure altimétrique en utilisant un simulateur pour connaître l'influence de l'altimètre et du retracker en étudiant des cas d'études d'un CN large/étroit et fort/faible avec les champs de SSH du modèle en entrée. Cela nous permettrait aussi de mieux comprendre l'impact du traitement sur l'information finale et ainsi éventuellement apporter des pistes pour un meilleur traitement. Ceci pourrait être réalisé avec la mission Jason 2 puis avec SWOT afin de déterminer son apport à la côte et réfléchir à des actions de CAL/VAL pour SWOT.

Étude de la circulation régionale

Sommaire

5.1	Complément de validation du modèle et méthodologie	130
5.2	Circulation moyenne en Méditerranée Nord-Occidentale	133
5.3	Cycle saisonnier	136
5.3.1	Mer Ligure	136
5.3.2	Golfe du Lion	136
5.3.3	Mer Baléares	138
5.3.4	Front Baléares	139
5.4	Variabilité interannuelle	140
5.4.1	Mer Ligure	140
5.4.2	Front Baléares	142
5.4.3	Golfe du Lion	144
5.4.4	Mer Baléares	145
5.5	Discussion	147
5.5.1	Influence de la couche de référence dans le calcul du transport	147
5.5.2	Influence de la convection dans la variabilité temporelle de la circulation régionale	148
5.5.3	Influence de la méso échelle dans la variabilité de la circulation régionale .	150
5.6	Conclusion et perspectives	157

Après avoir analysé l'apport actuel et possible de l'altimétrie dans l'observation de la dynamique côtière et de sa variabilité à l'échelle régionale, nous consacrons la dernière partie du manuscrit à l'étude de la circulation en Méditerranée Nord-Occidentale.

Dans ce chapitre, nous chercherons à :

1. Quantifier le transport en divers endroits de la boucle cyclonique qui comprend le CN, le BC et le Front Baléares
2. Caractériser la variabilité saisonnière et interannuelle du transport lié à ces courants en Méditerranée Nord-Occidentale
3. Proposer et explorer des pistes de réflexion pour mieux comprendre les variations spatio-temporelles observées dans ces valeurs de transport.

Dans le Chapitre 4 nous avons montré à travers divers exercices de comparaison aux observations que le modèle Symphonie représente bien la circulation régionale. C'est pourquoi, il est utilisé dans ce chapitre pour répondre aux objectifs listés ci-dessus.

Nous nous concentrons sur l'étude, dans l'ordre, des échelles moyenne, saisonnière puis interannuelle de la circulation et des transports dans notre zone d'étude. Nous utilisons ici la simulation OLYMPE1 du modèle Symphonie, décrite dans le Chapitre 2. Nous complétons d'abord la validation de la simulation réalisée précédemment dans la partie sud de la mer des Baléares grâce à la disponibilité des mesures de radars HF sur cette zone.

5.1 Complément de validation du modèle et méthodologie

Nous avons vu dans le Chapitre 4 que la simulation OLYMPE1 représentait bien la circulation générale en Méditerranée Nord-Occidentale et qu'elle permettait une bonne représentation du CN dans la partie Nord-Est de la zone d'étude, en mer Ligure. Nous analysons ici la représentation de la circulation plus à l'ouest. Pour cela, nous utilisons les données des radars HF d'Ibiza décrits dans le Chapitre 2 et qui couvrent une zone visible sur la Figure 5.1a. Nous réalisons le même type de diagnostic que dans la section 4.1.2 avec des diagrammes longitude/temps (Figure 5.1) des courants de surface issus des radars (Figure b), du modèle (Figure c) et les différences observations/modèle (Figure d) pour une section à 38.8° N. Les profils de courant moyens de ces diagrammes sont présentés au dessus de chaque figure. Notons que les radars ne couvrent pas tout le canal d'Ibiza mais nous avons choisi d'extraire toute la zone côte à côte du modèle pour faciliter l'interprétation des signaux capturés.

Pour rappel, la simulation OLYMPE1 était en très bon accord avec les radars HF situés vers Toulon, avec un profil moyen quasi identique en termes de position, valeur maximale et largeur du CN, et des variations en amplitude assez proches. Au niveau du canal d'Ibiza, on constate également un très bon accord sur les profils moyens avec une vitesse de courant qui passe de -0.05 m/s à l'ouest de la section radars à 0.05 m/s vers 1.02° E avant de diminuer jusqu'à 0 à l'approche de la côte (Figure 5.1 en haut à gauche). La différence entre les deux profils souligne cependant des valeurs de courant plus importantes pour le modèle que pour les radars à l'ouest de la section. Avec le modèle on peut extraire les courants jusqu'à la côte espagnole, ce qui permet d'observer une augmentation de la vitesse du courant vers le sud qui atteint -0.13 m/s avant de redevenir nulle à 0.16° E. Ces valeurs négatives correspondent au CN qui sort par le détroit, comme on peut le voir sur les figures de circulation générale présentées dans le Chapitre 4 (Figure 4.1). Les valeurs positives visibles dans les profils moyens radars et modèle se rapportent alors au courant qui entre en Mer des Baléares.

Les diagrammes longitude/temps de la Figure 5.1b et c nous renseignent sur la variabilité des courants qui entrent ou sortent par le détroit. PASCUAL et al., 2015 et TROUPIN et al., 2015 ont montré la grande diversité de situations pouvant avoir lieu dans le canal avec un courant pouvant se diriger vers la côte, vers le nord ou le sud, ou une situation tourbillonnaire. Concernant les radars, un courant fort vers le nord à l'est de la section est visible pendant les hivers 2013 et 2014, puis à partir de 2015, il devient continu jusqu'à fin 2016 avec un court renversement début 2016. Le modèle représente bien le courant fort vers le nord pendant les hivers 2013 et 2014, avec un décalage vers l'ouest pour cette dernière année et on voit également un fort courant entrant dans le détroit de 2015 à 2016. La variabilité est donc

5.1. Complément de validation du modèle et méthodologie

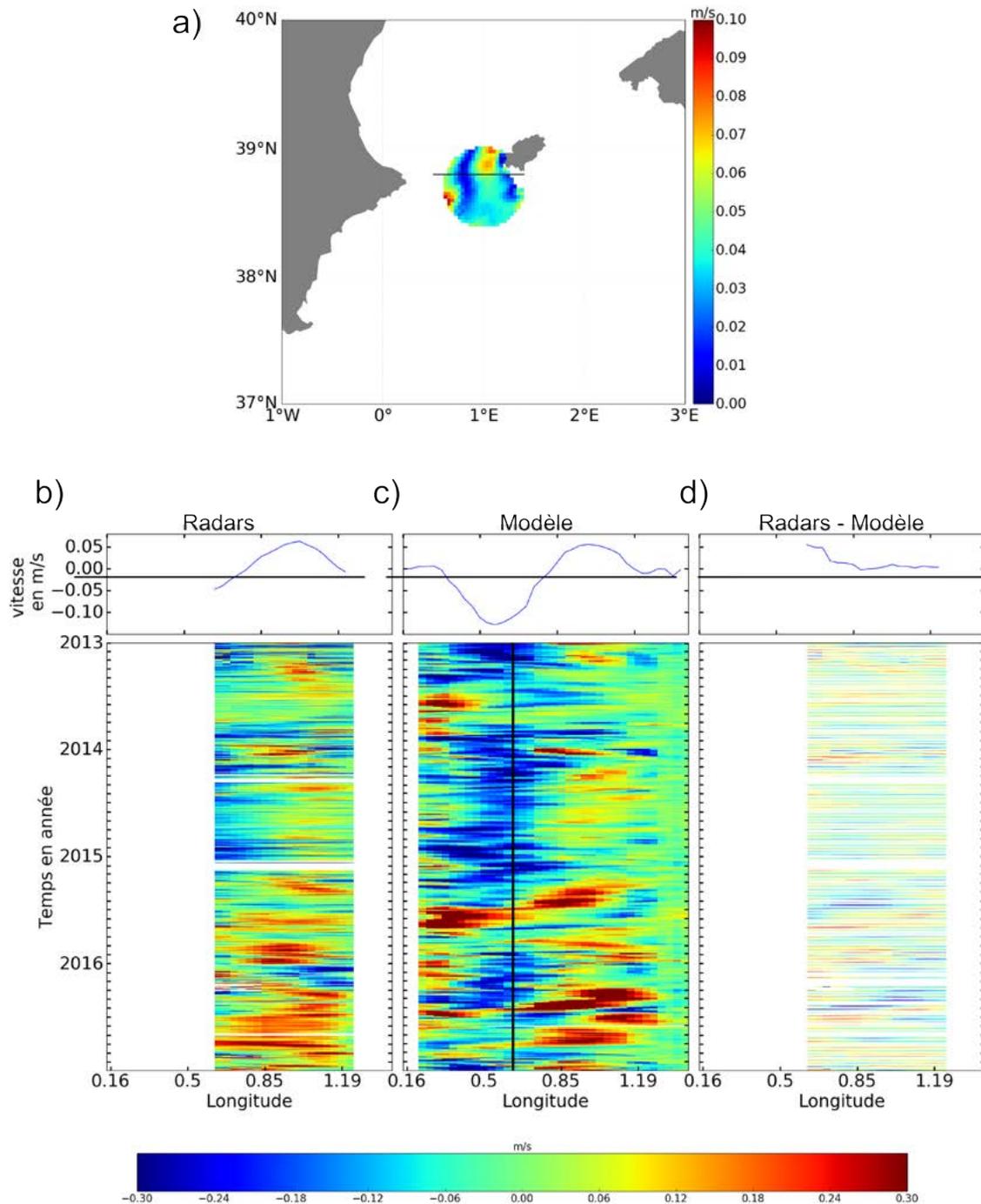


FIGURE 5.1 – a) Carte de la zone couverte par les radars. La radiale à 38.8° N utilisée pour la comparaison avec le modèle est représentée par le trait noir. Courants totaux le long de la section est-ouest représentée sur la carte a) pour b) les radars HF ; c) Symphonie. d) Différences entre les courants radars et les courants Symphonie. Les figures du haut représentent les profils de courant moyens des hovmullers. Le transect du modèle couvre la zone Ibiza - côte espagnole alors que les données radars s'arrêtent à 0.5° E. La barre verticale noire sur la Figure b correspond à la limite des données radars.

plutôt bien représentée dans le modèle, avec des structures aux bons endroits même si celles-ci sont parfois un peu décalées dans le temps et dans l'espace. On note un courant un peu plus fort dans le modèle en 2015-2016.

Ces diagnostics, comme les précédents du Chapitre 4, montrent que notre simulation est suffisamment réaliste pour permettre l'étude de la circulation régionale et de sa variabilité saisonnière et interannuelle que nous allons analyser dans les sections suivantes.

Pour analyser la circulation régionale, on va s'intéresser au transport à travers 14 sections choisies dans le but d'échantillonner toute la Méditerranée Nord-Occidentale. Ces sections sont visibles sur la Figure 5.3 et permettent notamment de couvrir le parcours du CN de sa formation par la jonction du courant au canal de Corse et du WCC jusqu'au détroit d'Ibiza. Nous avons aussi choisi de nous intéresser au Courant Baléares (Balearic Current, BC) et au Front Baléares (FB). Dans le Chapitre 3 nous avons vu que l'altimétrie semblait mettre en évidence un contre-courant vers l'est localisé juste en dessous du CN entre Toulon et Nice. Il pourrait s'agir d'une recirculation mais également du Front Baléares qui serait localisé plus au nord pour certaines saisons. Pour mieux comprendre ce qu'observe l'altimétrie, nous avons rajouté la section FB J2 222. L'amplitude des courants est visible en fond de carte de la Figure 5.3.

Pour chaque section, on moyenne les profils de courants absolus par mois puis on calcule le transport net sur les 200 premiers mètres (Figure 5.2). Cette valeur de profondeur a été retenue afin d'être en cohérence avec une grande partie de la littérature (BOSSE, 2015, SAMMARI et al., 1995, BETHOUX et al., 1982, ASTRALDI et al., 1990). Ce choix sera discuté dans la section 5.5.1. Le transport est calculé sur la période du modèle c'est-à-dire du 18/05/2011 au 31/03/2017. La largeur diffère d'une section à l'autre, afin de prendre en compte la totalité d'un canal ou détroit le cas échéant et ensuite pour capturer au mieux les veines de courants aux endroits considérés.

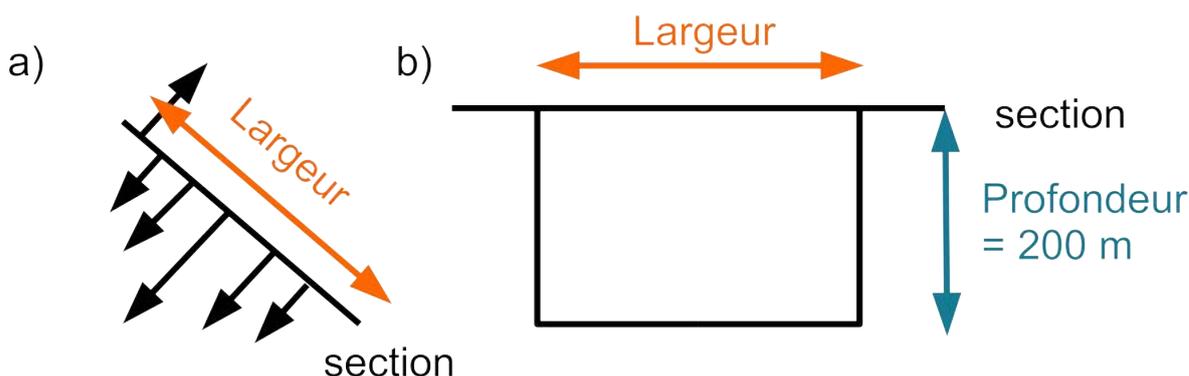


FIGURE 5.2 – Schéma de la méthodologie utilisée pour le calcul du transport avec a) une vue horizontale et b) une vue verticale

On obtient alors des séries temporelles mensuelles de transport pour chaque section. Le transport moyen sera discuté dans la section 5.2, puis ses variations saisonnières et inter-annuelles seront présentées dans les sections 5.3 et 5.4 respectivement. Nous discuterons les

5.2. Circulation moyenne en Méditerranée Nord-Occidentale

résultats par zone en considérant 4 grandes régions :

- la mer Ligure : avec les sections du WCC, du Canal de Corse et de Nice
- le Golfe du Lion : avec les sections de Toulon, Marseille et Perpignan
- la mer Baléares : avec les sections de Barcelone, du détroit d'Ibiza, du canal Ibiza-Majorque et du BC
- le Front Baléares : avec les sections FB Centre, J2 222 et WCC sud

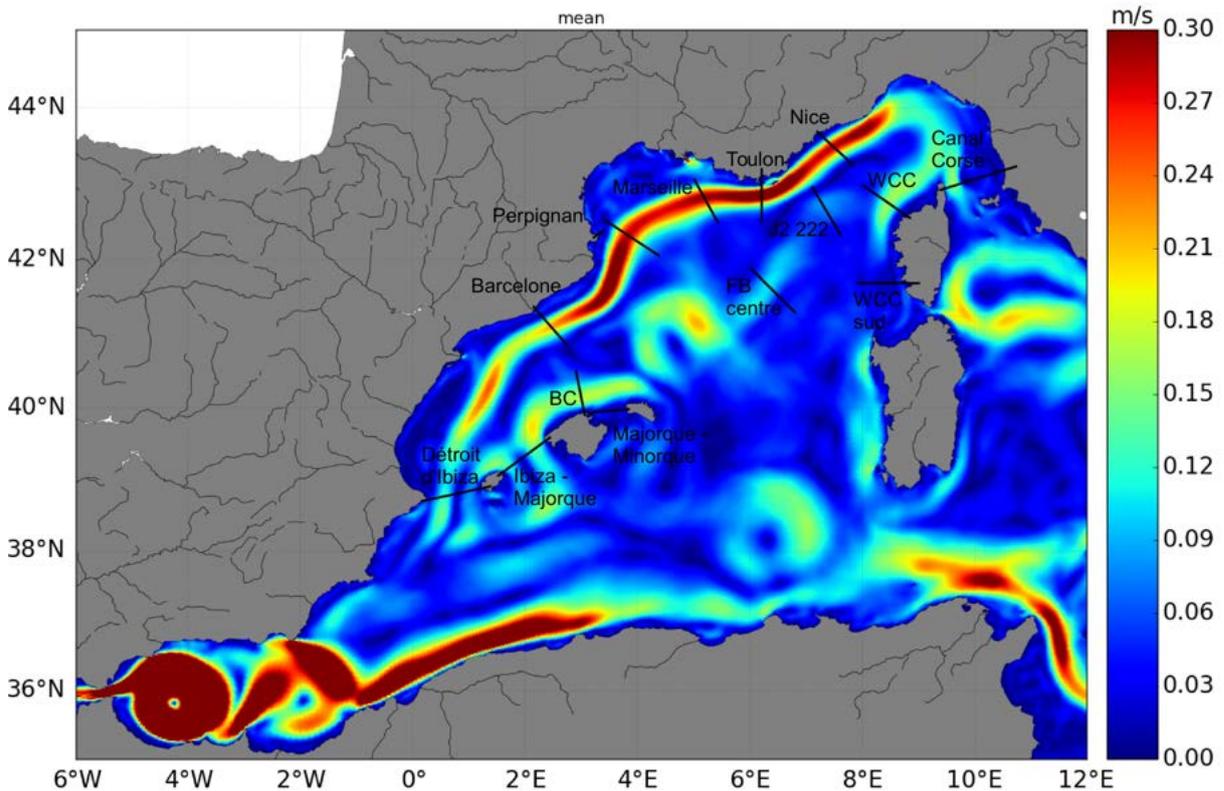


FIGURE 5.3 – Carte des sections le long desquelles le transport a été calculé. En fond de carte est représentée l'amplitude du courant moyen de surface sur la période 05/2011 - 03/2017.

5.2 Circulation moyenne en Méditerranée Nord-Occidentale

Tout d'abord nous nous intéressons au transport moyen dans la région. La Figure 5.4 indique la valeur moyenne du transport calculée à partir des séries temporelles pour chaque section et permet de définir les conventions de signe. La convention choisie est un transport positif (négatif) sur la droite (gauche) de la section. Celles-ci vont toujours du Nord vers le Sud sauf la section du détroit d'Ibiza et celle du WCC sud qui est horizontale et qui va donc de l'est vers l'ouest. Le Tableau 5.1 synthétise ces valeurs.

Tout d'abord on peut vérifier que l'on retrouve bien le schéma de circulation régionale décrit dans la littérature (Chapitre 1). Au canal de Corse et à travers la section du WCC, le transport est bien dirigé vers le nord-ouest et est respectivement. Puis les valeurs des sections suivantes reflètent principalement le transport du CN que l'on suit à travers les sections de Nice, Toulon, Marseille, Perpignan et Barcelone avant de constater sa division à travers les sections du détroit d'Ibiza, vers le sud et le détroit de Gibraltar et du BC, vers l'est. La section FB Centre nous montre également la présence du Front Baléares.

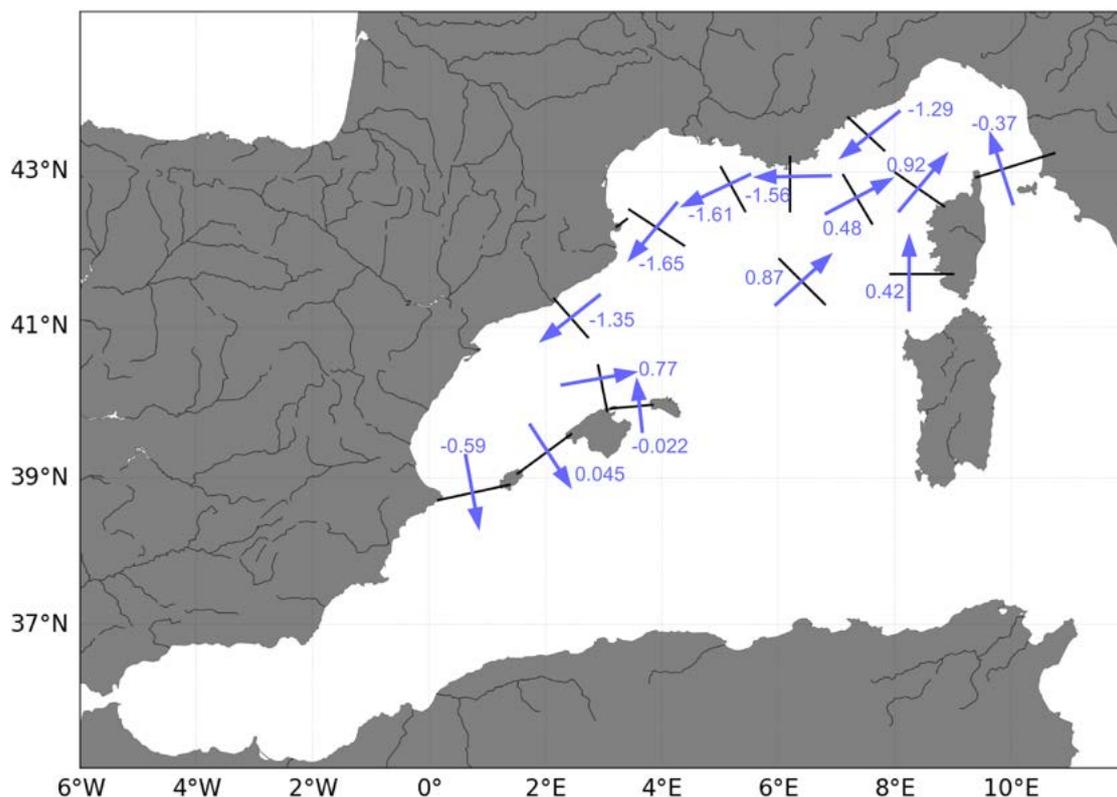


FIGURE 5.4 – Carte des sections le long desquelles le transport a été calculé. Conventions pour le calcul du transport et valeurs moyennes

A travers la Figure 5.4 et le Tableau 5.1, si on raisonne en fonction des zones précédemment définies, on constate tout d'abord que le bilan des flux en mer Ligure est fermé avec un transport au niveau de Nice qui vaut -1.29 Sv, et, si on prend en compte la convention de signe, correspond à la somme des transports au canal de Corse (-0.37 Sv) et du WCC (0.92 Sv). Le transport à Nice est en bon accord avec les chiffres de la littérature qui ont été calculés par BOSSE, 2015, SCHROEDER et al., 2008 (1.29 Sv), ALBEROLA et al., 1995 ($1-1.6$ Sv), SAMMARI et al., 1995 ($0.9-1.5$ Sv), un peu plus faible que ceux de BETHOUX et al., 1982 (1.4 Sv). Ces derniers trouvent une contribution identique du WCC et du canal de Corse (0.7 Sv) ce qui n'est pas notre cas ni celui d'ASTRALDI et GASPARINI, 1992 (0.5 Sv au canal de Corse et 1.15 sv pour le WCC). Nous sommes également plus proches des chiffres de VARA et al., 2019 et SCIASCIA et al., 2019 qui ont trouvé 0.34 Sv et 0.49 Sv, respectivement, pour le canal

5.2. Circulation moyenne en Méditerranée Nord-Occidentale

de Corse. Ensuite on peut suivre l'évolution du transport du CN avec une augmentation progressive de Nice (-1.29 Sv) à Perpignan (-1.65 Sv) avant une diminution au niveau de Barcelone (-1.35 Sv). Cette tendance ne correspond pas à celle trouvée par BOSSE, 2015 qui constate une diminution au niveau de Toulon et Marseille (0.8 Sv) avant une augmentation à Perpignan (1.36 Sv) mais le nombre de sections analysées à Toulon est plus faible qu'à Nice et la section de Marseille n'est pas orientée de la même manière que dans notre cas. Il existe moins d'études historiques sur les sections de Toulon, Marseille et Perpignan que sur celle de Nice. Néanmoins LAPOUYADE et DURRIEU DE MADRON, 2001 ont trouvé des valeurs variant de 0.2 à 1.2 Sv à Marseille mais leur section ne couvre pas totalement le CN. Ils obtiennent 1.66 Sv pour une section proche de celle de Perpignan, ce qui est proche de nos résultats. OURMIÈRES et al., 2011 trouvent 1.22 Sv pour une section plus à l'ouest que notre section de Toulon et 1.9 Sv pour une section vers Marseille, peut être plus perpendiculaire au CN que la section étudiée ici. Néanmoins il faut noter que tous ces résultats peuvent être dépendants de la longueur des radiales considérées, notamment en cas de mouvement de la veine principale de courant.

section	Canal Corse	WCC	Nice	Toulon	Marseille
Transport	-0.37	0.92	-1.29	-1.56	-1.61
section	Perpignan	Barcelone	Détroit d'Ibiza	Ibi-Maj	BC
Transport	-1.65	-1.35	-0.59	0.045	0.77
section	Maj-Min	FB Centre	J2 222	WCC sud	
Transport	-0.022	0.87	0.48	0.42	

TABLE 5.1 – Moyenne du transport en Sverdrup pour chaque section indiquée sur la Figure 5.3 pendant la période Symphonie (05/2011 - 03/2017)

En mer Baléares, en comparant les valeurs moyennes de transport au niveau de Barcelone (-1.35 Sv) à celles additionnées du détroit d'Ibiza (-0.59 Sv), du détroit entre Ibiza et Majorque (0.045 Sv) et du BC (0.77 Sv) on obtient une différence de 0.05 Sv et donc un bilan quasiment fermé. Le transport au canal de Majorque est à l'opposé de celui trouvé par BARCELÓ-LLULL et al., 2019 (0.06 Sv vers le nord-est), qui soulignent sa variabilité et le fait que des tourbillons bloquent souvent le détroit. En revanche, au canal d'Ibiza nos chiffres sont en parfait accord avec ceux de HESLOP et al., 2012. Enfin, entre la section FB Centre et FB J2 222, le transport moyen diminue de moitié, il passe de 0.87 Sv à 0.48 Sv tandis que le transport moyen du WCC double entre le sud et le nord de la Corse. Ceci suggère une division du Front Baléares en deux branches dont une qui pourrait venir intensifier le WCC, et une qui passerait plus au nord. Le contre-courant capturé par l'altimétrie mis en évidence dans le Chapitre 3 serait alors le fait du Front Baléares et non d'une recirculation du CN en mer Ligure. Nous reviendrons sur ce point dans la section 5.3.4

5.3 Cycle saisonnier

Nous analysons à présent les variations saisonnières des transports autour des valeurs moyennes discutées précédemment. Pour calculer le cycle saisonnier, on moyenne les valeurs obtenues pour chaque mois. On calcule également l'écart-type pour chaque mois, indiqué sous la forme de barres autour des valeurs moyennes sur les figures des climatologies du transport. Nous regroupons les résultats selon les 4 grandes zones précédemment décrites.

5.3.1 Mer Ligure

La Figure 5.5a montre les variations saisonnières de transport pour chaque section de la zone. On constate que celles du CN au large de Nice sont principalement modulées par celles du transport à travers le canal de Corse, comme déjà souligné par BÉTHOUX et al., 1988. Ces deux climatologies ont un cycle saisonnier bien marqué et bien en phase, avec un maximum du transport (négatif) atteint en février (-1.07 Sv au canal de Corse et -1.77 Sv à Nice) et un minimum en léger décalage : juillet pour Nice (-0.91 Sv) et août pour le canal de Corse (0.22 Sv). Ce transport positif au canal de Corse en été suggère une inversion du courant, alors dirigé vers le sud, étudiée par SCIASCIA et al., 2019. Les variations saisonnières sont plutôt en accord avec celles décrites par ASTRALDI et GASPARINI, 1992 et VIGNUDELLI et al., 2000, qui indiquent 0.8-0.9 Sv en hiver et des valeurs inférieures à 0.2 Sv en été au canal de Corse. L'amplitude du transport saisonnier vaut 1.29 Sv au canal de Corse et 0.86 Sv au large de Nice. Pour les deux climatologies, l'écart-type varie aussi de manière saisonnière avec des variations plus faibles d'une année sur l'autre en été de juin à août (~ 0.1 Sv) et plus élevées en hiver (> 0.4 Sv en février). La climatologie du WCC montre au contraire un flux bien plus constant d'environ 1 Sv avec une amplitude saisonnière de 0.45 Sv, beaucoup plus faible donc qu'au canal de Corse et qu'au large de Nice.

En mer Ligure (sections de Nice, du WCC et du canal de Corse), les valeurs moyennes montraient une fermeture du bilan du transport. On teste donc l'hypothèse que cette fermeture se retrouve à l'échelle saisonnière. Si on somme les climatologies mensuelles du canal de Corse et celle du WCC et que l'on compare le résultat à celle du transect au niveau de Nice (Figure 5.5b), on remarque des différences, avec un transport à Nice plus faible de janvier à avril, plus fort de mai à septembre, avec un très bon accord pour les trois derniers mois de l'année. La différence maximale entre les deux est de 0.33 Sv en mars. Ces différences entre les variations saisonnières réelles à Nice et celles issues de l'hypothèse de fermeture seront discutées dans la section 5.5.

5.3.2 Golfe du Lion

Au large du Golfe du Lion, on suit les variations saisonnières du CN d'ouest en est à travers les sections de Toulon, Marseille et Perpignan. La Figure 5.6a présente les variations saisonnières pour ces 3 sections, en rappelant également celles de Nice. Les valeurs moyennes

5.3. Cycle saisonnier

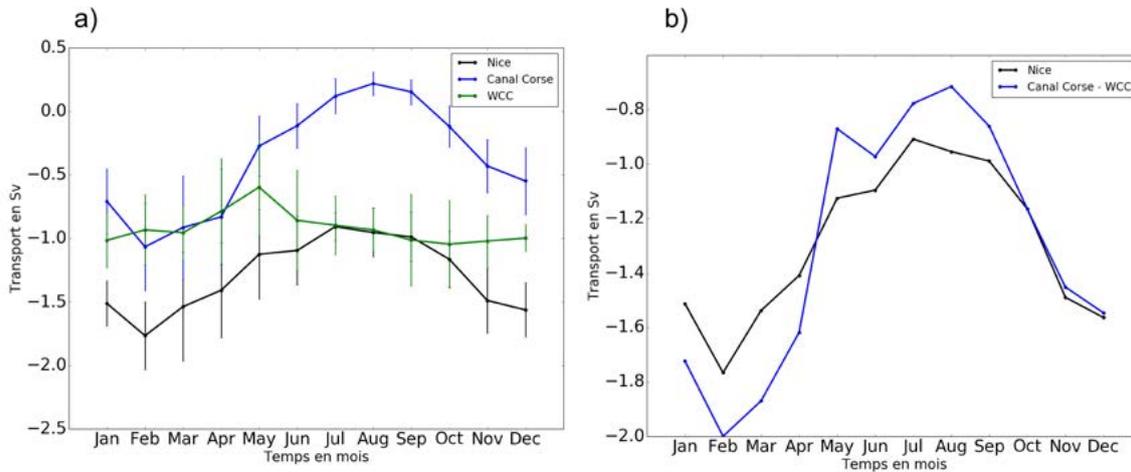


FIGURE 5.5 – Climatologie mensuelle du transport a) le long des sections du canal de Corse (en noir), du WCC (en bleu), du CN à Nice (en vert). Les barres d’erreur représentent l’écart-type pour chaque mois ; b) le long de la section du CN à Nice (en noir) et en ajoutant le Canal de Corse et le WCC (en bleu)

de ces trois sections étaient assez proches : 0.05 Sv de différence entre Toulon et Marseille et 0.04 Sv entre Marseille et Perpignan (Tableau 5.1), potentiellement causées par la longueur relative des sections comparé à la largeur du flux associé au CN que celles-ci capturent. On voit bien sur la Figure 5.6a que les trois sections du Golfe du Lion ont un transport supérieur en moyenne à celui de Nice. Les variations saisonnières sont très en accord avec des valeurs maximales obtenues en février (-1.98 Sv à Toulon, -2.10 Sv à Marseille et -2.07 Sv à Perpignan) et des valeurs minimales en août (-1.09 Sv à Toulon, -1.13 Sv à Marseille et -1.14 Sv à Perpignan). Au niveau du Golfe du Lion, ce minimum est donc décalé d’un mois par rapport à Nice. L’amplitude saisonnière vaut 0.89 Sv au large de Toulon, 0.97 Sv au large de Marseille et 0.93 Sv au large de Perpignan, proche de celle de Nice (0.86 Sv). Vers Toulon, cette climatologie correspond à celle de HERBAUT et al., 1997 au niveau des valeurs (entre 1 et 2.2 Sv) et du minimum (en août). PETRENKO, 2003 montre également que le CN varie entre 0.8 Sv et 2 Sv selon la localisation en juin et 1.7 Sv et 2.1 Sv en janvier. Les écart-types sont également généralement plus élevés en février/mars que le reste de l’année.

Dans l’optique de suivre les évolutions du CN plus à l’ouest, on compare aussi les variations saisonnières de son transport à Perpignan et Barcelone (Figure 5.6b). Les deux courbes montrent bien le même cycle saisonnier mais pour Barcelone le maximum est atteint en avril (février pour Perpignan). En moyenne, le transport diminue de 0.3 Sv entre Perpignan et Barcelone. Cependant on note que les différences entre les deux climatologies mensuelles sont beaucoup plus importantes en décembre, janvier, février (>0.4 Sv) que pour les autres mois (entre 0.2 et 0.3 Sv sauf en octobre). L’amplitude du cycle saisonnier de Barcelone est de 0.77 Sv, soit 0.26 Sv de moins que pour Perpignan.

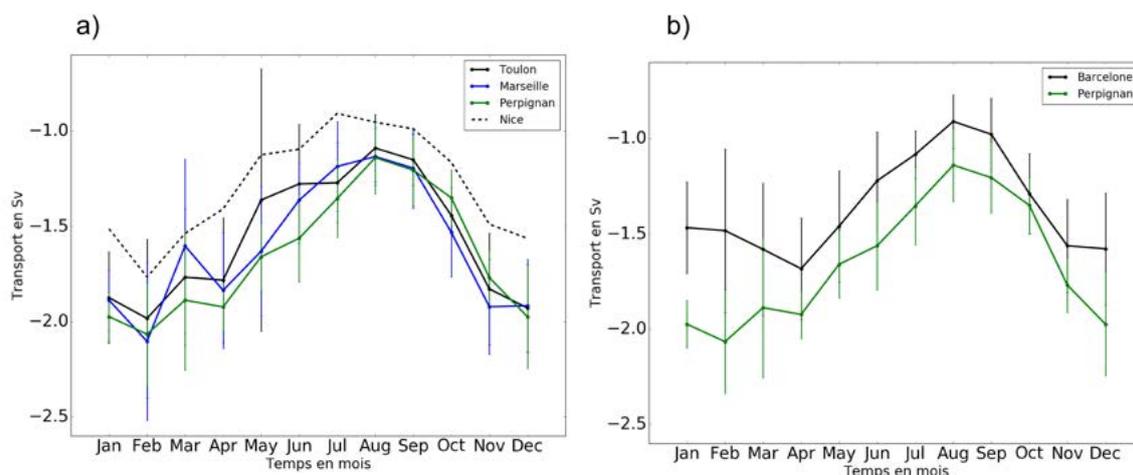


FIGURE 5.6 – Climatologie mensuelle du transport le long des sections a) du CN à Nice (en pointillés), du CN à Toulon (en noir), du CN à Marseille (en bleu), du CN à Perpignan (en vert); b) de Perpignan (en vert) et de Barcelone (en noir). Les barres d'erreur représentent l'écart-type pour chaque mois.

5.3.3 Mer Baléares

On passe ensuite en mer Baléares, où nos 4 sections vont nous servir à décrire le devenir du transport du CN à l'ouest de Barcelone. A cet endroit, le transport a un cycle saisonnier (courbe noire sur la Figure 5.7a) avec des valeurs entre 1 et 2 Sv comme décrit dans MILLOT, 1991. Le même cycle saisonnier est observé à la section du canal d'Ibiza, mais avec une amplitude plus forte de 1.11 Sv. Au contraire, plus au nord-est, le BC ne présente pas de variation saisonnière importante avec un transport compris entre 0.61 et 0.95 Sv, soit une variabilité de 0.34 Sv. Celle-ci est comparable à celle trouvée par JUZA et al., 2013 en utilisant des gliders (0.3 Sv en hiver et 0.6 Sv en été) mais nos valeurs de transport sont plus importantes. Au niveau du canal de Majorque (qui correspond à la section Ibiza-Majorque de la Figure 5.3), les valeurs de transport sont très faibles, excepté en février où un maximum est atteint (-0.38 Sv). L'amplitude du cycle saisonnier y est néanmoins de 0.70 Sv due à la variabilité du sens du courant à travers cette section. PINOT et al., 2002 ont étudié différentes situations de 1996 à 1998 avec des exemples pour toutes les saisons qui montrent la grande variabilité de la circulation à cet endroit, avec des courants entrants et sortants au canal de Majorque. D'après leurs résultats, le CN qui arrive en mer Baléares est assez fort en hiver (~ 1.2 Sv), puis il s'affaiblit au printemps (~ 0.7 Sv) puis en été (< 0.6 Sv) et en automne (0.5 Sv) ce qui correspond aux variations de nos résultats qui sont néanmoins plus forts. Le courant qui traverse le canal d'Ibiza est quant à lui très fort en hiver, souvent bloqué par des tourbillons au printemps et en été, avec un courant quasi nul en août, comme on peut voir sur la Figure 5.7a.

Pour tester à l'échelle saisonnière l'hypothèse de fermeture du bilan du transport entre les sections de Barcelone, Ibiza, Majorque et du BC, on retranche les climatologies des sections de Majorque et du BC à celle d'Ibiza et on compare le résultat à celui de Barcelone (Figure 5.7b).

5.3. Cycle saisonnier

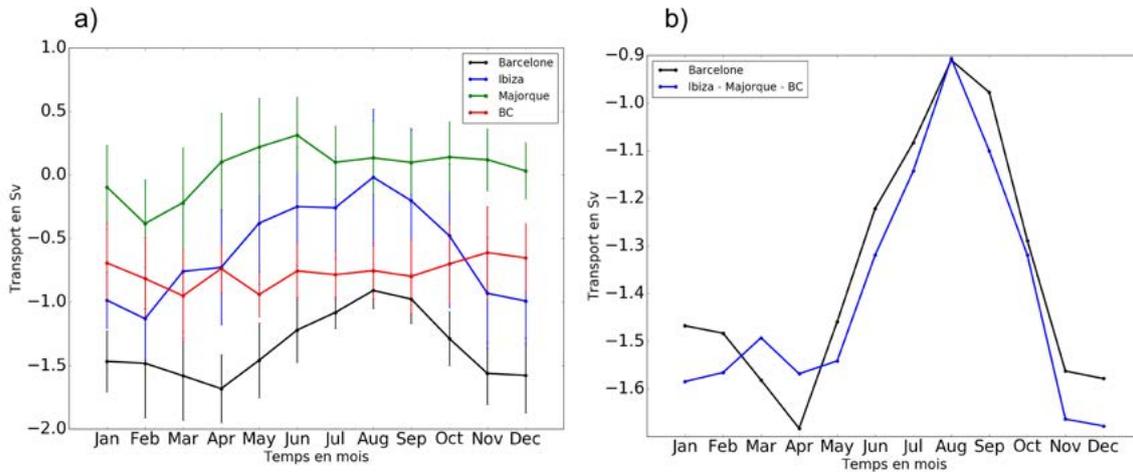


FIGURE 5.7 – a) Climatologie mensuelle du transport le long des sections du CN à Barcelone (en noir), du détroit d’Ibiza (en bleu), du canal Ibiza-Majorque (en vert), du courant Baléares (en rouge). Les barres d’erreur représentent l’écart-type pour chaque mois. b) Comparaison entre les climatologies à Barcelone (en noir) et l’addition des climatologies à Ibiza, Majorque et du BC (en bleu)

Les courbes sont effectivement très semblables, sauf de janvier à avril, où elles présentent une différence assez constante d’environ 0.1 Sv. Ces masses d’eaux non capturées par nos transects pourraient recirculer le long de la côte ou être bloquées dans un tourbillon.

5.3.4 Front Baléares

On suit à présent les variations saisonnières du flux qui recircule à travers le Front Baléares. La Figure 5.8a présente les climatologies du transport pour les sections FB Centre et FB J2 222. Le long de la section FB Centre, on observe un cycle saisonnier et des variations qui sont irrégulières avec un minimum en mai de 0.41 Sv et un maximum en novembre de 1.26 Sv. Comme vu à la section 5.2 la valeur moyenne de cette section est presque le double de celle de la section FB J2 222 avec des fortes différences de novembre à avril (maximum de 0.81 Sv en avril) et nettement plus faibles le reste de l’année (Figure 5.8a). Le long de la section FB J2 222, le transport vers l’est montre cette fois un cycle saisonnier très net avec des valeurs presque nulles en mars et avril et un transport maximal de 0.82 Sv en octobre. L’amplitude du transport saisonnier vaut 0.85 Sv pour la section FB centre et 0.71 Sv pour la section FB J2 222. Ce résultat renforce notre hypothèse faite à la section 5.2 d’une branche nord du Front Baléares qui circulerait juste au sud du CN en mer Ligure. Cette branche semble exister surtout en été et en automne, saisons pour lesquelles elle est aussi alimentée par une recirculation vers Perpignan. Ceci est visible sur les cartes de climatologie mensuelles de courant de surface de l’Annexe A. Sur ces cartes sont représentées les sections et l’on peut constater que la section FB J2 222 est parfois très proche du CN il est donc possible qu’elle capture une partie de son signal en hiver ce qui pourrait aussi expliquer (au moins partiellement) ces valeurs beaucoup plus faibles (les deux flux étant en sens opposé).

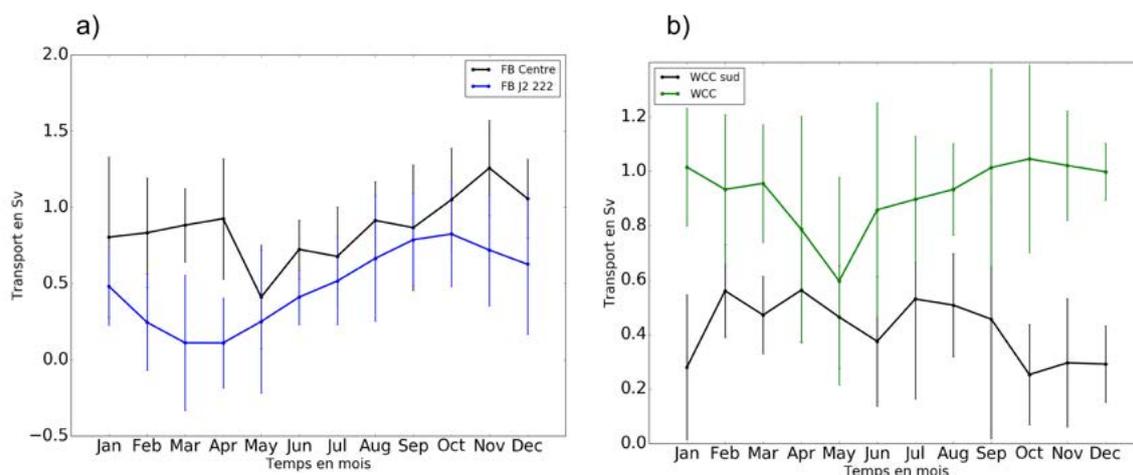


FIGURE 5.8 – Climatologie mensuelle du transport le long des sections a) du Front Baléares et b) du WCC. Les barres d'erreur représentent l'écart-type pour chaque mois.

On s'intéresse maintenant au WCC. Sur la Figure 5.8b sont présentées les variations saisonnières des sections au sud et au nord de la Corse. Pour rappel les valeurs moyennes respectives sont de 0.42 Sv et 0.92 Sv. Au sud, l'amplitude saisonnière du transport du WCC est de 0.31 Sv et le transport est plus faible en fin d'année, lorsqu'il est fort pour la section WCC. Le fait que cela corresponde également à la période où le transport à travers la section FB Centre augmente pourrait signifier que c'est le Front Baléares qui nourrit l'augmentation du WCC du nord de la Corse en hiver. Cela suggère une division du Front Baléares après la section FB Centre en deux branches, une traversant la section FB J2 222, l'autre rejoignant le WCC au nord de la Corse. L'importance relative de ces deux branches semble dépendre de la saison.

5.4 Variabilité interannuelle

Après avoir décrit les moyennes et les variations saisonnières du transport, nous mettons à profit la période de notre simulation qui recouvre plusieurs années pour étudier les variations interannuelles capturées le long de chaque section sur la période (de mai 2011 à mars 2017). Notons que dans cette section sont présentées les séries temporelles mensuelles de transport mais une version de ces séries sans le cycle saisonnier est proposée en Annexe B.

5.4.1 Mer Ligure

La Figure 5.9a représente les séries temporelles mensuelles du transport pour les sections situées en mer Ligure. En Annexe B, nous avons également représenté ces séries temporelles en enlevant le cycle saisonnier pour mieux observer les anomalies interannuelles. On constate tout d'abord que sur les séries temporelles du transport au large de Nice et au canal de Corse,

5.4. Variabilité interannuelle

ce sont les variations saisonnières qui dominent tandis que le cycle saisonnier du WCC n'est pas très marqué comme vu précédemment.

Concernant les étés, les valeurs au canal de Corse sont quasi identiques et positives pour chaque année, entre 0.25 et 0.35 Sv, ce qui suggère une intrusion dans le canal de Corse du WCC chaque année (SCIASCIA et al., 2019). La Figure B.1a met en évidence une anomalie du transport du CN à Nice en été 2014 où celui-ci est beaucoup plus fort (~ 0.3 Sv) que la valeur du cycle saisonnier. Cet épisode correspond aux forts courants capturés par l'altimétrie mis en évidence dans le Chapitre 3. Cette anomalie est en phase avec un transport du WCC également beaucoup plus fort. En revanche, le transport au canal de Corse ne s'éloigne pas du cycle saisonnier à ce moment là.

Concernant les hivers, les maxima ont presque toujours lieu en février et sont eux très différents d'une année à l'autre pour le canal de Corse et le CN à Nice. Cela correspond aux écarts-types plus importants pour les mois d'hiver que l'on a notés d'après la Figure 5.5 qui présentait les climatologies pour ces sections. Ces variations interannuelles ont été analysées par VIGNUDELLI et al., 2000 qui les avaient reliées au différentiel de niveau stérique entre les mers Tyrrhénienne et Ligure, cette dernière étant toujours plus "basse". Ce différentiel varierait au gré des changements saisonniers et interannuels des conditions atmosphériques au dessus des deux bassins concernés.

En hiver, on note des anomalies de transport tout d'abord en 2012 avec un transport faible à Nice. Le modèle pourrait être encore dans une phase de spin up néanmoins on note également une anomalie positive au canal de Corse qui expliquerait le transport faible à Nice. Ensuite, l'hiver 2013 montre un transport fort pendant plusieurs mois à Nice, en phase avec le transport au canal de Corse. La Figure 5.9a nous montre qu'à partir du printemps le transport est progressivement atténué car le transport de la section WCC devient presque nul (anomalie négative de la Figure B.1a). En hiver 2014, le CN est également plus faible que les autres hivers, cette fois-ci il s'agit plutôt de la combinaison de deux flux faibles (WCC et canal de Corse) que d'une section en particulier. Enfin, en hiver 2017, les transports à travers les trois sections sont faibles.

On peut également noter une anomalie négative du transport du WCC en juin 2015 où il devient aussi très faible mais sans incidence sur le transport du CN à Nice.

Le Tableau 5.2 présente les coefficients de corrélation entre les séries temporelles de transport de la Figure 5.9 ce qui permet de constater une excellente corrélation (0.84) entre les variations de transport au canal de Corse et du CN à Nice, ainsi que l'absence de cohérence entre les variations de transport du WCC et celui du CN au large de Nice. Comme précédemment, si on teste l'hypothèse de fermeture du bilan de transport à l'échelle interannuelle, la série temporelle du transport au large de Nice devrait être proche de la série temporelle de l'addition entre les valeurs de transport du WCC et au canal de Corse. Rappelons que ce n'était pas complètement vrai à l'échelle saisonnière. La Figure 5.9b montre les séries associées. La corrélation entre elles est aussi très bonne (0.82). Les variations sont bien en phase et les principales différences entre les deux séries ont lieu en hiver 2012, 2013, 2015, 2016 et en été 2014, 2015 et 2016. Cette hypothèse de fermeture marche au premier ordre mais tout

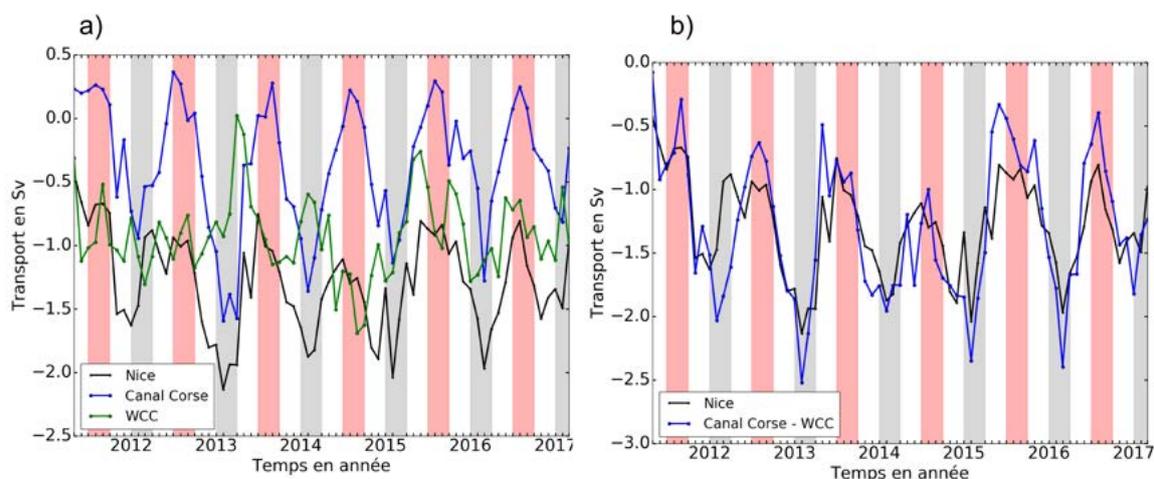


FIGURE 5.9 – Séries temporelles du transport a) le long des sections du canal de Corse (en bleu), du WCC (en vert), du CN vers Nice (en noir) ; b) le long de la section Nice (en noir) et en ajoutant le Canal de Corse et le WCC (en bleu). Les saisons d’été et d’hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.

comme pour l’échelle saisonnière (section 5.3.1), d’autres facteurs que les variations du WCC et du flux au détroit de Corse doivent être pris en compte si l’on veut comprendre l’ensemble des variations du transport du CN plus au nord.

Sections	Coefficient de corrélation
Canal Corse / Nice	0.84
WCC / Nice	-0.12
Canal Corse - WCC / Nice	0.82

TABLE 5.2 – Coefficients de corrélation entre les séries temporelles du transport en mer Figure

L’une des questions restantes est de savoir si les anomalies interannuelles du WCC observées proviennent de la section WCC sud ou des variations du Front Baléares. C’est ce que nous allons étudier dans la section suivante.

5.4.2 Front Baléares

La Figure 5.10a montre les séries temporelles du transport pour les sections FB Centre et FB J2 222. On observe assez peu de cohérence entre elles ce qui se traduit par une corrélation non significative (Tableau 5.3). Les valeurs de transport au niveau de la section FB centre sont tout le temps positives et présentent surtout une forte variabilité intrasaisonnière, qui explique la courbe climatologique irrégulière visible sur la Figure 5.8.

Concernant la section FB J2 222 qui, comme vu plus haut, présente un cycle saisonnier marqué (Figure 5.8), le transport devient négatif en fin d’hiver / début de printemps, saisons

5.4. Variabilité interannuelle

où il pourrait englober des méandres du CN qui seraient localisés au large (discuté dans la section 5.3.4). La série temporelle met en évidence la branche de courant vers le nord-est qui n'existe qu'en été/automne. Celle-ci a une forte variabilité interannuelle qui ne semble pas très cohérente avec celle du Front Baléares (Figure B.4a).

Concernant le WCC, les variations de transport aux deux sections l'échantillonnant au nord et au sud (Figure 5.10b) montrent que celui-ci n'est pas dominé par des variations saisonnières comme le CN. De plus, la section au sud montre plusieurs dates où le transport est nul ce qui laisserait penser que le courant à cet endroit n'est pas forcément permanent et/ou que des phénomènes de méso-échelle bloquant la circulation, tels que des tourbillons s'y produisent. Nous en donnons quelques exemples en Annexe C (Figures C.1a, C.1f, C.2b). Cela entraîne une corrélation non significative (0.17, Tableau 5.3) tout comme celle entre les séries temporelles de transport au niveau de la section FB Centre et FB J2 222.

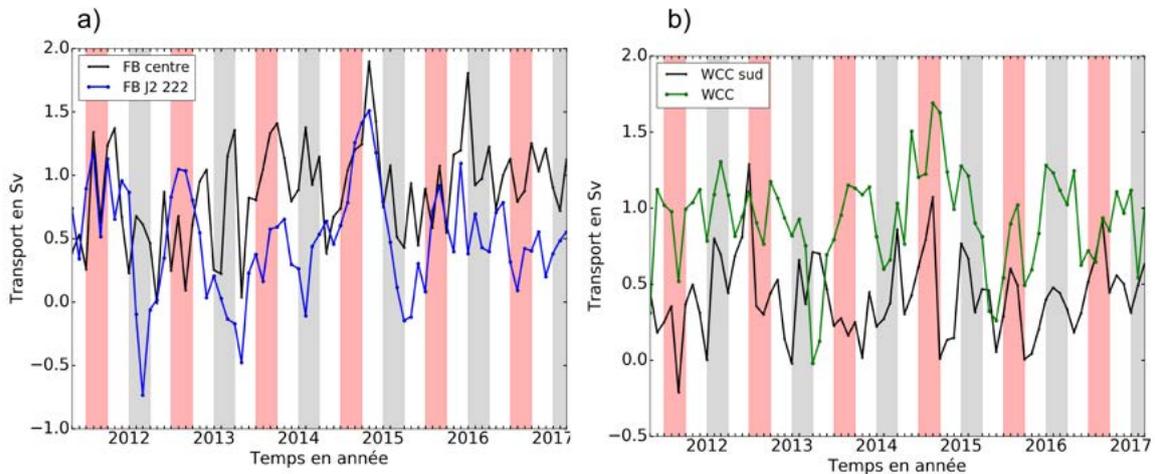


FIGURE 5.10 – Série temporelle du transport le long des sections a) du Front Baléares et b) du WCC. Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.

Sections	Coefficient de corrélation
FB centre / FB J2 222	0.25
WCC / WCC sud	0.17

TABLE 5.3 – Coefficients de corrélation entre les séries temporelles du transport du Front Baléares et du WCC

Avec ces sections, on ne peut parler réellement des anomalies interannuelles. Elles sont dominées par de la variabilité haute fréquence. A ces échelles interannuelles et intrasaisonnières, le lien entre les sections du WCC, du FB Centre et du WCC sud n'est pas évident : la corrélation entre les séries temporelles du WCC et de la somme du WCC sud et de la section FB Centre n'est en effet que de 0.32. Si l'on recherche l'origine des anomalies du WCC observées dans la section précédente (hiver 2013 et étés 2014 et 2015, aussi visibles sur la Figure B.4b), on constate que celle de l'hiver 2013 ne correspond pas à une anomalie d'une des autres séries. L'examen des cartes de courant de surface permet en revanche de détecter la présence d'un

tourbillon au niveau de la section WCC, ce qui expliquerait le transport nul à cette date (Figure C.1f). Au contraire en été 2014 et 2015, les anomalies respectivement positives et négatives du WCC sont bien corrélées avec des anomalies du WCC sud (Figure B.4b).

En conclusion, pour répondre à la question posée dans la section précédente, les anomalies interannuelles du WCC proviennent d'une grande variété de situations. Le tracé du Front Baléares est sujet à des variations qui peuvent parfois avoir un impact sur le transport du WCC en alimentant celui-ci en différents endroits le long de la Corse. De plus, le WCC rencontre parfois des tourbillons le long des côtes. Comprendre la variabilité des courants dans cette zone nécessiterait une étude plus approfondie.

5.4.3 Golfe du Lion

On se place ensuite dans le Golfe du Lion. Les séries temporelles mensuelles du transport pour les sections de Nice, Toulon, Marseille et Perpignan sont présentées sur la Figure 5.11a. Tout comme pour la mer Ligure, les variations saisonnières dominent largement les autres fréquences. Cela conduit à de très bonnes corrélations entre les sections : de 0.79 entre Toulon et Perpignan à 0.87 entre Marseille et Perpignan (Tableau 5.4). Le transport varie davantage d'un mois à l'autre en hiver, comme on avait déjà pu le constater sur les figures de climatologies où les écarts-types étaient plus importantes en hiver (Figure 5.6).

Pour rappel, nous avons souligné dans la section 5.4.1 que le transport du CN au niveau de Nice présentait des anomalies positives pour 3 hivers (2012, 2014 et 2017), une anomalie négative en hiver 2013 et une anomalie positive en été 2014. Nous allons voir si ces anomalies se retrouvent pour les sections en année du Golfe du Lion.

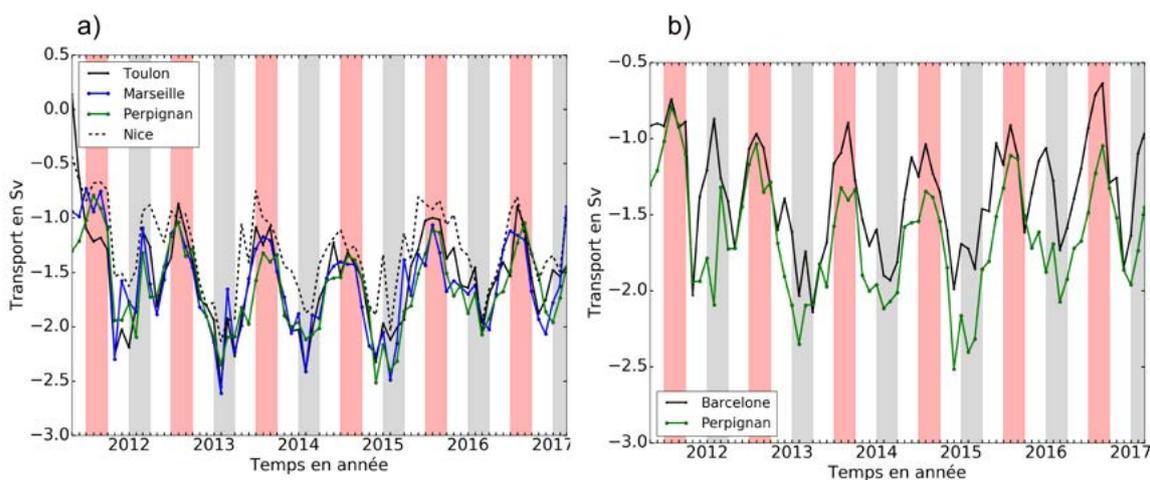


FIGURE 5.11 – Superposition des séries temporelles du transport le long des sections a) du CN vers Nice (en pointillés), du CN vers Toulon (en noir), du CN vers Marseille (en bleu), du CN vers Perpignan (en vert); b) de Perpignan (en vert) et de Barcelone (en noir). Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.

5.4. Variabilité interannuelle

Tout d'abord, en hiver 2012, le transport plus faible à Nice se retrouve bien pour les autres sections avec des anomalies légèrement plus faibles en allant vers l'ouest à Marseille et Perpignan (Figure B.2a). En revanche, en hiver 2014 l'anomalie disparaît, le CN se renforce vers l'ouest. On voit ensuite apparaître des anomalies positives à Toulon, Marseille et Perpignan en hiver 2016 qui n'étaient pas présentes à Nice. Enfin, l'hiver 2017 souligne bien un transport plus faible pour toutes les sections. En hiver 2013, il existe bien une anomalie négative au niveau de Toulon et Marseille mais décalée de deux mois par rapport à Nice (Figure B.2a) et qui s'atténue pour disparaître à Perpignan. Au contraire, le transport se renforce à l'ouest en hiver 2015 où des anomalies négatives apparaissent pour les sections de Marseille et Perpignan. En été 2014, l'anomalie négative présente à Nice est visible à Toulon et Marseille puis est progressivement atténuée à Perpignan.

Sections	Coefficient de corrélation
Nice / Toulon	0.84
Nice / Marseille	0.84
Nice / Perpignan	0.81
Toulon / Marseille	0.83
Toulon / Perpignan	0.79
Marseille / Perpignan	0.87
Perpignan / Barcelone	0.81

TABLE 5.4 – Coefficients de corrélation entre les séries temporelles du transport dans le Golfe du Lion

Comme pour le signal saisonnier on compare ensuite les séries de transport entre les sections de Perpignan et Barcelone (Figure 5.11b). La moyenne et le cycle saisonnier du transport à Perpignan sont plus forts qu'à Barcelone ce que l'on retrouve sur la série temporelle mais les différences entre les deux zones varient selon l'année avec un écart plus important pour les hivers 2012, 2015, 2016 et 2017 qu'en 2013 et 2014. Des différences importantes entre les deux sections peuvent aussi apparaître en été : 2013, 2014 et 2016. Nous reviendrons là dessus dans la discussion (section 5.5.3).

5.4.4 Mer Baléares

Plus à l'ouest, en mer Baléares, on retrouve encore des variations saisonnières très claires à la section de Barcelone (Figures 5.11b et 5.12a). Elles sont modulées par des variations interannuelles mais également intrasaisonnières. En comparaison, les sections de Majorque et du BC présentent des variations assez haute fréquence, sans cycle saisonnier bien défini comme vu dans la section 5.3. Concernant la section au canal d'Ibiza les variations interannuelles sont extrêmement fortes et dominant sur les variations saisonnières.

En ce qui concerne les anomalies interannuelles à Barcelone, on retrouve des hivers 2012, 2016 et 2017 faibles, comme à Perpignan. L'anomalie de l'hiver 2013 présente plus à l'est réapparaît à Barcelone. En été 2014, l'anomalie négative est atténuée comme à Perpignan.

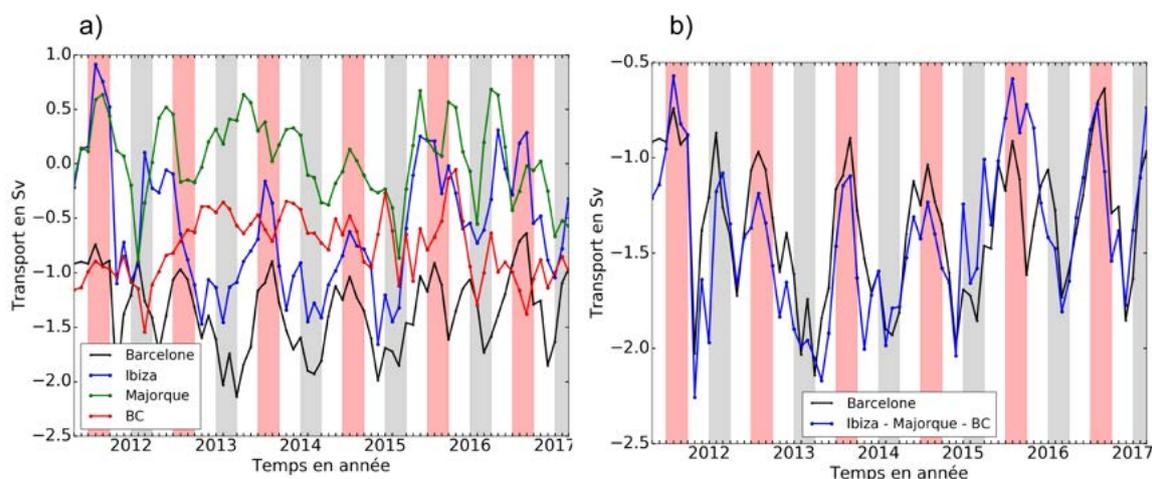


FIGURE 5.12 – Séries temporelles du transport a) le long des sections de Barcelone (en noir), d'Ibiza (en bleu), de Majorque (en vert) et du BC (en rouge) ; b) le long de la section Barcelone (en noir) et en ajoutant Ibiza, Majorque et le BC (en bleu). Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.

Cette variabilité interannuelle n'est que peu corrélée avec ce qui est observé pour le CN plus à l'est. Au niveau de la section du BC, on peut noter des valeurs de transport plus fortes en hiver 2012 et à partir de 2016 avec une forte rupture à chaque fois. Ces événements sont totalement décorrélés de la variabilité du CN. En revanche, on observe également cette rupture dans la série temporelle du transport au détroit de Majorque entre fin 2015 et l'hiver 2016. Un maximum négatif de transport a aussi lieu en hiver 2012 mais en décalage avec ce que l'on voit sur la section du BC. Au niveau du canal d'Ibiza, les hivers 2012, 2016 et 2017 présentent une anomalie positive, avec un transport faible tandis que les trois autres années sont assez identiques, avec un transport presque deux fois plus important. Les étés 2012 et 2014 sont plus forts et l'on peut remarquer qu'en été 2015 et pendant une grande partie de 2016, le transport est presque nul. Sur la Figure 5.1, on observe en effet sur le diagramme du milieu la présence de deux forts courants de signe opposé pour ces dates.

Sections	Coefficient de corrélation
Barcelone / Ibiza	0.68
Barcelone / BC	0.32
Majorque / BC	-0.40
Barcelone / Ibiza - Majorque - BC	0.78

TABLE 5.5 – Coefficients de corrélation entre les séries temporelles du transport en mer Baléares

Un calcul de corrélation entre les séries de la Figure 5.12a (Tableau 5.5) illustre le manque de cohérence entre le transport à Barcelone et le long de la section du BC (0.32). Entre Barcelone et le détroit d'Ibiza, on obtient une corrélation de 0.68. La corrélation s'améliore nettement en prenant en compte les transports aux détroits d'Ibiza et de Majorque et le

5.5. Discussion

BC pour fermer le bilan puisque elle vaut 0.78. Ce résultat est illustré sur la Figure 5.12b. Celle-ci présente un très bon accord avec des variations interannuelles bien en phase. Les principales différences ont lieu en janvier 2012, novembre 2013, janvier, avril et octobre 2015 et septembre 2016. La situation dans cette zone est complexe : les variations de flux du BC sont manifestement dictées par la combinaison de différents événements liés au CN et au détroit d'Ibiza. Les variations observées à travers ce dernier ne sont d'ailleurs pas dictées seulement par le CN. Ainsi différents processus se mettent en place à différentes périodes pour aboutir au flux du BC.

5.5 Discussion

Dans cette section, nous allons tenter d'aller plus loin dans la compréhension des variations spatio-temporelles observées ci-dessus, en analysant le problème sous trois angles distincts : influence de la profondeur du CN, de la convection et de la méso-échelle.

Le transport le long de nos sections est calculé sur les 200 premiers mètres, référence souvent choisie dans la littérature. Or les courants que nous cherchons à capturer peuvent parfois être plus profonds que notre référence, notamment à cause des changements de bathymétrie et des caractéristiques du CN, en particulier en hiver (ALBEROLA et al., 1995). Ainsi d'une section à l'autre on peut perdre de l'information si une partie du courant s'étend au delà de 200 mètres et cela va influencer sur nos résultats. Nous allons étudier cette question dans la section suivante.

5.5.1 Influence de la couche de référence dans le calcul du transport

Afin de connaître l'impact de notre choix de profondeur de référence sur le calcul de transport, la Figure 5.13a présente le transport moyen en fonction de la section, recalculé en prenant pour référence les profondeurs de 200, 700 et 1500 mètres. Les valeurs pour 200 mètres (courbe noire) sont celles indiquées dans le Tableau 5.1. On observe l'augmentation du transport en fonction de la profondeur de référence pour toutes les sections où la profondeur est supérieure à 1500 mètres. Au canal de Corse (500 mètres de profondeur) et au détroit Majorque-Minorque (moins de 200 mètres), il n'y a pas de différences. Pour toutes les sections le long du CN (de Nice à Barcelone), le transport jusqu'à 700 mètres vaut environ le double de celui jusqu'à 200 mètres ; la différence entre le transport à 200 et 700 mètres est plus grande que la différence entre le transport à 700 et 1500 mètres. Cela suggère que le courant entre 200 et 700 mètres n'est pas uniquement barotrope et confirme donc que le CN est généralement plus profond que la référence choisie pour nos calculs.

A titre d'exemple, la Figure 5.13b nous montre la série temporelle du transport pour la section de Marseille calculé à partir de 200, 700 et 1500 mètres. On remarque que les différences entre les séries temporelles présentent des variations saisonnières et interannuelles, surtout entre 200 et 700 mètres. Les transports à 700 et 1500 mètres sont parfois égaux ou le transport à 1500 mètres peut être légèrement inférieur à celui de 700 mètres (en mars ou

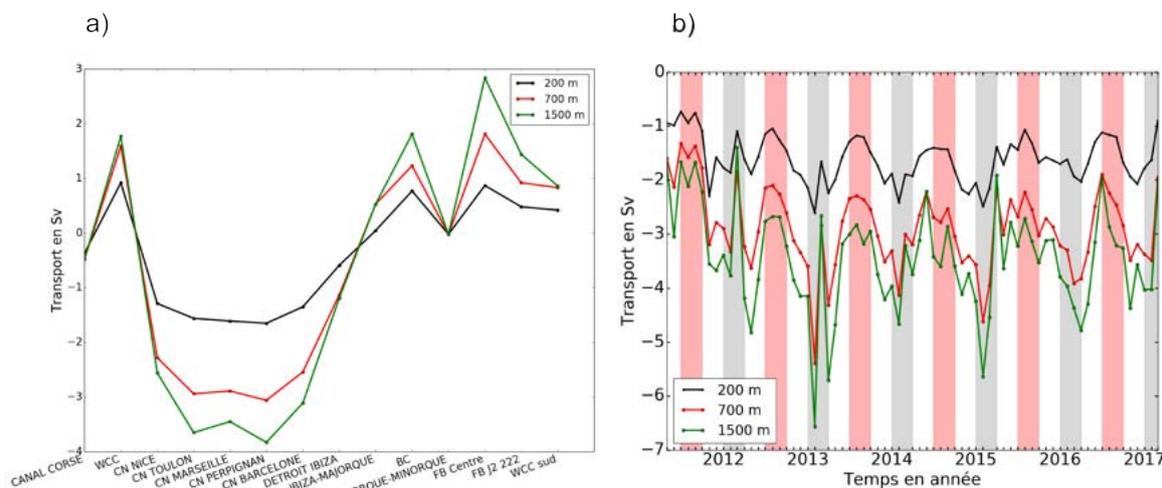


FIGURE 5.13 – a) Moyenne du transport total en fonction de la section et ; b) exemple des séries temporelles du transport le long de la section de Marseille pour une référence à 200 (courbes noires), 700 (courbes rouges) et 1500 mètres (courbes vertes).

avril pour les années 2012, 2013 et 2015, années de convection, et plus tard dans l'année en juin/juillet pour les années 2014/2016). SEND et TESTOR, 2017 mentionnent la présence de courants profonds au delà de 1200 mètres qui exportent les nouvelles WMDW et qui auraient un sens opposé au CN et qui pourraient être à l'origine de ce transport plus faible à 1500 mètres. Les différences entre les séries temporelles à 200 et 700 mètres sont comprises entre 0.59 et 2.78 Sv avec des extrema pour tous les mois de février sauf en 2012 et 2016 où les valeurs maximales sont atteintes en mai et mars respectivement. Cela corrobore l'hypothèse selon laquelle il existe des courants importants au delà de notre référence de 200 mètres. Nous avons ensuite calculé la moyenne de la profondeur du CN au niveau de Nice (non montré). Celle-ci dépasse les 200 mètres pour les mois de janvier, février, mars, avril, mois où le transport était plus faible que celui issu de la combinaison Canal de Corse / WCC (Figure 5.5). Ainsi ces différences s'expliqueraient par un CN qui s'épaissirait au niveau de Nice en hiver et dont une partie du transport serait alors non pris en compte dans notre calcul. Lorsque l'on effectue la comparaison entre les climatologies mensuelles du transport du CN à Nice par rapport à la somme du transport du WCC et au canal de Corse pour les références à 700 et 1500 mètres (en reprenant la méthodologie de la Figure 5.5b), la fermeture du bilan de transport s'améliore en février et mars avec des différences presque nulles. Cependant, les différences deviennent alors plus importantes pour les autres mois. Il serait probablement nécessaire de prendre en compte une référence variable dans le temps et l'espace.

5.5.2 Influence de la convection dans la variabilité temporelle de la circulation régionale

Des études ont montré que lors d'épisodes de convection, la vitesse du CN augmente ainsi que la circulation du nord des Baléares vers la Corse (HERRMANN et al., 2009, HERRMANN

5.5. Discussion

et al., 2008). Nous regardons si cela pourrait expliquer, au moins partiellement, les variations interannuelles de transport observées plus haut (sections 5.4.1 et 5.4.3).

Nous avons vu dans la section 5.4.1 que le transport du CN dans le Golfe du Lion et du WCC est plus fort en hiver 2013 et 2015 que pour les autres hivers. Or d'après la Figure 5.14a, représentant la profondeur de la couche de mélange à la bouée Lion, des épisodes de forte convection ont eu lieu pour ces dates dans le modèle. C'est aussi le cas en hiver 2012 mais à cette période la simulation est peut être encore impactée par la phase de spin up. La convection n'est pas forcément très importante en 2015 sauf en quelques points, ce que ne montre pas la Figure 5.14a. C'est pourquoi on effectue une moyenne mensuelle visible sur la Figure 5.14b pour mieux rendre compte des différences de caractéristiques des épisodes de convection. On voit bien alors apparaître deux années fortes : 2012 et 2013 ; une année moyenne : 2015 et 3 années faibles : 2014, 2016 et 2017.

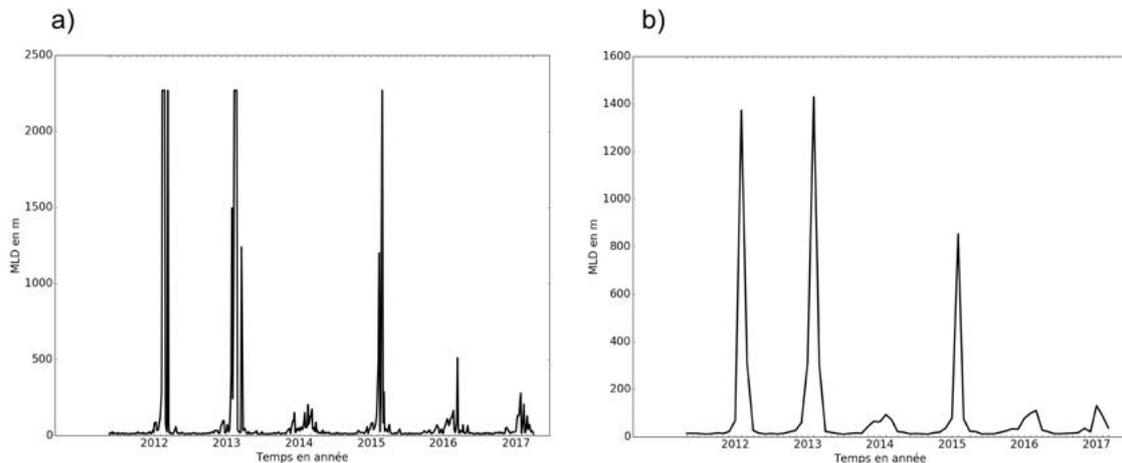


FIGURE 5.14 – Série temporelle de la profondeur de la couche de mélange du modèle à la bouée Lion pour a) toutes les dates et b) une moyenne mensuelle.

Lors des hivers à convection, le stock d'eaux denses dans la zone de convection s'accroît. Le doming des isopycnes est plus important et les courants géostrophiques qui encerclent la zone sont également plus forts. C'est pourquoi les années 2013 et 2015 sortiraient du lot dans nos séries de transport.

Néanmoins cette hypothèse n'est pas valable pour l'année 2012 : on n'observe pas d'anomalie lors de cet hiver sur les Figures B.1 et B.2. Comme mentionné précédemment la phase de spin up du modèle pourrait avoir une influence. Pour conclure il faudrait réaliser une étude avec une simulation plus longue avec davantage d'années convectives.

5.5.3 Influence de la méso échelle dans la variabilité de la circulation régionale

Nous avons vu qu'il pouvait exister des différences importantes dans les variations saisonnières et interannuelles entre deux sections proches. Par exemple, nous avons mis en évidence que l'on ne retrouvait pas les mêmes anomalies sur tout le trajet du CN de la mer Ligure au détroit d'Ibiza. Nous analysons ici si ces variations de transport d'une section à l'autre peuvent s'expliquer par la présence de processus méso-échelle tels que des tourbillons, des méandres ou des recirculations. Pour vérifier cette hypothèse, nous étudions plus précisément la transition entre certaines sections à l'aide des cartes des courants de surface. Les parties qui suivent se focalisent chacune sur une région en particulier.

5.5.3.1 Perpignan - Barcelone

Nous commençons par la transition entre Perpignan et Barcelone qui est marquée par de fortes variations (Figures 5.6b et 5.11b). La Figure 5.15 présente la série temporelle des différences de transport entre les deux sections : Perpignan moins Barcelone.

Sur la Figure 5.15, on constate que lors de chaque fin d'automne / début d'hiver, les différences se mettent à augmenter pour dépasser 0.4 Sv, sauf en 2014. L'écart le plus important a lieu en février 2012. Des tourbillons ont déjà été documentés dans cette partie de la mer Baléares (ECHEVIN et al., 2003, ESCUDIER et al., 2016) et nous analysons ici s'ils peuvent expliquer, au moins en partie, les pertes de transport observées entre Perpignan et Barcelone, ou s'il existe des recirculations du CN entre les deux.

Tourbillons

Concernant les tourbillons, nous avons regardé, pour chaque date de notre simulation, s'il en existait dans la zone (la Figure D.1 en montre des exemples). Puis nous avons suivi leur évolution et noté la date pour laquelle ils se dissipaient. Nous avons pris en compte tous les tourbillons qui passaient entre Perpignan et Barcelone et dont la durée était supérieure à une semaine, car en dessous la signature sur le calcul de transport mensuel est faible. Ces tourbillons ont une taille comprise entre 40 et 100 km de diamètre. Ils se forment majoritairement entre Perpignan et Barcelone même si 5% proviennent du Golfe du Lion. La plupart disparaît ensuite au niveau de Barcelone (15 tourbillons sur 41) ou dans le Golfe de Valence (10 tourbillons sur 41) ou entre les deux régions. Seuls trois d'entre eux n'atteignent pas Barcelone. La Figure 5.16 synthétise ces informations en montrant, en fonction du mois et de l'année les tourbillons qui traversent la zone. Ceux-ci sont disposés sur plusieurs lignes pour des questions de visibilité. Le code couleur correspond à la durée du tourbillon.

Les tourbillons se concentrent de juin à octobre comme montré par BOUFFARD et al., 2010, RUBIO et al., 2005 et ONKEN et al., 2008, leur durée et leur nombre varient selon les années. Durant la période, trois tourbillons ont duré plus de trois mois, dont deux en 2016. En août 2011 il y a eu jusqu'à quatre tourbillons dans la région. Ces tourbillons peuvent rester au même endroit mais aussi se déplacer vers le sud-ouest le long de la côte en direction du détroit

5.5. Discussion

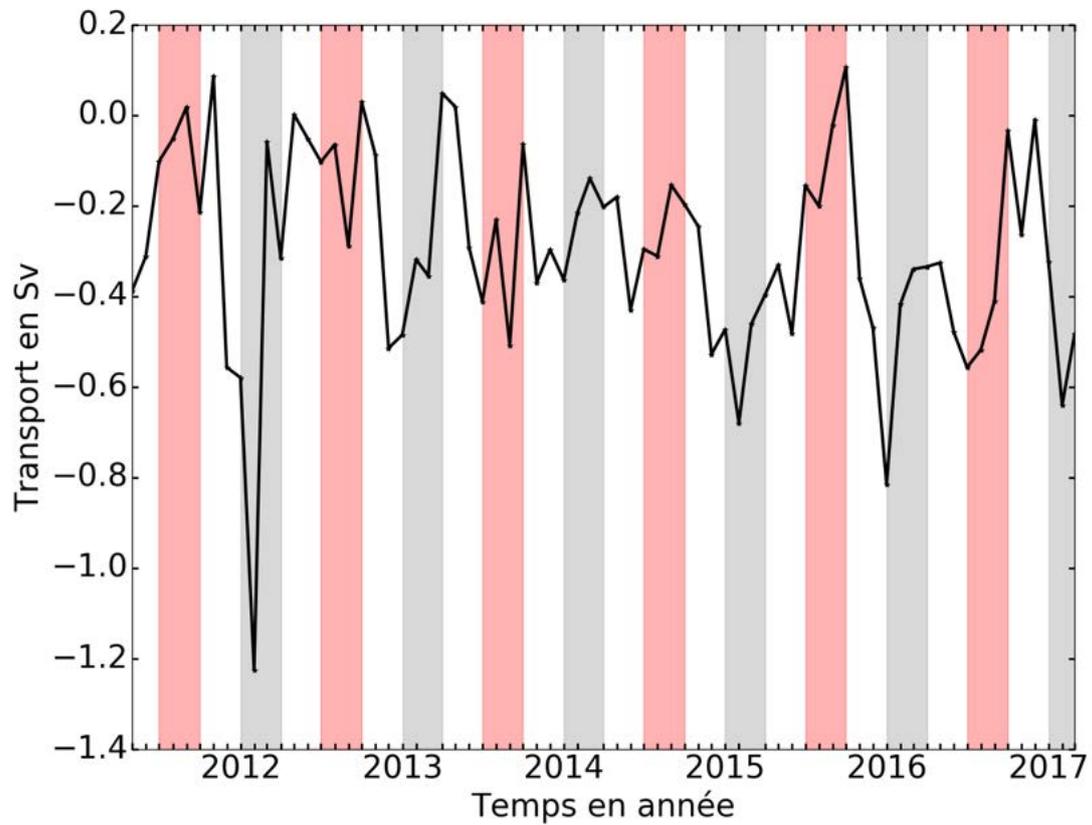


FIGURE 5.15 – Série temporelle de la différence de transport entre Perpignan et Barcelone. Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.

— < 2 mois — > 3 mois
 — < 1 mois — < 3 mois

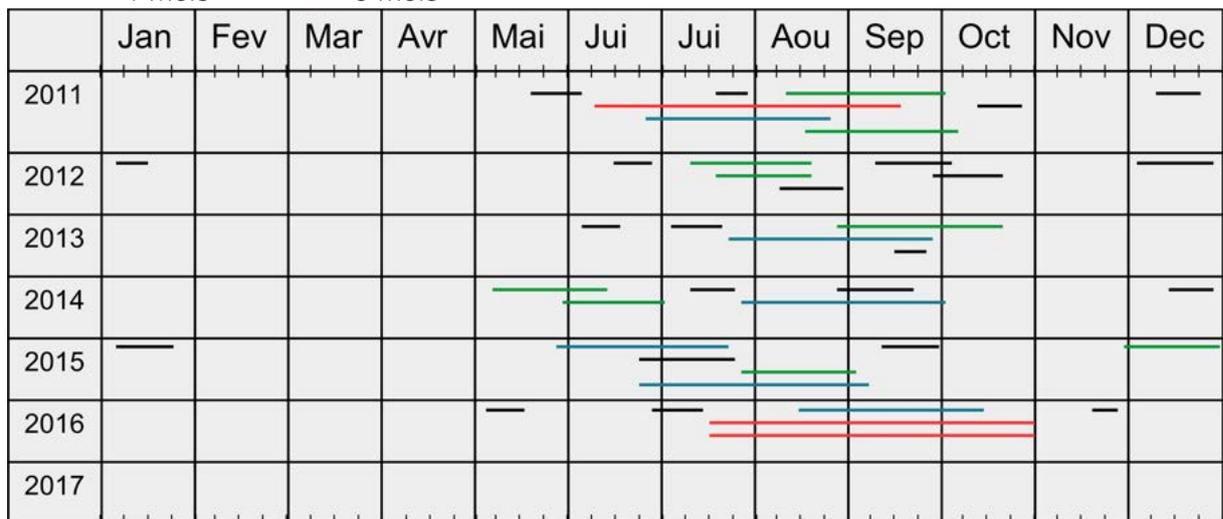


FIGURE 5.16 – Occurrence et durée des tourbillons entre Perpignan et Barcelone

d'Ibiza. Le déplacement peut entraîner une absence de signature sur les cartes mensuelles. Au contraire le passage de plusieurs tourbillons à la suite peut créer une unique signature.

Recirculation

Concernant de possibles recirculations du CN entre Perpignan et Barcelone, on observe encore nos cartes de courant pour chaque date du modèle (des exemples sont montrés sur la Figure D.2). Il existe en effet des dates pour lesquelles le CN se divise en deux branches après Perpignan et avant Barcelone : une qui continue le long de la côte espagnole et l'autre qui part vers l'est ou vers le sud. PINARDI et al., 2015 ont identifié cette branche dans leur schéma de circulation mais celle-ci constituait la fermeture du gyre cyclonique du sous-bassin. Le CN ne se dirigeait ensuite plus vers le sud, ce qui ne correspond pas à la circulation régionale de notre simulation. La Figure 5.17 présente une synthèse de ces observations de cartes en indiquant pour chaque mois de chaque année si le départ d'une recirculation au niveau de Perpignan est observé. Elle met en évidence que ces recirculations ont plutôt lieu à la fin de l'été et en automne avec, comme pour l'occurrence de tourbillons, une forte variabilité interannuelle.

- ▲ Recirculation au niveau de Perpignan
- Recirculation au niveau de Toulon

	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec
2011									■	▲ ■	■	
2012	▲								▲		▲	
2013											■	▲ ■
2014	▲											▲
2015	▲				■			▲	▲			
2016		▲						▲		■		
2017												

FIGURE 5.17 – Occurrence des recirculations entre Perpignan et Barcelone et au niveau de Toulon (voir section 5.5.3.4).

Si l'on reprend en détails les mois pour lesquels les plus grandes différences de transport ont lieu entre Perpignan et Barcelone (Figure 5.15) :

- janvier 2012 (Figure C.1c) : les Figures 5.16 et 5.17 nous indiquent la présence d'un tourbillon d'environ une semaine ainsi que d'une recirculation pour presque tous les jours de janvier du modèle (nous rappelons que la résolution temporelle est de 4 jours). Le tourbillon reste au même endroit pendant plusieurs jours. La récurrence de la recirculation entraîne une signature sur la carte mensuelle de courant et donc sur le transport

5.5. Discussion

ce qui permet alors d'expliquer les différences obtenues pour ce mois-ci.

- février 2012 (Figure C.1d) : pour ce mois il n'existe pas de recirculation ni de tourbillon entre la côte et le CN. En revanche, on observe sur les cartes de courant et de vorticité un CN qui perd en intensité et transfère de l'énergie vers le large avec de nombreux méandres et tourbillons présents. Les cartes d'EKE montrent également des valeurs très fortes ($>200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) au large pour ce mois-ci (non montré).
- décembre 2012 (Figure C.1e) : les cartes journalières de courant révèlent la présence d'un tourbillon qui se déplace le long des côtes espagnoles ainsi que d'une recirculation pour plusieurs dates
- janvier 2013 (Figure C.1f) : pour ce mois-ci, les Figures 5.17 et 5.16 ne montrent pas d'événements spéciaux qui pourraient expliquer l'écart entre Perpignan et Barcelone. Il est donc très difficile de comprendre cette chute du transport. Toutefois on note la présence de petits tourbillons au large qui peuvent peut être capter une partie de la dynamique du CN.
- septembre 2013 (Figure C.1g) : la Figure 5.16 nous montre que trois tourbillons sont passés entre Perpignan et Barcelone pendant ce mois.
- janvier 2015 (Figure C.1h) : on peut observer un tourbillon d'environ 16 jours ainsi qu'une division du courant avec une recirculation pour la moitié des jours de ce mois.
- février et mars 2015 (Figure C.2a) : pour ces deux mois d'hiver, il est plus compliqué de déterminer la cause exacte de la chute de transport. Néanmoins, comme pour le mois de février 2012, on peut observer beaucoup de structures méso-échelle au large du CN tels que des tourbillons.
- janvier 2016 (Figure C.2e) : beaucoup d'instabilités du CN sont présentes : une recirculation qui dure plusieurs jours et un tourbillon qui prend forme au niveau de Barcelone.
- juillet 2016 (Figure C.2g) : on peut noter trois tourbillons qui ont lieu pendant tout le mois de juillet.
- février et mars 2017 (Figure C.2h) : la situation pour ces deux mois est identique à celle des hivers 2012 et 2015 avec de nombreux tourbillons au large.

Au contraire, en hiver 2014, où la Figure 5.15 montrait des différences moins importantes, on observe une recirculation mais celle-ci a lieu après Barcelone ce qui n'a donc pas d'impact sur les séries temporelles de transport pour les sections de Perpignan et de Barcelone.

On voit donc globalement la grande diversité de situations dans cette zone, où malgré tout, la présence récurrente de tourbillons entre Perpignan et Barcelone et d'une recirculation au niveau de Perpignan, expliquent en grande partie les différences de transport observées entre ces deux sections.

5.5.3.2 Détroit d'Ibiza

Nous continuons ensuite notre analyse des séries temporelles du transport associé au courant de pente, en nous intéressant au transport à travers le canal d'Ibiza. L'observation

des cartes de courant permet de mettre en évidence quatre situations type qui se produisent régulièrement : 1) un courant qui sort vers le sud du détroit, 2) un courant qui entre vers le nord dans le détroit, 3) deux courants parallèles de sens opposé et 4) une structure tourbillonnaire au niveau du détroit. Ces quatre schémas de circulation sont illustrés par la Figure 5.18 qui indique également quelle situation se produit pour chaque mois. Ces quatre schémas de circulation correspondent à une vision plus simpliste de la circulation que celle décrite par PINOT et al., 1999 où quatre schémas de circulation étaient également mis en évidence : le CN qui sort presque entièrement par le détroit d'Ibiza avec néanmoins un flux entrant vers les côtes d'Ibiza (situation 1 pour nous) ; un système de deux courants d'égale intensité qui entrent et sortent (situation 3) ; un tourbillon de WIW qui bloque le détroit d'Ibiza, avec un faible courant sortant le long des côtes espagnoles (situation 4) ; un courant qui entre par le détroit avec un faible flux sortant (situation 2). Ce sont des situations que l'on peut observer sur la Figure 5.1 où l'on constate que le courant vers le nord n'est pas toujours présent et où l'on devine un courant sortant vers le sud à certaines dates mais localisé trop loin de la zone de portée des radars. Enfin début 2014, on observe une alternance de courants de sens opposé.

L'alternance de ces schémas de circulation expliquent bien les variations de la série temporelle associée (Figure 5.12a). Ainsi les valeurs positives en début de la série temporelle s'expliquent par le courant entrant de mai à octobre 2011. En 2014, à l'exception de janvier, tous les mois montrent un courant qui sort vers le sud, ce qui explique pourquoi cette année présente un transport plus fort à toutes les saisons. Une autre variation marquante sur la Figure 5.12a était la forte diminution du transport à partir du printemps 2015. Ce transport atteint des valeurs presque nulles avant d'augmenter un peu en hiver 2016 puis de faiblir de nouveau. Ceci est très bien expliqué par la Figure 5.18 qui montre que le sens du transport s'inverse à partir de mai 2015 jusqu'en août où un tourbillon se met en place, bloquant le transport du courant jusqu'en février 2016. Ce schéma de circulation a été décrit par PINOT et al., 2002, PINOT et al., 1999, HESLOP et al., 2012, MASON et PASCUAL, 2013 et JUZA et al., 2013 et correspond à la présence de WIW. Celles-ci forcent le CN à bifurquer vers l'est et à alimenter le BC. Ensuite, pendant trois mois le CN, ou au moins une partie, sort de nouveau par le détroit d'Ibiza avant d'être à nouveau bloqué par un tourbillon de mai à novembre 2016.

Concernant les variations saisonnières et interannuelles de ces quatre schémas de circulation, nous pouvons constater que le courant est davantage dirigé vers le sud en hiver. Un courant qui rentre dans le détroit est essentiellement observé au printemps et en été ainsi que documenté par BALBÍN et al., 2014 tandis que les tourbillons se produisent de la fin du printemps à la fin de l'automne. MASON et PASCUAL, 2013 avaient montré que le courant vers le nord était davantage visible en été mais avaient également souligné la grande variabilité du sens du courant. Cependant chaque année est extrêmement différente des autres et on ne voit pas apparaître une année type, ce que montre aussi PINOT et al., 2002 de 1996 à 1998. Leur étude s'intéresse aux tourbillons qui sont apportés par le CN et peuvent ensuite rester plusieurs mois et perturber la circulation. PASCUAL et al., 2015 ont également montré la variabilité haute fréquence à travers le détroit grâce aux radars mentionnés dans la section 5.1 avec des situations où le courant est dirigé vers le nord comme vers le sud. En revanche, dans

5.5. Discussion

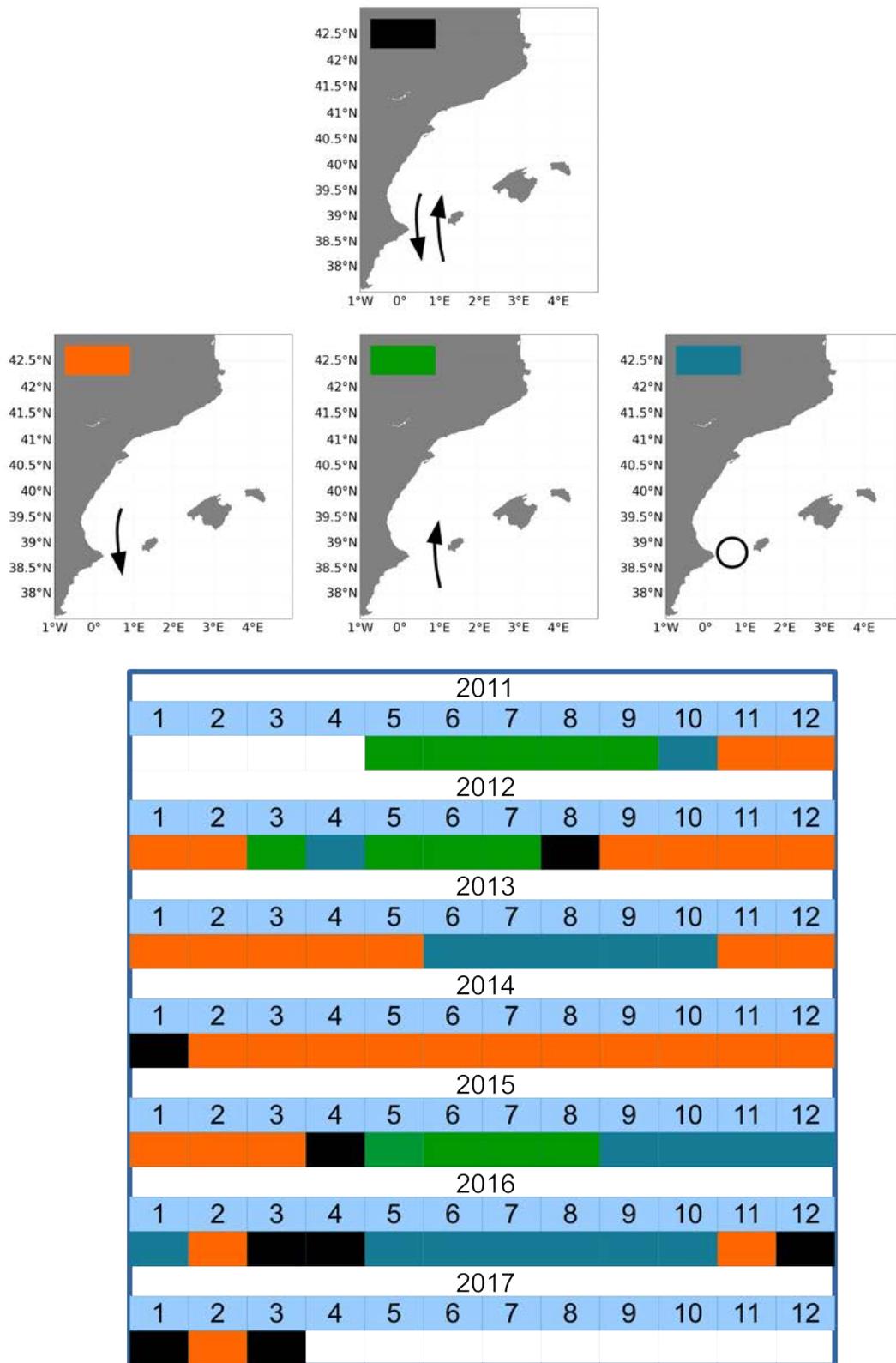


FIGURE 5.18 – Schémas des situations de circulation au détroit d'Ibiza

PINARDI et al., 2015, seule la situation avec un courant vers le nord est schématisée.

5.5.3.3 Détroit de Majorque

Maintenant que l'on a mis en évidence la diversité des situations au niveau du détroit d'Ibiza, nous nous intéressons au détroit de Majorque qui paraissait montrer à certaines dates un transport corrélé avec celui de la section du BC. Cependant il n'est pas possible de réaliser le même type de diagnostic que pour le détroit d'Ibiza car le détroit de Majorque présente trop de situations très variées. BARCELÓ-LLULL et al., 2019 ont mis en évidence que la circulation à travers le détroit est dominée par de la variabilité haute fréquence et que les tourbillons sont fréquents dans la zone. Nous listons ci-dessous celles que nous avons pu observer sur les cartes de courant de surface :

- le CN se divise en deux parties avant Ibiza. Cette situation a lieu plutôt en hiver et au printemps en 2011, 2013 et 2014.
- les eaux atlantiques entrent par le détroit d'Ibiza et continuent le long des îles Baléares vers le centre du bassin (par exemple en juin 2011 ou en avril 2016).
- les eaux atlantiques entrent par le détroit d'Ibiza puis sortent et entrent de nouveau par le canal de Majorque. C'est une situation qui est présente à la fin du printemps et en été en 2011, 2012, 2015 et 2016.
- tout le courant du CN sort par Ibiza et le transport vers la section du BC est inexistant (par exemple en décembre 2011).
- le courant réalise une boucle anticyclonique autour de Majorque et Minorque pendant les mois de février, mars et avril 2012.
- les eaux atlantiques rentrent par le détroit de Majorque : cette situation a été décrite par PINOT et al., 2002 qui indiquaient que des tourbillons anticycloniques amenaient ces AW à travers le détroit. C'est la situation qui se produit majoritairement (23 fois sur 71 mois) et pour chaque année, plutôt en été/automne.
- un tourbillon se produit au niveau du détroit (par exemple en juillet 2015 ou septembre 2016).
- le CN sort puis entre de nouveau par Majorque (en juillet 2014 et mars 2015).

Concernant les variations interannuelles du transport au niveau de la section du BC qui semblaient corrélées à celle de la section du détroit de Majorque (Figure 5.12a), l'étude des cartes de courant donne une partie de la réponse. En hiver et au printemps 2012, la rupture observée avec un transport qui devient beaucoup plus faible provient des faibles apports à travers Ibiza, Majorque ou par le CN en décembre 2011. Ensuite le BC se met à tourner autour de Majorque et Minorque ce qui explique le lien avec le courant qui entre par Majorque (Figures C.1b et d). En automne 2015 - hiver 2016, le BC est faible en novembre 2015 car il n'est pas capturé en entier par la section, étant situé trop loin de la côte. Ensuite une structure tourbillonnaire se met en place puis se rapproche de la côte avant de se détacher vers le large (Figures C.2b, c, d, e et f). FONT et al., 1988 ont montré que le courant Baléares était fortement variable et que sa position était associée au Front Baléares. MASON et PASCUAL,

5.6. Conclusion et perspectives

2013 ont aussi montré que la probabilité que le courant soit dirigé vers le sud ou vers le nord au détroit de Majorque était sensiblement égale.

5.5.3.4 Nice - Toulon

Enfin, plus à l'est, on s'intéresse aux différences observées entre Nice et Toulon. On observe là encore nos cartes de courant journalières dont deux exemples sont fournis en Annexe D (Figure D.3). On observe l'existence régulière d'une recirculation au niveau de Toulon. La Figure 5.17 indique les mois pour lesquels elle est observée. Ces événements ont lieu plutôt à la fin de l'été et en automne, pour chaque année mais leur nombre varie beaucoup avec peu de cas en 2012, 2013 et 2015 et beaucoup plus en 2011, 2014 et 2016.

D'après les cartes de courant, on note par ailleurs que la présence d'une recirculation à Perpignan n'entraîne pas forcément une recirculation à Toulon et vice versa. Le courant dévié après Perpignan peut finir par rejoindre le WCC ou le CN plus à l'est ou former un tourbillon au milieu du bassin. Du côté de Toulon, l'arrivée d'un courant entre Nice et Toulon peut être reliée au Front Baléares ou à une recirculation plus à l'ouest de Perpignan/Barcelone.

Toutefois, si on revient aux séries temporelles du transport au niveau de Nice et de Toulon, la présence de cette recirculation n'est que peu corrélée avec les différences de transport les plus importantes qui ont lieu aux printemps 2012, 2013 et 2015 et en automne 2011. Celles-ci restent donc sans explication à ce stade.

5.6 Conclusion et perspectives

Dans ce dernier chapitre de thèse, nous avons mis à profit les bons résultats de notre simulation Symphonie en termes de circulation dans notre zone d'étude (cf exercices de validation des Chapitres 4 et 5 pour analyser la variabilité spatio-temporelle du transport, avec une approche régionale. Nous avons défini 14 sections réparties dans toute la Méditerranée Nord-Occidentale. Nous avons divisé notre étude selon les échelles temporelles, en nous intéressant tout d'abord au transport moyen, puis à la variabilité saisonnière et enfin interannuelle. Dans une dernière partie, nous avons discuté de nos résultats en proposant plusieurs explications.

L'analyse de nos valeurs de transport moyen reflète globalement la circulation régionale telle que décrite dans la littérature. Mais elle suggère également un schéma de courants plus complexe en mer Ligure, en relation avec le Front Baléares qui nourrirait également le WCC dans sa partie nord. Pour les sections déjà documentées, les chiffres obtenus avec le modèle sont plutôt en accord avec ceux de la littérature, ce qui renforce par ailleurs la confiance dans notre simulation. Dans les régions où nous pouvions réaliser un bilan de transport (la mer Ligure et la mer des Baléares), en termes de moyenne, celui-ci est quasiment fermé.

La variabilité saisonnière domine les variations de transport associées au CN de la mer Ligure jusqu'à Barcelone. Plus à l'ouest, les échelles de variabilité dominantes deviennent

intrasaisonniers et interannuelles. Quantitativement, nos résultats, toujours cohérents avec ceux de la littérature, soulignent d'importantes différences entre sections voisines selon le mois, en année climatologique. Le bilan de transport ne se ferme plus complètement en fonction de la saison, notamment en mer Ligure.

L'analyse de la variabilité interannuelle fait ressortir des anomalies de transport pour certaines années mais, contrairement à la variabilité saisonnière, elle est extrêmement complexe et non cohérente spatialement. Les anomalies observées évoluent d'est en ouest : certaines peuvent s'atténuer voire disparaître tandis que d'autres apparaissent.

Afin de mieux comprendre les changements spatio-temporels de la variabilité de transport associée aux différentes branches de courant que nous avons mises en évidence, nous avons analysé trois facteurs : l'influence de la couche de référence choisie pour nos calculs de transport, l'influence de la convection et l'influence des processus méso-échelle. La profondeur à partir de laquelle on calcule le transport s'avère trop faible en hiver pour capturer tout le transport du CN en mer Ligure et explique une partie des différences hivernales de transport entre le CN au large de Nice et la somme des transports du WCC et au canal de Corse. Mais cela n'exclut pas d'autres facteurs. Par ailleurs, l'existence d'une année convective semble entraîner un renforcement du CN en hiver. Cependant, cette hypothèse serait à corroborer à partir d'une simulation plus longue. Enfin, la méso-échelle, à travers la présence de nombreux tourbillons et de recirculations le long des veines principales de courant, apparaît influencer de manière majeure la variabilité de la circulation régionale à toutes les échelles de temps, notamment en mer Baléares et pour le Front Baléares. Son étude fait apparaître, pour les différentes dates, une situation beaucoup plus complexe en termes de circulation que ce que montrait la moyenne et/ou l'analyse du cycle saisonnier.

Cette étude permet de quantifier le transport en divers endroits de la Méditerranée Nord-Occidentale. Son approche régionale permet de mettre en évidence ses principales échelles de variabilité en fonction des zones et permet d'expliquer partiellement les changements spatio-temporels observés. Elle souligne également la complexité de cette région en termes de circulation. Un certain nombre de questions mériteraient une analyse plus approfondie en utilisant une simulation plus longue, comme l'influence de la convection dans la présence d'anomalies interannuelles de transport ou les différences observées entre les séries temporelles de Nice et Perpignan. Par ailleurs, les mécanismes à l'origine de la diversité des situations au détroit de Majorque restent à comprendre. La trajectoire et la variabilité du Front Baléares nécessiteraient également une étude dédiée.

Conclusions et perspectives

6.1 Conclusions

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du prochain lancement de la mission SWOT, en 2021. Celle-ci devrait avoir un impact significatif sur nos connaissances dans la dynamique océanique de fine échelle grâce à son radar interférométrique en bande Ka. Cette nouvelle technique de mesure fait suite à une amélioration continue des radars altimétriques et des traitements de la mesure depuis plus de 25 ans, notamment avec l'apparition des radars altimétriques en bande Ka et SAR. Ces nouvelles technologies, associées à un meilleur rapport signal sur bruit, permettent d'observer des structures dynamiques plus petites. Il est notamment attendu une meilleure observation des structures côtières, historiquement non capturées par les mesures d'altimétrie spatiale et qui restent actuellement, malgré les progrès réalisés, peu étudiées avec cet outil.

Dans ce contexte, il s'agit donc de mieux définir l'apport de l'altimétrie en général, et de ces nouvelles technologies en particulier, en parallèle des autres systèmes d'observation existants pour mieux observer la circulation régionale côtière et sa variabilité. Cela permettra d'optimiser son utilisation.

Pour cela nous avons choisi de localiser notre étude en Méditerranée Nord-Occidentale. Dans cette région la marée est faible ce qui permet de négliger les courants associés. La dynamique océanique est active avec des structures permanentes et bien identifiées mais aussi des structures méso et sub-méso échelle, ce qui est un défi pour l'altimétrie. Ainsi, les études passées ont montré que dans cette région tout gain de qualité sur la donnée altimétrique résulte en gain d'observabilité. On y dispose également de programmes d'observation générant d'importantes séries de mesure pour la validation et analyse des données (Chapitre 2). La Méditerranée Nord-Occidentale est aussi une des rares zones au monde où se produit le processus de convection profonde, à l'origine des eaux qui se forment en hiver. En termes de circulation générale, les courants sont étroits (10 à 50 km) et longent souvent la côte ce qui rend leur observation plus complexe pour l'altimétrie. Dans la littérature, ces courants et la variabilité associée sont assez bien décrits dans certaines zones, vers Nice ou Toulon. En revanche, dans d'autres zones ils sont plus complexes et leurs variations restent encore à explorer et comprendre.

6.1.1 Quelle place pour l’altimétrie dans les observatoires côtiers? Cas d’étude en mer Ligure

Dans le Chapitre 3, nous avons réalisé des intercomparaisons de vitesse du courant dérivée de différentes plateformes de mesure : ADCP, gliders, radars HF et altimétrie (en bande Ku et bande Ka). Nous disposons de séries temporelles longues pour chacun de ces instruments ce qui nous a permis d’analyser l’observabilité des variations saisonnières et interannuelles du CN, ainsi que des courants à plusieurs dates individuelles, sous l’angle des différents types de données.

Cette étude réalisée à partir d’une grande quantité de données de nature variée a mis en évidence ce qui pouvait être observé ou non aujourd’hui par l’altimétrie côtière, à travers deux missions : Jason 2 et SARAL et à partir du produit X-TRACK, le plus utilisé par la communauté océanographique. En premier lieu, la circulation régionale du CN est bien capturée par l’altimétrie. La valeur moyenne du CN est très proche pour tous les instruments (~ 0.3 m/s). En revanche, la variabilité diffère significativement d’un type de données à un autre, principalement à cause des différences en résolution temporelle. Nous avons pu quantifier que dans cette zone, la variabilité saisonnière du CN est sous-estimée par l’altimétrie d’environ 40-45% par rapport aux gliders (courants géostrophiques) et aux ADCP (courants absolus). La variabilité haute fréquence a été analysée avec des études de cas qui ont montré une grande variété de situations. L’observabilité du CN par l’altimétrie dépend de ses caractéristiques : largeur, distance à la côte, très variables dans le temps. Concernant l’apport des nouveaux traitements et des nouvelles technologies, les meilleures capacités d’observation de SARAL semblent permettre une observation plus réaliste du CN. Le cycle à 35 jours de cette mission est malgré tout une grosse limite à son exploitation dans les études côtières. L’utilisation de données altimétriques haute fréquence (20/40 Hz) permet un gain dans l’observabilité du CN très près de la côte. Néanmoins celles-ci restent très bruitées et assez complexes à interpréter. Des efforts sont encore à fournir afin de disposer de jeux de données propres et/ou d’un protocole de traitement clair pour les utilisateurs. Notons d’ailleurs que tous les outils mis en place pour cette étude peuvent constituer un bon banc de test pour de futurs jeux de données.

Avec cette étude nous avons également pu montrer l’intérêt d’utiliser l’altimétrie spatiale en complément des autres systèmes d’observation côtiers. En effet, malgré sa résolution plus faible comparée à toutes les données *in situ*, l’altimétrie spatiale est non seulement capable de détecter un courant de pente étroit comme le CN mais elle permet de plus une vision régionale de la circulation, souvent non capturée par des observations *in situ* bien plus locales. Son échantillonnage temporel régulier et ses longues séries de données permettent l’observation de phénomènes qui peuvent être manqués par les données *in situ*. De plus, dans toutes les régions côtières où on dispose de peu ou d’aucune observation *in situ* (cas largement majoritaire), elle constitue un outil fondamental pour observer et étudier les structures dynamiques côtières, même si celles-ci ne sont que partiellement capturées.

Enfin ce type d’étude permet de comprendre comment combiner les données altimétriques avec les autres types d’observations côtières. Toutes les données présentent des différences entre elles, et pas seulement l’altimétrie spatiale. Nous avons ainsi pu mettre en évidence les

6.1. Conclusions

avantages et limitations de chaque type de données. Les radars HF fournissent une bonne vision du CN mais seulement sur une région limitée et ils ne capturent que la couche de surface, le CN peut donc être caché par des courants d'Ekman. Les ADCP de coque permettent d'observer la structure verticale du courant avec une haute résolution mais l'échantillonnage est irrégulier et les mesures restent là aussi très localisées. La situation est identique pour les gliders, dont la résolution est un peu plus faible mais qui couvrent des sections plus longues. Ils permettent également de mesurer davantage de paramètres océaniques (permettant par exemple de relier des propriétés physiques entre elles ou des propriétés physiques et biogéochimiques). L'altimétrie along-track permet une bonne couverture spatiale et temporelle mais sa résolution n'est pas suffisante pour détecter la plupart des structures méso-échelle associées au CN. On voit donc l'intérêt de développer des réseaux d'observation comprenant plusieurs instruments ayant des caractéristiques complémentaires.

Les intercomparaisons soulignent les différences au niveau des mesures de chaque instrument : résolution spatio-temporelle, contenu physique, paramètres mesurés, bruit instrumental, traitement des données,... La compréhension de ces différences est cruciale afin de les minimiser. C'était l'objectif du Chapitre 4 dont nous allons faire la synthèse.

6.1.2 Signature en hauteur de mer du CN et de la convection et analyse des différences entre les données

Dans le Chapitre 3, nous avons étudié l'observabilité du CN par altimétrie spatiale à partir des données. Ces résultats traduisent non seulement le potentiel des radars actuels mais également les limitations imposées par les traitements de données. Ils seront donc vraisemblablement différents d'un produit altimétrique à un autre. Dans le Chapitre 4, nous avons donc choisi une approche plus théorique qui permet de s'affranchir de cette difficulté mais également de se projeter dans un contexte futur, avec des altimètres toujours plus précis (permettant plus de résolution spatiale, moins d'erreurs sur la donnée). Pour qu'un processus dynamique soit observable par altimétrie spatiale, il faut avant tout qu'il ait une signature en hauteur de mer. Ensuite il faut que cette signature (amplitude, taille) soit supérieure à ce qu'est capable de détecter le jeu de données utilisé. Nous avons donc dans un premier temps identifié les caractéristiques de la signature en hauteur de mer de deux processus majeurs en Méditerranée Nord-Occidentale : la convection et le CN. Dans un deuxième temps nous avons quantifié l'impact relatif de différents éléments liés à chaque instrument sur l'observabilité du CN : résolution spatiale et temporelle, contenu physique, emplacement et orientation des traces ou sections. Cette étude a été réalisée à partir de comparaisons entre des climatologies mensuelles de l'amplitude maximale du CN. Cela nous a permis de mieux comprendre l'origine des différences entre les courants dérivés de chaque instrument.

Cette étude a été menée avec l'aide d'un modèle numérique régional : le modèle Symphonie. Nous avons souligné, en réalisant diverses études de validation, que le modèle représentait très bien la circulation à l'échelle régionale avec en particulier de très bons accords avec les données *in situ*, vers Nice et Toulon. La comparaison aux données de la bouée Lion montre que le modèle représente également plutôt bien le phénomène de convection. Il paraît ainsi

tout à fait adapté pour notre étude.

Concernant la convection, nous avons cherché à identifier à partir du modèle si elle a une signature en hauteur de mer qui puisse être visible par l'altimétrie. Nos résultats concluent que même dans un cas d'étude à partir du modèle, sans erreur de mesure et de traitement et en utilisant la hauteur dynamique au lieu de la SSH (c'est-à-dire en éliminant les ondes de gravité), les épisodes de convection ne se traduisent pas par des variations temporelles et spatiales de la hauteur dynamique. En effet nous avons comparé la hauteur dynamique pour différentes saisons et différents points en analysant en parallèle d'autres indicateurs de convection (MLD, indice de stratification) sans mettre en évidence des variations spécifiques aux dates et points de convection.

Nous avons ensuite étudié la signature en hauteur de mer du CN en deux endroits où l'on disposait de données *in situ* : Nice avec les gliders et Toulon avec les radars. D'après cette étude, le CN correspond à une pente du niveau de la mer de 2 à 13 cm qui s'étend sur 10 à 40 km. Ces chiffres varient en fonction de l'endroit à la côte et de la saison. Le modèle et les données *in situ* donnent des résultats convergents. Nous avons comparé les SLA dérivées du modèle et des données altimétriques, en extrayant une pseudo radiale altimétrique du modèle. Il a été mis en évidence que la signature du CN était parfaitement détectée dans les résultats obtenus avec le modèle comme avec l'altimétrie avec néanmoins des divergences à l'approche de la côte. Ces divergences sont moins importantes avec SARAL et sa bande Ka qu'avec Jason 2 et son altimètre conventionnel en bande Ku.

Concernant les différences de caractéristiques du CN observées par les différents instruments, la résolution spatiale, temporelle, l'orientation et l'emplacement des transects, le contenu physique ont fait l'objet d'une analyse à l'échelle saisonnière. La résolution spatiale est le principal facteur de perte d'information sur la moyenne saisonnière. Les différences observées au niveau de l'amplitude et de la variabilité sont principalement le fait de la localisation de l'instrument et du contenu physique du courant dérivé.

Ce chapitre a permis une quantification de la signature du CN à deux endroits de la Méditerranée Nord-Occidentale (Nice et Toulon) ainsi que de la perte d'information le long d'une trace altimétrique (la trace 222). Notons qu'au-delà des deux processus étudiés dans ce chapitre (CN et convection), nous avons ici mis en place des outils d'analyse et une méthodologie qui peuvent être repris pour étudier d'autres processus et d'autres régions.

6.1.3 Étude de la circulation régionale

Dans le dernier chapitre, nous avons utilisé une de nos configurations du modèle Symphonie pour réaliser une étude de la circulation régionale. Nous avons quantifié le transport à travers plusieurs sections choisies pour intersecter les différentes veines de courant situées en Méditerranée Nord-Occidentale et caractérisé la variabilité interannuelle et saisonnière associée.

Nous avons divisé notre région en quatre zones d'études : la mer Ligure, le Golfe du

6.2. Perspectives

Lion, la mer Baléares et le Front Baléares. Le calcul du transport moyen pour ces différentes sections a permis de retrouver le schéma de circulation régionale de la littérature. Les chiffres de transport moyen sur une tranche de 200 m d'épaisseur sont totalement en cohérence en mer Ligure puis on assiste à une augmentation continue du transport de l'est vers l'ouest du Golfe du Lion. En mer Baléares, le bilan de transport est quasiment fermé tandis que le Front Baléares semble se diviser en deux branches.

L'échelle de temps qui domine de la mer Ligure jusqu'à Barcelone est le saisonnier. Les sections plus au sud et à l'ouest montrent davantage des échelles de variabilité intra-saisonnières et interannuelles. Les différences de transport entre sections voisines peuvent être importantes, notamment pendant l'hiver. L'analyse des climatologies du transport du Front Baléares et du WCC suggèrent un chemin assez complexe du Front Baléares qui se diviserait en deux branches, d'importance relative en fonction des saisons. Les variations interannuelles de transport se traduisent par des anomalies du transport par rapport au cycle saisonnier pour certaines années. Ces anomalies n'ont pas lieu pour les mêmes années pour toutes les sections ce qui illustre leur non cohérence régionale (contrairement aux variations saisonnières). Elles reflètent donc probablement l'influence de facteurs locaux tels que le vent ou la mésoéchelle dans les calculs de transport.

Pour mieux comprendre ces différences, nous avons choisi de nous intéresser à trois causes potentielles : l'épaisseur de la couche sur laquelle est calculé le transport, la convection et les processus méso-échelles. L'épaisseur de la couche prise pour les calculs explique une partie des différences observées entre sections. La convection entraînerait un renforcement du transport pendant les hivers convectifs mais cela reste à confirmer avec une simulation recouvrant une période plus longue (avec plus d'épisodes convectifs). Enfin, concernant les processus méso-échelles, la présence de tourbillons en mer Baléares et d'une recirculation entre Perpignan et Barcelone expliquent une part des différences observées entre les sections voisines dans ces régions, en particulier en été et automne. Notre étude a également permis de décrire les principaux schémas de circulation aux détroits d'Ibiza et de Majorque qui ne semblent par ailleurs pas associés à une variabilité saisonnière.

6.2 Perspectives

Dans l'introduction, nous avons identifié quatre objectifs pour cette thèse. Nous proposons de les reprendre à la lumière des éléments de réponse que nous y avons apporté, ainsi qu'une réflexion sur les perspectives de ce travail.

Parmi les objectifs figuraient l'analyse à l'échelle régionale des enjeux de l'altimétrie côtière en parallèle des autres systèmes d'observation existants sur la zone d'étude et de la modélisation numérique à haute résolution. Dans cette thèse nous avons tout d'abord mis en évidence la complémentarité entre mesures altimétriques et divers types de données *in situ* pour étudier un système de circulation côtier complexe tel que le CN, démontré la capacité de l'altimétrie à observer un courant côtier relativement étroit, et souligné l'apport spécifique de l'altimétrie spatiale pour son étude. Chaque type d'observation présente des avantages mais

également des limitations (résolution, erreurs associées et contenu physique qu'il est capable de capturer notamment) et le modèle nous a permis de mieux comprendre les différences entre type d'observation et les signaux capturés par chacun. Pour notre étude sur le CN, une première perspective serait d'exploiter la technique de mesure AIS (Automatic Identification System) qui s'appuie sur l'analyse des informations des positions des navires marchands qui sillonnent la mer Méditerranée pour dériver des courants de surface (calculés par la société eOdyn). Son potentiel reste à évaluer, ainsi que leur complémentarité avec les autres types de données de courant utilisés dans cette thèse. Nous pensons disposer des outils pour le faire. Il existe également des bouées fixes de mesures de courant ADCP dans la zone d'étude mais l'information sur l'existence de ces données et les données elles même ne sont pas toujours facilement accessibles. Mais bien au-delà du cas du CN, une perspective plus large serait de réaliser le même type d'étude dans d'autres zones pour étudier d'autres processus dynamiques côtiers (ondes côtières, systèmes d'upwellings par exemple) ou des questions scientifiques précises (par exemple celle de l'évolution du niveau marin côtier, particulièrement critique pour un certain nombre de zones littorales) ainsi que d'aller plus loin en y adjoignant d'autres types de mesure *in situ* et d'autres capteurs spatiaux.

Ces travaux permettent également d'apporter quelques recommandations sur la stratégie d'observation à maintenir et/ou déployer dans la zone d'étude, au moins pour le cas d'étude considéré. Il paraît primordial de disposer de stratégies de mesures répétitives et à long terme. Les séries historiques telles que les radiales gliders Nice-Calvi et du Thetys Nice-Boussole étudiées dans cette thèse doivent être pérennisées. Les mesures radars HF apparaissent comme celles qui échantillonnent le mieux le CN en termes d'échelles spatio-temporelles et il serait nécessaire d'accéder à des séries plus longues, voire de disposer d'un réseau couvrant une zone côtière bien plus large. En ce qui concerne les gliders, pour aller plus loin dans l'exploitation de leurs données, de nouveaux modèles peuvent descendre jusqu'à 6000 mètres de profondeur. L'utilisation de ces gliders en Méditerranée Nord-Occidentale nous permettrait d'obtenir la totalité de la composante barocline et de nous rapprocher ainsi de la mesure altimétrique. Cela aiderait également à mieux quantifier la composante de courant barotrope. L'ajout d'ADCP fixés sur des gliders est également une alternative intéressante afin de disposer d'une colocalisation spatiale et temporelle et ainsi d'avoir plus d'information sur les courants. Nous avons également été confrontés aux limitations liées à la fréquence temporelle des mesures disponibles. Un échantillonnage plus régulier de certaines radiales (idéalement une fois par mois) permettrait de mieux capturer la variabilité saisonnière et interannuelle des courants. Du point de vue de la CAL/VAL altimétrique, avant même de définir les instruments les plus pertinents (marégraphes, réseaux de bouées, gliders, radiales ADCP ...), un problème majeur réside dans la non colocalisation spatiale des observations. Il apparaît donc primordial de disposer d'observations indépendantes sous les traces altimétriques, si possible colocalisées en temps. Enfin, l'ensemble des outils que nous avons mis en place pourrait servir à définir un réseau d'observation régional plus optimal. Le modèle et l'altimétrie peuvent permettre d'identifier par exemple les zones pertinentes à analyser avant de mettre en place un déploiement de nouvelles données *in situ*.

Un autre de nos objectifs était d'identifier la signature d'un panel de processus océaniques côtiers régionaux sur la hauteur de mer et les échelles spatio-temporelles associées. Dans le

6.2. Perspectives

chapitre 4, cette thèse a permis de mettre en place une méthodologie pour analyser l'observabilité par altimétrie spatiale, théorique et réelle et les raisons des différences entre les deux, pour deux types de processus : la convection et le CN. Cette analyse pourrait s'appliquer à d'autres structures dynamiques telles que les tourbillons et pourrait être transposée dans d'autres régions côtières, notamment celles où se produisent des courants de pente identiques au CN. Pour les tourbillons la signature en hauteur de mer serait à caractériser en étudiant leur taille, leur amplitude et leur configuration spatiale. On pourrait alors établir un catalogue des processus mésoéchelles, voire sub méso-échelle qui pourrait servir à quantifier le potentiel d'observabilité de différents jeux de données, différents traitements (dont celui des données à haute fréquence), et/ou missions altimétriques. On pourrait aussi imaginer à l'avenir s'inspirer de ces résultats pour mieux définir la mission spatiale en fonction de l'objectif scientifique visé et/ou mieux définir les objectifs scientifiques atteignables en fonction des limites technologiques. Par exemple, si le but est de mieux décrire les courants côtiers, les impératifs sont une bonne résolution spatiale et donc une limitation du bruit altimétrique. On sait de plus que les instruments doivent être capables de détecter une augmentation de 6 cm sur une vingtaine de kilomètres pour nous donner des informations.

Nous voulions également analyser l'apport des nouvelles technologies altimétriques pour observer et étudier la dynamique côtière à l'échelle régionale. Parce que nous voulions travailler sur des échantillons de données suffisamment longs pour aller au-delà des quelques cas individuels analysés dans les études précédentes, et essayer d'apporter des réponses quantitatives, cette thèse s'est principalement focalisée sur l'apport de la bande Ka de SARAL par rapport à l'altimétrie conventionnelle de Jason 2. Il serait bien sûr nécessaire d'étudier également des missions plus récentes (Jason 3) et l'apport d'autres nouvelles technologies comme le SAR (Sentinel-3). Ces nouvelles missions contribuent théoriquement à une meilleure observabilité des zones côtières. Le but serait alors de la quantifier en termes de gain en SLA et en courants. On pourrait également étudier plus spécifiquement l'apport de la mission SWOT. Ses données ne seront pas disponibles avant 2021 mais on pourrait utiliser un simulateur pour caractériser son apport dans l'étude de la dynamique de la Méditerranée Nord-Occidentale et de sa variabilité. On pourrait utiliser des scènes issues du modèle et analyser les sorties (SSH) pour étudier la contribution d'un radar SAR interférométrique. Par ailleurs, en zone côtière, les mesures altimétriques nécessitent un traitement dédié afin d'être exploitables. De possibles futurs travaux consisteraient à davantage creuser au niveau de la mesure dans le but de mieux la comprendre et d'analyser l'impact du traitement effectué sur l'information finale (la SLA et les courants dérivés). Cela serait alors l'occasion de proposer de meilleures options de traitement pour l'altimétrie nadir. L'utilisation des mesures haute fréquence serait également à développer, en améliorant les traitements existants.

Concernant SWOT, de nombreuses attentes reposent sur cette mission en particulier par rapport à la vision en 2D de la SSH qu'elle permettra. Pendant les six premiers mois après son lancement aura lieu la "fast-sampling phase" où le satellite repassera tous les jours sur la même trace. Parmi ces traces, deux d'entre elles sont situées en Méditerranée Nord-Occidentale (Figure 6.1). Ces deux traces sont idéalement placées et permettraient un éclairage nouveau sur la variabilité haute fréquence de la circulation entre Perpignan et Barcelone, au niveau du détroit de Majorque et du Front Baléares après les îles du même nom. Pendant cette phase

il sera malgré tout crucial de disposer de données indépendantes sur la zone pour valider les mesures et courants dérivés de SWOT afin d'exploiter au maximum les données fournies par la mission pendant cette phase haute fréquence.

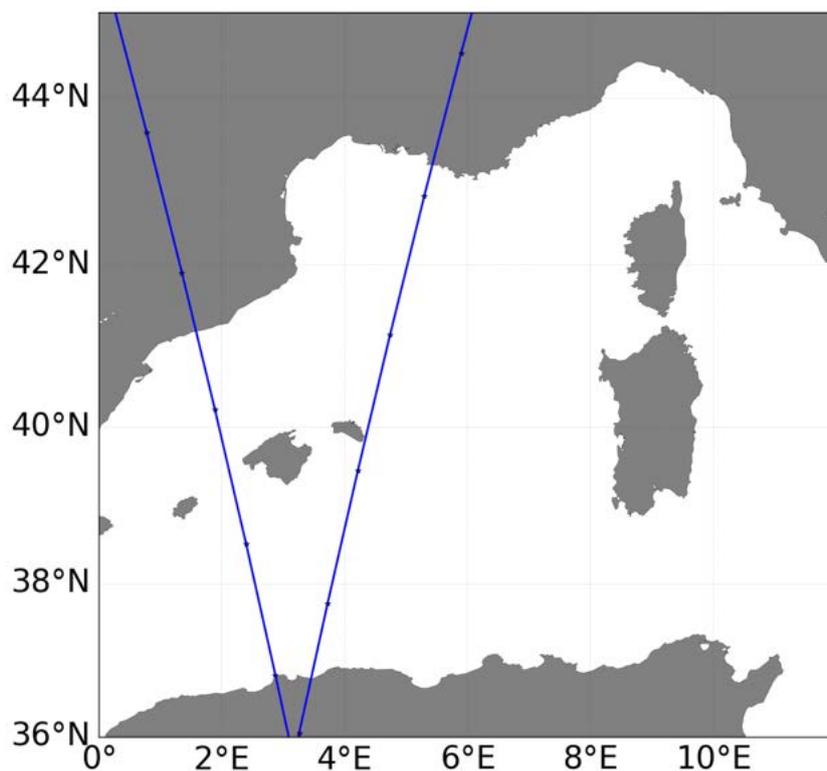


FIGURE 6.1 – Traces SWOT (en bleu) de la "fast-sampling phase" en Méditerranée Nord-Occidentale

Dans cette thèse, nous avons également cherché à valoriser l'ensemble des outils mis en place, observations et modélisation pour améliorer notre connaissance de la circulation sur la zone d'étude. Ces travaux ont confirmé des résultats déjà connus, ont abouti à certains nouveaux, mais avec un éclairage résolument régional et intégrant plusieurs échelles temporelles. Ils soulèvent également certaines interrogations sur la dynamique régionale qu'il faudrait analyser plus en détail. Les schémas de circulation obtenus à partir du modèle dans le Chapitre 5 restent à corroborer avec des études à partir de données *in situ*. Dans cette optique, des instruments pourraient être déployés dans des régions peu étudiées ou qui nécessiteraient de mieux comprendre leur variabilité comme la zone du Front Baléares ou le canal de Majorque. Des gliders pourraient être par exemple déployés dans la région du Front Baléares et nous fourniraient la possibilité de tirer plus de conclusions. Enfin des radars HF situés entre Barcelone et Perpignan nous permettraient peut être d'observer la recirculation saisonnière mise en évidence dans le Chapitre 5. Au delà d'une meilleure caractérisation de la variabilité,

6.2. Perspectives

l'utilisation du modèle permet la recherche de ses explications physiques. On pourrait ainsi chercher les causes des changements de circulation au canal d'Ibiza par exemple en comparant les gradients de pression de part et d'autre du détroit. En outre le modèle est un atout pour comprendre l'impact sur la circulation de certains événements. On pense notamment aux apports d'eau douce mentionnés lors de l'analyse des fortes valeurs du CN en été 2014 mais également à l'impact de la convection sur la variabilité du transport en divers endroits (Front Baléares ou mer des Baléares).

Table des figures

1.1	Schéma du principe de l'altimétrie	8
1.2	Schéma d'une forme d'onde sur l'océan	10
1.3	Schéma récapitulatif des corrections appliquées à la mesure altimétrique	12
1.4	Frise chronologique des missions passées (ronds gris), en cours (ronds rouges) et prévues (ronds verts) adaptée du site AVISO https://www.aviso.altimetry.fr/fr/-missions.html	14
1.5	Les différentes technologies altimétriques et leur empreinte au sol	16
1.6	Carte de la bathymétrie de la mer Méditerranée avec les noms des mers, détroits, bassins et vents	21
1.7	a) Carte de la salinité moyenne de surface. b) Schéma de répartition des masses d'eau en Méditerranée.	23
1.8	Circulation des masses d'eaux A) en surface; B) intermédiaire; C) en profondeur selon MILLOT, 1999 et revu et tiré de MADRON et al., 2011.	26
2.1	Intruments utilisés dans cette thèse. a) Traces altimétriques Jason 2 (en noir) et SARAL (en bleu) en Méditerranée Nord-Occidentale. Les traces utilisées sont en gras. Le mouillage Lion est représenté par un point vert et la localisation des radars HF de Toulon et Ibiza est également indiquée. b) Trajectoires des gliders (en rouge) et du Thétys qui porte des ADCP de coque (en noir). c) Couverture spatiale des radars d'Ibiza. d) Couverture spatiale des radars de Toulon.	35
2.2	Paramètres sur une figure de spectre en nombre d'onde. La courbe initiale est représentée en bleu, le niveau de bruit par une ligne horizontale en pointillé, la courbe sans bruit en cyan avec sa pente spectrale en pointillés cyans. Les pentes spectrales en k^{-2} et k^{-3} sont en pointillés noirs. Les droites verticales en noir représentent les capacités méso-échelle calculées pour les traces de l'étude.	37
2.3	Comparaison entre les cartes d'anomalies de hauteur de mer pour a) AVISO produit grillé; b) AVISO along-track; c) X-TRACK le long des traces Jason 2 et SARAL. Il s'agit d'une moyenne des mois d'été sur 3 ans de 2013 à 2016. d) Carte de la MDT le long des traces Jason 2 et SARAL	40
2.4	Nombre de sections ADCP par mois et par année entre 2010 et 2016. Les cases blanches correspondent à une absence de données. Les chiffres entre parenthèse indiquent la somme de chaque ligne et de chaque colonne.	43

2.5	Schéma de fonctionnement d'un glider. dx correspond à la distance entre deux profils moyens, indiqués en pointillés orange	44
2.6	Nombre de sections gliders par mois et par année. Les cases blanches correspondent à une absence de données. Les chiffres entre parenthèse indiquent la somme de chaque ligne et de chaque colonne.	45
2.7	Schéma du traitement appliqué aux gliders. Récupération des données brutes a) de salinité et b) de température. Représentation des données filtrées c) de salinité et d) de température. e) Vitesse géostrophique dérivée. f) Illustration de la dérive glider qui permet d'avoir une référence à 500 m. g) Profil final de vitesse obtenu	47
2.8	Résolution spatiale et domaine des deux simulations Symphonie : a) S-WM111-23052015 et b) OLYMPE1	51
3.1	a) Cartes des courants le long de la trace Jason 2 avec la SST en fond de carte pour la date du 30/07/2014. b) Série temporelle de la salinité au point B de Villefranche, indiqué sur la carte a	79
3.2	Trajectoire de la campagne MOOSE-GE de 2017 (en bleu) et courants associés (flèches noires)	80
4.1	Cartes des courants géostrophiques moyens sur la période 01/07/2011 - 01/07/2014 pour a) la simulation S-WM111_23052015 et b) la simulation OLYMPE1. c) Courants géostrophiques moyens calculés à partir de la MDT	84
4.2	Cartes de la variabilité du courant le long des traces Jason 2 pendant la période 01/07/2011 - 01/07/2014 pour a) la simulation S-WM111_23052015 ; b) la simulation OLYMPE1 ; c) X-TRACK.	86
4.3	Profils moyen des courants zonaux le long d'une radiale N/S à $\sim 6.2^\circ$ E pour Symphonie a) OLYMPE1 HF et b) S-WM111_23052015 (en bleu) et les radars (en vert). L'écart-type est représenté par les barres d'erreur (pour les radars) et l'enveloppe (pour le modèle)	87
4.4	Courants totaux pour les radars HF (en haut), Symphonie (au milieu) simulation a) OLYMPE1 HF et b) S-WM111_23052015. Différences entre données <i>in situ</i> et modèle (en bas).	88
4.5	Profil moyen des courants perpendiculaires à la trajectoire des gliders le long de la radiale Nice-Calvi pour Symphonie a) OLYMPE1 et b) S-WM111_23052015 (en bleu) et les gliders (en vert).L'écart-type est représenté par les barres d'erreur (pour les radars) et l'enveloppe (pour le modèle).	89

Table des figures

4.6	Courants géostrophiques pour les gliders (1 ^{ier} diagramme), pour Symphonie avec la méthode des gliders pour les dates gliders (2 ^{ième} diagramme), Symphonie avec la méthode des méthode gliders pour les dates Symphonie (3 ^{ième} diagramme), Différences entre les deux premiers diagrammes (4 ^{ième} diagramme) pour la simulation a) OLYMPE1 et b) S-WM111_23052015.	90
4.7	Spectres 2D spatiaux des courants totaux sur tout le domaine de la simulation S-WM111_23052015 pour les mois de a) janvier et b) juillet. Les lignes en pointillés correspondent aux pentes en k^{-2} (en rouge) et k^{-3} en vert où k est le nombre d'onde. La ligne bleue verticale indique la résolution effective.	92
4.8	Spectres 2D spatiaux des courants totaux sur tout le domaine de la simulation OLYMPE1 pour les mois de a) janvier et b) juillet. Les lignes en pointillés correspondent aux pentes en k^{-2} (en rouge) et k^{-3} (en vert)	93
4.9	Spectres en fréquence des composantes a) zonale et b) méridienne du courant radars (en noir) et Symphonie (en vert) le long d'une radiale N/S à 6.2 ° E entre 42.75 ° N et 42.95 ° N	95
4.10	Amplitude des courants au mouillage Lion à la profondeur a) 152 m ; b) 246 m ; c) 501 m ; d) 1002 m ; e) 2330 m pour Symphonie (en bleu) et les courantomètres (en vert).	96
4.11	Carte de la SSH issue du modèle le long des traces altimétriques SARAL passant sur la zone de convection délimitée par les contours de chlorophylle du produit décrit dans la section 2.2.1. Les isocontours représentés sont 0.15 (en rouge) et 0.25 (en bleu) mg/m ³	98
4.12	Hovmullers latitude/temps le long de la trace SARAL 143 de a) la hauteur dynamique ; b) la MLD ; c) l'indice de stratification (échelle logarithmique), calculés à partir du modèle	100
4.13	a) Séries temporelles de la MLD (graphe du haut), de la hauteur dynamique (graphe du milieu) et du logarithme de l'indice de stratification (graphe du bas) pour des points dans la zone de convection. b) Hauteur dynamique en fonction de la MLD pour des points dans (en rouge) et hors de (en bleu) la zone de convection. Profils de densité pour le mois d'août 2011 (en bleu) et le mois de février 2012 (en vert) pour un point hors de (c) et dans (d) la zone de convection. Les graphes de droite des figures c et d représentent la différence entre les courbes des graphes de gauche.	102

4.14 a) Profils de la MLD (graphe du haut), de la hauteur dynamique (graphe du milieu) et du logarithme de l'indice de stratification (graphe du bas) le long de la trace SARAL 143 pour une période hivernale. b) Écart entre le maximum et le minimum de la hauteur dynamique le long de la trace en fonction de la MLD pour l'été (en bleu), le printemps (en rouge), l'automne (en vert) et l'hiver (en noir). Profils de densité pour c) le mois d'octobre 2011 et d) le mois de février 2012 pour des points hors de la zone de convection (en vert) et dans la zone de convection (en bleu).	103
4.15 Illustration du calcul du différentiel de hauteur de mer et de la distance sur laquelle il a lieu avec les profils a) de courant et b) de la SSH le long de la trajectoire glider (Nice-Calvi). Les courbes bleues correspondent à Symphonie et les courbes vertes aux gliders. L'écart-type est indiqué par les barres d'erreur (pour les gliders) et par une enveloppe (pour le modèle).	107
4.16 Séries temporelles du gradient maximum des hauteurs de mer (en haut); de la distance sur laquelle est calculé le gradient (en bas) pour le modèle (en bleu) et les radars (en vert).	108
4.17 Séries temporelles du gradient maximum des hauteurs de mer (en haut); de la distance sur laquelle est calculé le gradient (en bas) pour Symphonie (en bleu) et les gliders (en vert).	109
4.18 Profils moyens le long de la trace J2 222 a) de la SSH et b) du courant. Les courbes bleues correspondent au modèle et les vertes aux observations. L'écart-type est représenté par des barres d'erreurs pour les observations et par une enveloppe pour le modèle. c) Hovmullers latitude/temps de SSH le long de la trace J2 222 pour l'altimétrie (en haut), le modèle (au milieu) et différence entre les deux (en bas).	111
4.19 Profils moyens le long de la trace SARAL 887 a) de la SSH et b) du courant. Les courbes bleues correspondent au modèle et les vertes aux observations. L'écart-type est représenté par des barres d'erreurs pour les observations et par une enveloppe pour le modèle. c) Hovmullers latitude/temps de SSH le long de la trace SARAL 887 pour l'altimétrie (en haut), le modèle (au milieu) et différence entre les deux (en bas).	113
4.20 a) Emplacement de la trace Jason 2 222; b) Climatologies et c) Séries temporelles du maximum du CN pour la résolution et le filtrage Jason 2 (en bleu), la résolution et le filtrage SARAL (en vert) et la résolution kilométrique Symphonie sans filtrage (en rouge); d) Série temporelle du pourcentage du maximum d'amplitude du CN capturé par la résolution et le filtrage Jason 2 (en bleu) et par la résolution et le filtrage SARAL (en vert) par rapport à la résolution Symphonie.	116

Table des figures

4.21	a) Emplacement de la trace Jason 2 222; b) climatologies et c) séries temporelles du maximum d'amplitude du CN pour différentes résolutions altimétriques : journalière (en bleu); tous les 10 jours (en vert); tous les 35 jours (en rouge). La climatologie obtenue pour une résolution temporelle de 35 jours pendant 3 ans est aussi indiquée en rouge pointillé sur la figure b.	119
4.22	a) Orientation des différentes traces ou trajectoires; b) climatologies et c) séries temporelles du maximum d'amplitude du CN pour l'orientation Jason 2 (en bleu), l'orientation SARAL (en vert) et l'orientation glider (en rouge).	121
4.23	a) Emplacement des traces; b) Climatologie moyenne du maximum d'amplitude du CN pour toutes ces traces. L'écart-type est indiqué par l'enveloppe.	122
4.24	a) Emplacement de la trace; b) climatologies et c) séries temporelles du maximum d'amplitude du CN pour un courant géostrophique calculé à partir de la SSH (en bleu), un courant total (en vert) et un courant géostrophique calculé à partir de la température et de la salinité (en rouge) le long de la trace J2 222. d) Séries temporelles du pourcentage du maximum d'amplitude du CN pour un courant géostrophique calculé à partir de la SSH (en bleu) et pour un courant géostrophique calculé à partir de la température et de la salinité (en rouge) par rapport à un courant total.	125
4.25	Hovmuller latitude/temps de la composante barotrope du courant géostrophique (Courant géostrophique SSH - composante barocline).	126
5.1	a) Carte de la zone couverte par les radars. La radiale à 38.8° N utilisée pour la comparaison avec le modèle est représentée par le trait noir. Courants totaux le long de la section est-ouest représentée sur la carte a) pour b) les radars HF; c) Symphonie. d) Différences entre les courants radars et les courants Symphonie. Les figures du haut représentent les profils de courant moyens des hovmullers. Le transect du modèle couvre la zone Ibiza - côte espagnole alors que les données radars s'arrêtent à 0.5° E. La barre verticale noire sur la Figure b correspond à la limite des données radars.	131
5.2	Schéma de la méthodologie utilisée pour le calcul du transport avec a) une vue horizontale et b) une vue verticale	132
5.3	Carte des sections le long desquelles le transport a été calculé. En fond de carte est représentée l'amplitude du courant moyen de surface sur la période 05/2011 - 03/2017.	133
5.4	Carte des sections le long desquelles le transport a été calculé. Conventions pour le calcul du transport et valeurs moyennes	134

5.5	Climatologie mensuelle du transport a) le long des sections du canal de Corse (en noir), du WCC (en bleu), du CN à Nice (en vert). Les barres d'erreur représentent l'écart-type pour chaque mois ; b) le long de la section du CN à Nice (en noir) et en ajoutant le Canal de Corse et le WCC (en bleu)	137
5.6	Climatologie mensuelle du transport le long des sections a) du CN à Nice (en pointillés), du CN à Toulon (en noir), du CN à Marseille (en bleu), du CN à Perpignan (en vert) ; b) de Perpignan (en vert) et de Barcelone (en noir). Les barres d'erreur représentent l'écart-type pour chaque mois.	138
5.7	a) Climatologie mensuelle du transport le long des sections du CN à Barcelone (en noir), du détroit d'Ibiza (en bleu), du canal Ibiza-Majorque (en vert), du courant Baléares (en rouge). Les barres d'erreur représentent l'écart-type pour chaque mois. b) Comparaison entre les climatologies à Barcelone (en noir) et l'addition des climatologies à Ibiza, Majorque et du BC (en bleu)	139
5.8	Climatologie mensuelle du transport le long des sections a) du Front Baléares et b) du WCC. Les barres d'erreur représentent l'écart-type pour chaque mois.	140
5.9	Séries temporelles du transport a) le long des sections du canal de Corse (en bleu), du WCC (en vert), du CN vers Nice (en noir) ; b) le long de la section Nice (en noir) et en ajoutant le Canal de Corse et le WCC (en bleu). Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.	142
5.10	Série temporelle du transport le long des sections a) du Front Baléares et b) du WCC. Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.	143
5.11	Superposition des séries temporelles du transport le long des sections a) du CN vers Nice (en pointillés), du CN vers Toulon (en noir), du CN vers Marseille (en bleu), du CN vers Perpignan (en vert) ; b) de Perpignan (en vert) et de Barcelone (en noir). Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.	144
5.12	Séries temporelles du transport a) le long des sections de Barcelone (en noir), d'Ibiza (en bleu), de Majorque (en vert) et du BC (en rouge) ; b) le long de la section Barcelone (en noir) et en ajoutant Ibiza, Majorque et le BC (en bleu). Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.	146
5.13	a) Moyenne du transport total en fonction de la section et ; b) exemple des séries temporelles du transport le long de la section de Marseille pour une référence à 200 (courbes noires), 700 (courbes rouges) et 1500 mètres (courbes vertes).	148
5.14	Série temporelle de la profondeur de la couche de mélange du modèle à la bouée Lion pour a) toutes les dates et b) une moyenne mensuelle.	149

Table des figures

5.15	Série temporelle de la différence de transport entre Perpignan et Barcelone. Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.	151
5.16	Occurrence et durée des tourbillons entre Perpignan et Barcelone	151
5.17	Occurrence des recirculations entre Perpignan et Barcelone et au niveau de Toulon (voir section 5.5.3.4).	152
5.18	Schémas des situations de circulation au détroit d'Ibiza	155
6.1	Traces SWOT (en bleu) de la "fast-sampling phase" en Méditerranée Nord-Occidentale	166
A.1	Cartes mensuelles des courants de surface du modèle pour les mois de a) janvier ; b) février ; c) mars ; d) avril ; e) mai ; f) juin	179
A.2	Cartes mensuelles des courants de surface du modèle pour les mois de a) juillet ; b) août ; c) septembre ; d) octobre ; e) novembre ; f) décembre	180
B.1	Séries temporelles sans le cycle saisonnier du transport a) le long des sections du canal de Corse (en bleu), du WCC (en vert), du CN vers Nice (en noir) ; b) le long de la section Nice (en noir) et en ajoutant le Canal de Corse et le WCC (en bleu). Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.	181
B.2	Superposition des séries temporelles sans le cycle saisonnier du transport le long des sections a) du CN vers Nice (en pointillés), du CN vers Toulon (en noir), du CN vers Marseille (en bleu), du CN vers Perpignan (en vert) ; b) de Perpignan (en vert) et de Barcelone (en noir). Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.	182
B.3	Séries temporelles sans le cycle saisonnier du transport a) le long des sections de Barcelone (en noir), d'Ibiza (en bleu), de Majorque (en vert) et du BC (en rouge) ; b) le long de la section Barcelone (en noir) et en ajoutant Ibiza, Majorque et le BC (en bleu). Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.	182
B.4	Série temporelle sans le cycle saisonnier du transport le long des sections a) du Front Baléares et b) du WCC. Les saisons d'été et d'hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.	183
C.1	Cartes mensuelles de la salinité du modèle avec les courants de surface superposés pour les mois de a) 9/2011 ; b) 12/2011 ; c) 1/2012 ; d) 2/2012 ; e) 12/2012 ; f) 1/2013 ; g) 9/2013 ; h) 1/2015	186

C.2	Cartes mensuelles de la salinité du modèle avec les courants de surface superposés pour les mois de a) 2/2015; b) 10/2015; c) 11/2015; d) 12/2015; e) 1/2016; f) 2/2016; g) 7/2016; h) 2/2017	187
D.1	Cartes journalières de la salinité du modèle avec les courants géostrophiques superposés pour les dates du a) 11/06/2011 et b) 31/08/2013	190
D.2	Cartes journalières de la salinité du modèle avec les courants géostrophiques superposés pour les dates du a) 13/01/2012 et b) 05/01/2015	191
D.3	Cartes journalières de la salinité du modèle avec les courants géostrophiques superposés pour les dates du a) 25/09/2012 et b) 18/10/2016	192

Liste des tableaux

2.1	Capacités méso-échelle des traces utilisées	38
4.1	Caractéristiques des simulations Symphonie utilisées	83
4.2	Moyenne et écart-type du différentiel de SSH associé au CN pour Symphonie et les radars	106
4.3	Moyenne et écart-type de la distance sur laquelle est calculé le différentiel de SSH associé au CN pour Symphonie et les radars	106
4.4	Moyenne et écart-type du différentiel de SSH associé au CN pour Symphonie et les gliders	108
4.5	Moyenne et écart-type de la distance sur laquelle est calculé le différentiel de SSH associé au CN pour Symphonie et les gliders	109
4.6	Minimum, maximum, amplitude, moyenne et écart-type des variations saisonnières du CN selon la résolution spatiale de la trace	115
4.7	Minimum, maximum, amplitude, moyenne et écart-type des variations saisonnières du CN selon la résolution temporelle	118
4.8	Minimum, maximum, amplitude, moyenne et écart-type des variations saisonnières du CN selon l'orientation de la trace ou trajectoire	122
4.9	Minimum, maximum, amplitude, moyenne et écart-type des variations saisonnières du CN à Fréjus et à Nice	123
4.10	Minimum, maximum et amplitude des variations saisonnières du CN selon le contenu physique	124
5.1	Moyenne du transport en Sverdrup pour chaque section indiquée sur la Figure 5.3 pendant la période Symphonie (05/2011 - 03/2017)	135
5.2	Coefficients de corrélation entre les séries temporelles du transport en mer Ligure142	
5.3	Coefficients de corrélation entre les séries temporelles du transport du Front Baléares et du WCC	143
5.4	Coefficients de corrélation entre les séries temporelles du transport dans le Golfe du Lion	145

5.5 Coefficients de corrélation entre les séries temporelles du transport en mer
Baléares 146

Climatologies mensuelles des courants de surface

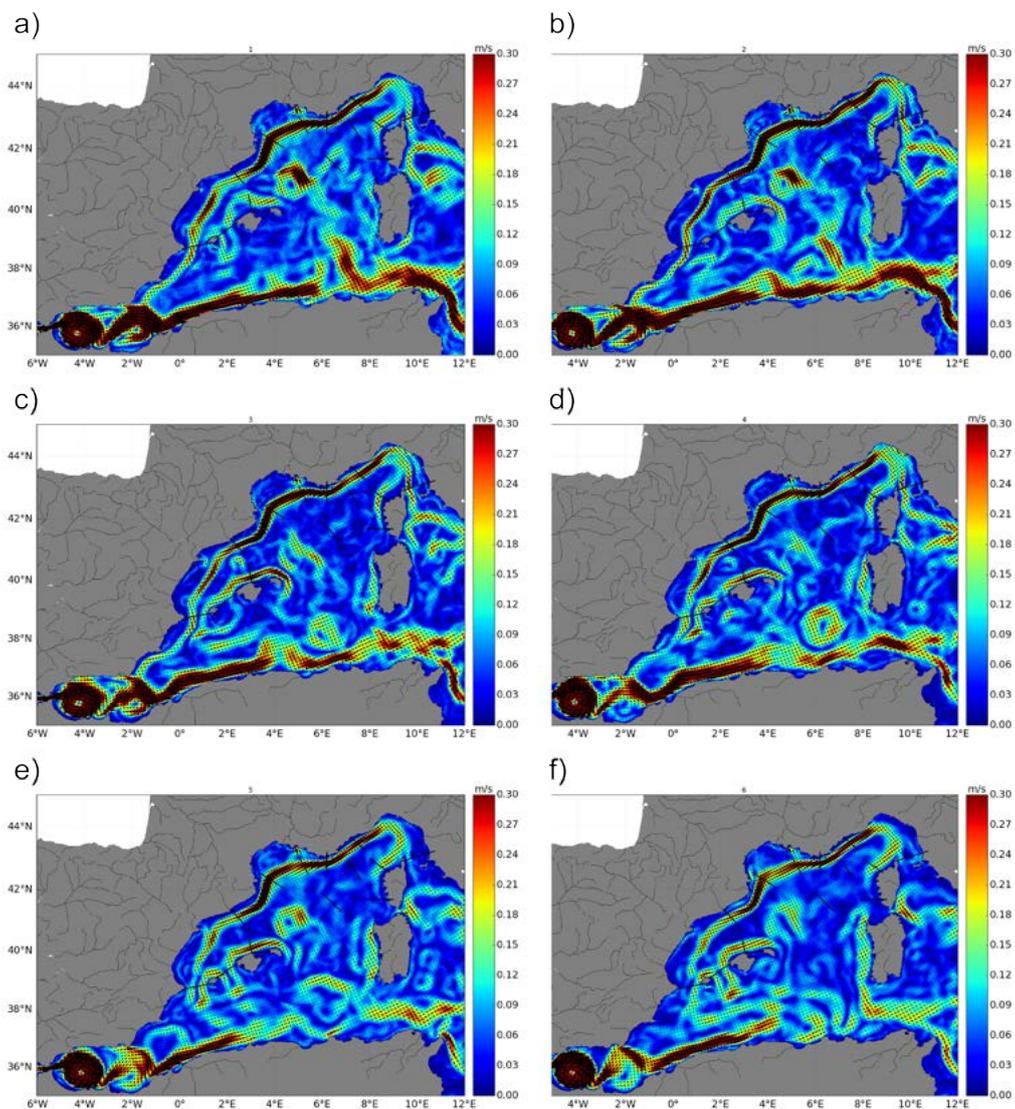


FIGURE A.1 – Cartes mensuelles des courants de surface du modèle pour les mois de a) janvier ; b) février ; c) mars ; d) avril ; e) mai ; f) juin

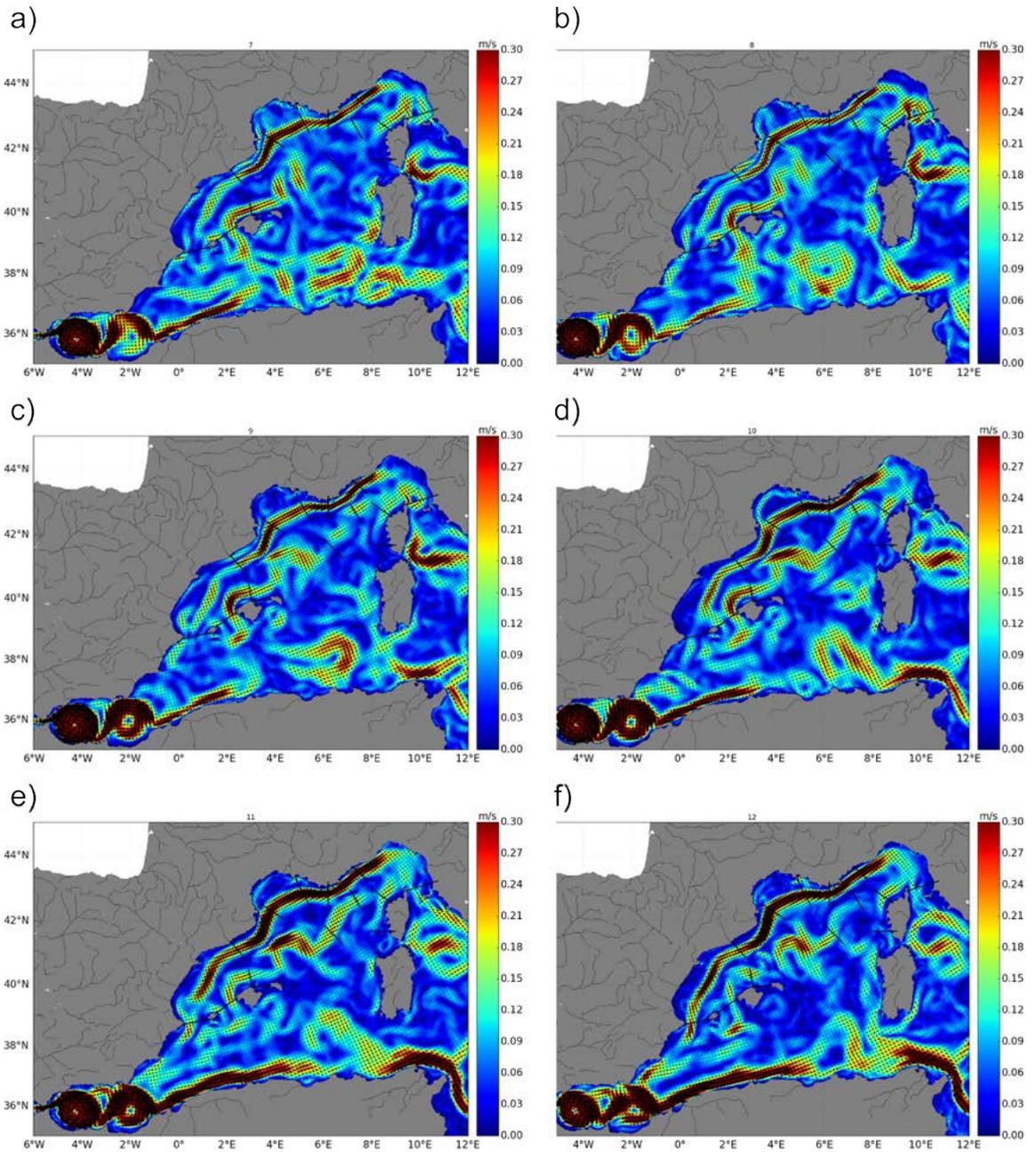


FIGURE A.2 – Cartes mensuelles des courants de surface du modèle pour les mois de a) juillet ; b) août ; c) septembre ; d) octobre ; e) novembre ; f) décembre

Séries temporelles du transport des sections du chapitre 5 sans le cycle saisonnier

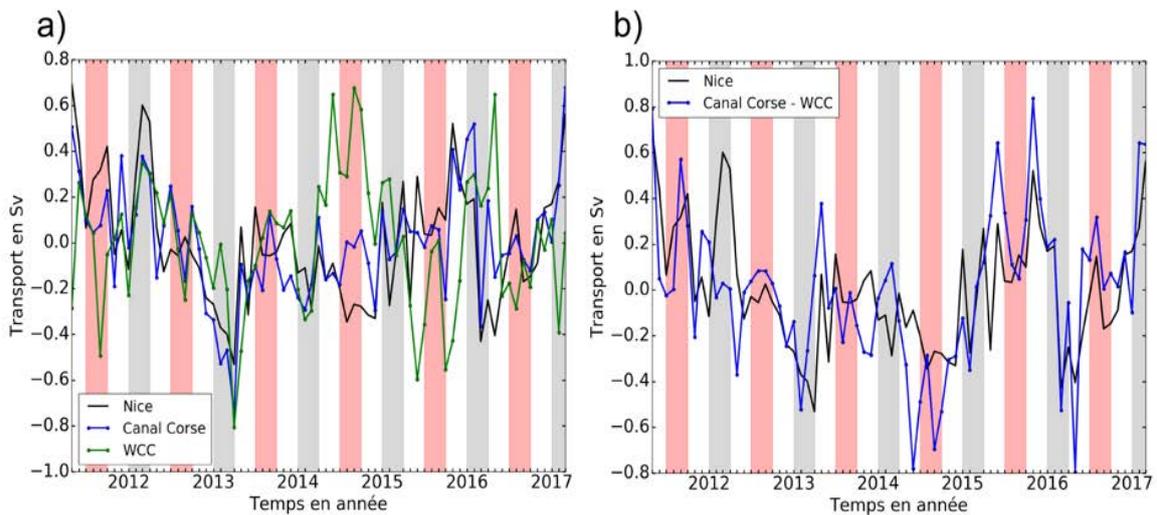


FIGURE B.1 – Séries temporelles sans le cycle saisonnier du transport a) le long des sections du canal de Corse (en bleu), du WCC (en vert), du CN vers Nice (en noir) ; b) le long de la section Nice (en noir) et en ajoutant le Canal de Corse et le WCC (en bleu). Les saisons d’été et d’hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.

Annexe B. Séries temporelles du transport des sections du chapitre 5 sans le cycle saisonnier

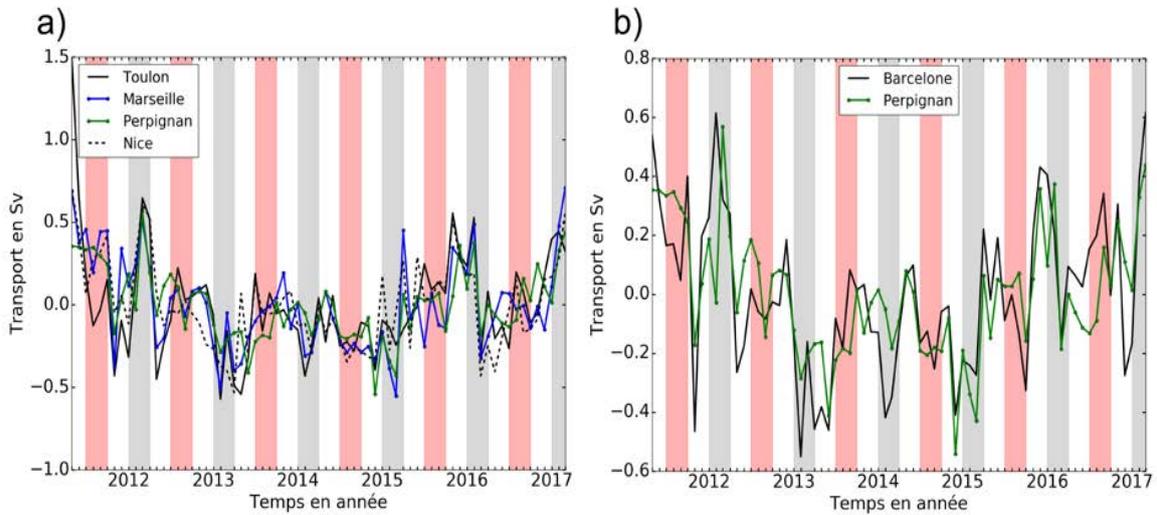


FIGURE B.2 – Superposition des séries temporelles sans le cycle saisonnier du transport le long des sections a) du CN vers Nice (en pointillés), du CN vers Toulon (en noir), du CN vers Marseille (en bleu), du CN vers Perpignan (en vert) ; b) de Perpignan (en vert) et de Barcelone (en noir). Les saisons d’été et d’hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.

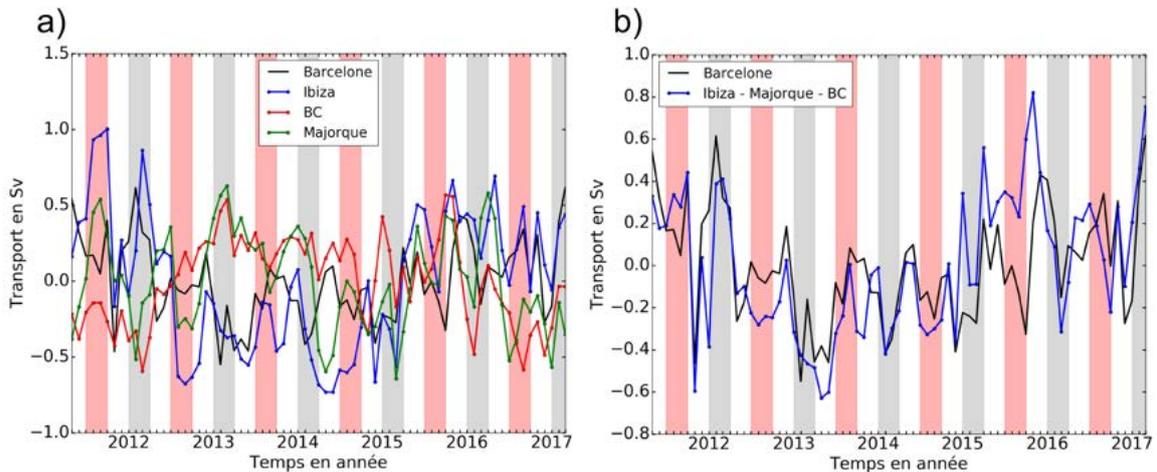


FIGURE B.3 – Séries temporelles sans le cycle saisonnier du transport a) le long des sections de Barcelone (en noir), d’Ibiza (en bleu), de Majorque (en vert) et du BC (en rouge) ; b) le long de la section Barcelone (en noir) et en ajoutant Ibiza, Majorque et le BC (en bleu). Les saisons d’été et d’hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.

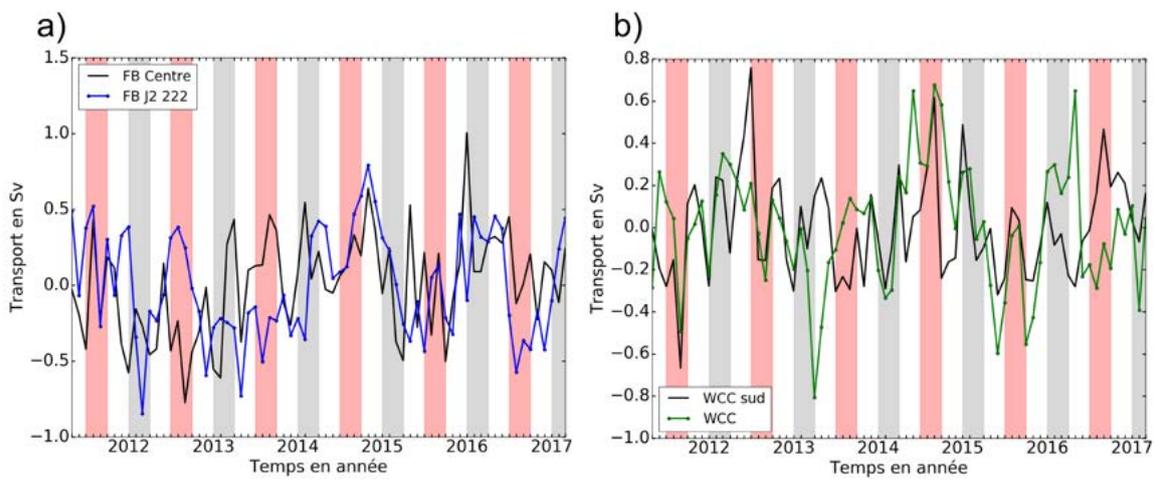


FIGURE B.4 – Série temporelle sans le cycle saisonnier du transport le long des sections a) du Front Baléares et b) du WCC. Les saisons d’été et d’hiver sont délimitées par les zones roses et grises respectivement.

Annexe B. Séries temporelles du transport des sections du chapitre 5 sans le cycle saisonnier

Cartes mensuelles des courants de surface

Annexe C. Cartes mensuelles des courants de surface

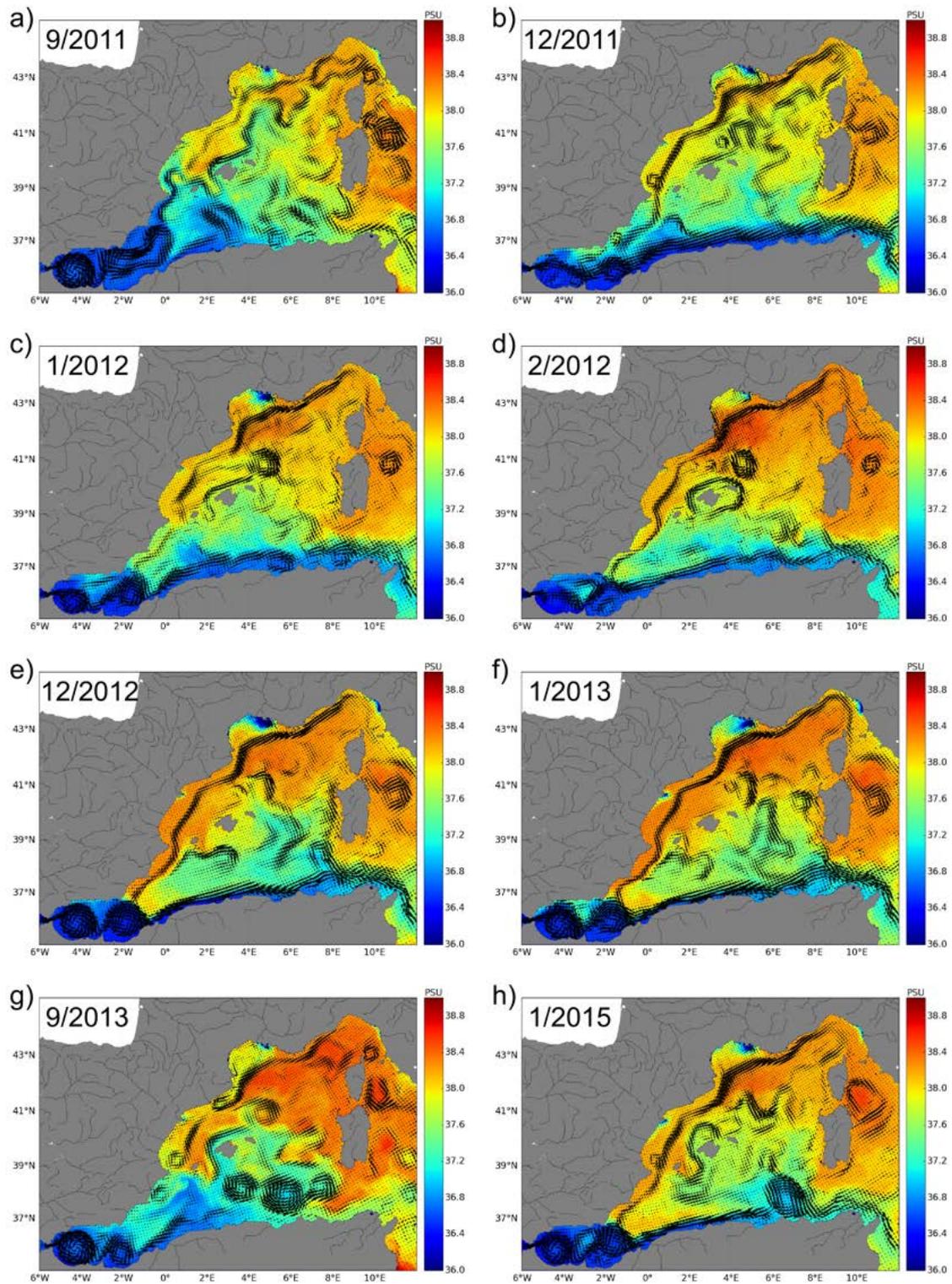


FIGURE C.1 – Cartes mensuelles de la salinité du modèle avec les courants de surface superposés pour les mois de a) 9/2011 ; b) 12/2011 ; c) 1/2012 ; d) 2/2012 ; e) 12/2012 ; f) 1/2013 ; g) 9/2013 ; h) 1/2015

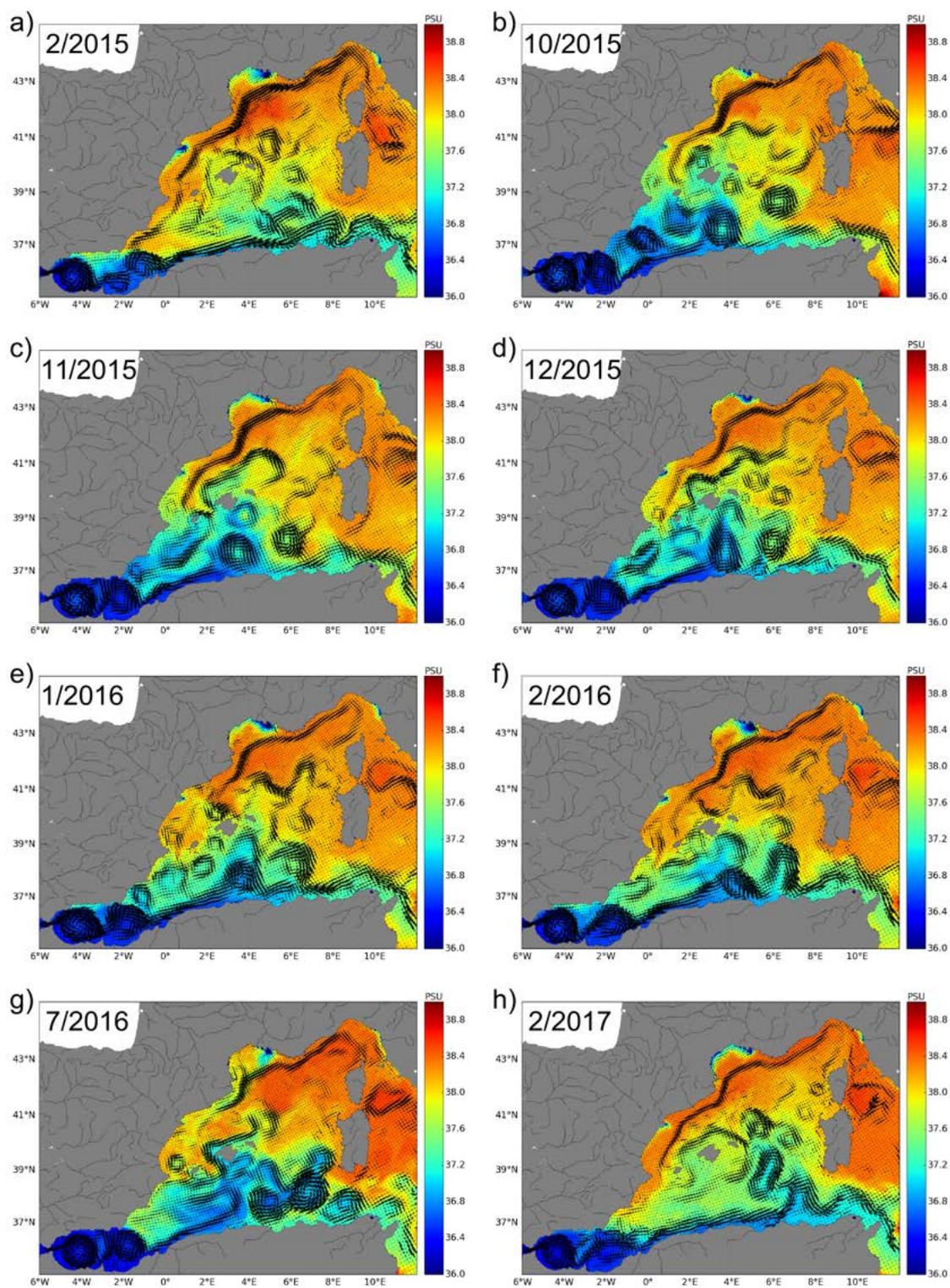


FIGURE C.2 – Cartes mensuelles de la salinité du modèle avec les courants de surface superposés pour les mois de a) 2/2015 ; b) 10/2015 ; c) 11/2015 ; d) 12/2015 ; e) 1/2016 ; f) 2/2016 ; g) 7/2016 ; h) 2/2017

**Cartes journalières des courants de
surface : illustration de processus
mésos-échelle**

Annexe D. Cartes journalières des courants de surface : illustration de processus méso-échelle

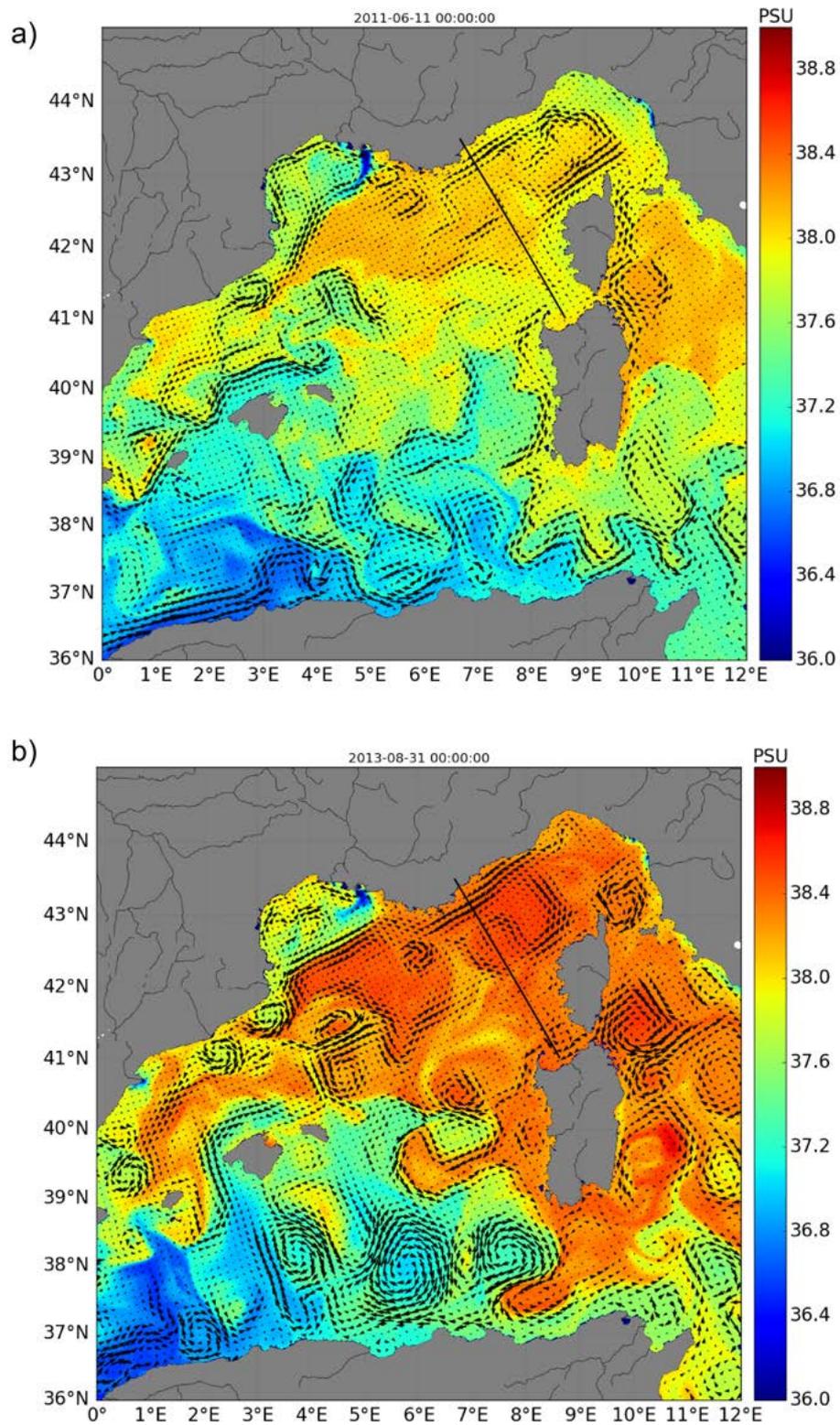


FIGURE D.1 – Cartes journalières de la salinité du modèle avec les courants géostrophiques superposés pour les dates du a) 11/06/2011 et b) 31/08/2013

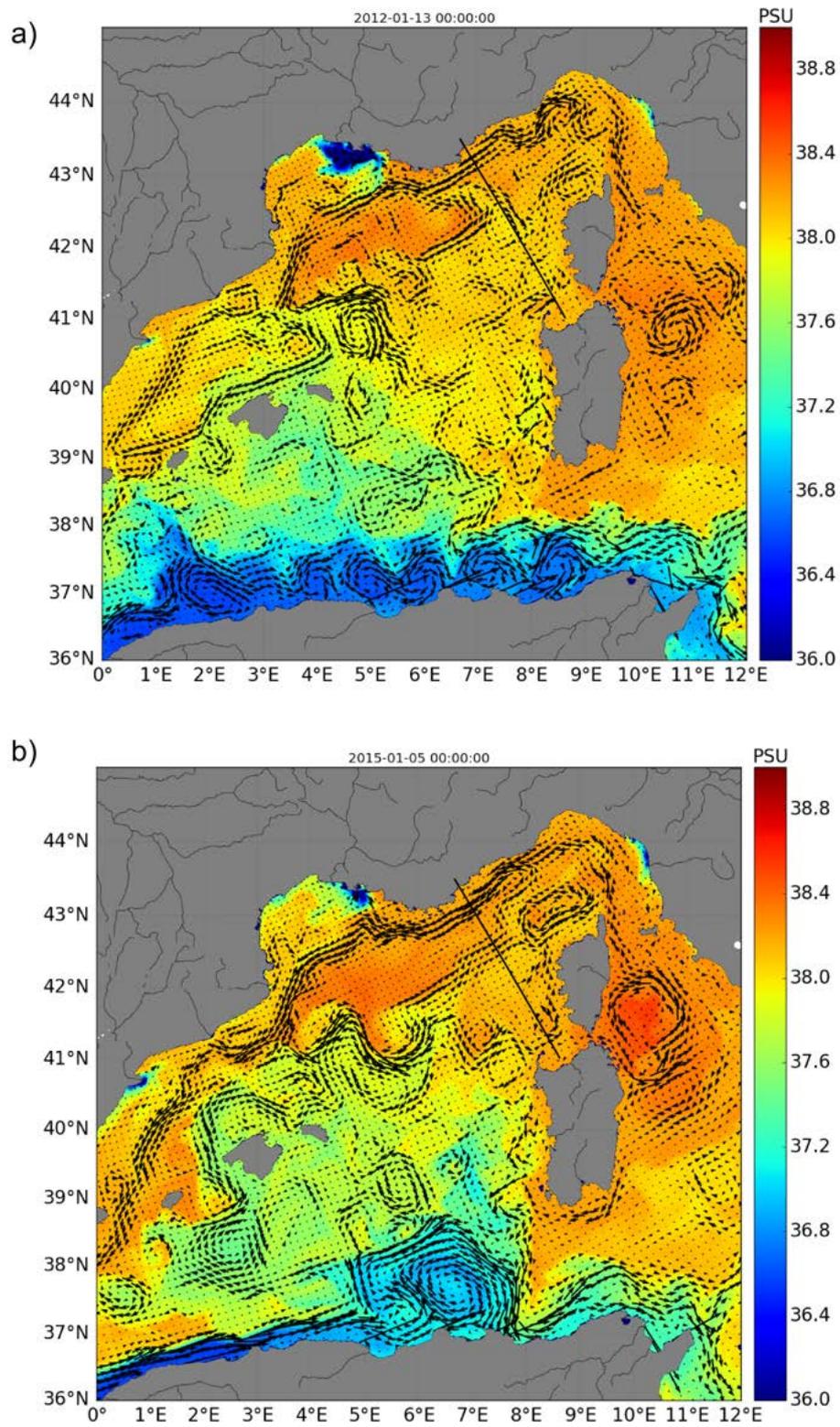


FIGURE D.2 – Cartes journalières de la salinité du modèle avec les courants géostrophiques superposés pour les dates du a) 13/01/2012 et b) 05/01/2015

Annexe D. Cartes journalières des courants de surface : illustration de processus méso-échelle

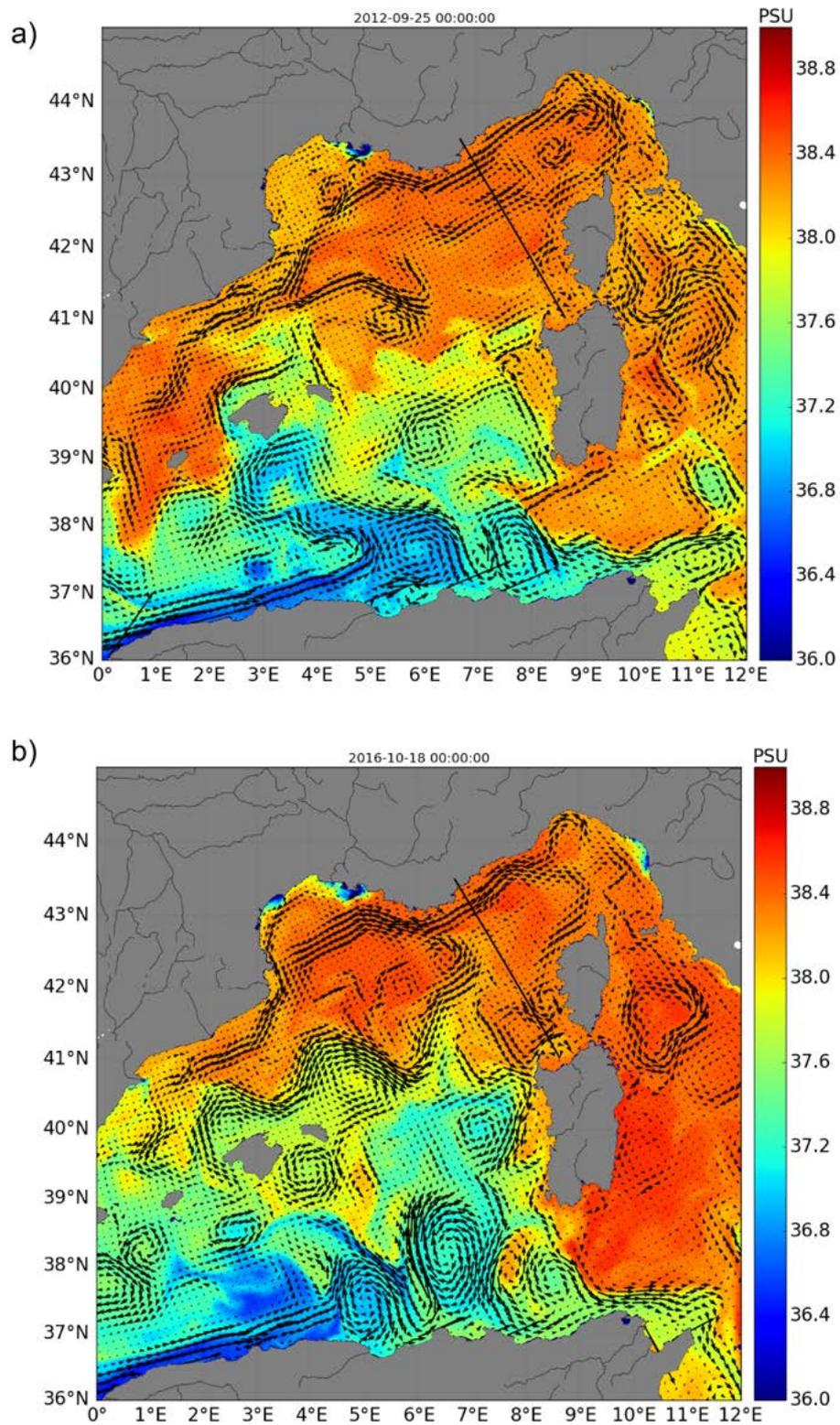


FIGURE D.3 – Cartes journalières de la salinité du modèle avec les courants géostrophiques superposés pour les dates du a) 25/09/2012 et b) 18/10/2016

Bibliographie

- ABLAIN, M (2014). « Error Characterization Report : Altimetry Measurements Errors at Climate Scales ». en. In : 2, p. 25.
- ABLAIN, M., A. CAZENAVE, G. LARNICOL, M. BALMASEDA, P. CIPOLLINI, Y. FAUGÈRE, M. J. FERNANDES, O. HENRY, J. A. JOHANNESSEN, P. KNUDSEN, O. ANDERSEN, J. LEGEAIS, B. MEYSSIGNAC, N. PICOT, M. ROCA, S. RUDENKO, M. G. SCHARFFENBERG, D. STAMMER, G. TIMMS et J. BENVENISTE (2015). « Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project ». English. In : *Ocean Science* 11.1, p. 67–82. ISSN : 1812-0784. DOI : <https://doi.org/10.5194/os-11-67-2015>. URL : <https://www.ocean-sci.net/11/67/2015/> (visité le 08/08/2019).
- ADLOFF, Fanny, Samuel SOMOT, Florence SEVAULT, Gabriel JORDÀ, Roland AZNAR, Michel DÉQUÉ, Marine HERRMANN, Marta MARCOS, Clotilde DUBOIS, Elena PADORNO, Enrique ALVAREZ-FANJUL et Damià GOMIS (2015). « Mediterranean Sea response to climate change in an ensemble of twenty first century scenarios ». en. In : *Climate Dynamics* 45.9-10, p. 2775–2802. ISSN : 0930-7575, 1432-0894. DOI : [10.1007/s00382-015-2507-3](https://doi.org/10.1007/s00382-015-2507-3). URL : <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-015-2507-3> (visité le 23/10/2017).
- AHUMADA, M. A. et A. CRUZADO (2007). « Modeling of the circulation in the Northwestern Mediterranean Sea with the Princeton Ocean Model ». English. In : *Ocean Science* 3.1, p. 77–89. ISSN : 1812-0784. DOI : <https://doi.org/10.5194/os-3-77-2007>. URL : <https://www.ocean-sci.net/3/77/2007/> (visité le 10/08/2019).
- ALBEROLA, Corinne, Claude MILLOT et Jordi FONT (1995). « On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean-sea ». In : *Oceanologica Acta* 18.2, p. 163–192. URL : <http://archimer.ifremer.fr/doc/00096/20770/> (visité le 16/03/2017).
- AMORES, Angel, Sebastià MONSERRAT et Marta MARCOS (2013). « Vertical structure and temporal evolution of an anticyclonic eddy in the Balearic Sea (Western Mediterranean) ». In : *Journal of Geophysical Research*, n/a–n/a. DOI : [10.1002/jgrc.20150](https://doi.org/10.1002/jgrc.20150).
- AMORES, Angel, Gabriel JORDÀ, Thomas ARSOUZE et Julien LE SOMMER (2018). « Up to What Extent Can We Characterize Ocean Eddies Using Present-Day Gridded Altimetric Products ? : CAN OCEAN EDDIES BE CHARACTERIZED IN SLA ? » en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans*. ISSN : 21699275. DOI : [10.1029/2018JC014140](https://doi.org/10.1029/2018JC014140). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2018JC014140> (visité le 15/10/2018).
- ANDERSEN, O. B. et R. SCHARROO (2011). « Range and Geophysical Corrections in Coastal Regions : And Implications for Mean Sea Surface Determination ». en. In : *Coastal Altimetry*. Sous la dir. de Stefano VIGNUDELLI, Andrey G. KOSTIANOY, Paolo CIPOLLINI et Jérôme BENVENISTE. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, p. 103–145. ISBN : 978-3-642-12796-0. DOI : [10.1007/978-3-642-12796-0_5](https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_5). URL : https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_5 (visité le 30/08/2019).
- ANDRÉ, Gaël, Pierre GARREAU et Philippe FRAUNIE (2009). « Mesoscale slope current variability in the Gulf of Lions. Interpretation of in-situ measurements using a three-dimensional model ». en. In : *Continental Shelf Research* 29.2, p. 407–423. ISSN : 02784343. DOI :

- 10.1016/j.csr.2008.10.004. URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434308003361> (visité le 08/03/2017).
- ARTALE, V., M. ASTRALDI, G. BUFFONI et G. P. GASPARINI (1994). « Seasonal variability of gyre-scale circulation in the northern Tyrrhenian Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 99.C7, p. 14127–14137. ISSN : 2156-2202. DOI : 10.1029/94JC00284. URL : <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/94JC00284/abstract> (visité le 30/03/2017).
- ASTRALDI, M. et G. P. GASPARINI (1992). « The seasonal characteristics of the circulation in the north Mediterranean basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 97.C6, p. 9531–9540. ISSN : 2156-2202. DOI : 10.1029/92JC00114. URL : <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/92JC00114/abstract> (visité le 21/03/2017).
- ASTRALDI, M., G. P. GASPARINI, G. M. R. MANZELLA et T. S. HOPKINS (1990). « Temporal variability of currents in the eastern Ligurian Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 95.C2, p. 1515–1522. ISSN : 2156-2202. DOI : 10.1029/JC095iC02p01515. URL : <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/JC095iC02p01515/abstract> (visité le 03/04/2017).
- AULICINO, G., Y. COTRONEO, S. RUIZ, A. SÁNCHEZ ROMÁN, A. PASCUAL, G. FUSCO, J. TINTORÉ et G. BUDILLON (2018). « Monitoring the Algerian Basin through glider observations, satellite altimetry and numerical simulations along a SARAL/AltiKa track ». In : *Journal of Marine Systems* 179, p. 55–71. ISSN : 0924-7963. DOI : 10.1016/j.jmarsys.2017.11.006. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796317302658> (visité le 16/10/2018).
- AYOUB, N., F. BIROL, S. T. BROWN, Y. CHAO, B. CORNUELLE, P. DE MEY, C. ESTOURNEL, S. GIDDINGS, S. GILLE et A. KURAPOV (2015). « Coastal and Estuaries White Paper. Part 2 : Coastal seas and shelf processes ». In :
- AYOUB, Nadia, Pierre-Yves LE TRAON et Pierre DE MEY (1998). « A description of the Mediterranean surface variable circulation from combined ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetric data ». In : *Journal of Marine Systems* 18.1, p. 3–40. ISSN : 0924-7963. DOI : 10.1016/S0924-7963(98)80004-3. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796398800043> (visité le 23/07/2019).
- BALBÍN, R., J. L. LÓPEZ-JURADO, M. M. FLEXAS, P. REGLERO, P. VÉLEZ-VELCHÍ, C. GONZÁLEZ-POLA, J. M. RODRÍGUEZ, A. GARCÍA et F. ALEMANY (2014). « Interannual variability of the early summer circulation around the Balearic Islands : Driving factors and potential effects on the marine ecosystem ». In : *Journal of Marine Systems. The wrapping up of the IDEADOS project : International Workshop on Environment, Ecosystems and Demersal Resources, and Fisheries* 138, p. 70–81. ISSN : 0924-7963. DOI : 10.1016/j.jmarsys.2013.07.004. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796313001565> (visité le 30/07/2018).
- BALLAROTTA, Maxime, Clément UBELMANN, Marie-Isabelle PUJOL, Guillaume TABURET, Florent FOURNIER, Jean-François LEGEAIS, Yannice FAUGERE, Antoine DELEPOULLE, Dudley CHELTON, Gérald DIBARBOURE et Nicolas PICOT (2019). « On the resolutions of ocean altimetry maps ». en. In : *Ocean Science Discussions*, p. 1–27. ISSN : 1812-0822.

Bibliographie

- DOI : [10.5194/os-2018-156](https://doi.org/10.5194/os-2018-156). URL : <https://www.ocean-sci-discuss.net/os-2018-156/> (visité le 09/07/2019).
- BARCELÓ-LLULL, Bàrbara, Ananda PASCUAL, Simón RUIZ, Romain ESCUDIER, Marc TORNER et Joaquín TINTORÉ (2019). « Temporal and Spatial Hydrodynamic Variability in the Mallorca Channel (Western Mediterranean Sea) From 8 Years of Underwater Glider Data ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 124.4, p. 2769–2786. ISSN : 2169-9275. DOI : [10.1029/2018JC014636](https://doi.org/10.1029/2018JC014636). URL : [https://agupubs-onlinelibrary-wiley-com-s.docadis.ups-tlse.fr/doi/full/10.1029/2018JC014636](https://agupubs.onlinelibrary-wiley-com-s.docadis.ups-tlse.fr/doi/full/10.1029/2018JC014636) (visité le 06/06/2019).
- BENVENISTE, J. (2011). « Radar Altimetry : Past, Present and Future ». en. In : *Coastal Altimetry*. Sous la dir. de Stefano VIGNUDELLI, Andrey G. KOSTIANOY, Paolo CIPOLLINI et Jérôme BENVENISTE. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, p. 1–17. ISBN : 978-3-642-12796-0. DOI : [10.1007/978-3-642-12796-0_1](https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_1). URL : https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_1 (visité le 30/08/2019).
- BENVENISTE, Jérôme, Anny CAZENAVE, Stefano VIGNUDELLI, Luciana FENOGLIO-MARC, Rashmi SHAH, Rafael ALMAR, Ole ANDERSEN, Florence BIROL, Pascal BONNEFOND, Jérôme BOUFFARD, Francisco CALAFAT, Estel CARDELLACH, Paolo CIPOLLINI, Gonéri LE COZANNET, Claire DUFAU, Maria Joana FERNANDES, Frédéric FRAPPART, James GARRISON, Christine GOMMENGINGER, Guoqi HAN, Jacob L. HØYER, Villy KOURAFALOU, Eric LEULIETTE, Zhijin LI, Hubert LOISEL, Kristine S. MADSEN, Marta MARCOS, Angélique MELET, Benoît MEYSSIGNAC, Ananda PASCUAL, Marcello PASSARO, Serni RIBÓ, Remko SCHARROO, Y. Tony SONG, Sabrina SPEICH, John WILKIN, Philip WOODWORTH et Guy WÖPPELMANN (2019). « Requirements for a Coastal Hazards Observing System ». English. In : *Frontiers in Marine Science* 6. ISSN : 2296-7745. DOI : [10.3389/fmars.2019.00348](https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00348). URL : <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fmars.2019.00348/full#h5> (visité le 15/09/2019).
- BETHOUX, J. P., L. PRIEUR et F. NYFFELER (1982). « The Water Circulation in the North-Western Mediterranean Sea, its Relations with Wind and Atmospheric Pressure ». In : *Elsevier Oceanography Series*. Sous la dir. de Jacques C. J. NIHOUL. T. 34. Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas. Elsevier, p. 129–142. DOI : [10.1016/S0422-9894\(08\)71240-6](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)71240-6). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0422989408712406> (visité le 28/08/2019).
- BIRI, Stavroula, Nuno SERRA, Martin G. SCHARFFENBERG et Detlef STAMMER (2016). « Atlantic sea surface height and velocity spectra inferred from satellite altimetry and a hierarchy of numerical simulations : SSH AND VELOCITY FREQ./WAVENUM. SPECTRA ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.6, p. 4157–4177. ISSN : 21699275. DOI : [10.1002/2015JC011503](https://doi.org/10.1002/2015JC011503). URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/2015JC011503> (visité le 11/01/2019).
- BIROL, F., N. FULLER, F. LYARD, M. CANCEY, F. NIÑO, C. DELEBECQUE, S. FLEURY, F. TOUBLANC, A. MELET, M. SARACENO et F. LÉGER (2017). « Coastal applications from nadir altimetry : Example of the X-TRACK regional products ». In : *Advances in Space Research* 59.4, p. 936–953. ISSN : 0273-1177. DOI : [10.1016/j.asr.2016.11.005](https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.11.005). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117716306317> (visité le 29/03/2017).

- BIROL, Florence et Caroline DELEBECQUE (2014). « Using high sampling rate (10/20Hz) altimeter data for the observation of coastal surface currents : A case study over the northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Marine Systems* 129, p. 318–333. ISSN : 09247963. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2013.07.009](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.07.009). URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0924796313001619> (visité le 08/03/2017).
- BIROL, Florence et Fernando NIÑO (2015). « Ku- and Ka-band Altimeter Data in the Northwestern Mediterranean Sea : Impact on the Observation of the Coastal Ocean Variability ». en. In : *Marine Geodesy* 38.sup1, p. 313–327. ISSN : 0149-0419, 1521-060X. DOI : [10.1080/01490419.2015.1034814](https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1034814). URL : <http://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/01490419.2015.1034814> (visité le 08/03/2017).
- BIROL, Florence, M. CANCEC et C. ESTOURNEL (2010). « Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry ». en. In : *Journal of Marine Systems* 81.4, p. 297–311. ISSN : 09247963. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2010.01.005](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.01.005). URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0924796310000175> (visité le 08/03/2017).
- BONNEFOND, Pascal, Jacques VERRON, Jérémie AUBLANC, K. BABU, Muriel BERGÉ-NGUYEN, Mathilde CANCEC, Aditya CHAUDHARY, Jean-François CRÉTAUX, Frédéric FRAPPART, Bruce HAINES, Olivier LAURAIN, Annabelle OLLIVIER, Jean-Christophe POISSON, Pierre PRANDI, Rashmi SHARMA, Pierre THIBAUT et Christopher WATSON (2018). « The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission : Quality Assessment and Unique Characteristics of AltiKa Data ». en. In : *Remote Sensing* 10.2, p. 83. ISSN : 2072-4292. DOI : [10.3390/rs10010083](https://doi.org/10.3390/rs10010083). URL : <http://www.mdpi.com/2072-4292/10/1/83> (visité le 19/12/2018).
- BORRIONE, Ines, Paolo ODDO, Aniello RUSSO et Emanuel COELHO (2019). « Understanding altimetry signals in the Northeastern Ligurian sea using a multi-platform approach ». In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 145, p. 83–96. ISSN : 0967-0637. DOI : [10.1016/j.dsr.2019.02.003](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2019.02.003). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0967063717302571> (visité le 26/04/2019).
- BOSSE, A. (2015). « Circulation générale et couplage physique-biogéochimie à (sous-)mésoséchelle en Méditerranée Nord-occidentale à partir de données in situ ». Français. Thèse de doct. Université Pierre et Marie Curie.
- BOUFFARD, J., S. VIGNUDELLI, P. CIPOLLINI et Y. MENARD (2008a). « Exploiting the potential of an improved multimission altimetric data set over the coastal ocean ». en. In : *Geophysical Research Letters* 35.10. ISSN : 0094-8276. DOI : [10.1029/2008GL033488](https://doi.org/10.1029/2008GL033488). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2008GL033488> (visité le 08/03/2017).
- BOUFFARD, Jérôme, Stefano VIGNUDELLI, Marine HERRMANN, Florent LYARD, Patrick MARSALEIX, Yves MÉNARD et Paolo CIPOLLINI (2008b). « Comparison of Ocean Dynamics with a Regional Circulation Model and Improved Altimetry in the North-Western Mediterranean ». en. In : *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 19.1-2, p. 117. ISSN : 1017-0839. DOI : [10.3319/TAO.2008.19.1-2.117\(SA\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2008.19.1-2.117(SA)). URL : <http://tao.cgu.org.tw/index.php/articles/archive/oceanic-science/item/749> (visité le 08/06/2017).
- BOUFFARD, Jérôme, Ananda PASCUAL, Simón RUIZ, Yannice FAUGÈRE et Joaquín TINTORÉ (2010). « Coastal and mesoscale dynamics characterization using altimetry and gliders : A case study in the Balearic Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans*

Bibliographie

- 115.C10, p. C10029. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2009JC006087](https://doi.org/10.1029/2009JC006087). URL : <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2009JC006087/abstract> (visité le 23/10/2017).
- BRAUDEL, Fernand (1985). *LA MEDITERRANEE; L'ESPACE ET L'HISTOIRE*. fr. Flammarion. Champs histoire. Paris.
- BRONNER, E, A. GUILLOT et N. PICOT (2013). *SARAL/AltiKa Products Handbook*. Rapp. tech. CNES. URL : https://www.avisos.altimetry.fr/fileadmin/documents/data/tools/SARAL_Altika_products_handbook.pdf (visité le 05/01/2017).
- BROWN, G. (1977). « The average impulse response of a rough surface and its applications ». In : *IEEE Transactions on Antennas and Propagation* 25.1, p. 67–74. ISSN : 0018-926X. DOI : [10.1109/TAP.1977.1141536](https://doi.org/10.1109/TAP.1977.1141536).
- BÉTHOUX, Jean-Pierre, Louis PRIEUR et Jong-Hon BONG (1988). « Le courant Ligure au large de Nice ». In : *Oceanologica Acta*.
- CARRÈRE, Loren (2016). *FES2014, a new tidal model – Validation results and perspectives for improvements*. Prague.
- CARRÈRE, Loren et Florent LYARD (2003). « Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations : GLOBAL OCEAN RESPONSE TO METEO FORCING ». en. In : *Geophysical Research Letters* 30.6. ISSN : 00948276. DOI : [10.1029/2002GL016473](https://doi.org/10.1029/2002GL016473). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2002GL016473> (visité le 26/06/2019).
- CASELLA, Elisa, Anne MOLCARD et Antonello PROVENZALE (2011). « Mesoscale vortices in the Ligurian Sea and their effect on coastal upwelling processes ». English. In : *Journal of Marine Systems* 88.1. WOS :000292897700003, p. 12–19. ISSN : 0924-7963. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2011.02.019](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.02.019).
- CAZENAVE, Anny, Hindumathi PALANISAMY et Michael ABLAIN (2018). « Contemporary sea level changes from satellite altimetry : What have we learned? What are the new challenges? ». In : *Advances in Space Research* 62.7, p. 1639–1653. ISSN : 0273-1177. DOI : [10.1016/j.asr.2018.07.017](https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.07.017). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117718305799> (visité le 08/08/2019).
- CHURCH, J. A., P. U. CLARK, A. CAZENAVE, J. M. GREGORY, S. JEVREJEVA, A. LEVERMANN, M. A. MERRIFIELD, G. A. MILNE, R. S. NEREM, P. D. NUNN, A. J. PAYNE, W. T. PFEFFER, D. STAMMER et A. S. UNNIKRISSNAN (2013). *Sea level change*. en. Technical Report. P.M.Cambridge University Press. URL : <http://drs.nio.org/drs/handle/2264/4605> (visité le 08/08/2019).
- CIPOLLINI, Paolo, Francisco M. CALAFAT, Svetlana JEVREJEVA, Angélique MELET et Pierre PRANDI (2017a). « Monitoring Sea Level in the Coastal Zone with Satellite Altimetry and Tide Gauges ». en. In : *Surveys in Geophysics* 38.1, p. 33–57. ISSN : 1573-0956. DOI : [10.1007/s10712-016-9392-0](https://doi.org/10.1007/s10712-016-9392-0). URL : <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9392-0> (visité le 19/12/2018).
- CIPOLLINI, Paolo, Jérôme BENVENISTE, Florence BIROL, M. Joana FERNANDES, Estelle OBLIGIS, Marcello PASSARO, P. Ted STRUB, Guillaume VALLADEAU, Stefano VIGNUDELLI et John WILKIN (2017b). « Satellite Altimetry in Coastal Regions ». en. In : *Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces*. Sous la dir. de Detlef STAMMER et Anny CAZENAVE. 1^{re} éd. Boca Raton, FL : Taylor & Francis, 2017. : CRC Press, p. 343–380. ISBN :

- 978-1-315-15177-9. DOI : [10.1201/9781315151779-11](https://doi.org/10.1201/9781315151779-11). URL : <https://www.taylorfrancis.com/books/9781498743464/chapters/10.1201/9781315151779-11> (visité le 16/09/2019).
- COHEN, Joel E, Christopher SMALL, Andrew MELLINGER, John GALLUP et Jeffrey SACHS (1997). « Estimates of Coastal Populations ». en. In : *Science* 278.5341, p. 1209–1213. ISSN : 0036-8075, 1095-9203. DOI : [10.1126/science.278.5341.1209c](https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1209c). URL : <https://science.sciencemag.org/content/278/5341/1209.4> (visité le 22/08/2019).
- COLL, Marta, Chiara PIRODDI, Jeroen STEENBEEK, Kristin KASCHNER, Frida Ben Rais LASRAM, Jacopo AGUZZI, Enric BALLESTEROS, Carlo Nike BIANCHI, Jordi CORBERA, Thanos DAILIANIS, Roberto DANOVARO, Marta ESTRADA, Carlo FROGLIA, Bella S. GALIL, Josep M. GASOL, Ruthy GERTWAGEN, João GIL, François GUILHAUMON, Kathleen KESNER-REYES, Miltiadis-Spyridon KITSOS, Athanasios KOUKOURAS, Nikolaos LAMPADARIOU, Elijah LAXAMANA, Carlos M. López-Fé de la CUADRA, Heike K. LOTZE, Daniel MARTIN, David MOUILLOT, Daniel ORO, Saša RAICEVICH, Josephine RIUS-BARILE, Jose Ignacio SAIZ-SALINAS, Carles San VICENTE, Samuel SOMOT, José TEMPLADO, Xavier TURON, Dimitris VAFIDIS, Roger VILLANUEVA et Eleni VOULTSIADOU (2010). « The Biodiversity of the Mediterranean Sea : Estimates, Patterns, and Threats ». In : *PLOS ONE* 5.8, e11842. ISSN : 1932-6203. DOI : [10.1371/journal.pone.0011842](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0011842). URL : <http://journals.plos.org/plosone/article?id=10.1371/journal.pone.0011842> (visité le 23/10/2017).
- COTRONEO, Yuri, Giuseppe AULICINO, Simón RUIZ, Ananda PASCUAL, Giorgio BUDILLON, Giannetta FUSCO et Joaquin TINTORÉ (2016). « Glider and satellite high resolution monitoring of a mesoscale eddy in the algerian basin : Effects on the mixed layer depth and biochemistry ». In : *Journal of Marine Systems*. Progress in marine science supported by European joint coastal observation systems : The JERICO-RI research infrastructure 162, p. 73–88. ISSN : 0924-7963. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2015.12.004](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.12.004). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796315002298> (visité le 16/10/2018).
- CREPON, M., L. WALD et J. M. MONGET (1982). « Low-frequency waves in the Ligurian Sea during December 1977 ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 87.C1, p. 595–600. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/JC087iC01p00595](https://doi.org/10.1029/JC087iC01p00595). URL : <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/JC087iC01p00595/abstract> (visité le 17/03/2017).
- CÓZAR, Andrés, Marina SANZ-MARTÍN, Elisa MARTÍ, J. Ignacio GONZÁLEZ-GORDILLO, Bárbara UBEDA, José Á GÁLVEZ, Xabier IRIGOIEN et Carlos M. DUARTE (2015). « Plastic Accumulation in the Mediterranean Sea ». In : *PLOS ONE* 10.4, e0121762. ISSN : 1932-6203. DOI : [10.1371/journal.pone.0121762](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0121762). URL : <http://journals.plos.org/plosone/article?id=10.1371/journal.pone.0121762> (visité le 23/10/2017).
- DAMIEN, Pierre (2015). « Etude de la circulation océanique en Méditerranée Occidentale à l'aide d'un modèle numérique à haute résolution : influence de la submésoséchelle ». en. phd. Université de Toulouse, Université Toulouse III - Paul Sabatier. URL : <http://thesesups.ups-tlse.fr/2682/> (visité le 29/07/2019).
- DUFAU, C., C. MARTIN-PUIG et L. MORENO (2011). « User Requirements in the Coastal Ocean for Satellite Altimetry ». en. In : *Coastal Altimetry*. Sous la dir. de Stefano VIGNUDELLI, Andrey G. KOSTIANOV, Paolo CIPOLLINI et Jérôme BENVENISTE. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, p. 51–60. ISBN : 978-3-642-12796-0. DOI : [10.1007/978-3-642-12796-0](https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0)

Bibliographie

- 3-642-12796-0_3. URL : https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_3 (visité le 30/08/2019).
- DUFAU, Claire, Marion ORSZTYNOWICZ, Gérald DIBARBOURE, Rosemary MORROW et Pierre-Yves LE TRAON (2016). « Mesoscale resolution capability of altimetry : Present and future ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.7, p. 4910–4927. ISSN : 2169-9275. DOI : [10.1002/2015JC010904](https://doi.org/10.1002/2015JC010904). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2015JC010904> (visité le 14/07/2019).
- DURAND, Fabien, Frédéric MARIN, Jean-Luc FUDA et Thierry TERRE (2017). « The East Caledonian Current : A Case Example for the Intercomparison between AltiKa and In Situ Measurements in a Boundary Current ». en. In : *Marine Geodesy* 40.1, p. 1–22. ISSN : 0149-0419, 1521-060X. DOI : [10.1080/01490419.2016.1258375](https://doi.org/10.1080/01490419.2016.1258375). URL : <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/01490419.2016.1258375> (visité le 08/03/2017).
- DUSSURGET, Renaud, Florence BIROL, Rosemary MORROW et Pierre De MEY (2011). « Fine Resolution Altimetry Data for a Regional Application in the Bay of Biscay ». In : *Marine Geodesy* 34.3-4, p. 447–476. ISSN : 0149-0419. DOI : [10.1080/01490419.2011.584835](https://doi.org/10.1080/01490419.2011.584835). URL : <http://dx.doi.org/10.1080/01490419.2011.584835> (visité le 18/04/2017).
- ECHEVIN, V. (1998). « Variabilité du niveau de la mer mesuré par altimétrie dans le Golfe du Lion. Etude de l'influence de diverses observations sur la prévision de la circulation côtière. » Thèse de doct. Toulouse.
- ECHEVIN, V., M. CRÉPON et L. MORTIER (2003). « Simulation and analysis of the mesoscale circulation in the northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Annales Geophysicae* 21.1, p. 281–297. ISSN : 1432-0576. DOI : [10.5194/angeo-21-281-2003](https://doi.org/10.5194/angeo-21-281-2003). URL : <http://www.ann-geophys.net/21/281/2003/> (visité le 12/07/2018).
- ESCUDIER, Romain, Jérôme BOUFFARD, Ananda PASCUAL, Pierre-Marie POULAIN et Marie-Isabelle PUJOL (2013). « Improvement of coastal and mesoscale observation from space : Application to the northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Geophysical Research Letters* 40.10, p. 2148–2153. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1002/grl.50324](https://doi.org/10.1002/grl.50324). URL : <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/grl.50324/abstract> (visité le 23/10/2017).
- ESCUDIER, Romain, Lionel RENAULT, Ananda PASCUAL, Pierre BRASSEUR, Dudley CHELTON et Jonathan BEUVIER (2016). « Eddy properties in the Western Mediterranean Sea from satellite altimetry and a numerical simulation ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.6, p. 3990–4006. ISSN : 2169-9291. DOI : [10.1002/2015JC011371](https://doi.org/10.1002/2015JC011371). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JC011371> (visité le 19/09/2019).
- ESTOURNEL, C., P. BROCHE, P. MARSALEIX, J. L. DEVENON, F. AUCLAIR et R. VEHL (2001). « The Rhone River Plume in Unsteady Conditions : Numerical and Experimental Results ». In : *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53.1, p. 25–38. ISSN : 0272-7714. DOI : [10.1006/ecss.2000.0685](https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0685). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771400906851> (visité le 29/07/2019).
- ESTOURNEL, C., X. Durrieu de MADRON, P. MARSALEIX, F. AUCLAIR, C. JULLIAND et R. VEHL (2003). « Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment) ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 108.C3, p. 8059. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2001JC000825](https://doi.org/10.1029/2001JC000825). URL : <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2001JC000825/abstract> (visité le 02/11/2017).

- ESTOURNEL, CLAUDE, VERONIQUE KONDRACHOFF, PATRICK MARSALEIX et RAOUL VEHL (1997). « The plume of the Rhone : numerical simulation and remote sensing ». In : *Continental Shelf Research* 17.8, p. 899–924. ISSN : 0278-4343. DOI : [10.1016/S0278-4343\(96\)00064-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(96)00064-7). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434396000647> (visité le 29/07/2019).
- ESTOURNEL, Claude, Pierre TESTOR, Pierre DAMIEN, Fabrizio D'ORTENZIO, Patrick MARSALEIX, Pascal CONAN, Faycal KESSOURI, Xavier Durrieu de MADRON, Laurent COPPOLA, Jean-Michel LELLOUCHE, Sophie BELAMARI, Laurent MORTIER, Caroline ULSES, Marie-Noelle BOUIN et Louis PRIEUR (2016). « High resolution modeling of dense water formation in the north-western Mediterranean during winter 2012-2013 : Processes and budget : MODELING OF DENSE WATER CONVECTION ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.7, p. 5367–5392. ISSN : 21699275. DOI : [10.1002/2016JC011935](https://doi.org/10.1002/2016JC011935). URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/2016JC011935> (visité le 12/04/2017).
- FENOGLIO, L., S. DINARDO, C. BUCHHAUPT, B. UEBBING, R. SCHARROO, J. KUSCHE, M. BECKER et J. BENVENISTE (2019). « Calibrating CryoSat-2 and Sentinel-3A sea surface heights along the German coast ». de. In : URL : <http://tubiblio.ulb.tu-darmstadt.de/112997/> (visité le 16/09/2019).
- FERRARI, Raffaele et Carl WUNSCH (2009). « Ocean Circulation Kinetic Energy : Reservoirs, Sources, and Sinks ». en. In : *Annual Review of Fluid Mechanics* 41.1, p. 253–282. ISSN : 0066-4189, 1545-4479. DOI : [10.1146/annurev.fluid.40.111406.102139](https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.40.111406.102139). URL : <http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev.fluid.40.111406.102139> (visité le 03/09/2019).
- FONT, J, J SALAT et J TINTORÉ (1988). « Permanent features of the circulation in the Catalan Sea ». In : *Oceanol. Acta* 9, p. 51–57.
- GANGLOFF, Aurélien, Romaric VERNEY, David DOXARAN, Anouck ODY et Claude ESTOURNEL (2017). « Investigating Rhône River plume (Gulf of Lions, France) dynamics using metrics analysis from the MERIS 300m Ocean Color archive (2002–2012) ». In : *Continental Shelf Research* 144, p. 98–111. ISSN : 0278-4343. DOI : [10.1016/j.csr.2017.06.024](https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.06.024). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434316306343> (visité le 23/07/2019).
- GARAU, Bartolomé, Simón RUIZ, Weifeng G. ZHANG, Ananda PASCUAL, Emma HESLOP, John KERFOOT et Joaquín TINTORÉ (2011). « Thermal Lag Correction on Slocum CTD Glider Data ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 28.9, p. 1065–1071. ISSN : 0739-0572. DOI : [10.1175/JTECH-D-10-05030.1](https://doi.org/10.1175/JTECH-D-10-05030.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/JTECH-D-10-05030.1> (visité le 29/07/2019).
- GELDERLOOS R., KATSMAN C. A. et VÅGE K. (2013). « Detecting Labrador Sea Water formation from space ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 118.4, p. 2074–2086. ISSN : 2169-9275. DOI : [10.1002/jgrc.20176](https://doi.org/10.1002/jgrc.20176). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/jgrc.20176> (visité le 24/04/2018).
- GOMMENGINGER, C., P. THIBAUT, L. FENOGLIO-MARC, G. QUARTLY, X. DENG, J. GÓMEZ-ENRI, P. CHALLENOR et Y. GAO (2011). « Retracking Altimeter Waveforms Near the Coasts ». en. In : *Coastal Altimetry*. Sous la dir. de Stefano VIGNUDELLI, Andrey G. KOSTIANOV, Paolo CIPOLLINI et Jérôme BENVENISTE. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin

Bibliographie

- Heidelberg, p. 61–101. ISBN : 978-3-642-12796-0. DOI : [10.1007/978-3-642-12796-0_4](https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_4). URL : https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_4 (visité le 30/08/2019).
- GOURDEAU, L., J. VERRON, A. CHAIGNEAU, S. CRAVATTE et W. KESSLER (2017). « Complementary Use of Glider Data, Altimetry, and Model for Exploring Mesoscale Eddies in the Tropical Pacific Solomon Sea ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.11, p. 9209–9229. ISSN : 2169-9275. DOI : [10.1002/2017JC013116](https://doi.org/10.1002/2017JC013116). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2017JC013116> (visité le 14/07/2019).
- GRILLI, F et Nadia PINARDI (1998). « The computation of Rossby radii of deformation for the Mediterranean Sea ». en. In : *MTP news* 6.6, p. 4–5. (Visité le 16/10/2019).
- GUIHOU, Karen, Julien MARMAIN, Yann OURMIÈRES, Anne MOLCARD, Bruno ZAKARDJIAN et Philippe FORGET (2013). « A case study of the mesoscale dynamics in the North-Western Mediterranean Sea : a combined data–model approach ». en. In : *Ocean Dynamics* 63.7, p. 793–808. ISSN : 1616-7341, 1616-7228. DOI : [10.1007/s10236-013-0619-z](https://doi.org/10.1007/s10236-013-0619-z). URL : <https://link.springer.com/article/10.1007/s10236-013-0619-z> (visité le 20/12/2017).
- GÓMEZ-ENRI, Jesús, Paolo CIPOLLINI, Christine GOMMENDINGER, Cristina MARTIN-PUIG, Stefano VIGNUDELLI, Phil WOODWORTH, Jérôme BENVENISTE et Pilar VILLARES (2008). « COASTALT : improving radar altimetry products in the oceanic coastal area ». en. In : Cardiff, Wales, United Kingdom, 71050J. DOI : [10.1117/12.802456](https://doi.org/10.1117/12.802456). URL : <http://proceedings.spiedigitallibrary.org/proceeding.aspx?doi=10.1117/12.802456> (visité le 08/08/2019).
- GÓMEZ-NAVARRO, Laura, Ronan FABLET, Evan MASON, Ananda PASCUAL, Baptiste MOURRE, Emmanuel COSME et Julien LE SOMMER (2018). « SWOT Spatial Scales in the Western Mediterranean Sea Derived from Pseudo-Observations and an Ad Hoc Filtering ». en. In : *Remote Sensing* 10.4, p. 599. DOI : [10.3390/rs10040599](https://doi.org/10.3390/rs10040599). URL : <https://www.mdpi.com/2072-4292/10/4/599> (visité le 18/07/2019).
- HAYNE, G. (1980). « Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering ». In : *IEEE Transactions on Antennas and Propagation* 28.5, p. 687–692. ISSN : 0018-926X. DOI : [10.1109/TAP.1980.1142398](https://doi.org/10.1109/TAP.1980.1142398).
- HERBAUT, C., F. MARTEL et M. CREPON (1997). « A sensitivity study of the general circulation of the Western Mediterranean Sea .2. The response to atmospheric forcing ». English. In : *Journal of Physical Oceanography* 27.10. WOS :A1997YA95800004, p. 2126–2145. ISSN : 0022-3670. DOI : [10.1175/1520-0485\(1997\)027<2126:ASSOTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<2126:ASSOTG>2.0.CO;2).
- HERRMANN, Marine, Samuel SOMOT, Florence SEVAULT, Claude ESTOURNEL et Michel DÉQUÉ (2008). « Modeling the deep convection in the northwestern Mediterranean Sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model : Case study of winter 1986–1987 ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 113.C4. ISSN : 0148-0227. DOI : [10.1029/2006JC003991](https://doi.org/10.1029/2006JC003991). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2006JC003991> (visité le 07/06/2018).
- HERRMANN, Marine, Jérôme BOUFFARD et Karine BÉRANGER (2009). « Monitoring open-ocean deep convection from space ». en. In : *Geophysical Research Letters* 36.3, p. L03606. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2008GL036422](https://doi.org/10.1029/2008GL036422). URL : <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2008GL036422/abstract> (visité le 23/02/2018).
- HERRMANN, Marine, Pierre-Amael AUGER, Caroline ULSES et Claude ESTOURNEL (2017). « Long-term monitoring of ocean deep convection using multisensors altimetry and ocean color satellite data : SPATIAL MONITORING OF DEEP CONVECTION ». en. In :

- Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.2, p. 1457–1475. ISSN : 21699275. DOI : 10.1002/2016JC011833. URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/2016JC011833> (visité le 18/04/2018).
- HESLOP, Emma E., Simón RUIZ, John ALLEN, José Luís LÓPEZ-JURADO, Lionel RENAULT et Joaquín TINTORÉ (2012). « Autonomous underwater gliders monitoring variability at “choke points” in our ocean system : A case study in the Western Mediterranean Sea ». en. In : *Geophysical Research Letters* 39.20. ISSN : 00948276. DOI : 10.1029/2012GL053717. URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2012GL053717> (visité le 08/03/2017).
- HOUPERT, L., X. Durrieu de MADRON, P. TESTOR, A. BOSSE, F. D’ORTENZIO, M. N. BOUIN, D. DAUSSE, H. LE GOFF, S. KUNESCH, M. LABASTE, L. COPPOLA, L. MORTIER et P. RAIMBAULT (2016). « Observations of open-ocean deep convection in the northwestern Mediterranean Sea : Seasonal and interannual variability of mixing and deep water masses for the 2007-2013 Period ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.11, p. 8139–8171. ISSN : 21699275. DOI : 10.1002/2016JC011857. URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/2016JC011857> (visité le 08/03/2017).
- HOUPERT, Loïc (2013). « Contribution to the Study of Transfer Processes from the Surface to the Deep Ocean in the Mediterranean Sea using in situ Measurements ». fr. In : p. 244.
- HU, Z. Y., A. A. PETRENKO, A. M. DOGLIOLI et I. DEKEYSER (2011). « Study of a mesoscale anticyclonic eddy in the western part of the Gulf of Lion ». In : *Journal of Marine Systems*. 41st International Liege Colloquium on Ocean Dynamics"Science based management of the coastal waters 88.1, p. 3–11. ISSN : 0924-7963. DOI : 10.1016/j.jmarsys.2011.02.008. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796311000376> (visité le 12/07/2018).
- HUTHNANCE, John M. (1995). « Circulation, exchange and water masses at the ocean margin : the role of physical processes at the shelf edge ». In : *Progress in Oceanography* 35.4, p. 353–431. ISSN : 0079-6611. DOI : 10.1016/0079-6611(95)80003-C. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/007966119580003C> (visité le 10/08/2019).
- INMAN, Douglas L. (1994). *Environmental Science in the Coastal Zone : Issues for Further Research*. en. Washington, D.C. : National Academy Press. DOI : 10.17226/2249. URL : <https://www.nap.edu/read/2249/chapter/7> (visité le 27/09/2019).
- JEBRI, Fatma (2017). « Apport de l’altimétrie satellitale pour l’étude de la variabilité de la circulation de surface dans le canal de Sicile et sur le plateau continental Tunisien ». fr. Thèse de doct.
- JEBRI, Fatma, Florence BIROL, Bruno ZAKARDJIAN, Jérôme BOUFFARD et Cherif SAMMARI (2016). « Exploiting coastal altimetry to improve the surface circulation scheme over the central Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.7, p. 4888–4909. ISSN : 2169-9291. DOI : 10.1002/2016JC011961. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JC011961> (visité le 17/07/2018).
- JEBRI, Fatma, Bruno ZAKARDJIAN, Florence BIROL, Jérôme BOUFFARD, Loïc JULLION et Cherif SAMMARI (2017). « Interannual Variations of Surface Currents and Transports in the Sicily Channel Derived From Coastal Altimetry ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.11, p. 8330–8353. ISSN : 2169-9291. DOI : 10.1002/2017JC012836. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017JC012836> (visité le 17/07/2018).

Bibliographie

- JUZA, Mélanie, Lionel RENAULT, Simon RUIZ et Joaquin TINTORÉ (2013). « Origin and pathways of Winter Intermediate Water in the Northwestern Mediterranean Sea using observations and numerical simulation ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 118.12, p. 6621–6633. ISSN : 21699275. DOI : [10.1002/2013JC009231](https://doi.org/10.1002/2013JC009231). URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/2013JC009231> (visité le 08/03/2017).
- LAMBIN, Juliette, Rosemary MORROW, Lee-Lueng FU, Josh K. WILLIS, Hans BONEKAMP, John LILLIBRIDGE, Jacqueline PERBOS, Gérard ZAUCHE, Parag VAZE, Walid BANNOURA, François PARISOT, Eric THOUVENOT, Sophie COUTIN-FAYE, Eric LINDSTROM et Mike MIGNOGNO (2010). « The OSTM/Jason-2 Mission ». en. In : *Marine Geodesy* 33.sup1, p. 4–25. ISSN : 0149-0419, 1521-060X. DOI : [10.1080/01490419.2010.491030](https://doi.org/10.1080/01490419.2010.491030). URL : <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01490419.2010.491030> (visité le 04/09/2017).
- LAPOUYADE, Agnès et DURRIEU DE MADRON (2001). « Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and organic carbon in the Gulf of Lion (NW Mediterranean) ». en. In : *Oceanologica Acta* 24.3, p. 295–312. DOI : [DOI:10.1016/S0399-1784\(01\)01148-3](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(01)01148-3). URL : https://www.researchgate.net/publication/230806623_Seasonal_variability_of_the_advective_transport_of_particulate_matter_and_organic_carbon_in_the_Gulf_of_Lion_NW_Mediterranean (visité le 29/08/2019).
- LE TRAON, P. Y., P. KLEIN, Bach Lien HUA et G. DIBARBOURE (2008). « Do Altimeter Wavenumber Spectra Agree with the Interior or Surface Quasigeostrophic Theory ? » In : *Journal of Physical Oceanography* 38.5, p. 1137–1142. ISSN : 0022-3670. DOI : [10.1175/2007JPO3806.1](https://doi.org/10.1175/2007JPO3806.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2007JPO3806.1> (visité le 24/01/2019).
- LEGEAIS, Jean-François, Michaël ABLAIN, Lionel ZAWADZKI, Hao ZUO, Johnny A. JOHANNESSEN, Martin G. SCHARFFENBERG, Luciana FENOGLIO-MARC, M. Joana FERNANDES, Ole Baltazar ANDERSEN, Sergei RUDENKO, Paolo CIPOLLINI, Graham D. QUARTLY, Marcello PASSARO, Anny CAZENAVE et Jérôme BENVENISTE (2018). « An improved and homogeneous altimeter sea level record from the ESA Climate Change Initiative ». English. In : *Earth System Science Data* 10.1, p. 281–301. ISSN : 1866-3508. DOI : <https://doi.org/10.5194/essd-10-281-2018>. URL : <https://www.earth-syst-sci-data.net/10/281/2018/essd-10-281-2018-discussion.html> (visité le 08/08/2019).
- LELLOUCHE, J.-M., O. LE GALLOUDEC, M. DRÉVILLON, C. RÉGNIER, E. GREINER, G. GARRIC, N. FERRY, C. DESPORTES, C.-E. TESTUT, C. BRICAUD, R. BOURDALLÉ-BADIE, B. TRANCHANT, M. BENKIRAN, Y. DRILLET, A. DAUDIN et C. DE NICOLA (2013). « Evaluation of global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan ». en. In : *Ocean Science* 9.1, p. 57–81. ISSN : 1812-0792. DOI : [10.5194/os-9-57-2013](https://doi.org/10.5194/os-9-57-2013). URL : <https://www.ocean-sci.net/9/57/2013/> (visité le 31/08/2019).
- LUDWIG, Wolfgang, Egon DUMONT, Michel MEYBECK et Serge HEUSSNER (2009). « River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea : Major drivers for ecosystem changes during past and future decades ? » In : *Progress in Oceanography* 80.3, p. 199–217. ISSN : 0079-6611. DOI : [10.1016/j.pocean.2009.02.001](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.02.001). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0079661109000020> (visité le 12/07/2019).
- MADRON, X. Durrieu de, C. GUIEU, R. SEMPÉRÉ, P. CONAN, D. COSSA, F. D'ORTENZIO, C. ESTOURNEL, F. GAZEAU, C. RABOUILLE, L. STEMMANN, S. BONNET, F. DIAZ, P.

- KOUBBI, O. RADAKOVITCH, M. BABIN, M. BAKLOUTI, C. BANCON-MONTIGNY, S. BELVISO, N. BENSOUSSAN, B. BONSAING, I. BOULOUBASSI, C. BRUNET, J. F. CADIOU, F. CARLOTTI, M. CHAMI, S. CHARMASSON, B. CHARRIÈRE, J. DACHS, D. DOXARAN, J. C. DUTAY, F. ELBAZ-POULICHET, M. ELÉAUME, F. EYROLLES, C. FERNANDEZ, S. FOWLER, P. FRANCOUR, J. C. GAERTNER, R. GALZIN, S. GASPARINI, J. F. GHIGLIONE, J. L. GONZALEZ, C. GOYET, L. GUIDI, K. GUIZIEN, L. E. HEIMBÜRGER, S. H. M. JACQUET, W. H. JEFFREY, F. JOUX, P. LE HIR, K. LEBLANC, D. LEFÈVRE, C. LEJEUSNE, R. LEMÉ, M. D. LOÏE-PILOT, M. MALLET, L. MÉJANELLE, F. MÉLIN, C. MELLON, B. MÉRIGOT, P. L. MERLE, C. MIGON, W. L. MILLER, L. MORTIER, B. MOSTAJIR, L. MOUSSEAU, T. MOUTIN, J. PARA, T. PÉREZ, A. PETRENKO, J. C. POGGIALE, L. PRIEUR, M. PUJO-PAY, PULIDO-VILLENA, P. RAIMBAULT, A. P. REES, C. RIDAME, J. F. RONTANI, D. RUIZ PINO, M. A. SICRE, V. TAILLANDIER, C. TAMBURINI, T. TANAKA, I. TAUPIER-LETAGE, M. TEDDETTI, P. TESTOR, H. THÉBAULT, B. THOUVENIN, F. TOURATIER, J. TRONCZYNSKI, C. ULSES, F. VAN WAMBEKE, V. VANTREPOTTE, S. VAZ et R. VERNEY (2011). « Marine ecosystems' responses to climatic and anthropogenic forcings in the Mediterranean ». In : *Progress in Oceanography* 91.2, p. 97–166. ISSN : 0079-6611. DOI : 10.1016/j.pocean.2011.02.003. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0079661111000188> (visité le 13/07/2019).
- MADRON, X. Durrieu de, L. HOUPERT, P. PUIG, A. SANCHEZ-VIDAL, P. TESTOR, A. BOSSE, C. ESTOURNEL, S. SOMOT, F. BOURRIN, M. N. BOUIN, M. BEAUVERGER, L. BEGUERY, A. CALAFAT, M. CANALS, C. CASSOU, L. COPPOLA, D. DAUSSE, F. D'ORTENZIO, J. FONT, S. HEUSSNER, S. KUNESCH, D. LEFEVRE, H. LE GOFF, J. MARTÍN, L. MORTIER, A. PALANQUES et P. RAIMBAULT (2013). « Interaction of dense shelf water cascading and open-sea convection in the northwestern Mediterranean during winter 2012 ». en. In : *Geophysical Research Letters* 40.7, p. 1379–1385. ISSN : 00948276. DOI : 10.1002/grl.50331. URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/grl.50331> (visité le 08/03/2017).
- MADRON, X. Durrieu de, S. RAMONDENC, L. BERLINE, L. HOUPERT, A. BOSSE, S. MARTINI, L. GUIDI, P. CONAN, C. CURTIL, N. DELSAUT, S. KUNESCH, J. F. GHIGLIONE, P. MARSALEIX, M. PUJOPAY, T. SÉVERIN, P. TESTOR et C. TAMBURINI (2017). « Deep sediment resuspension and thick nepheloid layer generation by open-ocean convection ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.3, p. 2291–2318. ISSN : 2169-9291. DOI : 10.1002/2016JC012062. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JC012062> (visité le 31/08/2019).
- MARALDI, C., J. CHANUT, B. LEVIER, N. AYOUB, P. DE MEY, G. REFFRAY, F. LYARD, S. CAILLEAU, M. DRÉVILLON, E. A. FANJUL, M. G. SOTILLO, P. MARSALEIX et THE MERCATOR RESEARCH AND DEVELOPMENT TEAM (2013). « NEMO on the shelf : assessment of the Iberia–Biscay–Ireland configuration ». en. In : *Ocean Science* 9.4, p. 745–771. ISSN : 1812-0792. DOI : 10.5194/os-9-745-2013. URL : <https://www.ocean-sci.net/9/745/2013/> (visité le 02/09/2019).
- MARSALEIX, Patrick, Claude ESTOURNEL, Veronique KONDRACHOFF et Raoul VEHL (1998). « A numerical study of the formation of the Rhône River plume ». In : *Journal of Marine Systems* 14.1, p. 99–115. ISSN : 0924-7963. DOI : 10.1016/S0924-7963(97)00011-0. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796397000110> (visité le 29/07/2019).

Bibliographie

- MARSALEIX, Patrick, Francis AUCLAIR, Jochem Willem FLOOR, Marine Julie HERRMANN, Claude ESTOURNEL, Ivane PAIRAUD et Caroline ULSES (2008). « Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models ». en. In : *Ocean Modelling* 20.1, p. 61–89. ISSN : 14635003. DOI : [10.1016/j.ocemod.2007.07.005](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.07.005). URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500307000984> (visité le 04/09/2018).
- MARSALEIX, Patrick, Francis AUCLAIR et Claude ESTOURNEL (2009). « Low-order pressure gradient schemes in sigma coordinate models : The seamount test revisited ». In : *Ocean Modelling* 30.2, p. 169–177. ISSN : 1463-5003. DOI : [10.1016/j.ocemod.2009.06.011](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.06.011). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500309001358> (visité le 04/09/2018).
- MARSALEIX, Patrick, Francis AUCLAIR, Claude ESTOURNEL, Cyril NGUYEN et Caroline ULSES (2011). « An accurate implementation of the compressibility terms in the equation of state in a low order pressure gradient scheme for sigma coordinate ocean models ». en. In : *Ocean Modelling* 40.1, p. 1–13. ISSN : 14635003. DOI : [10.1016/j.ocemod.2011.07.004](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.07.004). URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500311001235> (visité le 04/09/2018).
- MARSHALL, John et Friedrich SCHOTT (1999). « Open-ocean convection : Observations, theory, and models ». en. In : *Reviews of Geophysics* 37.1, p. 1–64. ISSN : 87551209. DOI : [10.1029/98RG02739](https://doi.org/10.1029/98RG02739). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/98RG02739> (visité le 12/09/2018).
- MARTI, Florence, Anny CAZENAVE, Florence BIROL, Marcello PASSARO, Fabien LÉGER, Fernando NIÑO, Rafael ALMAR, Jérôme BENVENISTE et Jean François LEGEAIS (2019). « Altimetry-based sea level trends along the coasts of Western Africa ». In : *Advances in Space Research*. ISSN : 0273-1177. DOI : [10.1016/j.asr.2019.05.033](https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.05.033). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117719303606> (visité le 15/10/2019).
- MASON, Evan et Ananda PASCUAL (2013). « Multiscale variability in the Balearic Sea : An altimetric perspective ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 118.6, p. 3007–3025. ISSN : 2169-9291. DOI : [10.1002/jgrc.20234](https://doi.org/10.1002/jgrc.20234). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/jgrc.20234> (visité le 25/09/2019).
- MCGRANAHAN, Gordon, Deborah BALK et Bridget ANDERSON (2007). « The rising tide : assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones ». en. In : *Environment and Urbanization* 19.1, p. 17–37. ISSN : 0956-2478. DOI : [10.1177/0956247807076960](https://doi.org/10.1177/0956247807076960). URL : <https://doi.org/10.1177/0956247807076960> (visité le 03/09/2019).
- MENNA, M. et P. M. POULAIN (2010). « Mediterranean intermediate circulation estimated from Argo data in 2003–2010 ». en. In : *Ocean Science* 6.1, p. 331–343. ISSN : 1812-0792. DOI : [10.5194/os-6-331-2010](https://doi.org/10.5194/os-6-331-2010). URL : <http://www.ocean-sci.net/6/331/2010/> (visité le 23/07/2019).
- MERCIER, F, V ROSMORDUC, L CARRERE et P THIBAUT (2010). « Coastal and Hydrology Altimetry product (PISTACH) handbook ». en. In : 1, p. 64.
- MILLOT, C. (1991). « Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean ». In : *Dynamics of Atmospheres and Oceans. The Mediterranean Sea* 15.3, p. 179–214. ISSN : 0377-0265. DOI : [10.1016/0377-0265\(91\)90020-G](https://doi.org/10.1016/0377-0265(91)90020-G). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/037702659190020G> (visité le 04/10/2017).

- MILLOT, Claude (1982). « Analysis of Upwelling in the Gulf of Lions ». In : *Elsevier Oceanography Series*. Sous la dir. de Jacques C. J. NIHOUL. T. 34. Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas. Elsevier, p. 143–153. DOI : [10.1016/S0422-9894\(08\)71241-8](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)71241-8). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0422989408712418> (visité le 31/08/2019).
- (1987). « Circulation in the western Mediterranean-sea ». In : *Oceanologica Acta* 10.2, p. 143–149. URL : <http://archimer.ifremer.fr/doc/00108/21915/19505.pdf> (visité le 08/03/2017).
- (1999). « Circulation in the Western Mediterranean Sea ». In : *Journal of Marine Systems* 20.1–4, p. 423–442. ISSN : 0924-7963. DOI : [10.1016/S0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796398000785> (visité le 21/03/2017).
- MILLOT, Claude et Isabelle TAUPIER-LETAGE (2005). « Circulation in the Mediterranean Sea ». en. In : *The Mediterranean Sea*. Sous la dir. d'Alain SALIOT. T. 5K. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, p. 29–66. ISBN : 978-3-540-25018-0 978-3-540-31492-9. DOI : [10.1007/b107143](https://doi.org/10.1007/b107143). URL : <http://www.springerlink.com/index/10.1007/b107143> (visité le 23/07/2019).
- MILLOT, Claude, Mejdoub BENZOHRRA et Isabelle TAUPIER-LETAGE (1997). « Circulation off Algeria inferred from the Médiprod-5 current meters ». In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 44.9, p. 1467–1495. ISSN : 0967-0637. DOI : [10.1016/S0967-0637\(97\)00016-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00016-2). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0967063797000162> (visité le 23/07/2019).
- MORROW, Rosemary et Pierre-Yves LE TRAON (2012). « Recent advances in observing mesoscale ocean dynamics with satellite altimetry ». en. In : *Advances in Space Research* 50.8, p. 1062–1076. ISSN : 02731177. DOI : [10.1016/j.asr.2011.09.033](https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.09.033). URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0273117711007150> (visité le 08/03/2017).
- MORROW, Rosemary, Alice CARRET, Florence BIROL, Fernando NINO, Guillaume VALLADEAU, Francois BOY, Celine BACHELIER et Bruno ZAKARDJIAN (2017). « Observability of fine-scale ocean dynamics in the northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Ocean Science* 13.1, p. 13–29. ISSN : 1812-0792. DOI : [10.5194/os-13-13-2017](https://doi.org/10.5194/os-13-13-2017). URL : <http://www.ocean-sci.net/13/13/2017/> (visité le 08/03/2017).
- NICHOLLS, R J, P P WONG, V.R. BURKETT, J O CODIGNOTTO, J.E HAY, R.F. MCLEAN, S. RAGOONADEN et C.D. WOODROFFE (2007). « Coastal systems and low-lying areas ». en. In : *Climate change 2007 : impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Sous la dir. de M.L. PARRY, O.F. CANZIANI, J.P. PALUTIKOF, P.J. van der LINDEN et C.E. HANSON. Cambridge, UK : Cambridge University Press, p. 315–356.
- NICHOLLS, Robert J. et Anny CAZENAVE (2010). « Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones ». en. In : *Science* 328.5985, p. 1517–1520. ISSN : 0036-8075, 1095-9203. DOI : [10.1126/science.1185782](https://doi.org/10.1126/science.1185782). URL : <http://science.sciencemag.org/content/328/5985/1517> (visité le 23/10/2018).
- NIEWIADOMSKA, Katarzyna (2008). « Couplage physique-biogéochimie à différentes échelles spatiales et temporelles : le cas du courant Ligure étudié par un planeur bio-optique sous-marin ». Thèse de doct. Université Pierre et Marie Curie.
- OBLIGIS, E., C. DESPORTES, L. EYMARD, M. J. FERNANDES, C. LÁZARO et A. L. NUNES (2011). « Tropospheric Corrections for Coastal Altimetry ». en. In : *Coastal Altimetry*.

Bibliographie

- Sous la dir. de Stefano VIGNUDELLI, Andrey G. KOSTIANOV, Paolo CIPOLLINI et Jérôme BENVENISTE. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, p. 147–176. ISBN : 978-3-642-12796-0. DOI : [10.1007/978-3-642-12796-0_6](https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_6). URL : https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_6 (visité le 31/08/2019).
- ONKEN, Reiner, Alberto ÁLVAREZ, Vicente FERNÁNDEZ, Guillermo VIZOSO, Gotzon BASTERRETXEA, Joaquín TINTORÉ, Patrick HALEY et Elvio NACINI (2008). « A forecast experiment in the Balearic Sea ». In : *Journal of Marine Systems* 71.1, p. 79–98. ISSN : 0924-7963. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2007.05.008](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.05.008). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796307000942> (visité le 25/09/2019).
- ORAIN, Françoise et Emma SAUX PICART (2019). *PRODUCT USER MANUAL For SST Level 3 products over European Seas : SST-EUR_L3S_NRT_OBSERVATIONS_010_009_a and SST-EUR_L3C_NRT_OBSERVATIONS_010_009_b*. en. Rapp. tech. 1. CMEMS, p. 45. URL : <http://resources.marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-SST-PUM-010-009.pdf> (visité le 18/06/2019).
- OURMIÈRES, Y., B. ZAKARDJIAN, K. BÉRANGER et C. LANGLAIS (2011). « Assessment of a NEMO-based downscaling experiment for the North-Western Mediterranean region : Impacts on the Northern Current and comparison with ADCP data and altimetry products ». In : *Ocean Modelling* 39.3–4, p. 386–404. ISSN : 1463-5003. DOI : [10.1016/j.ocemod.2011.06.002](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.06.002). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500311001041> (visité le 10/03/2017).
- PASCUAL, Ananda, Arancha LANA, Charles TROUPIN, Simón RUIZ, Yannice FAUGÈRE, Romain ESCUDIER et Joaquín TINTORÉ (2015). « Assessing SARAL/AltiKa Data in the Coastal Zone : Comparisons with HF Radar Observations ». In : *Marine Geodesy* 38.sup1, p. 260–276. ISSN : 0149-0419. DOI : [10.1080/01490419.2015.1019656](https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1019656). URL : <http://dx.doi.org/10.1080/01490419.2015.1019656> (visité le 18/04/2017).
- PASSARO, Marcello, Paolo CIPOLLINI, Stefano VIGNUDELLI, Graham D. QUARTLY et Helen M. SNAITH (2014). « ALES : A multi-mission adaptive subwaveform retracker for coastal and open ocean altimetry ». en. In : *Remote Sensing of Environment* 145, p. 173–189. ISSN : 00344257. DOI : [10.1016/j.rse.2014.02.008](https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.008). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425714000534> (visité le 19/12/2018).
- PASSARO, Marcello, Salvatore DINARDO, Graham D. QUARTLY, Helen M. SNAITH, Jérôme BENVENISTE, Paolo CIPOLLINI et Bruno LUCAS (2016). « Cross-calibrating ALES Envisat and CryoSat-2 Delay–Doppler : A coastal altimetry study in the Indonesian Seas ». en. In : *Advances in Space Research* 58.3, p. 289–303. ISSN : 02731177. DOI : [10.1016/j.asr.2016.04.011](https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.04.011). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0273117716301272> (visité le 19/12/2018).
- PETRENKO, Anne A (2003). « Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents ». In : *Oceanologica Acta* 26.4, p. 323–338. ISSN : 0399-1784. DOI : [10.1016/S0399-1784\(03\)00038-0](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(03)00038-0). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0399178403000380> (visité le 17/03/2017).
- PHALIPPOU, L., L. REY et P. de CHATEAU-THIERRY (2001). « Overview of the performances and tracking design of the SIRAL altimeter for the CryoSat mission ». In : *IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International*

- Geoscience and Remote Sensing Symposium (Cat. No.01CH37217)*. T. 5, 2025–2027 vol.5. DOI : [10.1109/IGARSS.2001.977891](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2001.977891).
- PINARDI, Nadia, Marco ZAVATARELLI, Mario ADANI, Giovanni COPPINI, Claudia FRATIANNI, Paolo ODDO, Simona SIMONCELLI, Marina TONANI, Vladislav LYUBARTSEV, Srdjan DOBRICIC et Antonio BONADUCE (2015). « Mediterranean Sea large-scale low-frequency ocean variability and water mass formation rates from 1987 to 2007 : A retrospective analysis ». en. In : *Progress in Oceanography* 132, p. 318–332. ISSN : 00796611. DOI : [10.1016/j.pocean.2013.11.003](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.11.003). URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S007966111300222X> (visité le 08/03/2017).
- PINOT, J.-M., A. ÁLVAREZ, V. FERNÁNDEZ et M. RIERA (1999). « The role of winter intermediate waters in the spring-summer circulation of the Balearic Sea : 2. A sensitivity numerical study ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 104.C12, p. 29865–29884. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/1999JC900071](https://doi.org/10.1029/1999JC900071). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/1999JC900071> (visité le 01/08/2019).
- PINOT, J. M., J. L LÓPEZ-JURADO et M RIERA (2002). « The CANALES experiment (1996-1998). Interannual, seasonal, and mesoscale variability of the circulation in the Balearic Channels ». In : *Progress in Oceanography* 55.3, p. 335–370. ISSN : 0079-6611. DOI : [10.1016/S0079-6611\(02\)00139-8](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00139-8). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0079661102001398> (visité le 01/08/2019).
- PITERBARG, L., V. TAILLANDIER et A. GRIFFA (2014). « Investigating frontal variability from repeated glider transects in the Ligurian Current (North West Mediterranean Sea) ». In : *Journal of Marine Systems* 129, p. 381–395. ISSN : 0924-7963. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2013.08.003](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.08.003). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796313001826> (visité le 20/03/2017).
- PONTE, Aurélien L., Patrice KLEIN, Michael DUNPHY et Sylvie Le GENTIL (2017). « Low-mode internal tides and balanced dynamics disentanglement in altimetric observations : Synergy with surface density observations ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.3, p. 2143–2155. ISSN : 2169-9291. DOI : [10.1002/2016JC012214](https://doi.org/10.1002/2016JC012214). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JC012214> (visité le 18/07/2019).
- PONTE, Rui M., Mark CARSON, Mauro CIRANO, Catia M. DOMINGUES, Svetlana JEVREJEVA, Marta MARCOS, Gary MITCHUM, R. S. W. van de WAL, Philip L. WOODWORTH, Michaël ABLAIN, Fabrice ARDHUIN, Valérie BALLU, Mélanie BECKER, Jérôme BENVENISTE, Florence BIROL, Elizabeth BRADSHAW, Anny CAZENAVE, P. DE MEY-FRÉMAUX, Fabien DURAND, Tal EZER, Lee-Lueng FU, Ichiro FUKUMORI, Kathy GORDON, Médéric GRAVELLE, Stephen M. GRIFFIES, Weiqing HAN, Angela HIBBERT, Chris W. HUGHES, Deborah IDIER, Villy H. KOURAFALOU, Christopher M. LITTLE, Andrew MATTHEWS, Angélique MELET, Mark MERRIFIELD, Benoit MEYSSIGNAC, Shoshiro MINOBE, Thierry PENDUFF, Nicolas PICOT, Christopher PIECUCH, Richard D. RAY, Lesley RICKARDS, Alvaro SANTAMARÍA-GÓMEZ, Detlef STAMMER, Joanna STANEVA, Laurent TESTUT, Keith THOMPSON, Philip THOMPSON, Stefano VIGNUDELLI, Joanne WILLIAMS, Simon D. P. WILLIAMS, Guy WÖPPELMANN, Laure ZANNA et Xuebin ZHANG (2019). « Towards Comprehensive Observing and Modeling Systems for Monitoring and Predicting Regional to Coastal Sea Level ». English. In : *Frontiers in Marine Science* 6. ISSN : 2296-7745. DOI :

Bibliographie

- 10.3389/fmars.2019.00437. URL : <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fmars.2019.00437/full> (visité le 15/09/2019).
- POULAIN, P. M., R. GERIN, M. RIXEN, P. ZANASCA, J. TEIXEIRA, A. GRIFFA, A. MOLCARD, M. DE MARTE et N. PINARDI (2012a). « Aspects of the surface circulation in the Liguro-Provençal basin and Gulf of Lion as observed by satellite-tracked drifters (2007–2009) ». In : *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 53.2, p. 261–279. URL : https://www.researchgate.net/profile/Pinardi_Nadia/publication/265803735_Aspects_of_the_surface_circulation_in_the_Liguro-Provençal_basin_and_Gulf_of_Lion_as_observed_by_satellite-tracked_drifters_2007-2009/links/54ae27960cf24aca1c6f74fa.pdf (visité le 10/03/2017).
- POULAIN, Pierre-Marie, Milena MENNA et Elena MAURI (2012b). « Surface Geostrophic Circulation of the Mediterranean Sea Derived from Drifter and Satellite Altimeter Data ». en. In : *Journal of Physical Oceanography* 42.6, p. 973–990. ISSN : 0022-3670, 1520-0485. DOI : 10.1175/JPO-D-11-0159.1. URL : <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JPO-D-11-0159.1> (visité le 08/03/2017).
- PUJOL, Marie-Isabelle, Yannice FAUGÈRE, Guillaume TABURET, Stéphanie DUPUY, Camille PELLOQUIN, Michael ABLAIN et Nicolas PICOT (2016). « DUACS DT2014 : the new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years ». en. In : *Ocean Science* 12.5, p. 1067–1090. ISSN : 1812-0792. DOI : 10.5194/os-12-1067-2016. URL : <https://www.ocean-sci.net/12/1067/2016/> (visité le 28/06/2019).
- QUENTIN, Céline, Yves BARBIN, Lucio BELLOMO, Philippe FORGET, Didier MALLARINO, Julien MARMAIN, Anne MOLCARD et Bruno ZAKARDJIAN (2014). « High Frequency Surface Wave Radar in the French Mediterranean Sea : an element of the Mediterranean Ocean Observing System for the Environment ». In : *7th EuroGOOS Conference*. Lisboa, Portugal. URL : <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01131489> (visité le 19/12/2018).
- RICHMAN, James G., Brian K. ARBIC, Jay F. SHRIVER, E. Joseph METZGER et Alan J. WALLCRAFT (2012). « Inferring dynamics from the wavenumber spectra of an eddying global ocean model with embedded tides ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 117.C12. ISSN : 2156-2202. DOI : 10.1029/2012JC008364. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2012JC008364> (visité le 17/09/2019).
- RIO, M.-H., A. PASCUAL, P.-M. POULAIN, M. MENNA, B. BARCELÓ et J. TINTORÉ (2014). « Computation of a new mean dynamic topography for the Mediterranean Sea from model outputs, altimeter measurements and oceanographic in situ data ». In : *Ocean Sci.* 10.4, p. 731–744. ISSN : 1812-0792. DOI : 10.5194/os-10-731-2014. URL : <https://www.ocean-sci.net/10/731/2014/> (visité le 26/09/2017).
- ROBINSON, A.R., W.G. LESLIE, A. THEOCHARIS et A. LASCARATOS (2001). « Mediterranean Sea Circulation ». en. In : *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Elsevier, p. 1689–1705. ISBN : 978-0-12-227430-5. DOI : 10.1006/rwos.2001.0376. URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B012227430X003767> (visité le 05/01/2018).
- ROBLOU, L., J. LAMOUREUX, J. BOUFFARD, F. LYARD, M. LE HÉNAFF, A. LOMBARD, P. MARSALEIX, P. DE MEY et F. BIROL (2011a). « Post-processing Altimeter Data Towards Coastal Applications and Integration into Coastal Models ». en. In : *Coastal Altimetry*. Sous la dir. de Stefano VIGNUDELLI, Andrey G. KOSTIANOV, Paolo CIPOLLINI et Jérôme BENVENISTE. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, p. 217–246. ISBN : 978-

- 3-642-12795-3 978-3-642-12796-0. DOI : [10.1007/978-3-642-12796-0_9](https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_9). URL : http://link.springer.com/10.1007/978-3-642-12796-0_9 (visité le 19/12/2018).
- ROBLOU, L., J. LAMOUREUX, J. BOUFFARD, F. LYARD, M. Le HÉNAFF, A. LOMBARD, P. MARSALEIX, P. De MEY et F. BIROL (2011b). « Post-processing Altimeter Data Towards Coastal Applications and Integration into Coastal Models ». en. In : *Coastal Altimetry*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 217–246. ISBN : 978-3-642-12795-3 978-3-642-12796-0. DOI : [10.1007/978-3-642-12796-0_9](https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_9). URL : https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-12796-0_9 (visité le 26/06/2018).
- RODRIGUEZ, Ernesto, Daniel ESTEBAN FERNADEZ, Eva PERAL, C.W. CHEN, Jan-Willem DE BLESER et Brent A. WILLIAMS (2017). « Wide-Swath Altimetry : A Review ». In : p. 71–112. ISBN : 978-1-4987-4345-7. DOI : [10.1201/9781315151779-2](https://doi.org/10.1201/9781315151779-2).
- ROGÉ, Marine (2018). « Études de cartographie altimétrique pour l’observation de la dynamique méso-échelle dans le contexte SWOT : Application à la Mer Méditerranée Occidentale ». fr. Thèse de doct. Université Toulouse 3 Paul sabatier.
- RUBIO, Anna, Pedro A. ARNAU, Manuel ESPINO, María del Mar FLEXAS, Gabriel JORDÀ, Jordi SALAT, Joan PUIGDEFÀBREGAS et Agustín S.-ARCILLA (2005). « A field study of the behaviour of an anticyclonic eddy on the Catalan continental shelf (NW Mediterranean) ». In : *Progress in Oceanography*. Mediterranean physical oceanography and biogeochemical cycles : Mediterranean general circulation and climate variability 66.2, p. 142–156. ISSN : 0079-6611. DOI : [10.1016/j.pocean.2004.07.012](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.012). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0079661105000674> (visité le 25/09/2019).
- SAMMARI, C., C. MILLOT et L. PRIEUR (1995). « Aspects of Seasonal and Mesoscale Variabilities of the Northern Current in the Western Mediterranean-Sea Inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 Experiments ». English. In : *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 42.6. WOS :A1995RU35200006, p. 893–917. ISSN : 0967-0637. DOI : [10.1016/0967-0637\(95\)00031-Z](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00031-Z).
- SCHAEFFER, Amandine, Anne MOLCARD, Philippe FORGET, Philippe FRAUNIE et Pierre GARREAU (2011). « Generation mechanisms for mesoscale eddies in the Gulf of Lions : radar observation and modeling ». en. In : *Ocean Dynamics* 61.10, p. 1587–1609. ISSN : 1616-7341, 1616-7228. DOI : [10.1007/s10236-011-0482-8](https://doi.org/10.1007/s10236-011-0482-8). URL : <https://link.springer.com/article/10.1007/s10236-011-0482-8> (visité le 12/07/2018).
- SCHROEDER, K., V. TAILLANDIER, A. VETRANO et G. P. GASPARINI (2008). « The circulation of the western Mediterranean Sea in spring 2005 as inferred from observations and from model outputs ». In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 55.8, p. 947–965. ISSN : 0967-0637. DOI : [10.1016/j.dsr.2008.04.003](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.04.003). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0967063708000678> (visité le 30/08/2019).
- SCHROEDER, K., A. C. HAZA, A. GRIFFA, T. M. ÖZGÖKMEN, P. M. POULAIN, R. GERIN, G. PEGGION et M. RIXEN (2011). « Relative dispersion in the Liguro-Provençal basin : From sub-mesoscale to mesoscale ». In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 58.3, p. 209–228. ISSN : 0967-0637. DOI : [10.1016/j.dsr.2010.11.004](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.11.004). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0967063710002323> (visité le 21/03/2017).
- SCHROEDER, K., J. GARCIA-LAFUENTE et S. A. JOSEY (2012). « Circulation of the Mediterranean Sea and its variability ». In : *Mediterranean Climate : from Past to Future*. Sous la

Bibliographie

- dir. de P. LIONELLO. Amsterdam : Elsevier, p. 187–256. ISBN : 978-0-12-416042-2. URL : <http://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/401200/> (visité le 02/09/2019).
- SCIASCIA, Roberta, Marcello G. MAGALDI et Anna VETRANO (2019). « Current reversal and associated variability within the Corsica Channel : The 2004 case study ». en. In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 144, p. 39–51. ISSN : 09670637. DOI : [10.1016/j.dsr.2018.12.004](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.12.004). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967063718301213> (visité le 26/04/2019).
- SEND, Uwe et Pierre TESTOR (2017). « Direct Observations Reveal the Deep Circulation of the Western Mediterranean Sea ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.12, p. 10091–10098. ISSN : 2169-9275. DOI : [10.1002/2016JC012679](https://doi.org/10.1002/2016JC012679). URL : [https://agupubs-onlinelibrary-wiley-com-s.docadis.ups-tlse.fr/doi/full/10.1002/2016JC012679](https://agupubs.onlinelibrary-wiley-com-s.docadis.ups-tlse.fr/doi/full/10.1002/2016JC012679) (visité le 30/07/2019).
- SENTCHEV, Alexei, Philippe FORGET et Philippe FRAUNIE (2017). « Surface current dynamics under sea breeze conditions observed by simultaneous HF radar, ADCP and drifter measurements ». en. In : *Ocean Dynamics* 67.3, p. 499–512. ISSN : 1616-7228. DOI : [10.1007/s10236-017-1035-6](https://doi.org/10.1007/s10236-017-1035-6). URL : <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1035-6> (visité le 19/12/2018).
- SMITH, Walter H. F. et David T. SANDWELL (1997). « Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings ». en. In : *Science* 277.5334, p. 1956–1962. ISSN : 0036-8075, 1095-9203. DOI : [10.1126/science.277.5334.1956](https://doi.org/10.1126/science.277.5334.1956). URL : <http://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.277.5334.1956> (visité le 25/06/2019).
- SOMOT, S., F. SEVAULT et M. DÉQUÉ (2006). « Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model ». en. In : *Climate Dynamics* 27.7, p. 851–879. ISSN : 1432-0894. DOI : [10.1007/s00382-006-0167-z](https://doi.org/10.1007/s00382-006-0167-z). URL : <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0167-z> (visité le 06/08/2019).
- STAMMER, Detlef, Anny CAZENAVE, Rui M. PONTE et Mark E. TAMISIEA (2013). « Causes for Contemporary Regional Sea Level Changes ». In : *Annual Review of Marine Science* 5.1, p. 21–46. ISSN : 1941-1405. DOI : [10.1146/annurev-marine-121211-172406](https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121211-172406). URL : <https://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev-marine-121211-172406> (visité le 08/08/2019).
- STRUGLIA, Maria Vittoria, Annarita MARIOTTI et Angelo FILOGRASSO (2004). « River Discharge into the Mediterranean Sea : Climatology and Aspects of the Observed Variability ». In : *Journal of Climate* 17.24, p. 4740–4751. ISSN : 0894-8755. DOI : [10.1175/JCLI-3225.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-3225.1). URL : <https://journals-ametsoc-org-s.docadis.ups-tlse.fr/doi/full/10.1175/JCLI-3225.1> (visité le 12/07/2019).
- TAUPIER-LETAGE, I, C MILLOT, Stefan DECH, R MEISNER, J.-L FUDA, Ingrid PULLAT, C BÉGUÉ, B REY et C ALBÉROLA (1998). « Suivi Des Structures Dynamiques De Mésoéchelle Dans Le Bassin Algérien Pendant L’Opération Elisa (1997-1998) Par L’Imagerie Satellitaire Thermique NOAA/AVHRR : Les Obstacles Potentiels à une Reconnaissance Automatique ». In : *Séminaire-Atelier PNOC Séries à long terme LOB/CNRS UMR 6535*.
- TAUPIER-LETAGE, Isabelle et Claude MILLOT (1986). « General hydrodynamical features in the Ligurian Sea inferred from the DYOME experiment ». In : *Oceanologica Acta* 9.2,

- p. 119–131. URL : <http://archimer.ifremer.fr/doc/00110/22125/19761.pdf> (visité le 20/03/2017).
- TESTOR, P. et J.-C. GASCARD (2006). « Post-convection spreading phase in the Northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 53.5, p. 869–893. ISSN : 09670637. DOI : [10.1016/j.dsr.2006.02.004](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.02.004). URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967063706000550> (visité le 08/03/2017).
- TESTOR, Pierre, Anthony BOSSE, Loïc HOUPERT, Félix MARGIRIER, Laurent MORTIER, Hervé LEGOFF, Denis DAUSSE, Matthieu LABASTE, Johannes KARSTENSEN, Daniel HAYES, Antonio OLITA, Alberto RIBOTTI, Katrin SCHROEDER, Jacopo CHIGGIATO, Reiner ONKEN, Emma HESLOP, Baptiste MOURRE, Fabrizio D'ORTENZIO, Nicolas MAYOT, Héloïse LAVIGNE, Orens de FOMMERSVAULT, Laurent COPPOLA, Louis PRIEUR, Vincent TAILLANDIER, Xavier Durrieu de MADRON, Francois BOURRIN, Gael MANY, Pierre DAMIEN, Claude ESTOURNEL, Patrick MARSALEIX, Isabelle TAUPIERLETAGE, Patrick RAIMBAULT, Robin WALDMAN, Marie-Noelle BOUIN, Hervé GIORDANI, Guy CANIAUX, Samuel SOMOT, Véronique DUCROCQ et Pascal CONAN (2018). « Multiscale Observations of Deep Convection in the Northwestern Mediterranean Sea During Winter 2012–2013 Using Multiple Platforms ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 123.3, p. 1745–1776. ISSN : 2169-9291. DOI : [10.1002/2016JC012671](https://doi.org/10.1002/2016JC012671). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JC012671> (visité le 11/09/2018).
- THEOCHARIS, A., D. GEORGOPOULOS, A. LASCARATOS et K. NITTIS (1993). « Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean : Eastern Ionian, South Aegean and Northwest Levantine, 1986–1987 ». In : *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 40.6, p. 1121–1142. ISSN : 0967-0645. DOI : [10.1016/0967-0645\(93\)90064-T](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90064-T). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/096706459390064T> (visité le 06/08/2019).
- TROUPIN, Charles, Ananda PASCUAL, Guillaume VALLADEAU, Isabelle PUJOL, Arancha LANA, Emma HESLOP, Simón RUIZ, Marc TORNER, Nicolas PICOT et Joaquín TINTORÉ (2015). « Illustration of the emerging capabilities of SARAL/AltiKa in the coastal zone using a multi-platform approach ». In : *Advances in Space Research* 55.1, p. 51–59. ISSN : 0273-1177. DOI : [10.1016/j.asr.2014.09.011](https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.09.011). URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117714005754> (visité le 09/06/2017).
- UBELMANN, Clément, Gérald DIBARBOURE et Pierre DUBOIS (2017). « A Cross-Spectral Approach to Measure the Error Budget of the SWOT Altimetry Mission over the Ocean ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 35.4, p. 845–857. ISSN : 0739-0572. DOI : [10.1175/JTECH-D-17-0061.1](https://doi.org/10.1175/JTECH-D-17-0061.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/JTECH-D-17-0061.1> (visité le 18/07/2019).
- VARA, Alba de la, Pedro Galán del SASTRE, Thomas ARSOUZE, Clemente GALLARDO et Miguel Ángel GAERTNER (2019). « Role of atmospheric resolution in the long-term seasonal variability of the Tyrrhenian Sea circulation from a set of ocean hindcast simulations (1997–2008) ». en. In : *Ocean Modelling* 134, p. 51–67. ISSN : 14635003. DOI : [10.1016/j.ocemod.2019.01.004](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.01.004). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500318301215> (visité le 06/06/2019).
- VERGARA, Oscar, Rosemary MORROW, Isabelle PUJOL, Gérald DIBARBOURE et Clément UBELMANN (2019). « Revised Global Wave Number Spectra From Recent Altimeter Ob-

Bibliographie

- servations ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 124.6, p. 3523–3537. ISSN : 2169-9291. DOI : [10.1029/2018JC014844](https://doi.org/10.1029/2018JC014844). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JC014844> (visité le 16/10/2019).
- VERRON, Jacques, Pascal BONNEFOND, Lofti AOUF, Florence BIROL, Suchandra BHOWMICK, Stéphane CALMANT, Taina CONCHY, Jean-François CRÉTAUX, Gérald DIBARBOURE, A. DUBEY, Yannice FAUGÈRE, Kevin GUERREIRO, P. GUPTA, Mathieu HAMON, Fatma JEBRI, Raj KUMAR, Rosemary MORROW, Ananda PASCUAL, Marie-Isabelle PUJOL, Elisabeth RÉMY, Frédérique RÉMY, Walter SMITH, Jean TOURNADRE et Oscar VERGARA (2018). « The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission : Scientific Applications ». en. In : *Remote Sensing* 10.2, p. 163. ISSN : 2072-4292. DOI : [10.3390/rs10020163](https://doi.org/10.3390/rs10020163). URL : <http://www.mdpi.com/2072-4292/10/2/163> (visité le 22/11/2018).
- VIGNUDELLI, S., P. CIPOLLINI, F. RESEGHETTI, G. FUSCO, G. P. GASPARINI et G. M. R. MANZELLA (2003). « Comparison between XBT data and TOPEX/Poseidon satellite altimetry in the Ligurian-Tyrrhenian area ». In : *Annales Geophysicae* 21.1, p. 123–135. URL : <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00316970> (visité le 30/07/2018).
- VIGNUDELLI, Stefano, Paolo CIPOLLINI, Mario ASTRALDI, Gian Pietro GASPARINI et Giuseppe MANZELLA (2000). « Integrated use of altimeter and in situ data for understanding the water exchanges between the Tyrrhenian and Ligurian Seas ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 105.C8, p. 19649–19663. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2000JC900083](https://doi.org/10.1029/2000JC900083). URL : <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2000JC900083/abstract> (visité le 03/04/2017).
- VOLPE, G, S COLELLA, V FORNERIS, V E BRANDO, P GARNESON, B TAYLOR et M GRANT (2019). *CMEMS version scope : EIS Apr 2019*. en. Rapp. tech. 2. CMEMS, p. 75. URL : <http://resources.marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-OC-PUM-009-ALL.pdf> (visité le 18/06/2019).
- WONG, P P, I. J. LOSADA, J. HINKEL, A. KHATTABI, K. L. MCINNES, Y. SAITO et A. SALLENGER (2014). « 5 — Coastal Systems and Low-Lying Areas ». en. In : *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A : Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (e, p. 361–409.
- XU, Yongsheng et Lee-Lueng FU (2012). « The Effects of Altimeter Instrument Noise on the Estimation of the Wavenumber Spectrum of Sea Surface Height ». en. In : *Journal of Physical Oceanography* 42.12, p. 2229–2233. ISSN : 0022-3670, 1520-0485. DOI : [10.1175/JPO-D-12-0106.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0106.1). URL : <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JPO-D-12-0106.1> (visité le 08/03/2017).

Résumé

L'altimétrie spatiale, puissant outil pour étudier la dynamique océanique du large, a permis des avancées spectaculaires dans nos connaissances de l'océan. L'enjeu est maintenant de l'intégrer aux moyens d'observation de l'océan côtier et de démontrer les applications possibles. Pour cela, la Méditerranée Nord-Occidentale a été choisie pour la vaste gamme de processus méso-échelle qui s'y déroulent ainsi que pour les nombreux instruments déployés dans cette région.

Le développement de nouvelles technologies (bande Ka, SAR, Synthetic Aperture Radar) et les progrès dans le traitement des données altimétriques sont un gage de précision accrue et permettent d'augmenter la résolution et la couverture spatiales. Dans ce contexte et en utilisant de nombreuses données *in situ* (radars HF, gliders, ADCP de coque), des inter-comparaisons ont été réalisées pour étudier l'observabilité par chaque type d'instrument du Courant Nord et de sa variabilité. Celles-ci ont permis d'analyser la contribution d'un système multi-plateformes dans la surveillance des processus côtiers et ont mis en évidence la complémentarité des instruments dans l'observation des structures.

Pour aller plus loin dans l'analyse des différences entre type de données ainsi que des composantes du courant qui peuvent être observées, un modèle numérique régionale haute résolution est utilisé : le modèle Symphonie. Après validation, il a ensuite servi à mener une étude théorique pour quantifier la signature en hauteur de mer de la convection et du Courant Nord et tester si et à quel point ces processus sont observables par altimétrie spatiale. L'origine des différences entre instruments est également analysée : impact des résolutions spatiale et temporelle, orientation des transects de mesure, emplacement, contenu physique.

Au delà de faire le lien entre les données et de fournir une interprétation des résultats obtenus, le modèle Symphonie a également permis une étude de la circulation et de sa variabilité saisonnière et interannuelle à l'échelle régionale. Différents facteurs sont proposés et explorés pour mieux comprendre l'origine des variations observées.

Dans le contexte du lancement prochain de la mission SWOT en 2021, cette thèse offre des perspectives sur l'utilisation de systèmes d'observation régionaux multi-plateformes, sur l'exploitation des données altimétriques dans le domaine côtier et sur des stratégies de validation à l'échelle régionale des observations spatiales.

Mots clés : Méditerranée Nord-Occidentale, altimétrie spatiale, dynamique méso-échelle, Courant Nord, modèle Symphonie, variabilité, données *in situ*