



HAL
open science

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

Fatma Jebri

► **To cite this version:**

Fatma Jebri. 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. Océan, Atmosphère. Université de Toulon; École nationale d'ingénieurs de Tunis (Tunisie), 2017. Français. NNT : 2017TOUL0006 . tel-01765402

HAL Id: tel-01765402

<https://theses.hal.science/tel-01765402>

Submitted on 12 Apr 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ÉCOLE DOCTORALE 548 Mer et Sciences
de l'Université de Toulon

THÈSE

présentée par :

Mlle Fatma JEBRI

pour obtenir le grade de

Docteur en Sciences de l'univers,
spécialité Océanographie Physique
de l'**Université de Toulon**

Docteur en Génie Hydraulique
de l'**ENIT-Université Tunis-El Manar**

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

Soutenue le 7 avril 2017 devant le jury composé de :

Mme Sabine Arnault

M. Xavier Carton,

Mme Christel Pinazo

M. Mahmoud Moussa

M. Jérôme Bouffard

DR IRD au LOCEAN, rapporteur

PRU de l'UBO au LOPS, rapporteur

MCF/HDR de l'AMU au MIO, examinatrice

PRU de l'ENIT-UTM au LMHE, examinateur

Chef de projet à l'ESA, examinateur

Sous la direction de :

M. Bruno Zakardjian

M. Cherif Sammari

et co-encadré par :

Mme Florence Birol

PRU de l'UTLN au MIO

PRU de l'Université de Carthage à l'INSTM

Physicienne du CNAP au LEGOS

Remerciements

Tout d'abord, un immense merci à mes directeurs de thèse Bruno Zakardjian et Cherif Sammari ; et à ma co-encadrante Florence Birol, de m'avoir donné l'opportunité de réaliser cette thèse et pour leurs disponibilités malgré des emplois de temps chargés et différents.

Merci pour la confiance que vous m'avez accordée et pour vos multiples conseils.

Cherif, merci pour ton soutien et ton optimisme tout au long de la thèse. Merci de m'avoir permis de toucher à quelques aspects de l'océanographie observationnelle en partant en mer et en travaillant avec l'in-situ en parallèle avec l'altimétrie.

Bruno, merci pour ta patience et de m'avoir aidé à sortir de situations parfois bien épineuses. J'ai grandement apprécié et appris de nos discussions scientifiques. That was inspirational Sir^^.

Florence, Merci pour ta gentillesse et ta disponibilité sans faille. Merci aussi de m'avoir permis de me familiariser avec l'altimétrie côtière et à partir en conférences à plusieurs reprises.

Merci aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer mes travaux.

Merci à l'IRD d'avoir financé la majorité de ma thèse et qui a permis ainsi une coopération nord-sud d'une manière confortable.

Je tiens à remercier également les différentes équipes (du MIO-Toulon, de l'INSTM et du LEGOS) pour leur accueil et la bonne ambiance de travail durant la thèse.

Mes remerciements s'adresseront à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail, en particulier :

Un grand Merci à Jérôme Bouffard qui a été à l'origine de l'idée de ce projet mais les circonstances ont fait qu'il a changé de voie. Tes conseils m'ont apportés une aide précieuse tout au long de mes travaux de thèse. Je t'en suis et reste très reconnaissante.

Merci à Laurent Mortier qui a cru en mes capacités malgré la fin d'une année de Master compliquée et à Fabrizio D'Orentzio de m'avoir donnée l'opportunité de continuer après en DESS.

Merci à Rosemary Morrow et Alice Carret pour les conseils et suggestions apportés surtout vers la fin de la thèse.

Merci à Fernando Nino pour sa disponibilité et les réponses apportées à mes questions et à Didier Mallarino pour avoir déboguer ma machine (Oui je sais, je finirai par migrer totalement vers Linux) à plusieurs reprises.

Merci aux équipes administratives qui ont résolu mon dossier de doctorant pas toujours simple à gérer entre trois instituts; en particulier à Brigitte Cornou du LEGOS.

Merci à toutes les personnes avec qui j'ai partagé le même bureau durant mes différents séjours dans les trois laboratoires. J'y ai fait de très belles rencontres et des amitiés y sont nées. Merci en particulier à Caroline, Soumeya et Sabrina qui sont devenues aujourd'hui de très bonnes amies.

Merci aux copains du déjeuner, Evelyne, Sakaros, Grégoire et Michel, pour les blagues partagées et le soutien apporté durant la dernière phase de rédaction du manuscrit.

Merci à mes colocataires, Hazar, Nausheen, Salama, Haja et Azu pour les fous rires et les découvertes culinaires; toujours avec de la bonne musique.

Merci à Marianne, Anne et Odile qui m'ont hébergé durant les séjours passés en France. Vous m'avez fait vivre de belles ambiances familiales. J'ai pu redécouvrir à travers vous ce beau pays sous un angle différent.

Merci énormément à Saida et Samih, que le hasard de la vie m'a fait connaître et qui m'ont ouvert leur porte dans des moments difficiles. Des gens avec vos cœurs, il en reste peu dans ce monde.

Merci à mes amis de longue date (Wafa, Hanen, Mayssa, Marouen, Wael et Zied) pour leurs encouragements et leur présence inconditionnelle.

Merci à mes sœurs (Rania, Mouna Rihab et Alia) sur qui j'ai pu toujours compter.

Merci à mes chers parents (Abdelmajid et Faouzia) qui ont toujours cru en moi. Cette thèse est pour vous, pour les sacrifices que vous avez tant faits.

Merci à mon mari Sami d'avoir été à mes côtés, supporté mes humeurs durant la thèse et m'avoir toujours encouragé à aller au delà de ce que je me croyais capable de faire.

Enfin, Merci à tous ceux qui m'ont dit, un jour, "Non". Votre rejet n'a fait que me motiver à aller encore plus loin

لا أرتد حتى أزرع في الأرض جنتي.. أو أقتلع
من السماء جنتها..
(غسان كنفاني)

Sommaire

Sommaire	I
Liste des Figures	III
Liste des Tableaux	V

Chapitre 1: Introduction Générale

1. Contexte de l'étude	2
2. Fonctionnement général de la mer Méditerranée	4
2.1. Structure et géométrie du bassin	4
2.2. Régimes de vents et climat	5
2.3. Revue de la circulation océanique en mer Méditerranée	7
3. Focus sur la circulation de surface en Méditerranée Centrale	10
4. Problématique et objectifs	12

Chapitre 2: Observations Spatiales et in situ

1. Introduction	16
2. Altimétrie satellite	16
2.1. Principe de la mesure altimétrique et corrections	16
2.2. Altimétrie classique du centre de traitement opérationnel AVISO	22
2.3. Altimétrie côtière X-TRACK du service d'observation CTOH	23
2.4. Altimétrie nouvelle génération : Exemple de SARAL/AltiKa	26
2.5. Estimation des vitesses géostrophiques	27
3. Imagerie SST	28
4. Observations in situ	30
4.1. Marégraphes	31
4.2. Courantomètres de mouillage	32
4.3. Données hydrographiques	33

Chapitre 3: Variabilité Saisonnière et Schéma de Circulation de Surface en Méditerranée Centrale

Résumé de l'article Jebri et al. [2016]	34
---	----

Jebri F., Birol F., Zakardjian B., Bouffard J., Sammari C., 2016. Exploiting Coastal Altimetry To Improve The Surface Circulation Scheme Over The Central Mediterranean Sea. J. Geophys. Res. Ocean. 121, Doi:10.1002/ 2016jc011961 36

Chapitre 4: Variabilité Inter-annuelle et Transport de Surface en Méditerranée Centrale

Résumé de l'article Jebri et al. soumis 59

Jebri F., Zakardjian B., Birol F., Bouffard J., Jullion L., Sammari C. (soumis). Interannual variations of surface currents and transports in the Tunisia–Sicily Channel derived from coastal altimetry 62

Chapitre 5: Potentiel de l'Altimétrie Spatiale Haute Résolution pour l'Observation de la Variabilité Mésoéchelle en Méditerranée Centrale

1. Introduction 113

2. Capacité d'observation mésoéchelle de SARAL/AltiKa en Méditerranée

Centrale..... 113

2.1. Méthodologie..... 113

2.2. Résultats..... 115

3. Qualité de la donnée en termes de hauteur de mer..... 120

3.1. Méthodologie..... 120

3.2. Analyse comparative avec le marégraphe de Lampedusa..... 121

3.3. Analyse comparative avec le marégraphe de Malta..... 123

3.4. Analyse comparative avec le marégraphe de Palermo..... 125

4. Impact sur l'observation de processus mésoéchelles 127

5. Conclusions partielles et quelques perspectives 136

Chapitre 6: Conclusions et Perspectives

1. Synthèse des principaux résultats140

2. Perspectives futures.....142

Bibliographie.....146

Annexe: Liste des acronymes.....157

Liste des Figures

- Figure 1.** Carte bathymétrique de la mer Méditerranée. La nomenclature adaptée pour les différents sous bassins est la même que celle rapportée dans Bosse, [2015] 5
- Figure 2.** Carte des principaux systèmes de vents à grande échelle en Méditerranée (flèches noires), tirée de Burlando, [2009] 6
- Figure 3.** Circulation de l'AW en Méditerranée adaptée de Millot et Taupier-Letage, [2005]. Les principaux sous bassin sont : la mer d'Alboran (Alb), le bassin Algérien (Alg), le bassin liguro-Provençale (Lig), le golfe de Lions (Gf.L), la mer Tyrrhénienne (Tyr), la mer Ionienne (Ion), la mer Adriatique (Adr), la mer d'Egée (Ag) et le bassin Levantin (Lev). Les principaux détroits sont : le détroit de Gibraltar (Dt.G), de Sicile (Dt.S) et celui des Dardanelles (Dt.D) 8
- Figure 4.** Schéma de circulation de surface en Méditerranée Centrale, tiré de Sorgente et al., [2011]. Courants : Algerian Current (AC), Bifurcation Tyrrhenian Current (BTC), Westward Northern Sicilian Current (WNSC), Atlantic Ionian Stream (AIS), Atlantic Tunisian Current (ATC), Bifurcation Atlantic Tunisian Current (BATC), Atlantic Libyan Current (ALC). Structures mésoéchelles: South Eastern Sardinia Gyre (SESG), Pantellaria Vortex (PV), Adventure Bank Vortex (ABV), Maltese Channel Crest (MCC), Ionian Shelf Vortex (ISV), Messina Rise Vortex (MRV), Messina Gyre (MG), Libyan Shelf Break Vortex (LSBV) et Sidra Gyre (SG)..... 11
- Figure 5.** Principe de la mesure altimétrique adapté de Dussurget, [2012] 17
- Figure 6.** Amplitude (en cm) de la marée semi-diurne (M2) dans la Méditerranée à partir du modèle hydrodynamique spectral CEFMO-2000 [Le Provost et al., 2001] 19
- Figure 7.** Distribution des traces altimétriques des missions TP+J1+J2 (Droite) et SARAL/AltiKa (Gauche) en Méditerranée Centrale 22
- Figure 8.** Exemple d'images SST journalière de niveau 3 (Droite) et mensuelle de niveau 4 (Gauche) en Méditerranée Centrale. 29
- Figure 9.** Positions des mesures in situ disponibles et exploitables dans la zone d'étude. En rouge : les marégraphes, en noir : les radiales CTD, en vert : l'ADCP de mouillage 31
- Figure 10.** Exemple de traitement des données marégraphiques (Kelibia, 2005) pour homogénéisation avec les données altimétriques : série brute (orange), série corrigée de la marée (turquoise), série corrigée en DAC et de la marées (vert). La position de la station de Kelibia est indiquée à la figure 9..... 32
- Figure 11.** Analyse spectrale spatiale des SLA non filtrées pour les traces "222" de Jason-2 (bleu) et "257" d'AltiKa (rouge). En haut : Spectres originaux des deux jeux de données. En bas à droite : Spectres original (bleu roi) et sans bruit (bleu clair), pour la trace "222" de Jason-2, avec leurs pentes respectives (traits discontinus de même couleur que les spectres) calculées entre 50 et 200 km. Le niveau de bruit moyen (trait discontinu magenta) est calculé entre 12 et 35 km. En bas à gauche : Spectres original (rouge) et sans bruit (rouille), pour la

trace "257" d'AltiKa, avec leurs pentes respectives (traits discontinus de même couleur que les spectres) calculées entre 50 et 200 km. Le niveau de bruit moyen (trait discontinu vert) est calculé entre 12 et 18 km.....	117
Figure 12. Même que Figure 11 mais pour les traces "135" de Jason-2 et "611" d'AltiKa. .	118
Figure 13. Même que Figure 11 mais pour les traces "059" de Jason-2 et "244" d'AltiKa ..	119
Figure 14. Diagramme de Taylor (haut), cartes de RMSD (milieu) et corrélations (bas) des SLA altimétriques (Jason-2 en bleu et AltiKa en rouge) et marégraphiques (" Lampedusa " en noir). Les SLA d'AltiKa sont filtrées a) à 40 km tel que distribué par le CMEMS et b) à 21 km telle que suggérée par l'analyse spectrale. L'isobath 200 m est en gris clair.....	122
Figure 15. Même que Figure 14 mais pour le marégraphe de " Malta "	124
Figure 16. Même que Figure 14 mais pour le marégraphe de " Palermo "	126
Figure 17. Exemples d'analyse comparative entre les AGV des traces "222" de Jason-2 et "257" d'AltiKa avec l'image SST du 04 Février 2014. a) Les AGV d'AltiKa-40 versus Jason-2. b) Les AGV d'AltiKa-21 versus Jason-2. L'isobath 200 m est en gris clair.....	128
Figure 18. Même que Figure 17 mais pour les traces "059" de Jason-2 et "244" d'AltiKa avec l'image SST du 19-Oct-2013	129
Figure 19. Même que Figure 17 mais pou les traces "135" de Jason-2 et "616" d'AltiKa avec l'image SST du 18-Juillet-2013	130
Figure 20. Zoom sur les patrons de SST du plateau tuniso-libyen pour le 04 Février 2014 (haut), 19 octobre 2013 (milieu) et 18 Juillet 2013 (bas). Les AGV des traces altimétriques superposés sont ceux de a) AltiKa-40 versus Jason-2 et de b) AltiKa-21 versus Jason-2. L'isobath 200 m est en gris clair.....	132
Figure 21. Hovmüller des AGV dérivées des traces 788, 244 et 702 d'AltiKa-40 (haut) et d'AltiKa-21 (milieu) et de la trace 059 de Jason-2 sur le plateau tuniso-libyen. La position des parties de traces utilisées est en bas.	134
Figure 22. Même que 21 mais pour les traces 801, 257 et 715 d'AltiKa et la trace 222 pour Jason-2.....	135
Figure 23. Même que 21 mais pour les traces 158, 616 et 072 d'AltiKa et la trace 135 pour Jason-2.....	136

Liste des Tableaux

Tableau 1. Liste des différences dans les corrections et le post-traitement appliqués à la mission T/P+J1+J2 pour X-TRACK et AVISO. Adaptée de Roblou et al., [2011], du portail Aviso+ (Duacs-2014 "Technical Note") et de Mertz et al., [2016]..... 25

Tableau 2. Liste des différences dans les corrections appliquées aux missions SARAL/AltiKa et Jason 2 de la version DUACS-DT (2015-V5.1. Adaptée de Mertz et al., [2016]..... 27

Chapitre 1.

Introduction Générale

Sommaire

I.1. Contexte de l'étude.....	2
I.2. Fonctionnement général de la mer Méditerranée	4
I.2.1. Structure et géométrie du bassin	4
I.2.2. Régimes de vents et climat.....	5
I.2.3. Revue de la circulation océanique en mer Méditerranée	7
I.3. Focus sur la circulation de surface en Méditerranée Centrale	10
I.4. Problématique et Objectifs	12

1. Contexte de l'étude

Les zones côtières constituent des écosystèmes très vulnérables soumis à des enjeux majeurs, tant d'un point de vue environnemental que d'un point de vue économique et sociétal. Bien qu'elles ne représentent que 7% de l'océan mondial en superficie, elles jouent un rôle clef dans les cycles biogéochimiques du carbone, de l'oxygène et des éléments nutritifs (N, P, Si) ainsi que dans la production globale des océans. De plus, 95% des enjeux socio-économiques concernant les océans sont localisés dans les zones côtières [Cohen et al., 1997] où une concentration croissante des activités urbaines, industrielles, agricoles et touristiques menacent, à terme, l'équilibre des écosystèmes marins. Cette problématique des systèmes côtiers menacés par les changements globaux est depuis plusieurs décennies au centre du programme international LOICZ, maintenant Future Earth Coasts (<http://www.futureearthcoasts.org/>), qui souligne la nécessité d'études intégrées du milieu littoral et côtier [e.g. Turner et al., 1998 ; Nicholls et al., 2007 ; Ramesh et al., 2015], en portant une attention toute particulière sur les zones urbanisées qui peuvent être impactées par les effets dynamiques basse fréquence liés aux changements climatiques globaux (exemple : augmentation du niveau des mers) mais également par des événements rapides telles que les tempêtes et les surcotes.

Entre ces deux gammes d'échelles extrêmes, l'analyse conjointe de mesures océanographiques traditionnelles, de la télédétection satellite et de la modélisation a conduit à la définition d'une zone de transition côtière [ou CTZ pour Coastal Transition Zone, e.g. Hood et al., 1990 ; Figueiras et al., 2016] située entre le domaine littoral et l'océan ouvert, comprenant ainsi le plateau et le talus continental et s'étendant sur une bande d'une centaine de kilomètres au large. Cette zone se caractérise par des processus océanographiques côtiers énergétiques (tourbillons, méandres, jets côtiers) en interaction avec la dynamique mésoéchelle des courants de densité qui s'écoulent en bordure du talus continental [Cushman-Roisin, 1994 ; Huthnance, 1995]. Ces processus et leurs interactions jouent un rôle clef dans la dispersion/rétention de contaminants (hydrocarbures, pesticides, agents pathogènes, métaux,...), dans le transport d'espèces planctoniques, de larves, et plus généralement dans les échanges de matière entre la zone hauturière et la zone côtière [e.g. Cowen et Sponaugle, 2009 ; Hofmann et al., 2011 ; Palatella et al., 2014].

La compréhension de la dynamique et de la variabilité de la circulation aux interfaces côtes-large apparaît donc importante à la fois en termes de connaissance fondamentale de la physique mais également en termes d'évolution des écosystèmes marins. Ceci est d'autant plus critique pour les pays du sud méditerranéen que les schémas de circulations existants pour les CTZ ne sont pas toujours bien documentés du fait d'un manque récurrent d'observations in situ lié à des contraintes

logistiques ou financières ou de capacités de calcul limitées pour ce qui est de la modélisation. Au-delà des mesures in situ, relativement rares car coûteuses, l'observation spatiale apparaît comme un moyen primordial pour observer et comprendre l'activité mésoéchelle de l'océan, pas seulement en espace mais aussi en temps. Parmi les techniques d'observation de l'océan depuis l'espace, l'altimétrie est celle qui offre le plus de potentiel : pas d'impact des nuages sur la mesure, contenu très riche de l'observation de hauteur de mer en termes de dynamique de l'océan, aussi bien à l'échelle globale [e.g. Fu et Chelton., 2001 ; Fu and Morrow, 2013] qu'à l'échelle du bassin [e.g. Ayoub et al., 1998 ; Le Traon et Morrow, 2001 ; Pascual et al., 2007]. De fait les données altimétriques sont disponibles partout (ou presque), offrent une vision synoptique et régulière et, surtout, sont distribuées gratuitement via les programmes internationaux d'observations comme AVISO [www.aviso.altimetry.fr/] ou le CMEMS [<http://marine.copernicus.eu>]. Durant la dernière décennie, le retraitement spécifique de données altimétriques brutes a montré toute son utilité pour étudier la dynamique côtière dans différentes régions de l'océan mondial [e.g. Durand et al., 2008; Birol et al., 2010; Le Henaff et al., 2011; Bouffard et al., 2011, 2014; Escudier et al., 2013]. Les chaînes de traitement des mesures altimétriques actuelles permettent de fournir (en temps différé) des produits régionaux avec un post-traitement (filtrage et sous-échantillonnage notamment) adapté aux caractéristiques de la zone étudiée [Mertz et al., 2016].

Ces progrès récents en altimétrie satellite côtière sont mis à profit dans le cadre de cette thèse pour l'étude de la circulation de la Méditerranée Centrale, région qui présente deux enjeux majeurs. En premier lieu, elle inclut le plateau continental tunisien reconnu comme un « hot spot » de biodiversité menacé par les changements climatiques et des pressions anthropiques croissantes [e.g. Coll et al., 2010, Martorelli et al., 2011] motivant un effort de recherche soutenu par l'IRD et la mise en place d'un LMI (COSYS-Med, <http://www.cosysmed.com/>) dont le MIO est partenaire. Cette région, la plus riche de la Méditerranée en termes de ressources halieutiques, est une zone de fort intérêt puisque la pêche représente une activité centrale de l'économie tunisienne. Le plateau continental lie les différents golfes bordant la côte tunisienne, de Gabès, de Tunis et d'Hammamet, qui subissent des pollutions (eutrophisation, hydrocarbures, phosphogypses) dues à un tissu industriel localement significatif. La circulation sur le plateau continental tunisien est encore peu documentée, en particulier l'intensité, la fréquence et les processus gouvernant l'intrusion des eaux atlantiques qui conditionnent la redistribution des contaminants en favorisant le renouvellement des eaux du plateau et l'évacuation des eaux polluées vers le domaine hauturier.

En second lieu, la région d'étude inclut le canal tuniso-sicilien zone clef qui conditionne les échanges de masses d'eaux entre les deux bassins principaux de la Méditerranée [e.g., Manzella et

al., 1988 ; Astraldi et al., 1996, 1999]. La dynamique du canal est en fait contrôlée en partie par la circulation thermohaline et grande échelle de la Mer Méditerranée et pour une autre partie modulée par l'activité mésoéchelle, les forçages du vent et des processus de mélanges contraints par la complexité de la topographie sous-marine de la région [e.g., Stansfield et al., 2003]. Plusieurs études récentes effectuées après la détection dans les années 1990 de l'Eastern Mediterranean Transient [EMT, e.g., Lascaratos et al., 1999] ont mis en évidence le canal tuniso-sicilien ("Tunisia Sicily Channel", TSC) comme un secteur clé pour suivre les changements majeurs dans la circulation thermohaline globale de la Méditerranée [Gasparini et al., 2005, Malanotti-Rizzoli et al., 2014]. L'INSTM est fortement impliquée depuis plusieurs années dans le suivi des conditions hydrographiques pour la partie tunisienne des eaux du canal tuniso-sicilien [e.g. Sammari et al., 1999 ; Vallerga et al., 2003 ; Ben Ismail et al., 2012, 2014 ; Schroeder et al., 2013].

S'appuyant sur un socle de connaissances déjà préétablies et motivée par ce double enjeu régional et global, cette thèse concrétise ainsi un effort de recherche mené conjointement par l'INSTM, le MIO et le LEGOS et avec le soutien de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) pour démontrer l'utilité et l'intérêt de l'altimétrie satellitale pour l'océanographie des pays du Sud de la Méditerranée.

2. Fonctionnement général de la mer Méditerranée

2.1. Structure et géométrie du bassin

Avec une seule voie de communication étroite et peu profonde avec l'océan global, la Mer Méditerranée (Figure 1) est une mer semi-fermée s'étalant d'Ouest en Est sur environ 3800 km et avec une largeur maximale de 1600 km (entre 30 et 45°N). Elle couvre une surface de 2.5 millions km² (0.8% de l'océan global) pour un volume d'eau de 3.7 millions km³. C'est une mer dont les fonds sont composés de deux principaux bassins profonds (1500 m en moyenne), séparés par des seuils élevés. Elle communique avec l'océan Atlantique à l'ouest, au sud de l'Espagne par le détroit de Gibraltar, avec un seuil peu profond (<320 m). Elle est reliée à la mer Noire, à l'est, par les détroits de Dardanelles (<200 m) et du Bosphore (<50 m) et à la mer Rouge par le canal de Suez (ouverture artificielle et récente).

Les deux principaux bassins, le bassin Occidental et le bassin Oriental, sont reliés par une zone centrale qui joue un rôle clé et qui est l'objet d'intérêt de cette thèse (cf. section 3, Chapitre 1). Le bassin Occidental, caractérisé par des zones très profondes (>2500 m, immédiatement au large des côtes Algériennes, Provençale, Alpes-Maritimes et la Corse), est formé par la mer d'Alboran,

la mer Tyrrhénienne, les sous bassins Algérien et Liguro-Provençal (Figure 1). Le bassin Oriental, composé de la mer Adriatique, la mer d'Egée, les sous bassins Levantin et Ionien, comprend plusieurs plateaux continentaux très étendus qui en représente au final une partie très significative. Il comprend également des zones très profondes atteignant 5121 m dans la fosse de Matapan en mer Ionienne. Cette géométrie particulière de la mer Méditerranée divisée en plusieurs sous bassins séparés par des détroits, ajoutée à son caractère semi-fermé, jouent un rôle déterminant aussi bien sur les caractéristiques des masses d'eau [e.g. Ivanov et al., 2004] que sur les courants [e.g. Sorgente et al., 2011].

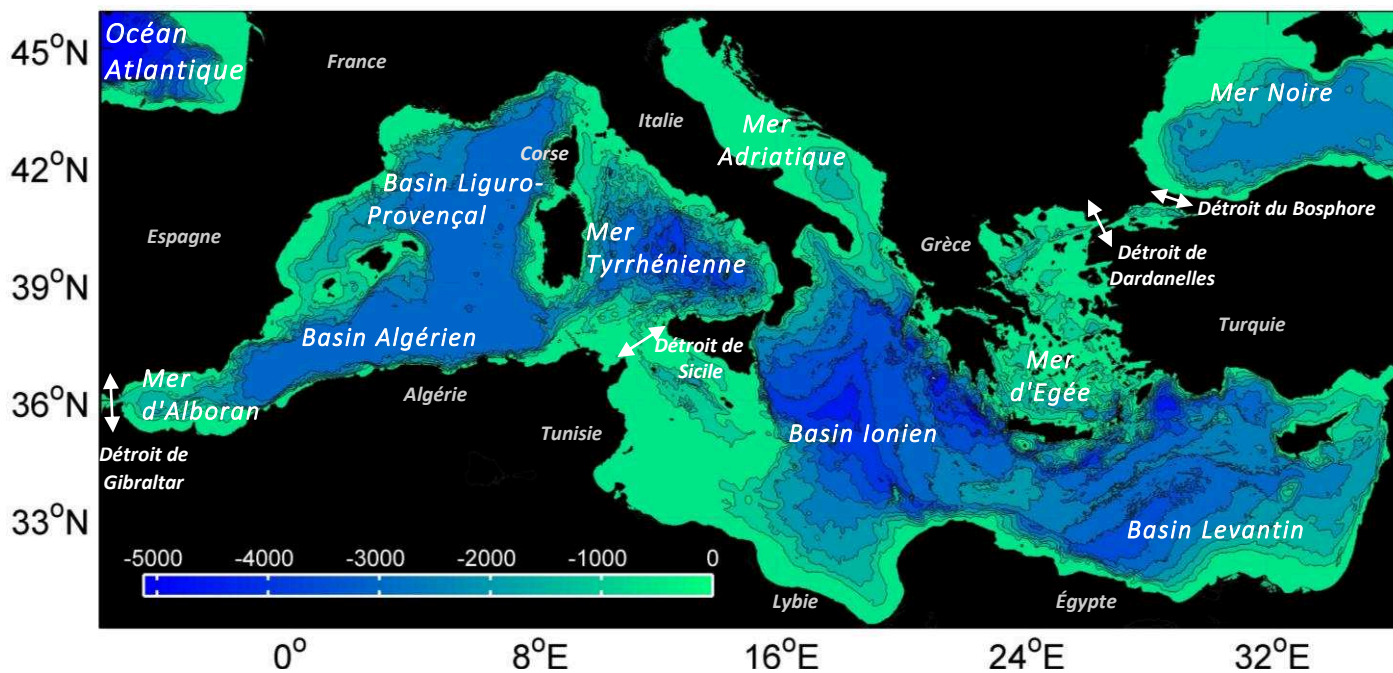


Figure 1. Carte bathymétrique de la mer Méditerranée. La nomenclature adaptée pour les différents sous bassins est la même que celle rapportée dans Bosse, [2015].

2.2. Régimes de vents et climat

Le relief présent sur le pourtour de la Méditerranée canalise l'écoulement d'air, engendrant ainsi des vents régionaux soutenus et fréquents dans certaines zones. La Figure 2 illustre les principaux régimes de vents dominants qui sont de véritables acteurs du climat local. On y distingue d'une part, les vents de nord froids et secs soufflant du continent européen vers la mer Méditerranée comme le Mistral de secteur nord-ouest dans le golfe du Lion et les Baléares. On trouve aussi la Bora caractérisé par des vents de secteur nord-est en mer Adriatique et sur la partie centrale de la Méditerranée [Tošić et Lazić, 1998] ainsi que les vents Étésiens de secteur nord-ouest en mer d'Égée très actifs en été [Omriani et al., 2016]. En période hivernale, ces vents de nord deviennent

violents, entraînent de très fortes pertes de chaleur à la surface de l'océan et engendrent une activité de mélange vertical particulièrement intense qui est à l'origine de la formation des masses d'eaux profondes et intermédiaires affectant l'ensemble du bassin [e.g. MEDOC Group, 1970 ; Roether et Schlitzer, 1991 ; Millot et Taupier-Letage, 2005, Manca et al., 2002 ; Bosse, 2015, Houpert et al., 2015]. Sur cette partie nord du bassin Méditerranéen, le climat est caractérisé par des étés chauds et secs et des hivers relativement doux et humides [Sanchez-Gomez et al., 2011].

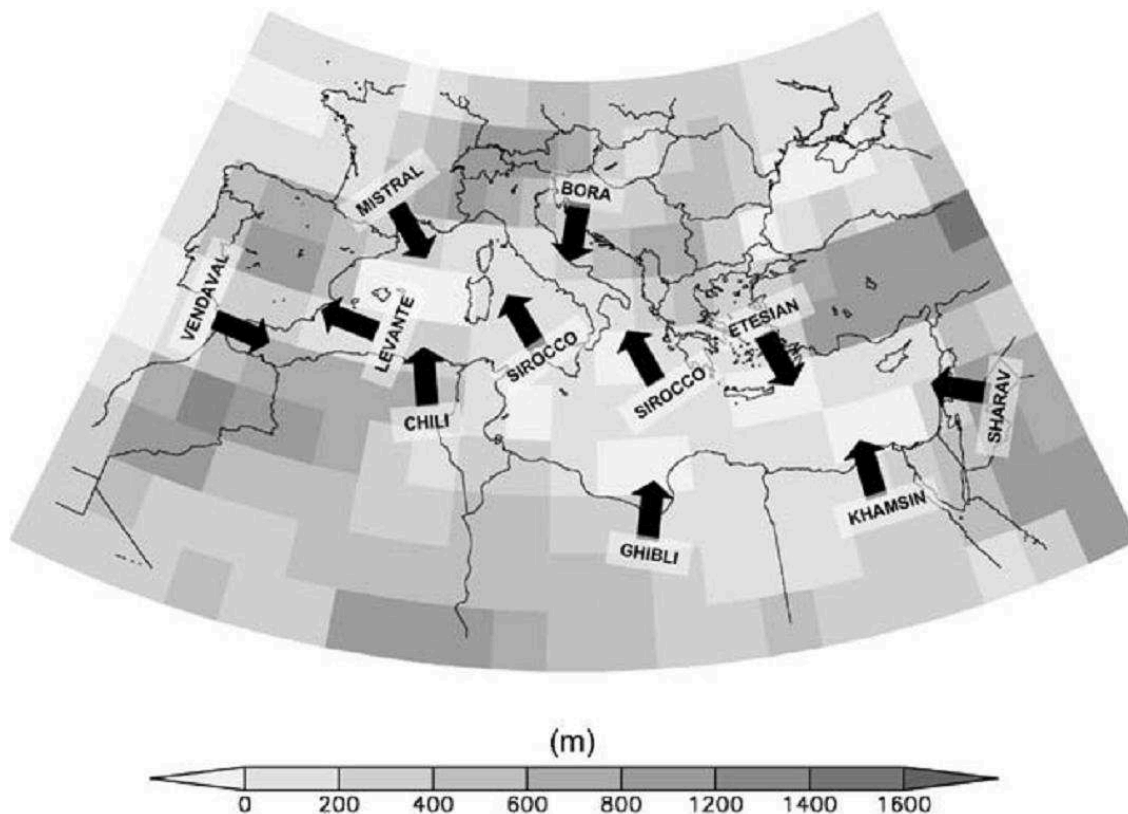


Figure 2. Carte des principaux systèmes de vents à grande échelle en Méditerranée (flèches noires), tirée de Burlando, [2009].

De l'autre côté de Méditerranée, une deuxième catégorie des régimes de vents concerne les vents du sud chauds et secs/humides soufflant de l'Afrique vers la mer (voir Figure 2). On trouve par exemple le Khamsin de secteur sud-ouest présentant des vents forts et secs soufflant durant l'été dans le bassin oriental au large de l'Egypte. D'une manière plus prépondérante, le Sirocco qui est de secteur sud/sud-ouest, couvre la Méditerranée centrale et du bassin Ionien. Il est observé généralement en été et en automne [Herrmann et al., 2011]. Le flux d'air chaud qu'il engendre lorsqu'il passe au dessus de la mer, combiné à l'aridité des régions sud, provoque une évaporation intense. Elle crée un déficit d'eau malgré l'apport d'eau douce des pluies et des grands fleuves (e.g.

le Pô en Italie, le Rhône en France, l'Ebre en Espagne, le Nil en Egypte). Ainsi, la Méditerranée est qualifiée de "bassin d'évaporation" avec une perte annuelle d'eau d'environ 0.5-1 m [Sanchez-Gomez et al., 2011] qui est compensée par des entrées massives d'eaux de l'Atlantique vers la Méditerranée et inversement en profondeur. Ce sont les flux d'eau atlantique et salée respectivement entrant et sortant par Gibraltar qui permettent de stabiliser les masses d'eau et maintenir une teneur en sel constante dans tout le bassin [Tanhua et al., 2013].

2.3. Revue de la circulation océanique en mer Méditerranée

Le moteur principal de la circulation de surface en Méditerranée est le devenir de l'eau d'origine Atlantique (AW, Atlantic Water) qui entre par le détroit de Gibraltar vers la mer d'Alboran (Figure 4) en compensation du déficit en eau chronique généré par les conditions climatiques régionales (c.f. section 2.2, chapitre 1) [Durrieu De Madron et al., 2011]. L'une des particularités de la mer d'Alboran est l'épaisseur de la couche de ses eaux atlantiques qui est généralement supérieure à 200 m alors qu'elle est de 100-200 m dans le reste de la Méditerranée [Millot,1999]. Ces eaux atlantiques peu salées (comparativement aux eaux du reste de la Méditerranée), donc moins denses, s'écoulent naturellement en surface le long des côtes nord Africaines, formant d'abord le courant Algérien estimée à 1,7 Sv [Millot,1999]. Il s'agit d'un courant côtier assez étroit et profond qui s'élargit et s'approfondit en s'écoulant vers l'Est. Son caractère instable génère des méandres et une série de tourbillons côtiers de mésoéchelle quasi-permanents (Figure 3) qui augmente le mélange des eaux de surface récemment entrées par Gibraltar [Millot et al., 1990].

Puis, l'AW bifurque d'une manière plus complexe de part la géométrie et géomorphologie du bassin (cf. section 2.1, chapitre 1). Au niveau du détroit de Sicile, la veine AW se sépare en deux branches, l'une continuant (vers le sud-est) le long des côtes africaines vers le bassin oriental, tandis que l'autre remonte (vers le nord-ouest) le long des côtes italiennes (Figure 3). La branche nord qui pénètre en mer Tyrrhénienne poursuit son trajet vers la mer Ligure pour y former en partie le courant "Liguro-Provençal". Sa structure change remarquablement avec la saison. En été, ce courant est relativement large et peu profond avec une variabilité mésoéchelle réduite. En hiver, il s'intensifie et devient plus étroit avec une tendance à s'écouler le long de la côte développant des méandres de mésoéchelle relativement intenses [Millot, 1991]. Le courant "Liguro-Provençal" a une branche qui s'étend en hiver au sud vers le Baléares mais avec moins d'énergie et une variabilité mésoéchelle croissante [Millot et Taupier-Letage, 2005].

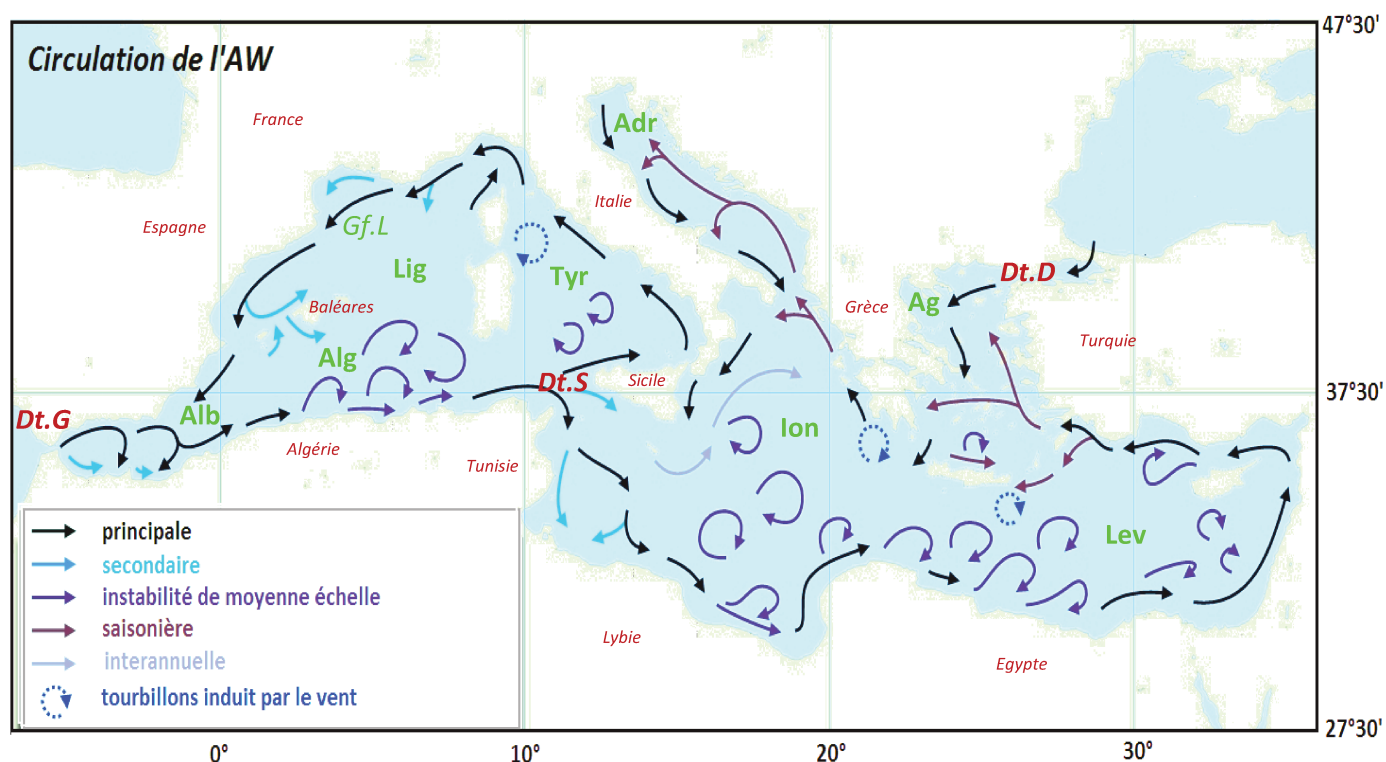


Figure 3. Circulation de l'AW en Méditerranée adaptée de Millot and Taupier-Letage, [2005]. Les principaux sous bassin sont : la mer d'Alboran (Alb), le bassin Algérien (Alg), le bassin liguro-Provençale (Lig), le golfe de Lions (Gf.L), la mer Tyrrhénienne (Tyr), la mer Ionienne (Ion), la mer Adriatique (Adr), la mer d'Egée (Ag) et le bassin Levantin (Lev). Les principaux détroits sont : le détroit de Gibraltar (Dt.G), de Sicile (Dt.S), des Dardanelles (Dt.D).

Les eaux de surface dans le golfe du Lion (France) sont emportées vers le sud-ouest par les vents de Nord-Ouest et se forme ainsi le Front Nord des Baléares [Millot, 1999]. Les eaux qui s'écoulent vers le Sud via le courant "Liguro-Provençal" entrent en mer d'Alboran et rencontrent les AW récentes très énergétiques et qui sont naturellement déviées vers le bassin Algérien (Figure 4). Le bassin Algéro-Provençal fonctionne donc comme un réservoir d'AW, formant ainsi une zone tampon qui sépare le flux entrant par Gibraltar (le courant Algérien) du flux sortant par le courant "Liguro-Provençal". Il est important de noter que dans le nord de la Méditerranée occidentale, les AW peuvent se refroidir en hiver sans trop de mélange vertical, notamment le long des plateaux continentaux du golfe du Lion et les Baléares. L'AW froide ainsi créée est isolée de toute interaction avec l'atmosphère et conduit à la formation d'une masse d'eau : les eaux intermédiaires d'hiver (WIW, Winter Intermediate Water), reconnue par son minimum de température [Millot, 1999]. Cette transformation constitue une première étape du changement des AW en eaux Méditerranéennes plus denses qui sortiront de la Méditerranée en profondeur par Gibraltar.

La deuxième branche de l'AW qui franchit le détroit de Sicile est dirigée vers l'Est, traverse le bassin Ionien puis pénètre dans le bassin Levantin en suivant une boucle cyclonique avec une instabilité mésoéchelle soutenue au large de la Lybie, de l'Égypte et de la Crète (Figure 3). Millot et Taupier Letage, [2005], ont noté aussi une activité interannuelle marquée de la veine de courant dirigé vers l'Est au nord du bassin Ionien (Figure 3). Dans ce dernier, l'aridité du climat augmente considérablement la salinité et l'eau qui devient plus dense et se trouve entraînée vers le fond. Au niveau du détroit de Sicile, cette masse d'eau Levantine intermédiaire (LIW, Levantine Intermediate Water) bifurque en mer Tyrrhénienne et s'achemine près des côtes jusqu'à Gibraltar [Menna et al., 2012]. Au cours de son parcours, ses propriétés se modifient par mélange avec les eaux environnantes et la salinité élevée (~39 psu) acquise dans sa région de formation diminue progressivement [Millot, 1999]. La LIW se trouve typiquement à des profondeurs entre 300 et 1000 m [Bosse et al., 2015]. La veine d'eau profonde [<1000 m, Bosse, 2015] dans le bassin Est Méditerranéen est constituée, quant à elle, d'un mélange d'eaux profondes formées en mer Adriatique et mer d'Égée, connu sous le nom d'eaux profondes de la Méditerranée orientale (EMDW, Eastern Mediterranean Deep Water). L'EMDW a une température inférieure à 14°C [Millot and Taupier-Letage, 2005]. En mer Ligure et dans le golfe de Lion, elle se mélange avec une masse d'eau très dense qui se forme en hiver sous l'action du Mistral entraînant une forte évaporation et une augmentation de la salinité. Ces masses d'eau très dense ($S=38.4$ psu et $T=12.5^{\circ}\text{C}$) sont appelées eaux profondes de la Méditerranée occidentale (WMDW, Winter Mediterranean Deep Water). Il s'agit d'un mélange d'eaux profondes et de LIW qui franchit en profondeur Gibraltar [Schröder et al., 2006].

De l'autre côté de la Méditerranée, d'autres masses d'eau sont formées par l'eau entrante en profondeur dans le bassin occidental via le canal de Sicile. Les sections hydrologiques historiques réalisées le long du canal tuniso-sicilien [e.g. Sparnocchia et al., 1999; Millot et al., 2006] montrent, mis à part la LIW dans sa partie supérieure, une autre masse d'eau dans sa partie inférieure plus dense qui se forme en partie en mer Adriatique, après avoir cascadié jusqu'au niveau de la Sicile. Elle se mélange alors à une autre cascade d'eaux denses formées en mer Tyrrhénienne. Ce sont les eaux denses Tyrrhénienne (TDW, Tyrrhennian Dense Water). Par ailleurs, au sud de la mer Tyrrhénienne, il y a plus de TDW entrant par le canal de Sicile que d'WMDW [Millot et al., 2006]. Or, c'est à cet endroit qu'il y a le plus d'upwelling des eaux profondes par mélange turbulent (provoqué notamment par déferlement d'ondes internes), ce qui fait du canal tuniso-sicilien une des zones clés de la circulation globale de Méditerranée.

L'échelle de variations des différents courants en Méditerranée va de la semaine, la saison à plusieurs années et peut engendrer des écarts considérables par rapport à la circulation décrite schématiquement ci-dessus. Par exemple, selon les hivers, la quantité d'eaux profondes formées est variable [Schröder et al., 2006]. De même, certains courants de surface varient de leurs trajectoires saisonnièrement [e.g. Birol et al., 2010; Poulain et al., 2007]. De plus, la Méditerranée est sujette au développement de gros tourbillons de surface et en profondeur avec des durées de vies qui vont de la mésoéchelle à plusieurs années [Bosse et al., 2015]. En conclusion, il est évident que les études réalisées à partir d'observations in situ et spatiales, les études théoriques et la modélisation numérique [e.g. Poulain et al., 2012 ; Schröder et al., 2012; Millot, 2013] ont fourni une meilleure compréhension de la dynamique océanique de la mer Méditerranée caractérisée, à présent, par des aspects sensiblement différents des schémas de Ovchinnikov, [1966], Lacombe et Tchernia [1972] ou encore de Millot et al., [1987]. Néanmoins, des incertitudes demeurent notamment sur le canal tuniso-sicilien et ses abords immédiats qui constitue une région-clé pour la circulation des AW. Dans la section suivante nous développerons plus en détail les propriétés hydrodynamiques de la circulation de surface sur cette zone centrale de la mer Méditerranée.

3. Focus sur la circulation de surface en Méditerranée centrale

Dans cette section, on se focalisera sur la circulation de surface de la Méditerranée centrale, une zone dynamiquement complexe et importante pour la modulation des masses d'eau entre les deux bassins occidental et oriental [Gasparini et al., 2005]. Situé entre 8.5-16.5°E et 32°N-39.2°N, cette zone particulière comprend le canal de Sardaigne, le sud de la mer Tyrrhénienne, le canal tuniso-sicilien et le plateau tuniso-libyen près de la mer Ionienne (Figure 4). Si on peut schématiser grossièrement la circulation dans cette zone par un système bi-couches avec des eaux de surfaces fraîches (AW) qui s'écoulent vers l'Est et d'une couche inférieure plus salée (LIW/EMDW) s'écoulant vers l'Ouest [Robinson et al., 1999; Sammari et al., 1999], elle est sujette à une forte variabilité mésoéchelle impliquant l'existence de jets côtiers, gyres et méandres [Sorgente et al., 2011]. Les tourbillons cycloniques y ont une courte durée de vie à l'opposé des anticyclones qui demeurent des semaines ou mois [Sammari et al., 1999; Astraldi et al., 2002]. Ces phénomènes mésoéchelles sont d'abord distribués au sud du Canal de Sardaigne par le South Eastern Sardinia Gyre (SESG), un gyre induit par le rotationnel de vent [Artale et al., 1994].

La circulation des courants de surface se compose de deux branches principales qui sont la continuité du courant Algérien (AC) vers les côtes Tunisiennes (Figure 4). La première branche consiste en un jet s'écoulant au nord de la Sicile vers la mer Tyrrhénienne [Astraldi et al., 1996],

nommé Bifurcation Tyrrhenian Current (BTC). Le BTC interagit saisonnièrement durant l'été avec le Westward Northern Sicilian Current (WNSC) [Sorgente et al., 2011]. La seconde branche d'AW a une direction est/sud-est vers le canal tuniso-sicilien. Elle s'y scinde en deux jets sud-est [Gasparini et al., 2004; Gerin et al., 2009]. La première veine de cette nouvelle bifurcation consiste en un jet d'AW appelé "Atlantic Ionian Stream" (AIS) particulièrement énergétique en été [Robinson et al., 1999]. Il s'écoule le long de la côte sud de la Sicile et méandre autour de tourbillons mésoéchelles, notamment l'Adventure Bank Vortex (ABV), le Malta Channel Crest (MCC) et l'Ionian Shelf Vortex (ISV) [Lermusiaux et Robinson, 2001].

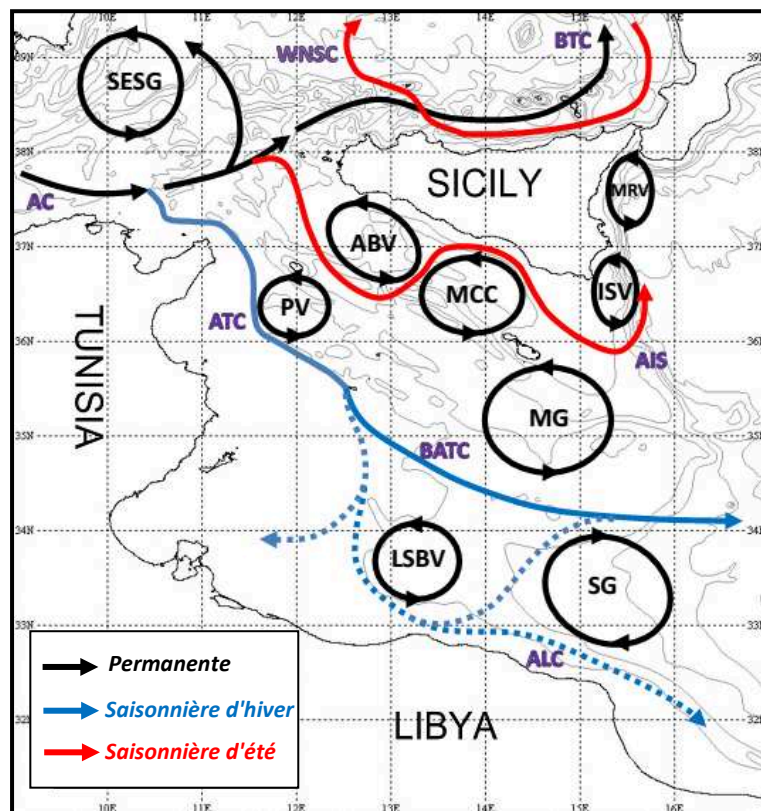


Figure 4. Schéma de circulation de surface en Méditerranée Centrale, tiré de Sorgente et al.,[2011]. Courants : Algerian Current (AC), Bifurcation Tyrrhenian Current (BTC), Westward Northern Sicilian Current (WNSC), Atlantic Ionian Stream (AIS), Atlantic Tunisian Current (ATC), Bifurcation Atlantic Tunisian Current (BATC), Atlantic Libyan Current (ALC). Structures mésoéchelles: South Eastern Sardinia Gyre (SESG), Pantellaria Vortex (PV), Adventure Bank Vortex (ABV), Maltese Channel Crest (MCC), Ionian Shelf Vortex (ISV), Messina Rise Vortex (MRV), Messina Gyre (MG), Libyan Shelf Break Vortex (LSBV) et Sidra Gyre (SG).

L'AIS contribue au transport de l'AW dans la Méditerranée orientale via le détroit de Sicile. Ce courant s'écoule en direction sud-est ou peut bifurquer vers le nord dans une boucle anticyclonique, appelée North Atlantic Ionian Stream (NAIS) lorsqu'il pénètre en Mer Ionienne [Lermusiaux et Robinson, 2001], lequel méandre autour du Messina Rise Vortex (MRV) [Sorgente et al., 2011]. La

seconde veine sud-est d'AW, qui est de loin la moins documentée, est le Courant Atlantique Tunisien (ATC, Atlantic Tunisian Current) [Sammari et al., 1999]. Il s'agit d'un courant de pente s'écoulant aux abords de l'isobath 200 m jusqu'à l'île de Lampedusa. Au sud de Lampedusa, l'ATC se scinde en deux branches: la première pénètre sur le plateau continental tunisien, au niveau du golfe de Gabès sous certaines conditions encore mal comprises; tandis que l'autre se dirige directement vers l'Est en direction de la Lybie [Alhammoud et al., 2004 ; Béranger et al., 2004 ; Hamad et al., 2006].

L'utilisation de profils d'ADCP conjuguée à la modélisation numérique [Molcard et al., 2002; Ben Ismail et al., 2012], l'analyse d'image de télédétection satellite de température [Taupier-Letage, 2008] et de chlorophylle [Ciappa, 2009] ainsi que l'analyse de trajectoires de bouées dérivantes [Poulain et Zambianchi, 2007] ont également démontré l'existence d'instabilités de jets côtiers, de tourbillons à large spectre d'échelles et de filaments générés aux abords de l'ATC comme le Pantelleria Vortex (PV) qui peut induire, si particulièrement énergétique, une recirculation de l'AW dans le canal tuniso-sicilien [Sorgente et al., 2011]. Leur génération semblerait liée à des perturbations provenant d'interactions non linéaires entre l'ATC, les régimes de vents locaux et la bathymétrie complexe et peu profonde (rives, îles) générant de l'auto-mélange des eaux de surface [Hamad et al., 2006]. Une autre bifurcation Est de ATC (le BATC, Bifurcation Atlantic Tunisian Current) s'écoulant jusque dans la mer Ionienne, est soutenue par le gyre anticyclonique du golfe de Sirte (SG, Sidra Gyre) [Ciappa, 2009]. Une seconde partie de l'extension Est de l'ATC donne naissance au courant Atlantique Libyen (ALC, Atlantic Libyan Current) [Gasparini et al., 2008 ; Poulain and Zambianchi, 2007]. L'ALC interagit avec un tourbillon cyclonique près des côtes Libyennes (le LSBV, Libyan Shelf Break Vortex) [Sorgente et al., 2011].

4. Problématique et objectifs de la thèse

Malgré des avancées notables, l'état des connaissances sur les régimes de variabilité de l'ATC et ses interactions avec les courants (e.g. AIS, BATC, ALC; Figure 4) et structures (e.g. SG; Figure 4) avoisinantes reste parcellaire du fait d'un manque d'observations adéquates. Du fait de leurs positions, ces courants de pente et l'activité mésoéchelle avoisinante devraient jouer un rôle clé sur les échanges côte-large d'éléments naturels et anthropiques. Il est donc primordial de suivre la variabilité associée à ces caractéristiques hydrodynamiques d'une manière quasi-synoptique. La modélisation numérique a bien évidemment ouvert de nombreuses pistes [e.g. Onken et al., 2003; Jouini et al., 2016] mais la plupart des études se sont concentrées sur la partie centrale et le large des côtes Siciliennes. Des interrogations subsistent concernant la circulation au sud, plus

particulièrement aux abords du plateau tuniso-libyen au large des golfes de Hammamet et de Gabès où les schémas classiques de circulation demandent encore à être affinés. Parmi les questions qui subsistent, celles auxquelles on se propose de répondre sont:

- Quelles sont les parts relatives de l'ATC et de l' AIS dans l'écoulement des AW qui transitent au travers du canal tuniso-sicilien?

- Peut-on confirmer l'existence simultanée de l'ATC le long du talus et d'une circulation des AW sur le plateau continental tunisien alimentant l'ALC ?

- Quels sont les principaux régimes de variabilité saisonnière à inter-annuelle de ces courants de surface liés à l'écoulement des AW sur le plateau continental tunisien et dans le canal tuniso-sicilien?

Cette thèse a pour ambition de répondre aux questions ouvertes énoncées ci-dessus, l'objectif ultime étant de quantifier les courants et les transports générés par l'écoulement des AW, en particulier en regardant les échanges côte-large entre le plateau continental tunisien et le chenal profond, afin de mieux appréhender leurs impacts sur l'évolution des eaux côtières tunisiennes. Le projet propose une approche observationnelle originale fondée sur l'utilisation croisée de différents systèmes d'observations complémentaires en termes de contenu physique et d'échantillonnage spatio-temporelle. Il s'appuie tout particulièrement sur l'exploitation de données altimétriques côtières expérimentales (de types X-TRACK, cf Chapitre 2), considérant que les produits altimétriques grillés classiques (AVISO-DUACS) sont inadaptés pour étudier la circulation géostrophique dans la bande côtière en raison de problèmes de traitement de données près des côtes (corrections atmosphériques, corrections de marées, transition océan-continent,...) et de leur résolution spatio-temporelle. Le jeu de données considéré porte sur une période de 20 ans (1993-2013) ce qui permet d'aborder l'analyse des données autant du point de vue climatologique, au sens de l'état moyen du système, que du point de vue de la variabilité des mécanismes physiques associés. Si les mesures d'altimétrie régionalisées fourniront une information synoptique et quantitative sur les courants géostrophiques, une analyse pluridisciplinaire et multi-échelle de l'état océanique s'avère primordiale pour une caractérisation fine de la variabilité de la circulation. De fait, l'étude s'appuie en complément sur les observations in situ historiques et l'imagerie satellite de température de surface (cf. chapitre. 2).

Le premier objectif spécifique a été de mettre en œuvre les méthodes d'exploitation des données altimétriques le long des traces de satellites qui couvrent le plateau tunisien et ses abords (plateaux algéro-tunisien, sicilien et tuniso-libyen), de valider ces données s'appuyant sur des observations complémentaires et d'en dégager une première analyse de la variabilité saisonnière des courants

dérivés de l'altimétrie. Cette première étude a fait l'objet d'une publication [Jebri et al., 2016] qui forme le corps du chapitre 3. Le deuxième objectif a porté sur l'analyse des régimes de variabilité inter-annuelle de la circulation de surface en Méditerranée Centrale, s'appuyant sur ces mêmes données et sur un modèle empirique d'estimation des transports associés. Cette deuxième étude est présentée au chapitre 4 sous la forme d'une publication soumise au Journal of Geophysical Research-Ocean (soumission février 2017). Le chapitre 5, plus prospectif, aborde le potentiel qu'offre l'altimètre SARAL/Altika, qui opère en bande Ka, en termes de meilleure résolution spatiale des processus de méso-échelle par rapport aux altimètres en bande Ku utilisés dans les chapitres 3 et 4. Le chapitre 6 présente, en conclusion, une synthèse des principaux résultats de ce travail au regard des objectifs et de la problématique initiale et les perspectives au regard des questions qui restent ouvertes et des potentiels qu'offrent les nouvelles générations d'altimètre spatiale à venir.

Chapitre 2.

Observations Spatiales et in situ

Sommaire

1. Introduction	16
2. Altimétrie satellite	16
2.1. Principe de la mesure altimétrique et corrections	16
2.2. Altimétrie classique du centre de traitement opérationnel AVISO	22
2.3. Altimétrie côtière X-TRACK du service d'observation CTOH.....	23
2.4. Altimétrie nouvelle génération : Exemple de SARAL/AltiKa	26
2.5. Estimation des vitesses géostrophiques	27
3. Imagerie SST	28
4. Observations in situ	30
4.1. Marégraphes	31
4.2. Courantomètres de mouillage	32
4.3. Données hydrographiques	33

1. Introduction

Cette thèse repose avant tout sur l'hypothèse qu'on peut tirer des nouveaux jeux de données altimétriques, retraités de manière mieux adaptée aux besoins de l'océanographie régionale à côtière, des informations pertinentes autant que nouvelles sur la dynamique de la Méditerranée Centrale. Les produits grillés étant inadaptés à la résolution des échelles dynamiques qui nous intéressent sur la région d'étude [>100 km, d'après Dussurget et al., 2011], nous nous sommes naturellement tournés vers des produits plus proches de la mesure altimétrique nadir d'origine : des produits le long des traces satellite. La première question qui s'est posée est celle de la pertinence des données considérées pour répondre à nos objectifs scientifiques, étant donnée la dégradation attendue des données dans la zone considérée (proximité de la terre et faible profondeur pour une bonne partie de la région) et la couverture spatio-temporelle des mesures altimétriques le long des traces (voir ci dessous). D'autre part, l'altimètre permet de mesurer la hauteur de la mer et fournit donc une vision intégrée de la dynamique interne de l'océan, et non pas juste de la surface comme les autres capteurs spatiaux. Mais il faut toutefois savoir interpréter les variations de hauteur de la mer observées pour exploiter correctement ce type de mesure. Pour répondre à ces questions et exploiter au mieux l'information capturée par les mesures altimétriques à l'échelle régionale, nous avons utilisé une approche multi-observations, cherchant ainsi à tirer le meilleur parti de leur complémentarité en termes de résolution (spatiale et temporelle) et de contenu physique. Les jeux de données considérés dans cette étude sont décrits ci-dessous.

2. Altimétrie Satellite

2.1. Principe de la mesure altimétrique et corrections

Dans les années 1970 et puis 1980, le succès des altimètres embarqués a ouvert la voie au développement de cette technique de mesure spatiale. En 1992, les gros progrès réalisés avec la mission Topex/Poséidon ont été encore accentués par le lancement d'autres missions successives sur différentes orbites, permettant un suivi quasi continu de l'évolution du relief de la surface océanique et utilisant des technologies de plus en plus précises. La hauteur de mer altimétrique ("Sea Surface Height", SSH ci-après) est mesurée via un écho radar par rapport à un ellipsoïde de référence (Figure 5). Les systèmes de mesure de trajectoire installés sur le satellite altimétrique (e.g. DORIS, GPS) déterminent avec une précision centimétrique

sa trajectoire (orbite) soit son altitude exacte (H) par rapport à cet même ellipsoïde. Le signal haute fréquence (~ 1700 impulsions/seconde) émit par le radar altimètre à bord du satellite permet de recevoir en retour l'écho réfléchi par la surface de la mer. En multipliant le temps de trajet aller-retour Δt de l'onde radar par la célérité C , on peut mesurer la distance satellite-océan ("Range", R_{mes} ci après) à partir de la relation $R_{\text{mes}} = C \Delta t / 2$.

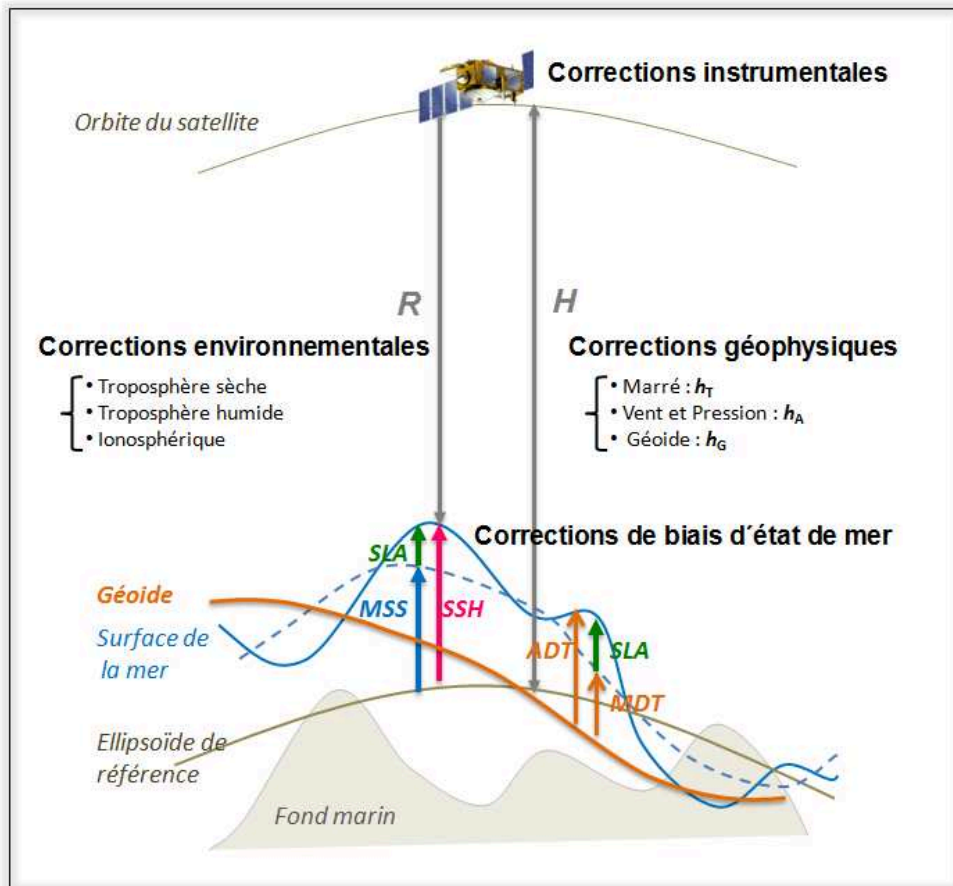


Figure 5. Principe de la mesure altimétrique adapté de Dussurget, [2012]

Avant de pouvoir accéder à la mesure qui nous intéresse, il faut prendre en compte plusieurs niveaux de corrections. Le premier de ces niveaux concerne les corrections instrumentales intrinsèques au radar, à savoir la correction de dépointage, d'effet Doppler, d'Oscillateur Ultra Stable (OUS), de calibration interne et les biais du tracker et de poursuite [voir Chelton et al., 2001]. D'autre part, l'effet de la traversée dans les différentes couches de l'atmosphère fait que l'onde subit une réfraction au niveau de l'ionosphère et de la troposphère [Chelton et al., 2001 ; Roblou, 2004 ; Bouffard, 2007]. L'onde radar rencontre d'abord l'ionosphère, une couche peu dense présentant des électrons libres (issues de l'ionisation des

molécules atmosphériques par le rayonnement solaire). Ces électrons provoquent un retard de propagation dont l'effet sur le biais de la mesure est inférieur à 30 cm. La correction d'ionosphère appliquée est bi-fréquence (i.e. déterminée par combinaison des distances altimétriques mesurées à deux fréquences différentes) avec une précision de l'ordre de 0,5 cm. La propagation de l'onde radar dans l'ionosphère est fortement atténuée dans la bande Ku (10.9-22 Ghz), à l'opposé de la bande C (4.25-7.5 Ghz). Ce sont donc les bandes C et Ku qui sont utilisées pour le cas des mesures de TOPEX/Poséidon. Pour les altimètres mono fréquence comme AltiKa qui opère en bande Ka (cf. section 1.3), un modèle statistique d'ionosphère est utilisé.

Concernant la correction de troposphère humide, on l'applique afin de remédier au retard de propagation de l'onde émise due à la présence d'eau dans l'atmosphère, un retard qui correspond à une correction de SSH comprise entre 5 et 30 cm. Elle est dérivée à partir des mesures de température de brillance du radiomètre micro-onde embarqué à bord du satellite. La partie sèche de la troposphère où les gaz atmosphériques permanents (oxygène, azote) ralentissent l'onde radar, est la plus influente sur la mesure avec une erreur de mesure induite d'environ 2,30 m. La correction de troposphère sèche est calculée en utilisant un champ de pression atmosphérique au niveau de la mer issu d'un modèle météorologique. Il faut également tenir compte du biais d'état de mer qui concerne la réfraction de l'écho radar par la surface océanique. Il permet de corriger la perturbation du signal altimétrique due au fait que les creux des vagues sont plus réfléchissants que les crêtes (biais électromagnétique). Ce biais est fourni par des modèles empiriques qui sont fonction de la hauteur des vagues et de la vitesse du vent [e.g. Tran et al., 2012]. On applique donc des corrections ΔC_i prenant en compte ces retards de propagation afin d'obtenir un range final R (Figure 5) égal à :

$$R = R_{\text{mes}} - \sum_i \Delta C_i \quad (1)$$

Toutefois, le traitement de la donnée altimétrique n'est pas finalisé puisqu'il faut inclure, en plus des ΔC_i (comprenant les erreurs environnementales, instrumentales et le biais d'état de mer), des corrections géophysiques correspondant aux phénomènes océaniques non résolus par la fréquence d'échantillonnage des mesures altimétriques et dont les effets ont une signature sur la surface de l'océan : comme la marée (h_T), le géoïde (h_G) ou le vent et la pression atmosphérique (h_A). Des études récentes [e.g. Tsimplis et al., 2013] ont montré que le niveau de la mer moyen en Méditerranée a augmenté de 2.8 mm par an durant les deux

dernières décennies. Toutefois, la composante saisonnière est dominante [Haddad et al., 2013]. La moitié de ces variations saisonnières représente les effets stériques tandis que l'autre moitié traduit la variabilité complexe de la masse d'eau totale contenue en Méditerranée, liée au bilan d'évaporation / précipitation et aux variations de débit à Gibraltar [Tsimplis et Shaw, 2010 ; Gomis et al., 2012]. La composante quasi-statique a aussi une influence considérable sur la variation du niveau de la mer en Méditerranée. A la surface, cela se traduit par un creux de 50 cm sur une courte distance (1500 km, de Nice à la Crête), qui représente la moitié du creux le plus important de l'océan global dû à un déficit de masse [Renard et al., 2015].

En Méditerranée, la marée barotrope, principalement semi-diurne [Sammari et al., 2006], est à l'origine de la plus grande partie de la variabilité haute fréquence du niveau de la mer [Tsimplis et al., 1995]. La mer Méditerranée est considérée comme une mer micro-tidale mais dans certaines de ses zones peu profondes le marnage devient très important, comme dans le golfe de Gabès situé au sud-est de la Tunisie (appartenant à notre zone d'étude), où il atteint des valeurs proches de 2 m (Figure 6), amplifié par la grande largeur et faible déclivité du plateau continental ainsi que par des phénomènes de réflexion d'ondes stationnaires et de résonance [Le Provost et al., 2001 ; Sammari et al., 2006].

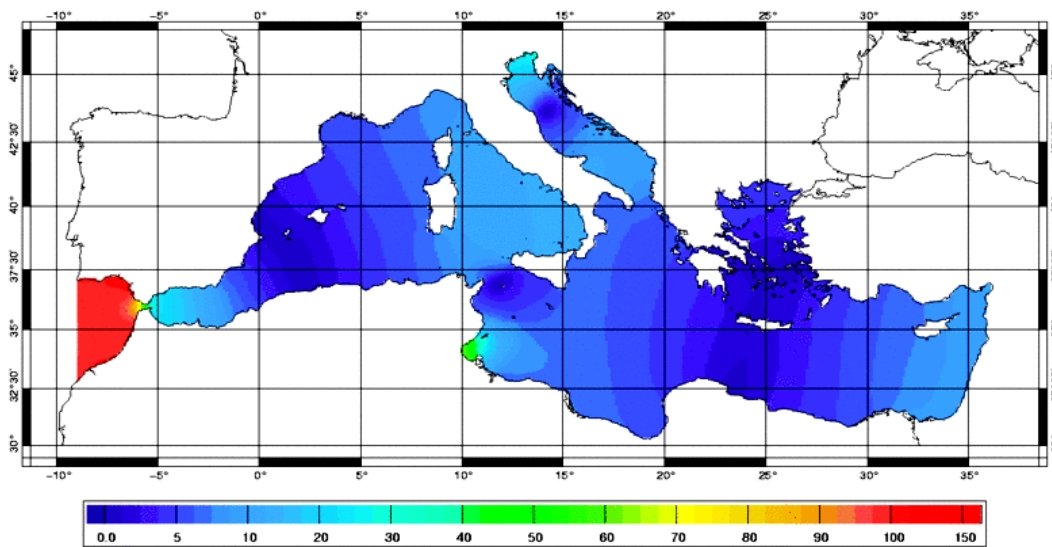


Figure 6. Amplitude (en cm) de la marée semi-diurne (M2) dans la Méditerranée à partir du modèle hydrodynamique spectral CEFMO-2000 [Le Provost et al., 2001]

L'effet des différents types de marée (océanique, solide, effet de charge, polaire) est corrigé par des modèles spécifiques [e.g. FES ; Lyard et al., 2006 et GOT; Ray, 1999] tandis que

les phénomènes de haute fréquence ("Dynamic Atmospheric Correction", DAC) le sont par le modèle MOG2D [e.g. Bouffard, 2007]. Nous obtenons ainsi une SSH corrigée de ces effets combinés :

$$SSH = (H - R) - h_T - h_A \quad (2)$$

La partie dynamique du signal mesuré est la topographie dynamique ("Absolute Dynamic Topography", ADT ci-après) (Figure 5). Elle suscite un intérêt particulier car elle traduit la présence des courants, la densité inhomogène des masses d'eau et leurs mouvements. La topographie dynamique reflète la SSH mais également le relief de la mer due aux inhomogénéités du champ de gravité terrestre, le géoïde (h_G) (Figure 5). Il correspond à la forme hypothétique de la surface de la mer en l'absence de perturbations dynamiques et a un ordre de grandeur bien supérieur à la topographie dynamique. On a ainsi :

$$ADT = SSH - h_G \quad (3)$$

Pour dériver l'ADT et les courants des mesures altimétriques, une estimation très précise du géoïde s'avère donc nécessaire. Cet exercice est bien réussi aux grandes longueurs d'onde (>100 km) avec une précision de l'ordre du centimètre. Toutefois, aux fines échelles comme dans la Mer Méditerranée, des incertitudes significatives subsistent [Duquenne et al., 2003]. Comme le géoïde est une variable statique, stable dans le temps, on s'affranchit des ambiguïtés de sa détermination en calculant un niveau moyen de la mer au dessus de l'ellipsoïde de référence ("Mean Sea Surface", MSS ci-après) généralement obtenue par un modèle (e.g MSS_CNES_CLS11) ou en moyennant temporellement la SSH sur une période de 20 ans ($MSS = \langle SSH \rangle$). Cette solution élimine aussi la signature de la dynamique stationnaire de l'océan. Ainsi, seule la partie variable de la topographie dynamique de la mer est accessible par altimétrie. Il s'agit de l'anomalie de hauteur de mer ("Sea Level Anomaly", SLA ci-après) :

$$SLA = SSH - MSS \quad (4)$$

Le passage de cette valeur relative à la valeur absolue de la hauteur dynamique, l'ADT, est obtenue au final en ajoutant une topographie dynamique moyenne ("Mean Dynamic Topography", MDT ci-après) modélisée [Andersen and Knudsen, 2009]. Son estimation aux

petites échelles est inférée à partir des observations in situ [Rio et al., 2014] avec des erreurs plus faibles que celles de l'estimation du géoïde aux mêmes échelles spatiales.

$$ADT = SLA + MDT \quad (5)$$

où

$$MDT = MSS - h_G \quad (6)$$

Les altimètres nadir conventionnels opèrent dans la gamme de fréquence micro-ondes (i.e. bandes C, S, Ku et Ka). La bande de fréquence Ku (~13.6 GHz) est la plus utilisée vue qu'elle représente le meilleur compromis entre les capacités techniques de l'altimètre, la bande passante disponible, la sensibilité aux perturbations atmosphériques et au contenu en électrons dans l'ionosphère. Elle permet également de restituer 10 à 20 formes d'onde par seconde (10-20 Hz sont récupérées) qui sont ensuite moyennées toutes les secondes (1 Hz) dans le but de diminuer le bruit instrumental [Dussurget, 2012]. La résolution spatiale ainsi obtenue le long de la trace est d'environ ~7 km contre 350 m à l'état initial (20 Hz). En réalité, le diamètre au sol de 23 km du faisceau altimétrique fait que les centres des fenêtres échantillonnées à 20 Hz (~350 m) seront espacés d'une distance variant entre 8.5 km et 15 km, liée à l'état de la mer [Chelton et al., 2001]. Ces données SLA moyennées à 1 Hz (~7 km), présentent encore du bruit résiduel malgré les corrections ajoutées (cf. section 1.1). Un filtrage spatial (et/ou temporel) est donc appliqué afin de ne conserver que le signal océanique [Dussurget, 2012]. Ce post-traitement concerne aussi bien les hauteurs de mer que le calcul des pentes associées permettant d'estimer les vitesses géostrophiques (cf. section 1.4).

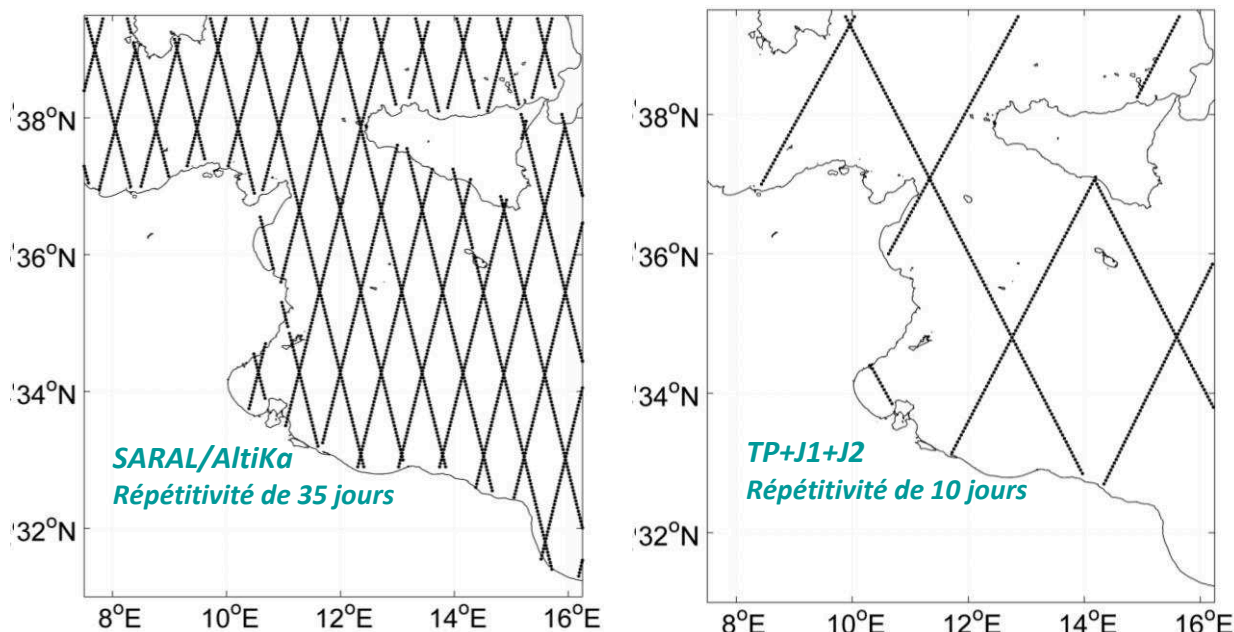


Figure 7. Distribution des traces altimétriques des missions TP+J1+J2 (Droite) et SARAL/AltiKa (Gauche) en Méditerranée Centrale

Dans ce qui suit, nous utiliserons trois types de jeux de données régionaux pour la Méditerranée : 1) en bande Ku sans traitement dédié au côtier qu'on appellera altimétrie classique (chapitres 3 et 5), 2) en bande Ku avec un traitement dédié au côtier dénommé ci-après altimétrie côtière (chapitres 3 et 4) et 3) en bande Ka de haute résolution qu'on nomme altimétrie nouvelle génération (chapitre 5). Il s'agit de données de niveau 3 composées de séries temporelles en des points fixes et régulièrement espacés le long de la trace (appelées ci-après « along-track »).

2.2. Altimétrie classique du centre de traitement opérationnel AVISO

Nous avons utilisé les séries temporelles along-track de SLA et ADT de la chaîne de traitement régional SSALTO/DUACS pour la Méditerranée. Ce sont des données acquises par les satellites TOPEX/Poséidon, Jason-1 et Jason-2 ("TP+J2+J2", ci-après) entre 1993 et 2015. Avec une orbite (inclinée à 66°) répétitive, les mesures tous les ~10 jours de TP+J2+J2 maintenues sur plus de 20 ans devraient permettre d'analyser la variabilité de la circulation géostrophique saisonnière et interannuelle à long terme. Cet échantillonnage temporel élevé est cependant contrasté par une couverture spatiale assez réduite (Figure. 7, Droite) et une large distance inter-trace à l'équateur (315 km). On note que dans le chapitre 3, il s'agit de la

version DUACS DT-2014 / V5.1 distribuée par AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data), tandis que dans le chapitre 5 c'est la version DUACS DT-2015 / V5.1 distribuée à présent par le CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) qui est utilisée. Par abus de langage, on se référera dans cette thèse aux deux versions par "le produit classique AVISO". Le bruit résiduel et le signal des petites échelles sont enlevés par filtrage "Lanczos" des données 1 Hz avec une fréquence de coupure à 70 km pour la première version (chapitre 3) et réduit à 40 km pour la version la plus récente (chapitre 5). Une fois les données (initialement de résolution spatiale de 7 km) filtrées des effets de petites échelles, un sous échantillonnage à 14 km est appliqué. Elles sont également corrigées des erreurs grandes longueurs d'onde ("Long Wavelength Error", LWE). Sous la recommandation des agences spatiales et des équipes scientifiques, les mesures corrigées sont éditées à la fin du processus de traitement, de manière à ce que les mesures soient éliminées si une ou plusieurs correction(s) sont jugées douteuses selon des critères établis a priori par les agences [cf. Mertz et al., 2016]. Les erreurs d'orbite ("Orbit Error", OE) sont réduites par minimisation aux points de croisement [Le Traon et Ogor, 1998] et un contrôle continu de ces données pour chacune des missions assure leur qualité. En outre, les corrections altimétriques appliquées dans le produit classique AVISO pour le Méditerranée sont des corrections globales et remises à jour régulièrement en fonction des traitements les plus récents [Dibarboure et al., 2011]. Par exemple, la correction de la marée océanique est ajoutée à partir du modèle global GOT4v8 [Ray, 1999, 2013] ou FES2012 [Carrère et al., 2012]. Ce dernier a été remplacé récemment par FES2014 et le sera par FES2016 en 2017. Plus de détails sont disponibles sur le portail AVISO+ ou dans Mertz et al., [2016].

2.3. Altimétrie côtière X-TRACK du service d'observation CTOH

A l'approche des côtes, l'erreur sur la mesure altimétrique peut devenir très importante du fait que le signal réfléchi par la surface terrestre est différent de celui de l'océan [Bouffard, 2007 ; Dussurget, 2012]. Au CTOH (Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère), la mesure altimétrique en zone côtière subit un traitement spécifique et assez complexe permettant de récupérer plus de données près des côtes, mais également des données valides éliminées abusivement au large à cause de critères d'édition (cf. section 2.1) pas toujours bien adaptés [Roblou et al., 2011]. Toutes les méthodologies développées pour ce genre de traitement sont publiées dans un livre de référence [Vignudelli et al., 2011]. On y trouve une

description complète du traitement des données par la chaîne X-TRACK faite par [Roblou et al., 2011] et leur validation. Des exemples d'applications sont présentés par [Bouffard et al., 2011]. La chaîne de traitement d'altimétrie côtière X-TRACK est développée et distribuée par le CTOH. Les données peuvent être aussi récupérées à partir du portail AVISO+ (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-products/>). Une mise à jour récente du produit X-TRACK a été faite par Birol et al., [2016] mais c'est la version décrite par Roblou et al., [2011] et traitant la mission TP+J2+J2 entre 1993 et 2013 qu'on utilise dans cette thèse (chapitres 3 et 4).

On rappelle brièvement, d'après Roblou et al., [2011], les principaux traitements spécifiques de X-TRACK: Une première étape consiste en la définition d'un masque terre plus précis dans la zone considérée pour accéder aux mesures à moins de 10 km des côtes. Il s'agit de l'utilisation d'un modèle de forme d'onde adapté aux zones de transition terre-mer au lieu du modèle classique adapté à un signal réfléchi par la mer uniquement. Un deuxième point, concerne l'amélioration de la correction de troposphère humide, biaisée dans la bande côtière (< 50 km de toute terre), avec une extrapolation à la côte de la correction à 50 km issue du radiomètre permettant de récupérer les données inférieures à 50 km de la côte. Une troisième amélioration s'applique aux corrections géophysiques réalisées par la version régionale T-UGOm 2D du modèle haute résolution MOG2D. Cela est d'autant plus important que la topographie est plus complexe et les échelles dynamiques des régions côtières sont assez différentes de l'océan hauturier. Un autre avantage de X-TRACK concerne la redéfinition de nouveaux critères d'édition pour le côtier, qui s'adaptent aux conditions régionales, tandis que dans le traitement classique ils sont plus adaptés à l'océan hauturier. Enfin, une MSS haute résolution est calculée à partir de mesures d'origine par une méthode d'inversion ce qui permet un calcul de SLA plus réaliste. Une fois ces corrections ajoutées, le produit final X-TRACK subit un filtrage "Løess" à 40 km le long de la trace. Du fait de sa stabilité en zone côtière, c'est le filtre Løess qui est utilisé au lieu du filtre Lanczos plus fréquent en altimétrie [voir Bouffard, 2007 ; Dussurget, 2012]. Toutefois, l'inconvénient majeur du produit régional X-TRACK est l'absence de correction LWE (qui ne peut se calculer que sur des portions de trace couvrant plusieurs milliers de km) permettant de remédier aux erreurs d'orbite ou aux incertitudes de certaines corrections géophysiques.

Une synthèse des différences de corrections et de post-traitement appliqués au produit côtier (X-TRAK) versus le produit classique (AVISO) est présentée dans le tableau. 1. Une

évaluation détaillée et approfondie sur le potentiel de ces deux produits à caractériser la dynamique de surface de la Méditerranée Centrale est illustrée dans le chapitre 3. Il est à noter que le post-traitement de Jason 2 dans la version actuelle d'AVISO (cf. chapitre 5) est quasi-identique à celui de X-TRACK (transfert d'expertise entre le CTOH et AVISO).

Tableau 1. Liste des différences dans les corrections et le post-traitement appliqués à la mission T/P+J1+J2 pour X-TRACK et AVISO. Adaptée de Roblou et al., [2011], du portail Aviso+ (Duacs-2014 "Technical Note") et de Mertz et al., [2016].

Produit / Version	AVISO / (2014-V5.0)	AVISO / (2015-V5.1)	X-TRACK / (2013-V7.5n)
Wet troposphere	TP : TMR [Scharoo et al., 2004] J1+J2 : Enhanced MWR	TP : TMR [Scharoo et al., 2004] J1+J2 : JMR/AMR radiometer	Enhanced radiometer correction (S. Brown)
DAC	MOG2D high resolution forced with ERA-Interim (ECMWF) for TP (J1+J2) pressure and wind fields	MOG2D high resolution forced with ERA-Interim (ECMWF) for TP (J1+J2) pressure and wind fields	TUGOm 2D regional + Inverted Barometer derived from ECMWF
Ocean Tide	GOT4.8	GOT4.8	TUGOm 2D regional
Loading Tide	GOT4.8	GOT4.8	FES1999
OE	Global multi-mission crossover minimisation [Le Traon et al., 1998]	Global multi-mission crossover minimisation [Le Traon et al., 1998]	-----
LWE	Optimal Interpolation [Le Traon et al., 1998]	Optimal Interpolation [Le Traon et al., 1998]	-----
Mean Profile	MSS (CNES-CLS-2014); referenced [1993,2012]	Computed with 20 years of TP+J1+J2 data; referenced [1993,2012]	Computed with 20 years of TP+J1+J2 data; referenced [1993,2012]
Filter / Frequency	Lanczos / 70 km	Lanczos / 40 km	Læss / 40 km
Sub-sampling	7 (unfiltered) et 14 (filtered) km	7 (unfiltered) et 14 (filtered) km	-----

2.4. Altimétrie nouvelle génération

Parmi les techniques d'observation de l'océan depuis l'espace, l'altimétrie est celle qui offre le plus de potentiel (pas d'impact des nuages sur la mesure, contenu très riche de l'observation de hauteur de mer en termes de dynamique de l'océan) encore inexploité (à cause de la limite en résolution spatio-temporelle des missions historiques). Le lancement (après 2010) par les agences spatiales à titre de démonstration de missions altimétriques embarquant des instruments radars bien plus performants (Cryosat-2 dédié à l'observation de la glace et SARAL/AltiKa pour toutes les surfaces) change radicalement la situation. Mis en orbite en février 2013, le satellite SARAL embarquant l'altimètre AltiKa est la première mission altimétrique en bande Ka [Richard et al., 2008]. La mission SARAL/AltiKa assure la continuité des mesures altimétriques nadir et démontre également les capacités des premières mesures en bande Ka. Celle-ci (35 GHz) permet une meilleure observation de plusieurs types de surfaces (glace, océan, terre émergée,...).

Son avantage majeur, en comparaison aux fréquences historiques (Ku/C), est l'empreinte au sol réduite qui induit une meilleure résolution spatiale pour les observations. AltiKa améliore aussi la résolution verticale fournissant ainsi deux fois plus de données brutes que Jason-2, grâce à une bande passante plus large (500 MHz). Ainsi, le budget d'erreur des données SARAL/AltiKa est nettement amélioré [Verron et al., 2015]. Un autre élément clé est la sélection d'un altimètre mono-fréquence en bande Ka, ce qui le rend moins affecté par les perturbations ionosphériques, évitant ainsi la nécessité d'une deuxième fréquence (nécessaire en bande Ku). En outre, le partage de la même antenne pour l'altimètre et le radiomètre réduit l'effet de la charge utile. L'inconvénient majeur de la bande Ka est l'atténuation élevée due à une présence d'eau dans la troposphère, mais il a été démontré que cela impacte beaucoup moins la mesure que prévu. À l'opposé de T/P+J2+J2, les données AltiKa sont caractérisées par un échantillonnage spatial accru (Figure 7, Gauche) et une distance inter-trace réduite (90 km) à l'équateur, mais avec une répétitivité temporelle limitée d'environ 35 jours.

Différentes études ont déjà démontré les bonnes performances instrumentales de SARAL/AltiKa permettant une observation améliorée notamment des zones côtières [e.g. Birol et Nino, 2015; Pascual et al., 2015]. Vérifier si cette meilleure performance se traduit par un gain de connaissance en termes de circulation océanique sur notre zone d'étude est l'objet du chapitre 5 dans lequel nous exploiterons les SLA de SARAL/AltiKa along-track dans leur version DUACS-DT 2015 / V5.1 distribuée par le CMEMS. Il s'agit de la série

temporelle de mars 2013 à décembre 2015. Les données sont filtrées à 40 km (filtre "Lanczos") pour enlever le bruit résiduel et sous échantillonnées à 14 km (7 km pour les données non filtrées). Elles sont également corrigées des erreurs grandes longueurs d'onde (LWE). Dans le tableau 2, nous présentons les principales différences dans les corrections et post-traitements appliqués aux données SARAL/AltiKa et Jason 2 dans sa version DUACS-DT 2015 / V5.1.

Tableau 2. Liste des différences dans les corrections appliquées aux missions SARAL/AltiKa et Jason 2 de la version DUACS-DT (2015-V5.1. Adaptée de Mertz et al., [2016].

Mission	Jason 2	AltiKa
Ionospheric	Dual Frequency altimeter range measurements	GIM model [Iijima et al., 1998]
Wet troposphere	JMR/AMR radiometer	Radiometer
Sea state biais	Non Parametric SSB [Tran et al., 2012] (with c J2 1-36 using GDR-D)	Hybrid SSB ; method from [Scharroo et al., 2004]
Global Bias	Calibrated on J1+TP Mean Sea Level	Calibrated on TP+J+J2 Mean Sea Level
Mean Profile	Computed with 20 years of TP+J1+J2 data; referenced [1993,2012]	<u>Until March 31st, 2015</u> : Computed with 15 years of E1/E2/EN data; referenced [1993, 2012] <u>From April 1st and August 11th, 2015:</u> Use of MSS_CNES_CLS11, referenced [1993, 2012]

2.5. Estimation des vitesses géostrophiques

Par altimétrie, il nous est seulement possible d'estimer la variation de la pente de hauteur de mer le long de la trace altimétrique. Afin d'en dériver des courants géostrophiques océaniques de surface en anomalie (à partir de la SLA) ou absolue (à partir de l'ADT), on utilise l'approximation géostrophique [Gill, 1982] qu'on considère valide dans la zone d'étude (Méditerranée centrale dans notre cas). Ainsi, la vitesse géostrophique perpendiculaire à la trace peut s'écrire ainsi:

$$V_g = \frac{g}{f} \frac{\Delta h}{\Delta x} \quad (7)$$

Avec g l'accélération gravitationnelle, f le paramètre de Coriolis tandis que Δx représente l'espacement et Δh la différence de hauteur de mer entre deux points de mesure d'une trace altimétrique. Pour minimiser le bruit blanc présent dans la mesure altimétrique pouvant provoquer un biais significatif dans l'estimation des courants côtiers, nous avons utilisé l'algorithme de calcul des pentes proposé par [Powell and Leben, 2004] où un filtrage optimal est appliqué sur la donnée. Le filtre choisi est de 25 km, en cohérence avec l'ordre de grandeur du premier rayon de déformation barocline de Rossby dans la zone (~ 15 km) qui engendrerait une erreur entre 2 et 4 cm dans les courants géostrophiques dérivés selon Powell and Leben [2004].

Les données along-track ne permettent d'estimer que la composante de courant géostrophique perpendiculaire à la trace altimétrique. La mise en place d'une méthode géométrique aux points de croisements mono [Morrow et al., 1994] et multi-satellites [Bouffard et al., 2008] permet d'accéder aux composantes zonales et méridiennes des courants de surface. Avec cette approche originale, les points de croisement deviennent des courantomètres virtuels qui fourniront une série temporelle d'observations continues. Des détails sur cette estimation sont présentés au niveau du chapitre 3.

3. Imagerie SST

Les images satellitaires de température de surface ("Sea Surface Temperature", SST) fournissent à la fois une vue synoptique de l'océan et une fréquence de répétitivité élevée, permettant d'examiner les structures thermiques associées aux courants de surface. Plusieurs études en Méditerranée basées sur ce type de données ont prouvé son efficacité dans l'observation et le suivi de la circulation à l'échelle du bassin [e.g. Millot, 2005 ; Hamad et al., 2006 ; Taupier-Letage, 2008]. Toutefois, la SST n'est pas une donnée mesurée directement par les satellites et un traitement particulier est appliqué pour l'extraire [cf. Cracknell, 1997]. Le principe de base est que les radiomètres à bord des satellites mesurent dans le domaine infrarouge et proche infrarouge (IR) la température de brillance de l'atmosphère et de la mer. La mesure satellitaire SST est faite en détectant le rayonnement océanique dans deux

longueurs d'onde dans le domaine IR [Maurer, 2002]. Ces longueurs d'onde sont choisies notamment en fonction de l'aptitude du rayonnement correspondant à traverser l'atmosphère.

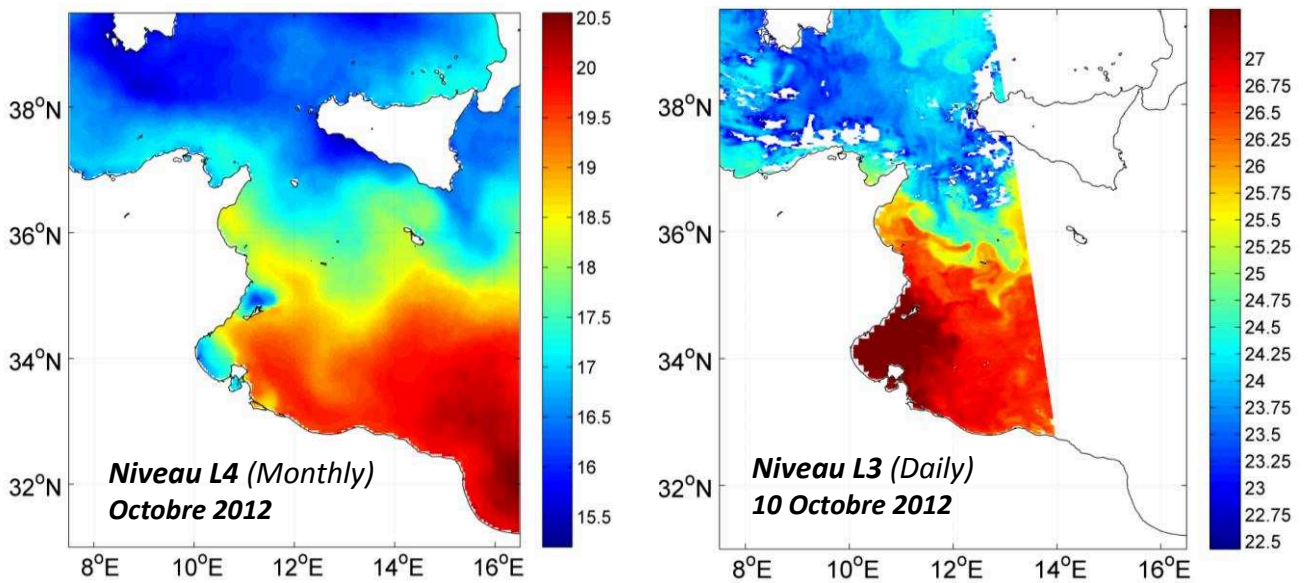


Figure 8. Exemple d'images SST journalière de niveau 3 (Droite) et mensuelle de niveau 4 (Gauche) en Méditerranée Centrale.

Les images SST que nous utilisons dans cette thèse proviennent de deux produits et deux niveaux différents. Pour l'étude de la variabilité mésoéchelle (chapitres 3 et 5), on a considéré le produit régional de niveau 3 à une résolution spatiale élevée ($1/16^\circ$, ~ 7 km) représentatif des valeurs de SST nocturnes [Casey et al., 2010 ; Buongiorno Nardelli et al., 2013] et mis à disposition depuis 2012 via le CMEMS. Pour le calcul de climatologie saisonnière utilisée dans le chapitre 3, on a considéré le niveau 4 de ce même produit régional CMEMS. Tandis que pour le chapitre 4, le calcul de la climatologie mensuelle de la SST est fait à partir d'une séquence d'images composites AVHRR (résolution spatiale de 1,1 km et résolution de température de $0,0128^\circ\text{C}$) distribuées par le DLR EOWEB (<http://eoweb.dlr.de>). L'ensemble de données chronologiques couvre la période 1998-2007 et a été généré à partir des images NOAA en utilisant une période hebdomadaire.

Pour représenter les propriétés des produits de SST utilisés sur la Méditerranée centrale, on illustre sur la Figure 8, les différentes signatures pour une image de niveau L3 et une de niveau L4. Même si la présence de nuages sur une partie de l'image (Figure 8, Droite) masque le signal océanique, on gagne en précision mésoéchelle là où la donnée est disponible. Sur ces images, nous pouvons distinguer un fort gradient nord-sud de température (qui existe à l'échelle journalière et mensuelle) avec des eaux plus froides dans la partie nord ($>35^\circ\text{N}$) et

plus chaudes dans la partie sud ($<35^{\circ}\text{N}$) proche du bassin Ionien. On remarque aussi des filaments et des petits méandres sur l'image L3 (Figure 8, Droite) qui se dessinent le long de l'acheminement de l'ATC (Figure 5). Les images SST permettent donc de fournir une information qualitative sur la position, la forme et la taille des structures physiques de moyenne à fine échelle ($<10\text{ km}$).

Les différentes missions spatiales altimétriques SST (MODIS, GOES...) peuvent fournir des données SST à l'échelle globale sur une base horaire. L'échantillonnage spatio-temporel (plusieurs fois par jour et durant la nuit) de ces observations est largement supérieur à celui de l'altimétrie. Il est autour de 1 km et de la journée pour la SST (sous réserve de l'absence de nuages) et est supérieur à 30 km et à 20 jours pour l'altimétrie [Birol et Delebecque, 2013]. Même si la nature et la résolution spatio-temporelle de ces différents types d'observations est très différente, l'analyse combinée de ces données permettra de mieux caractériser la circulation océanique régionale, notamment en vue d'étudier les modes potentiels d'interactions entre la dynamique des courants (ATC, AIS et ALC, ...) et l'activité mésoéchelle avoisinante. Cela sera d'autant plus intéressant si les mesures altimétriques et les observations SST sont utilisées en synergie avec des mesures in situ.

4. Observations in situ

L'ensemble des observations in situ historiques (marégraphes, courantomètres, hydrologie) exploitées dans cette thèse est présenté sur la Figure. 9. Il s'agit des données auxquelles on a eu accès et/ou sélectionnées en raison de leur proximité avec les traces altimétriques. Il est à noter que d'autres observations in situ existent dans la zone et parfois avec des séries temporelles plus longues que ce dont on dispose [voir Gasparini et al., 2004, 2008 ; Bonanno et al., 2014]. L'interprétation conjointe des différents systèmes de mesures in situ et de l'altimétrie satellite ne sera toutefois possible qu'après une phase d'étalonnage et une harmonisation de leur contenu physique.

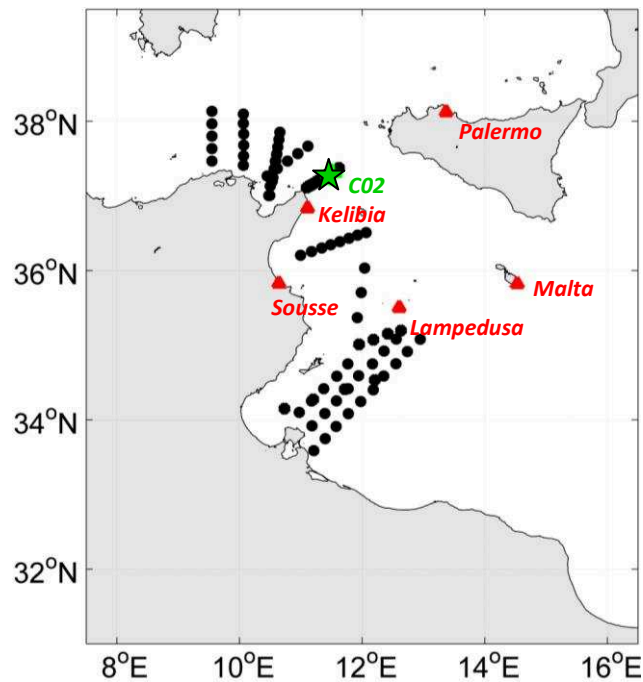


Figure 9. Positions des mesures in situ disponibles et exploitables dans la zone d'étude. En rouge : les marégraphes, en noir : les radiales CTD, en vert : l'ADCP de mouillage

4.1. Marégraphes

Les marégraphes localisés le long des côtes tunisiennes et siciliennes (Figure. 9, triangles rouges) permettront d'une part d'estimer la cohérence entre les variations du niveau de la mer relativement proche du littoral (marégraphes : ~0-10 km de la côte) et un peu plus au large (altimétrie côtière : ~10-100 km). Ces données in situ seront également utilisées pour décrire la variabilité du niveau de la mer sous-échantillonnée par les satellites (périodes temporelles ≥ 10 jours). Nous avons sélectionné cinq stations marégraphiques, Kelibia, Lampedusa, Malta, Palermo et Sousse, toutes situées à l'intérieur du canal tuniso-sicilien, à l'exception de Palermo qui est sur la côte Nord-Ouest Sicilienne. Les données de Lampedusa, Palermo et Malta sont extraites de la base de données PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level, <http://www.psmsl.org/data/obtaining/>). Il s'agit de moyennes mensuelles du niveau de la mer [Holgate et al., 2013 ; PSMSL, 2016] couvrant la période 2001-2015. On considère les signaux haute fréquence correspondant aux marées et phénomènes atmosphériques comme insignifiants dans les séries temporelles mensuelles. Pour Kelibia et Sousse, ce sont des séries de mesures horaires de quatre mois (février à mai 2005) dérivées de la base de données de

l'IHE [Ingénierie de l'Hydraulique de l'Équipement et de l'Environnement, rafikihe@planet.tn]. Afin d'accéder à la signature de la circulation océanique barocline, il sera ainsi nécessaire d'appliquer des corrections géophysiques issues de modèles régionaux barotropes [e.g. Abdennadher et Boukthir, 2006] afin notamment de soustraire la réponse de l'océan aux forçages atmosphériques (DAC) haute fréquence. Pour que la comparaison avec les données altimétriques soit possible (contenu physique cohérent), on a corrigé les données marégraphiques des solutions des modèles FES2012 et T-UGOm fournies par le CTOH (cf. section 1.1, chapitre 2), utilisées pour les corrections de la DAC du signal altimétrique. La marée a été également soustraite en utilisant la méthode décrite dans Pawlowicz et al., [2002] (cf. chapitre. 3). Un exemple de l'effet de ce traitement d'homogénéisation sur le niveau de la mer de la station de Kelibia est illustré sur la figure. 10. La comparaison de ces données marégraphiques corrigées (de la marée et de la DAC) avec les mesures altimétriques a aboutit à des résultats assez prometteurs (cf. chapitres 3 et 5).

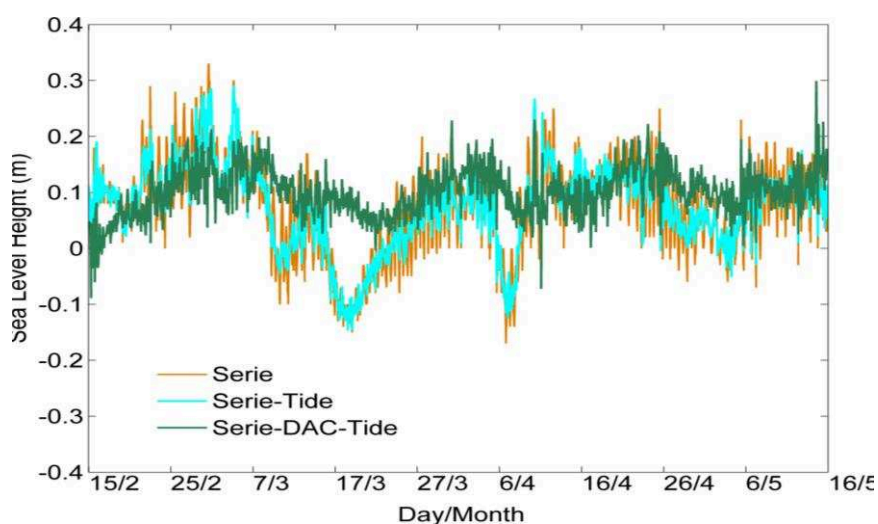


Figure 10. Exemple de traitement des données marégraphiques (Kelibia, 2005) pour homogénéisation avec les données altimétriques : série brute (orange), série corrigée de la marée (turquoise), série corrigée en DAC et de la marée (vert). La position de la station de Kelibia est indiquée à la figure 9.

4.2. Courantomètres de Mouillage

Les données de courantomètres ("Acoustic Doppler Current Profiler", ADCP) permettront d'évaluer les différences et la complémentarité avec les vitesses dérivées des mesures altimétriques aux points les plus proches. Un ADCP permet de mesurer les courants dans les trois directions de l'espace et à différents niveaux sur la verticale. On a eu recours dans le

chapitre 3 à des données de l'ADCP du mouillage C02 (Figure. 9, croix verte), positionné en sub-surface (à ~186m) et orienté vers le haut pour échantillonner la couche de surface. C'est une série de mesures de 286 jours (entre 2003 et 2004). On peut trouver les informations techniques sur le contrôle de la qualité et les procédures d'édition dans CNR IAMC and CNR ISMAR, [2009]. Les données ADCP sont des vitesses instantanées avec une fréquence d'échantillonnage horaire permettant d'accéder aussi bien aux signaux de basse fréquence associés aux courants océaniques qu'aux petites échelles de variabilité temporelle des marées, des ondes internes et des courants de surface entraînés par le vent. Afin d'éliminer cette dernière composante, on a appliqué un filtre passe-bas ("Loess") de 48h.

4.3. Données hydrographiques

A des fins d'estimation de flux de la masse d'eau de surface dans la zone d'étude, objet du chapitre 4, on a recours aux données historiques acquises par une CTD de type "SeaBird electronics SBE 19/plus". Ces données issues des campagnes de mesure du navire Hannibal de l'INSTM entre 1995 et 2009 sont disponibles sur le portail Sea-Data-Net-II (<http://www.seadatanet.org/>), ainsi que les détails sur le contrôle qualité des données (<http://www.seadatanet.org/Standards-Software/Data-Quality-Control>). Ces échantillonnages ont été effectués principalement durant le printemps (cf. chapitre 4). Les radiales couvrent une grande partie du littoral Tunisien, du canal de Sardaigne jusqu'au golfe de Gabès en passant par les golfe de Tunis et de Hammamet (Figure. 9, points noirs). Toutefois, les mesures ne sont pas toujours sur des radiales répétitives, que ce soit dans le temps ou dans l'espace. Cela a représenté une contrainte importante pour leur exploitation conjointe avec les données altimétriques et/ou l'imagerie SST.

Chapitre 3.

Variabilité Saisonnière et Schéma de Circulation de Surface en Méditerranée Centrale

Sommaire

Résumé de l'Article Jebri et al. [2016]	34
Jebri F., Birol F., Zakardjian B., Bouffard J., Sammari C., 2016. Exploiting Coastal Altimetry To Improve The Surface Circulation Scheme Over The Central Mediterranean Sea. J. Geophys. Res. Ocean. 121, Doi:10.1002/2016jc011961	36

Résumé de l'Article

Cet article présente une étude approfondie de la variabilité saisonnière sur la Méditerranée Centrale basée sur l'analyse de deux sets de données d'altimétrie conventionnelle couvrant 20 ans (1993-2013) : le produit classique AVISO le long des traces altimétriques de la mission TP+J1+J2 et un produit de recherche X-TRACK, issu de ces mêmes satellites mais considérant un traitement spécifique pour les régions côtières (cf. Chapitre 2). Les buts de cette étude étaient i) de réaliser une première évaluation/qualification de la performance de ces sets de mesures sur la région d'étude et ii) d'améliorer le schéma de circulation de surface en se basant principalement sur une climatologie saisonnière extraite de ces vingt ans de données.

Dans un premier temps, les anomalies de hauteur de mer issues de ces deux produits sont comparées statistiquement avec des mesures de marégraphes situées à proximité des traces. Des séries temporelles de vitesse géostrophique absolue (VGA) de surface perpendiculaire

aux traces sont ensuite dérivées de la topographie dynamique absolue et une méthode géométrique permettant d'accéder aux deux composantes du courant aux points de croisements mono-satellite est appliquée (cf. Chapitre 2, section 1.4.2). Ces estimations de courants géostrophiques de surface sont enfin confrontées à des mesures de courant in situ pour valider les vitesses dérivées des mesures altimétriques. Une comparaison qualitative avec l'imagerie SST est également discutée. Cette première analyse montre que, globalement, les deux produits sont potentiellement aptes à extraire les principales caractéristiques de la circulation sur la zone d'étude. Néanmoins, X-TRACK montre des données beaucoup plus homogènes, avec plus de données disponibles près des côtes, une plus forte sensibilité à la variabilité mésoéchelle et une légère mais significative amélioration au regard des observations de niveau d'eau (marégraphes) et de courant in situ.

Dans un second temps, la variabilité saisonnière extraite du jeu de données X-TRACK est examinée en analysant conjointement les moyennes saisonnières des vitesses géostrophiques dérivées et des données de température de surface. Cette analyse sur 20 ans d'observations altimétriques confirme le caractère permanent des différentes veines de courant d'eau Atlantique transitant dans la région, l'AIS, l'ATC et le BATC, qui ont été précédemment décrites ou détectées via des études de terrains ponctuelles ou de modélisation. Elle a permis de raffiner la variabilité saisonnière reportée dans des études postérieures, montrant le rôle accru de l'ATC le long du talus et sur le plateau continental tunisien en hiver, l'AIS et les structures mésoéchelles avoisinantes, s'écoulant au Sud-Est de la Sicile, étant quant à eux plus énergétiques en été. Les veines issues des différentes bifurcations sont discutées, et une nouvelle branche permanente de courant atlantique est observée pour la première fois au niveau du golfe de Gabès comme possible source d'alimentation de l'ALC. Ces résultats montrent la contribution que peut apporter l'altimétrie conventionnelle à l'observation des structures de la circulation géostrophique de surface et au suivi de leurs variations saisonnières dans une zone pourtant caractérisée par une bathymétrie assez complexe incluant une large zone de plateau continental bordée par des chenaux profonds.

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2016JC011961

Key Points:

- Assessment of conventional altimetry over the wide shelf of Tunisia
- Monitoring seasonal variability of the Atlantic Tunisian Current/Atlantic Ionian Stream and associated features from altimetry
- Coastal altimetry is able to detect the slope circulation in the central Mediterranean Sea

Correspondence to:

F. Jebri,
fatma.jebri@legos.obs-mip.fr

Citation:

Jebri, F., F. Birol, B. Zakardjian, J. Bouffard, and C. Sammari (2016), Exploiting coastal altimetry to improve the surface circulation scheme over the central Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, doi:10.1002/2016JC011961.

Received 11 MAY 2016

Accepted 10 JUN 2016

Accepted article online 14 JUN 2016

Exploiting coastal altimetry to improve the surface circulation scheme over the central Mediterranean Sea

Fatma Jebri^{1,2,3,4}, Florence Birol³, Bruno Zakardjian⁴, Jérôme Bouffard⁵, and Cherif Sammari¹

¹Institut National des Sciences et Technologies de la Mer Salammbô, Tunisia, ²École Nationale d'Ingénieurs de Tunis, Université de Tunis El Manar, Tunis, Tunisia, ³Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, OMP, Toulouse, France, ⁴Université de Toulon, CNRS/INSU, Aix Marseille Université, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography La Garde, France, ⁵RHEA for European Space Agency, Earth Observation Directorate, ESRIN/EOP GMQ, Frascati, Italy

Abstract This work is the first study exploiting along track altimetry data to observe and monitor coastal ocean features over the transition area between the western and eastern Mediterranean Basins. The relative performances of both the AVISO and the X-TRACK research regional altimetric data sets are compared using in situ observations. Both products are cross validated with tide gauge records. The altimeter-derived geostrophic velocities are also compared with observations from a moored Acoustic Doppler Current Profiler. Results indicate the good potential of satellite altimetry to retrieve dynamic features over the area. However, X-TRACK shows a more homogenous data coverage than AVISO, with longer time series in the 50 km coastal band. The seasonal evolution of the surface circulation is therefore analyzed by conjointly using X-TRACK data and remotely sensed sea surface temperature observations. This combined data set clearly depicts different current regimes and bifurcations, which allows us to propose a new seasonal circulation scheme for the central Mediterranean. The analysis shows variations of the path and temporal behavior of the main circulation features: the Atlantic Tunisian Current, the Atlantic Ionian Stream, the Atlantic Libyan Current, and the Sidra Gyre. The resulting bifurcating veins of these currents are also discussed, and a new current branch is observed for the first time.

1. Introduction

The circulation of the Mediterranean Sea is relatively complex because of the basin geometry, which is divided into several small subbasins, and its rugged topography (Figure 1). Inflowing Atlantic Water flows at the surface through the Strait of Gibraltar. It is transformed along its path in the basin into denser Mediterranean water that in turns enters the North Atlantic through Gibraltar. Surface currents, strongly influenced by atmospheric forcing, have temporal variability from diurnal to inter-annual scales and follow tortuous paths constrained by the bathymetry [Millot, 1999]. Further east of Gibraltar, the Atlantic Water flow forms the coastal "Algerian current," which widens and deepens eastward [Millot, 1999]. Part of the Algerian Current continues to flow along the northern coast of Sicily as the Bifurcation Tyrrhenian Current [Béranger et al., 2004; Sorgente et al., 2011]. Downstream of the Algerian Basin, the Tunisia-Sicily Channel and its immediate surroundings are key dynamic regions that modulate the passage of the surface and intermediate water masses between the Eastern and Western Mediterranean Sea [Sorgente et al., 2011]. There, surface circulation shows two main branches. The first branch consists of an Atlantic Water jet (known as AIS, the Atlantic Ionian Stream, Figure 1) that flows along the southern coast of Sicily [Robinson et al., 1999] and meanders around mesoscale vortices such as the Adventure Bank Vortex and the Ionian Shelf Vortex [Lermusiaux and Robinson, 2001]. The AIS transports the Atlantic Water into the eastern Mediterranean Sea through the Strait of Sicily. This current flows toward the southeast or can turn northward in an anticyclonic loop when it enters the Ionian Sea [Lermusiaux and Robinson, 2001]. The second branch of Atlantic Water is a slope current flowing close to the 200 m isobath until it reaches Lampedusa Island; this current is known as the Atlantic Tunisian Current (ATC, Figure 1) [Sammari et al., 1999] and is still poorly documented except by sparse in situ observations. South of Lampedusa, the ATC also splits into two branches: the first one enters onto the continental shelf in the Gulf of Gabes and the second one directly reaches the African coast and heads east toward Libya [Alhammoud et al., 2004; Béranger et al., 2004; Hamad et al., 2006]. Part of this

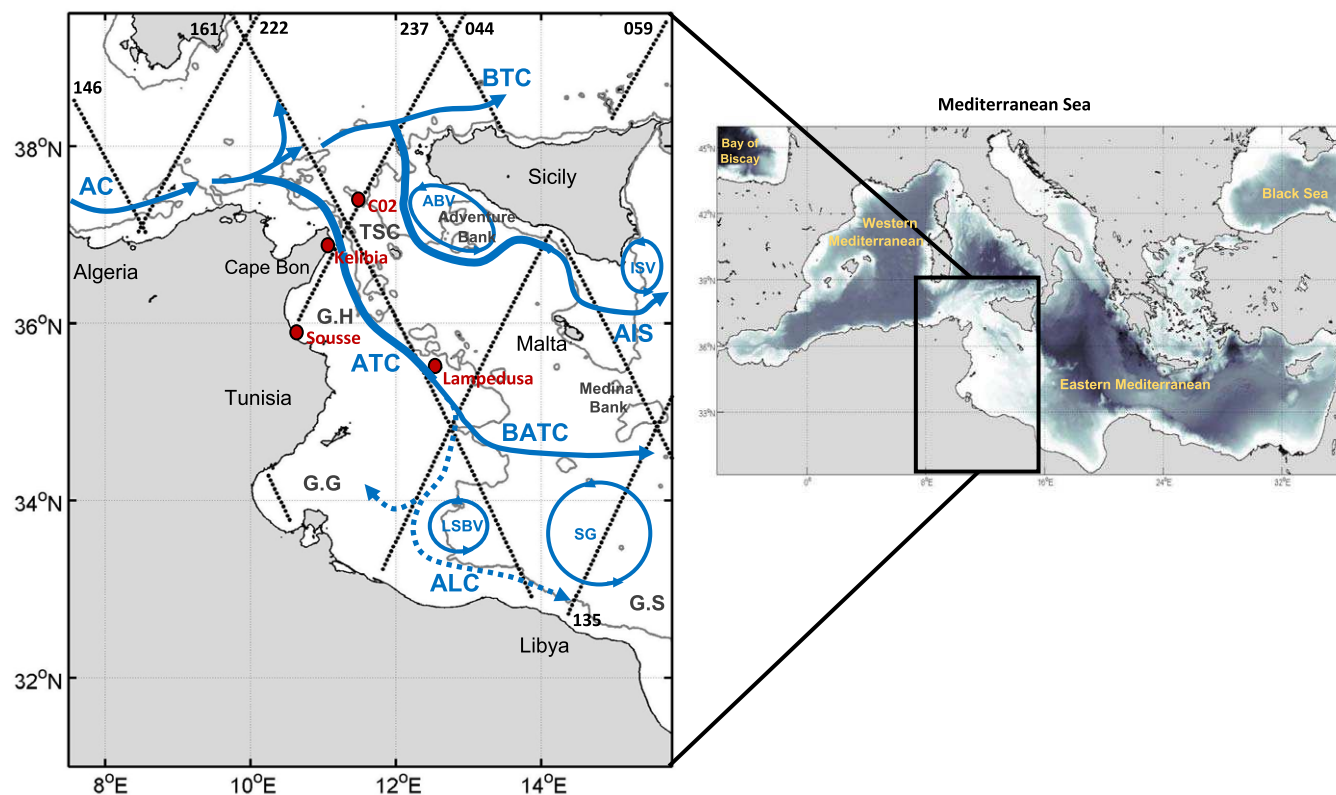


Figure 1. Schematic view of the major ocean circulation features in the central Mediterranean based on Lermusiaux and Robinson [2001] and Sorgente *et al.* [2011] and distribution of selected tracks over the study area: 044, 059, 135, 146, 161, 222, and 237 from T/P+J1+J2 mission. From West to East—AC: Algerian Current, ATC: Atlantic Tunisian Current, BATC: Bifurcation Atlantic Tunisian Current, ALC: Atlantic Libyan Current, LSBV: Libyan Shelf Break Vortex, SG: Sidra Gyre, BTC: Bifurcation Tyrrhenian Current, AIS: Atlantic Ionian Stream, ABV: Adventure Bank Vortex, and ISV: Ionian Shelf Break Vortex. Locations of available tide gauge and C02 Current meter stations are indicated by red dots. The different subregions are the TSC: Tunisian-Sicily Channel, G.H: Gulf of Hammamet, G.G: Gulf of Gabes, and G.S: Gulf of Sirte. The 200 m isobath (grey solid line) is from ETOPO2v1 global gridded database.

eastward ATC flows into the Ionian Sea as the Bifurcation Atlantic Tunisian Current supported by the anticyclonic Sidra Gyre [Ciappa, 2009; Sorgente *et al.*, 2011]. A second part of the ATC extension called the Atlantic Libyan Current [Gasparini *et al.*, 2008; Poulain and Zambianchi, 2007] is bounded by the cyclonic Libyan Shelf Break Vortex [Sorgente *et al.*, 2011]. Because of its position that separates shelf waters from offshore waters, the ATC is expected to play a key role in cross-shelf exchanges of natural and anthropogenic elements. It is therefore of critical importance to monitor the variability associated with this hydrodynamic feature in an almost synoptic way.

The detection of the ATC and AIS signatures is particularly challenging due to their high space-time variability and the lack of regular in situ observations. These circulation features have only been partially observed using remotely sensed data (temperature satellite images [e.g., Taupier-Letage, 2008] and chlorophyll data [e.g., Ciappa, 2009]) and in situ observations, mainly drifting buoys [Poulain and Zambianchi, 2007] and Acoustic Doppler Current Profilers, in synergy with numerical modeling [e.g., Ben Ismail *et al.*, 2012; Molcard *et al.*, 2002]. Satellite altimetry now provides more than two decades of synoptic measurements of sea level variations and has allowed major advances in the knowledge of the general circulation of the oceans [e.g., Fu and Smith, 1996; Fu and Morrow, 2013]. However, the use of conventional pulse-limited altimetry to monitor narrow density coastal currents is a nontrivial exercise [Vignudelli *et al.*, 2005], mainly because of the instrumental limitations and the difficulty of isolating a current signature from noise and other ocean signals. Therefore, exploiting altimetry over the Tunisian/Libyan shelf, a shallow water area marked by a strong mesoscale activity, would require applying coastal-oriented approaches that have already proven their effectiveness and robustness in providing a synoptic view of current position and intensity over the north-western Mediterranean Sea [see Bouffard *et al.*, 2008, 2011; Birol *et al.*, 2010; Vignudelli *et al.*, 2005].

Our main objective of this study is to analyze the surface circulation and provide a synoptic view of its seasonal variability along and over the poorly documented central Mediterranean area. In this article,

the AVISO and the X-TRACK [Roblou *et al.*, 2011] regional altimetric data sets are analyzed in parallel to assess the impact of the data processing approach in the monitoring of the geostrophic circulation associated with the ATC/AIS systems. In section 2, data and methods of analysis are described. In section 3, altimetry sea level anomalies are validated against those provided by tide gauge records. In addition, across-track geostrophic velocities computed from along-track absolute dynamic topography are compared with data from a moored Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) and with the information provided by satellite surface temperature images. Analysis of the seasonal variations of the surface circulation scheme is made in section 4. Finally, a summary and some perspectives are given in section 5.

2. Materials and Methods

2.1. Altimetry Data

We used 20 years (1993–2013) of observations from the Topex/Poseidon, Jason-1, and Jason-2 altimetry missions (the entire time series is hereafter called T/P+J1+J2) along seven satellite tracks crossing the central Mediterranean Sea (044, 059, 135, 161, 146, 222, and 237; see Figure 1). Two along-track regional sea level products were considered. The first product is the delayed time “Update” product distributed by the AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data) operational service; it consists of sea level anomalies (SLA) and the Absolute Dynamic Topography (ADT), which is the sum of SLA and the Mean Dynamic Topography (MDT). For this study, we used the regional ADT product available for the Mediterranean Sea, which includes a specific regional MDT [Rio *et al.*, 2014]. Dedicated algorithms and corrections have been used to improve the quality of altimetry data over the Mediterranean Sea [Dufau *et al.*, 2013].

The second altimetry product is a regional experimental SLA product (X-TRACK) computed by the CTOH (Centre de Topographie des Océans et de l’Hydrosphère) and also distributed by AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-products/regional/x-track-sla.html>). The data are generated with a specific regional reprocessing algorithm and tuned to improve the quality and availability of coastal altimetry data [for example, Durand *et al.*, 2008; Birol *et al.*, 2010; Bouffard *et al.*, 2011]; method details can be found in Roblou *et al.* [2011] or on the AVISO+ website. The X-TRACK data set used here includes shorter spatial scale variations (along track loss filter with a 40 km wavelength cut off) than AVISO (70 km wavelength cut off) and a high-resolution tidal correction derived from a regional version of the MOG2D model rather than the global FES2012 model used in the AVISO processing. Unlike AVISO, it does not include a long wavelength error correction used to remove correlated noise due to orbit errors or uncertainties in geophysical corrections. Note that we have computed the X-TRACK ADT by adding the regional MDT [Rio *et al.*, 2014] to the X-TRACK SLA for the purpose of homogeneity.

First, we compared the quantity of valid altimetry SLA (i.e., not flagged) provided by the two products (AVISO and X-TRACK) along the Tunisian shelf. Figure 2 shows that the percentage of valid data (relative to the total number of cycles considered) over the 20 year period was significantly higher in X-TRACK than in AVISO. The differences between the two products were observed not only near the coasts but also offshore (Figure 2a). Figure 2b shows that the AVISO data availability varied from 82% (at 28 km) to 95% for functions of the distance to the coast. For X-TRACK, the data availability is 92% more than 35 km from the coastline and remains almost constant. Note that the measurements made by the Poseidon altimeter are not processed in X-TRACK; this leads to 30 missed cycles, which explains the lower percentage over the deep ocean and more than 220 km from land (the red curve on Figure 2b). Despite the missed cycles, the availability of X-TRACK data clearly appears more homogeneous both in space and time, and there are more data in the 100 km coastal band where most of the dynamic structures are located. The standard deviations of the corresponding SLA time series have also been computed (Figure 3). The patterns of variability observed are very similar for both products; however, larger values are obtained from X-TRACK (8.54 cm on average) than from AVISO (7.70 cm). Note that the larger differences observed at X-TRACK crossovers than from AVISO are due to the application of global crossover adjustment methods [Le Traon and Ogor, 1998]. In addition to residual orbit errors, these differences might also be explained by more high-frequency coastal small-scale processes captured by X-TRACK. This point will be specifically discussed in sections 3 and 4.

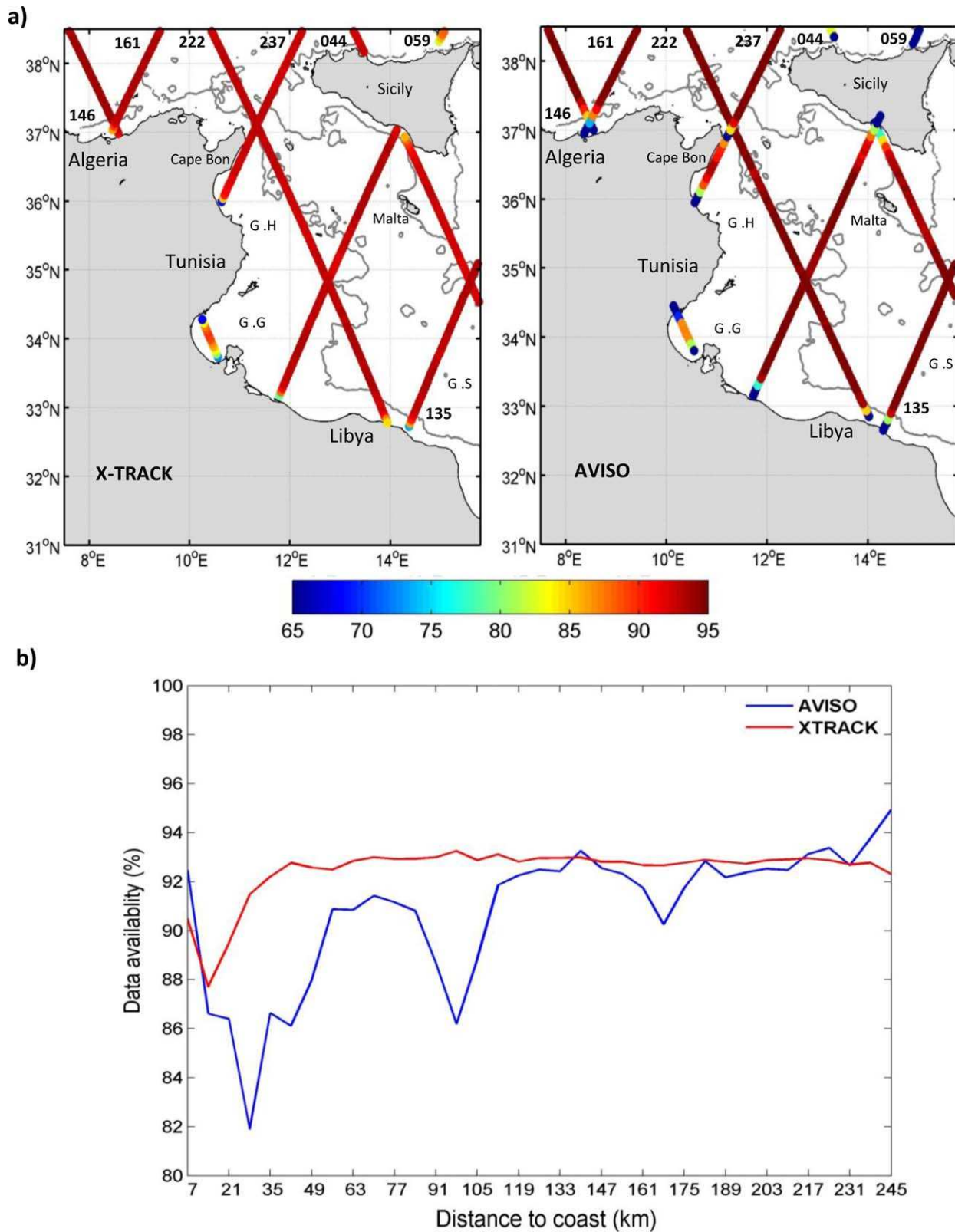


Figure 2. Percentage of altimetry data availability from T/P+J1+J2 mission for the period 1993–2013. (a) X-TRACK and AVISO percentage maps; more cycles are available in AVISO. G.H is the Gulf of Hammamet, G.G is the Gulf of Gabes, and G.S is the Gulf of Sirte. (b) Average percentage of X-TRACK (red line) and AVISO (blue line) data availability as a function of the distance to the coast.

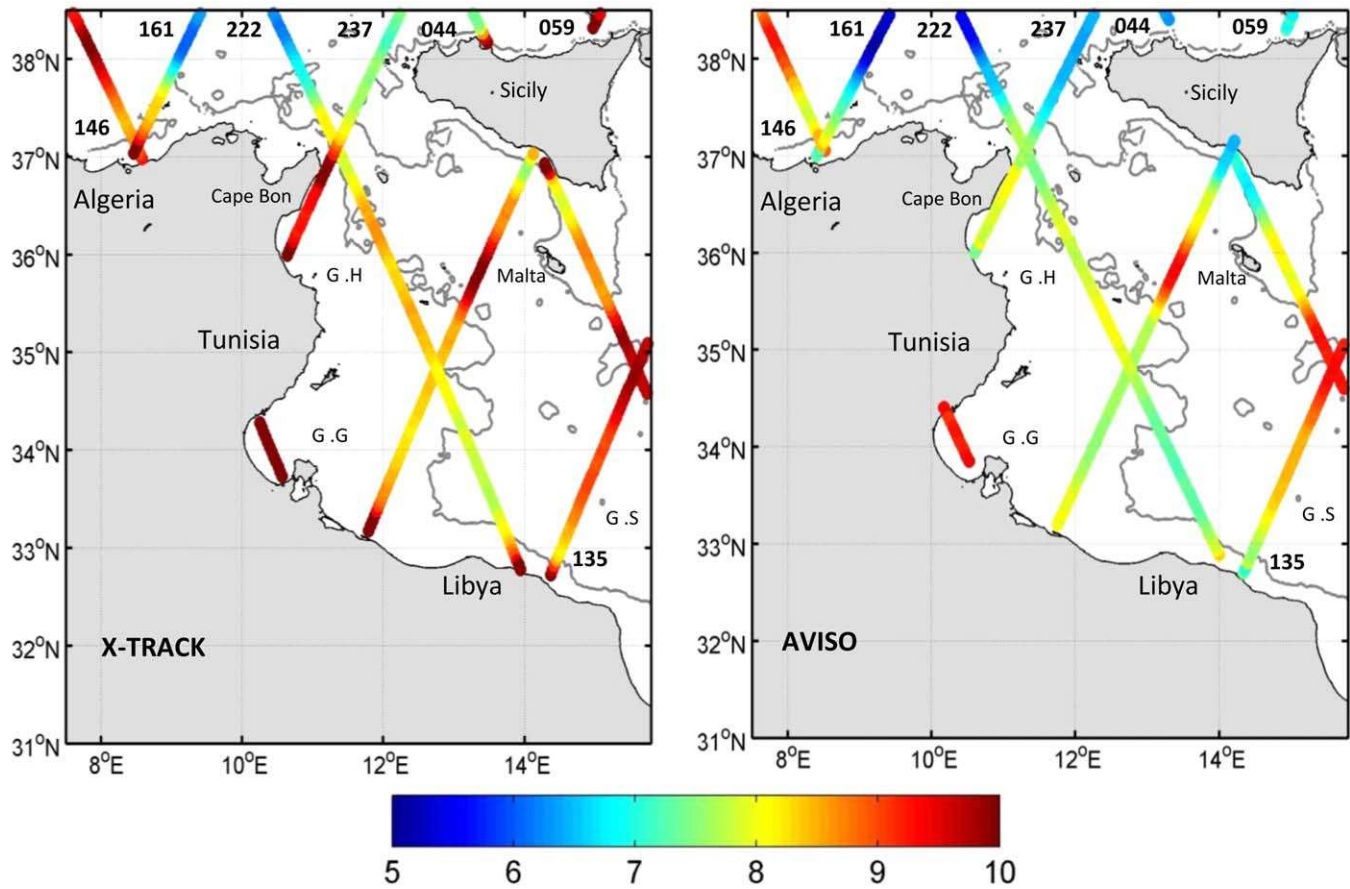


Figure 3. Maps of sea level anomaly standard deviation (in cm) of (left) X-TRACK and (right) AVISO from T/P+J1+J2 mission over the period 1993–2013. G.H is the Gulf of Hammamet, G.G is the Gulf of Gabes, and G.S is the Gulf of Sirte.

2.2. Estimation of Geostrophic Velocity

Altimeter-derived current velocities were obtained from along-track ADT assuming geostrophy. They represent estimates of the cross-track geostrophic component of the surface currents. The across-track geostrophic velocity anomaly V_g is given by:

$$V_g = \frac{g \Delta h}{f \Delta x} \quad (1)$$

where g is the gravitational acceleration, f is the Coriolis parameter, and Δx and Δh are the distance and the difference in ADT between two adjacent data points along the track, respectively. *Powell and Leben* [2004] have shown that the altimetry instrument white noise generated internally can generate important errors in the estimation of mesoscale currents over the coastal oceans. Therefore, we used an optimal difference operator with weighted smoothing to minimize the noise impact when computing the across-track geostrophic velocity for the ADT:

$$\Delta p q = \sum_{n=-p}^q c_n \left(\frac{h_{i+n} - h_i}{n \Delta t} \right) \quad c_n \text{ are the weighting coefficients satisfying: } \sum_{n=-p}^q c_n = 1 \quad (2)$$

where h_i is the ADT at the current point “ i ,” Δt is the sampling interval in seconds, p and q are the number of points before and after the current point, and N is the sum of p and q . Here Δh is smoothed by the optimal filter of *Powell and Leben* [2004] at a four-point size (i.e., 25 km; $p = 2$, $q = 2$). *Liu et al.* [2012], *Bouffard et al.* [2010] *Deng et al.* [2008], and *Powell et al.* [2006] have already used a similar filter for coastal ocean studies over areas characterized by a small baroclinic Rossby radius of deformation. Use of the filter is expected to result in a slope noise standard deviation of 2–4 cm/s in the geostrophic velocity fields [*Powell and Leben*, 2004].

We also computed the meridional and zonal geostrophic velocity anomalies at monosatellite crossover points. At crossover points, we have two components of geostrophic velocity from each altimetric track, V_1 and V_2 for the ascending and descending passes, respectively. The known angle α between the ground tracks and the north meridian varies only as a function of latitude. The residual velocity can then be computed in any orthogonal projection; for the current case, we computed the east/south components (U, V) following Parke *et al.* [1987] and Morrow *et al.* [1994]:

$$U = \frac{V_1 + V_2}{2\cos\alpha} \quad V = -\frac{V_1 - V_2}{2\sin\alpha} \quad (3)$$

A discussion of the errors associated with the geometric transformation in a monosatellite crossover configuration can be found in Morrow *et al.* [1994].

2.3. Ancillary Data

2.3.1. Current Meter Data

The mooring (C02 on Figure 1) is located in the western sill of the Tunisia-Sicily Channel. The station is equipped with an upward-looking ADCP to monitor the upper part of the water column, three point-wise current meters in the lower layer and an autonomous CT probe at 100 m above the seafloor. Because we were interested in the near-surface layer for comparisons with altimetry data, only the ADCP data were considered. The reader is referred to CNR IAMC and CNR ISMAR [2009] for further technical information on quality control and editing procedures. The ADCP data used in this study were available for 286 days from April 2003 to January 2004. The near-surface velocity components (the top bin at 26 m below the surface) were 48 h low-pass filtered to discard the high-frequency fluctuations.

2.3.2. Tide Gauge Records

Three tide gauge stations, all located along the Tunisian coast, were selected because of their proximity to satellite ground tracks: Kelibia, Sousse and Lampedusa (see Figure 1 for their locations). Lampedusa tide gauge data were extracted from the PSML database (Permanent Service for Mean Sea Level, <http://www.psml.org/data/obtaining/>). Only monthly averaged measurements [Holgate *et al.*, 2013] were available from 2002 to 2013. For the Kelibia and Sousse stations, hourly tide gauge records were provided by the IHE (Ingénierie de l'Hydraulique de l'Équipement et de l'Environnement, rafik-ihe@planet.tn), spanning the time period from February to May 2005. To make in situ sea level as consistent as possible with the corrected altimetry elevations, the tidal signals were filtered from the hourly tide gauge observations using harmonic analysis based on the T-Tide method described in Pawlowicz *et al.* [2002]. The dynamic atmospheric correction applied to altimetry data was also removed using the same correction, i.e., a combination of the barotropic MOG2D model, Carrère and Lyard [2003] and the inverse barometer formula. Note that the tides are well resolved by the MOG2D model. For this study, we considered that the high-frequency signals corresponding to tides and to the dynamic atmospheric correction were already filtered in the monthly Lampedusa sea level time series. Concurrent time series from tide gauges and altimetry SLA were finally obtained by removal of the mean sea level value computed over the same time period.

2.3.3. Sea Surface Temperature (SST)

Two kinds of SST products were used to analyze the features highlighted by the altimetric geostrophic currents and to provide complementary information on the ATC system surface patterns. With respect to the mesoscale variability, we first considered a regional daily Level 3 product at a high spatial resolution ($1/16^\circ$) representative of night SST values obtained from the MyOcean project (www.myocean.eu.org/) [Buongiorno Nardelli *et al.*, 2013] and made available since 2012. The individual SST maps were selected in accordance with the altimetry along-track availability in cloud free conditions. In section 4, we compute a monthly SST climatology from a sequence of Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) composite images (with a spatial resolution of 1.1 km, and temperature resolution of 0.012°C) made available by the DLR EOWEB-Earth Observation Information Service (<http://eoweb.dlr.de>). The time series data set covers the period of 1998–2007 and was generated from NOAA images using a weekly compositing period.

3. Comparison Between Altimetry and External Observations

3.1. Comparison With Tide Gauge Data

It was shown in section 2.1 that significant differences were observed between AVISO and X-TRACK products, both in terms of data availability and SLA standard deviation. The next step was to assess the quality

Table 1. Average Statistics of Altimetry Data Located Within 60 km (~3 and 21 km) From the Available Tide Gauge (Moored ADCP) Stations^a

In Situ Station/ Type of Instrument	Altimetry Tracks	Altimetry Product/ Parameter	Number of Altimetric Data	Number of Samples	Standard Deviation	Root-Mean- Square Difference	Correlation at 95% Significance Level
Lampedusa/TG	059, 222	X-TRACK/SLA	30	127	7.52 (8.15) cm	5.28 cm	0.775
		AVISO/SLA			6.98 (8.15) cm	5.23 cm	0.770
Kelibia/TG	222, 237	X-TRACK/SLA	32	9			
		AVISO/SLA	30				
Sousse/TG	222, 237	X-TRACK/SLA	5	9			
		AVISO/SLA					
All stations/TG	059, 222, 237	X-TRACK/SLA	67	145	5.42 (6.64) cm	5.06 cm	0.650
		AVISO/SLA	65		4.66 (6.64) cm	4.93 cm	0.635
C02/Moored ADCP	222	X-TRACK/AGV	1	28	10.38 (10.50) cm/s	10.90 cm/s	0.50
		AVISO/AGV			12.07 (10.50) cm/s	13.82 cm/s	0.45
	237	X-TRACK/AGV	1	28	9.78 (12.02) cm/s	8.05 cm/s	0.79
		AVISO/AGV			10.19 (12.02) cm/s	8.24 cm/s	0.77

^aTG is Tide Gauge, SLA is Sea Level Anomaly, and AGV is Absolute Geostrophic Velocity. The value between parenthesis indicates the standard deviation of the in situ time series. The number of altimetric data is the number of altimetric data used within a 60 km distance from the TG. The length of the altimetric time series is the number of samples.

of these altimetry data sets in the study area and to determine which one provides the best information according to our scientific objectives. For this purpose, AVISO and X-TRACK sea level anomaly time series (from tracks 059, 222, and 237) were compared with concurrent tide gauge observations (see Figure 1 for their locations). For each tide gauge station, we considered all the altimetric points located within a 60 km radius and computed the standard deviations, the root-mean-square of the differences and correlation coefficients between the tide gauge and altimetry SLA time series. Kelibia and Sousse tide gauge data are hourly observations and cover a ~3 month period corresponding to only nine TP+J1+J2 repeat cycles. Lampedusa data correspond to a 12 year monthly time series (127 samples). In the first case, the tide gauge time spans closest to the altimetry observations were considered, whereas in the second case, altimetry observations were monthly averaged before the statistical computation. Table 1 synthesizes the mean results obtained from altimetry for Lampedusa tide gauge station. On average, X-TRACK has slightly more altimetry reference points located in the tide gauge neighborhood (see "Number of altimetric data" in Table 1) and

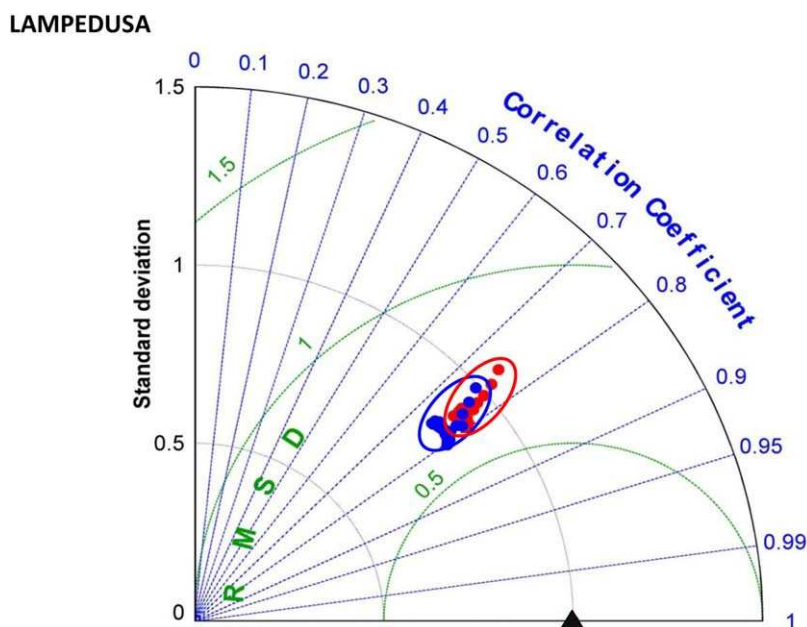


Figure 4. Normalized Taylor diagrams of Lampedusa tide gauge station. The selected AVISO in blue and X-TRACK in red data are within 60 km radius of each tide gauge.

exhibits slightly better correlations. As was already observed in Figure 3, AVISO standard deviations are lower (~ 8 cm in average) and show a lower mean root-mean-square difference than X-TRACK, meaning that the X-TRACK data set exhibits an improved percentage of variability explained at the tide gauge station.

To complement the previous analysis, Taylor diagrams [Taylor, 2001] provide a way of representing all the statistics on the same graph, which more easily illustrates how closely altimetry data matches the information provided by tide gauge observations (see Figure 4). For this study, the Lampedusa tide gauge in situ data represent the “reference” field and the two altimetric along-track SLA products (AVISO and X-TRACK) are the “test” fields. Statistics obtained for each individual altimetry point located within a 60 km radius from the tide gauge is represented by a triangle or a dot. The green contours indicate the root-mean-square differences between the altimetry and the in situ SLA. The correlation coefficients and standard deviations are shown on the dashed blue lines and black arcs, respectively. Comparisons at the Lampedusa tide gauge (Figure 4) show good agreements with altimetric data for both AVISO and X-TRACK (correlations between 0.7 and 0.8). These good results are due to the monthly low-pass filtering, which reduces noise and part of the short-term variability.

In Figure 5, the SLA time series at the altimetry point showing the highest correlation values are compared with the corresponding tide gauge data (black curve) for both X-TRACK (in red) and AVISO (in blue). The locations of these observations are indicated in the right part of Figure 5. Note first that X-TRACK data with maximal correlation are systematically closer to the tide gauge stations than the AVISO data (23 km instead of 59 km in the case of Lampedusa), which is similar to the results obtained by Bouffard *et al.* [2011] over the northwestern Mediterranean. The correlations are also significantly higher, which shows a better consistency between the Lampedusa tide gauge observations and the coastal SLA data provided by X-TRACK than by AVISO. The obtained statistics for Sousse and Kelibia are not shown because of the short time series (nine samples). However, their time series (black lines, Figures 5b and 5c) show relative better agreement with the corresponding X-TRACK pattern (red lines, Figures 5b and 5c) than the AVISO one (blue lines, Figures 5b and 5c). In addition to errors associated with processing of both altimetry data sets, part of the incoherence between altimetry and tide gauge signals is likely because of the nonexact collocation between the observations, which do not exactly sample the same local dynamic systems.

3.2. Comparison With Moored ADCP Observations

To assess the accuracy of the altimetry-derived geostrophic current, we computed absolute geostrophic velocity (AGV) from both the AVISO and X-TRACK ADT. The AGVs were then compared to the moored ADCP velocities in the across-track direction. The C02 across-track in situ velocity was low-pass filtered using a 48 h cutoff frequency. The ADCP velocity vector was then rotated into the across-track and along-track directions of the satellite pass. Fortunately, the mooring is located on the T/P+J1+J2 satellite ground track 237 and is in the vicinity of T/P+J1+J2 track 222 (Figure 1). Following Liu *et al.* [2012], we considered the closest altimeter point on each track (~ 3 km for track 237 and ~ 21 km for track 222) from the moored ADCP location. The altimeter AGVs were then averaged among the six adjacent points to further reduce the effects of small-scale features [Liu *et al.*, 2012].

For both AVISO and X-TRACK data, the time series of across-track geostrophic velocities derived from altimetry are in good general agreement with the concurrent ADCP measurements (Figure 6). Corresponding statistics are provided in Table 1. For track 237, the root-mean-square difference between the altimeter-derived and moored velocity anomalies is 8.24 cm/s for AVISO and 8.05 cm/s for XTRACK. For track 222, the corresponding values are 13.82 and 10.9 cm for AVISO and X-TRACK, respectively. The standard deviation of the velocities for both altimetric products are consistent with those from current meter data. However, those from X-TRACK (track 222) are better matched. Given the expected level of 4–6 cm/s, errors associated with the optimal filter [Powell and Leben, 2004] and the root-mean-square of the differences of ~ 6 cm/s obtained for the deep oceans [e.g., Strub *et al.*, 1997], the obtained results of 8–10 cm/s are encouraging and perfectly in line with other coastal altimetry studies [Vignudelli *et al.*, 2005; Bouffard *et al.*, 2008; Le Hénaff *et al.*, 2011; Liu *et al.*, 2012]. Both products should allow retrieval of relevant dynamic information over the Tunisian shelf; however, the use of X-TRACK data leads to slightly better statistics than the use of AVISO data.

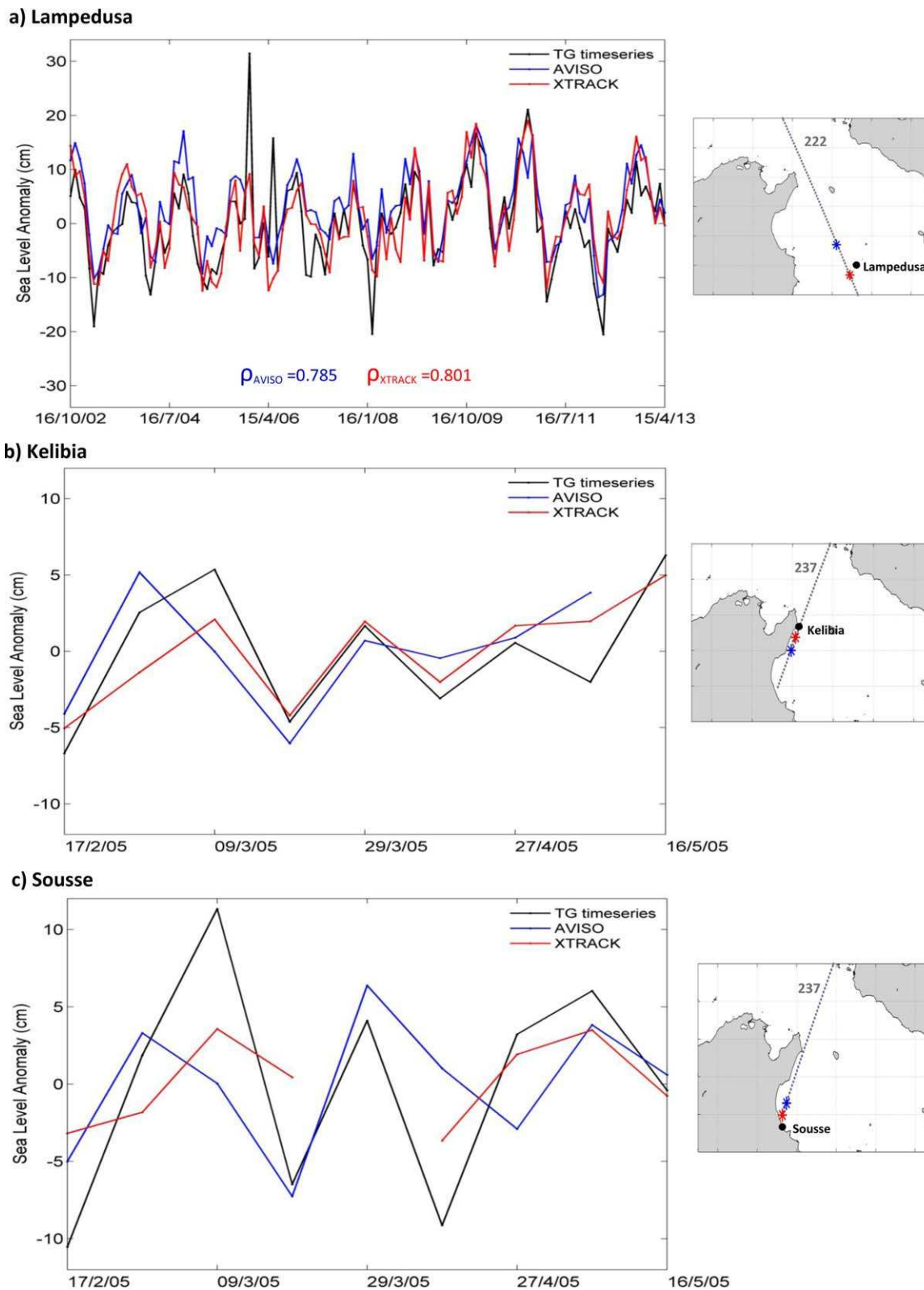


Figure 5. Tide gauge (black line) time series versus X-TRACK (red line) and AVISO (blue line) time series of the altimetry data point with the highest correlation coefficient. The positions of tide gauge stations (black dots) and the corresponding X-TRACK (red star) and AVISO (blue star) data are shown on the map at the right of each plot. “ ρ ” is the correlation coefficient of altimetry with tide gauge time series.

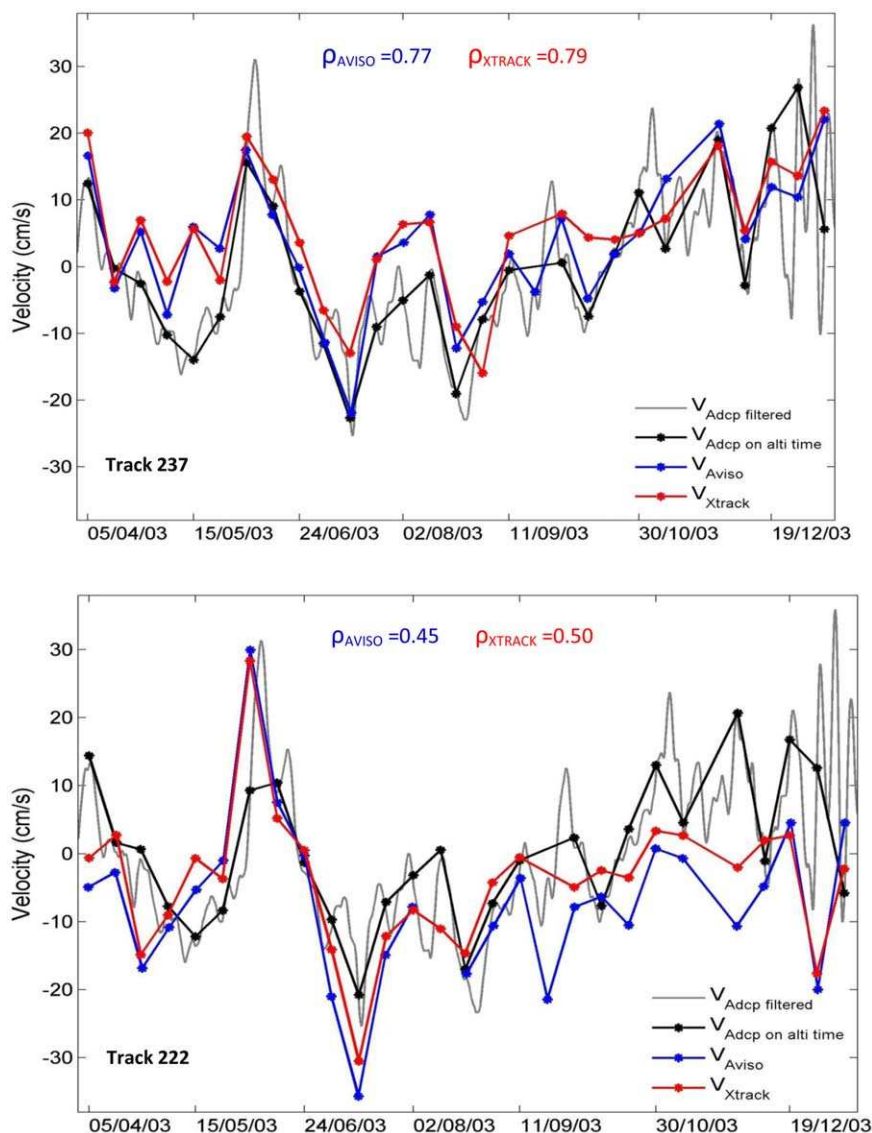


Figure 6. Comparison of velocity time series of X-TRACK (red line) and AVISO (blue line) for tracks (top) 237 and (bottom) 222 with ADCP (black line) data. Positive velocities correspond to the North East and South East directions for tracks 222 and 237, respectively. The 48 h low-pass filtered ADCP time series is overlaid in grey.

3.3. Qualitative Comparisons With Satellite SST Fields

In addition to in situ data, high-resolution SST daily images were used to assess the consistency of the altimetric AGV with respect to thermal frontal structures. The study area is dominated by mesoscale dynamics associated with short temporal scales ranging from 1 day to a week and to spatial scales of a few tens of kilometers, making the use of a low-level SST product more relevant than use of the smoothed high-level products. We used relatively cloud-free SST daily maps that coincided with the TP/J1/J2 passes. Two examples are presented in Figure 6, which shows coherent structures (i.e., fronts, filaments, and mesoscale eddies) in SST fields and altimetry-derived AGVs.

On 6 November 2012, the main SST feature is a marked thermal front separating cold waters (globally originating from the Algerian basin) from warmer waters of eastern basin origin that spread over the Tunisia/Libyan shelf (top of Figure 7a). Both altimetry-derived AGV products reveal coherent structures with front undulations along the 059 track, with alternating SE/NW flows and a well-marked anticyclonic swirling of colder waters in the central Tunisia-Sicily Channel (13°E and 35.5°N). X-TRACK has generally stronger amplitude and a better sampling than AVISO, particularly inside the Tunisia-Sicily Channel and near Sicily, where

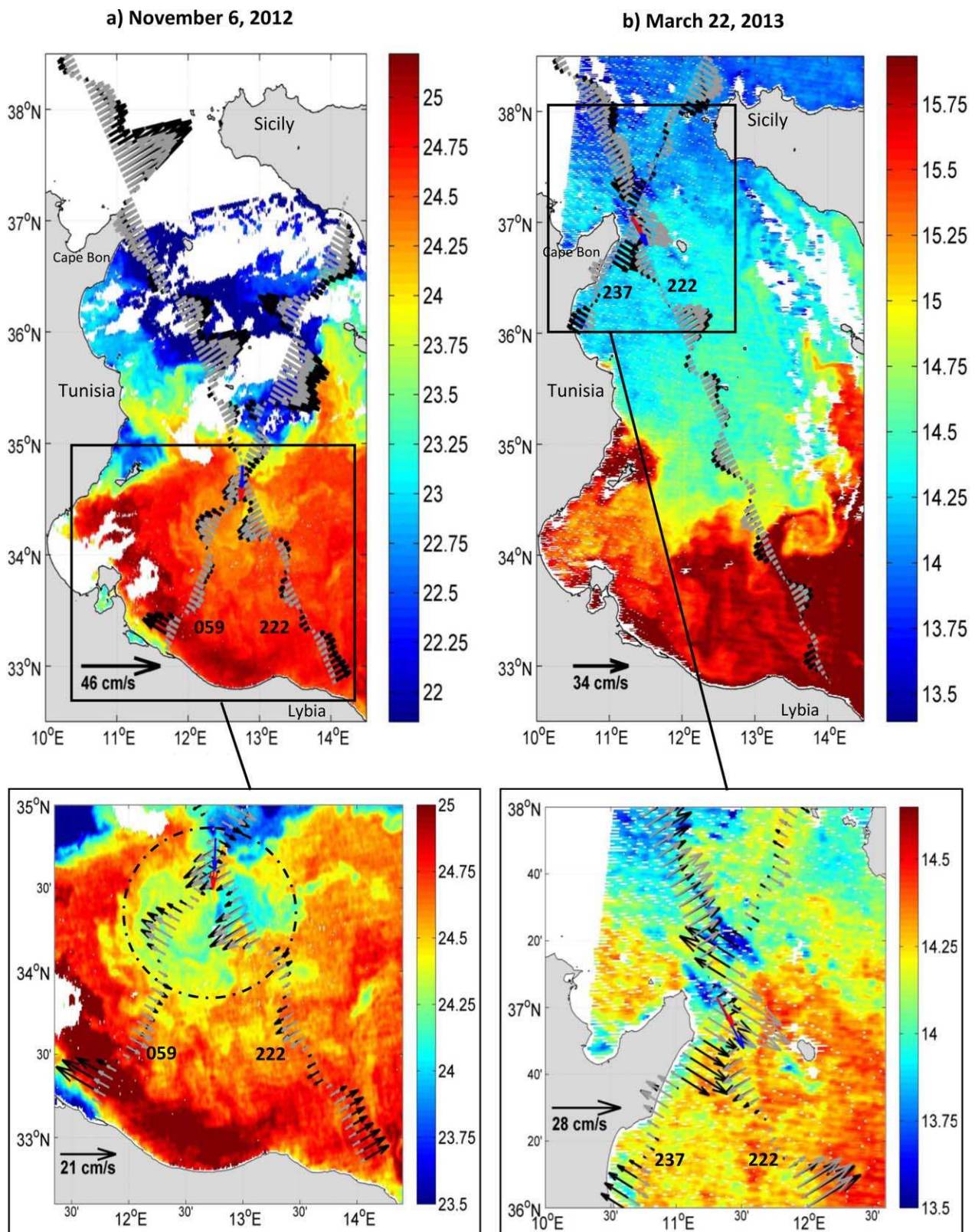


Figure 7. Comparisons of SST (in °C) with X-TRACK (black) and AVISO (grey) cross-track velocities over (top) the Tunisia shelf with zoom (bottom) over the Gulf of Gabes and Cape Bon-Sicily. X-TRACK (AVISO) velocities at crossover locations are in red (blue) and are computed for (a) from track 059 (6 November) and track 222 (3 November). Dashed circles highlight mesoscale anticyclonic eddy. The SST pattern is derived from MyOcean products with 1/16° resolution.

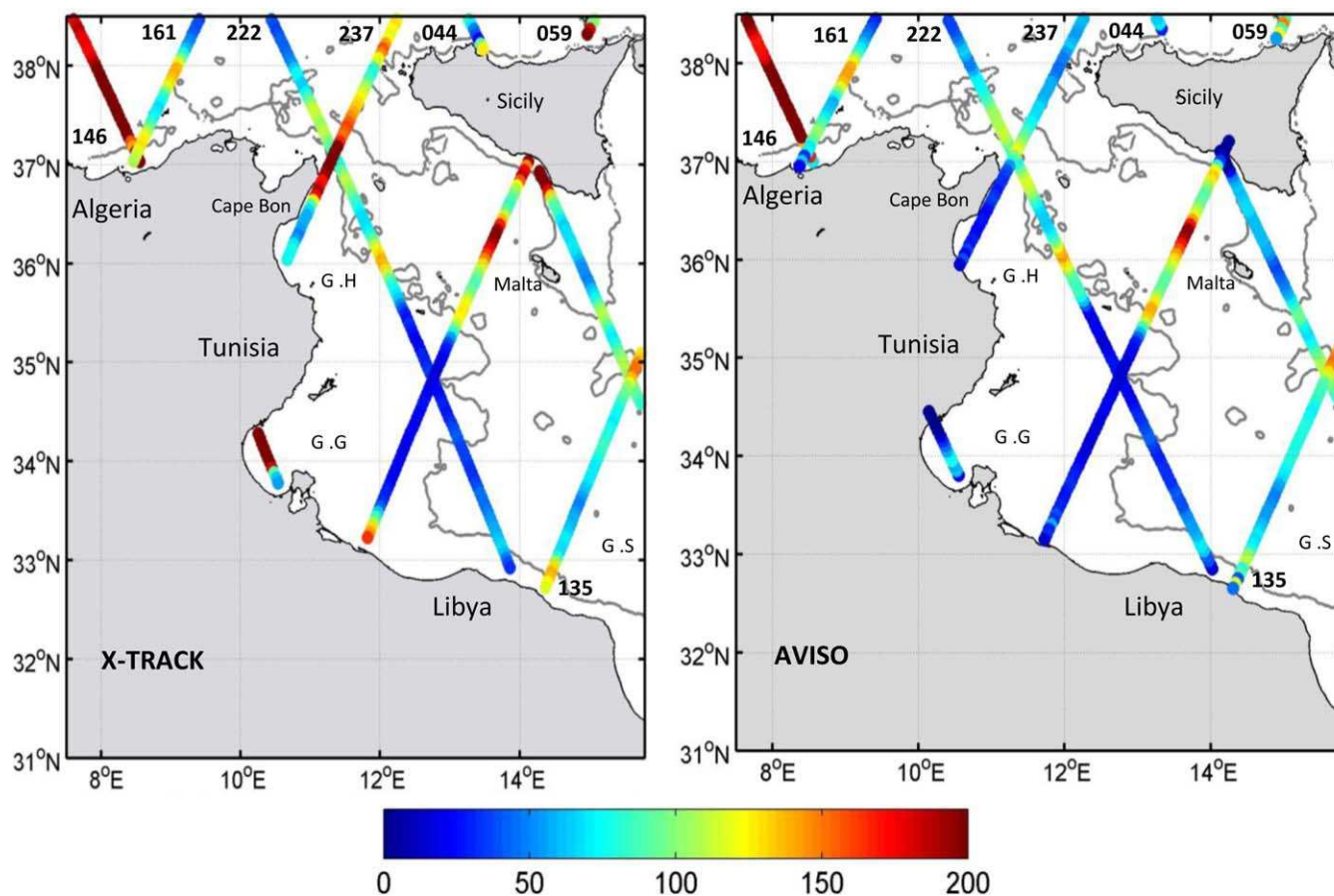


Figure 8. Variance of (left) X-TRACK and (right) AVISO crosstrack velocities as a proxy for EKE (in cm^2/s^2) over the period 1993–2013. G.H is the Gulf of Hammamet, G.G is the Gulf of Gabes, and G.S is the Gulf of Sirte.

X-TRACK AGVs are more consistent with the southeast cold inflow corresponding to the AIS signature. In the Gulf of Gabes, the qualitative coherence between mesoscale structures captured by SST and altimetry is less obvious because of the presence of more homogeneous warm waters, but a zoom (bottom of Figure 7a) confirms that mesoscale AGV variability is still associated with concurrent SST patterns: a patch of relatively colder water swirling anticyclonically on the outer shelf and a coastal flow of warmer water from the Libyan shelf in the south-most part. For the latter pattern, the X-TRACK-derived velocities are clearly greater than the AVISO ones and thus correlate better with the SST pattern.

The second example (Figure 7b), on 22 March 2013, shows a less marked north/south thermal front but suggests a greater spreading of Atlantic Water from the Algerian basin throughout the Tunisian shelf. The altimeter track crossing the Tunisia-Sicily Channel (track 222) is roughly in the direction of the main flow (i.e., the ATC or AIS). Consequently, the main current patterns are of lower amplitude than the ones previously observed. Both SST structures and altimetry-derived currents suggest the presence of eddy-like turbulent exchanges along the track 222 path (which approximately follows the 200 m isobath down to the Libyan shelf). This second example also shows a crossover with track 237 at the entrance of the Tunisia-Sicily Channel (bottom of Figure 7b). Some differences exist between the two altimetry-derived products regarding the position of the Atlantic Water inflow near Cape Bon and the presence of an eddy-like pattern located a few kilometers northward on the X-TRACK data. The resulting absolute currents at the crossover point are in the same SE direction, which agrees with previous studies on ATC current position along the 200 m isobaths.

The higher variability of the X-TRACK-derived currents is illustrated in Figure 8, where the variance of the AGV is used as a proxy of the Eddie Kinetic Energy (EKE). The EKE increases twofold at the entrance of the Tunisia-Sicily Channel near Cape Bon, south of Sicily (tracks 059 and 044), and on the Tunisian and Libyan

Shelf (tracks 059 and 135), ranging from 150 to above 200 cm^2/s^2 for X-TRACK. These are very consistent results in light of the EKE estimated from drifter observations (over 1990–1999) [Poulain and Zambianchi, 2007], which reached values of 225 cm^2/s^2 along areas of the Algerian Current, ATC, AIS, and the southern Ionian near Libya in winter (along areas of the Algerian Current and AIS in summer). Between Pantelleria and Malta, the EKE reaches 290 and 360 cm^2/s^2 in summer and winter, respectively, as shown in Poulain and Zambianchi [2007]. Moreover, EKE estimates based on numerical modeling (over 2008–2010) [Sorgente et al., 2011] led to large fluctuations, higher than 100 cm^2/s^2 in regions with strong currents (the AC and AIS) and up to 350 cm^2/s^2 [Sorgente et al., 2011]. Here the underestimate of the EKE proxy from altimetry is due to the different sampling periods and to the fact that along-track altimetry resolves only one direction of the geostrophic currents.

At this stage, we can confirm that both regional altimeter data sets are in good agreement with several independent observations. These agreements are however more obvious in X-TRACK than in AVISO; X-TRACK shows more variability as well as better statistics and an increased coverage over the coastal domain. Therefore, the seasonal variation of the regional circulation will be further discussed from the single X-TRACK data set. First, we will focus on the general seasonal characteristics of the circulation. Then, we will analyze the boundary currents in more detail. Finally, we will propose a new schematic description of the seasonal circulation from altimetry.

4. Seasonal Evolution of the Regional Circulation

4.1. General Characteristics Observed From Altimetry

Unlike available in situ observations in the study area, the long period of altimetric observations allows for the separation of the seasonal variability of the surface circulation from the mesoscale/inter-annual variability. To do this, we applied the method already used in Birol et al. [2010] over the northwestern Mediterranean Sea. We computed a monthly climatology of AGV over the period 1993–2013, and we then analyzed the mean current pattern along with its absolute amplitude “A” (Figure 9, top). “A” is defined as the difference between the extrema velocity values obtained (maximum minus minimum). The months during which the maximum (Figure 9, bottom right) and minimum (Figure 9, bottom left) values of “A” were observed provide information on the temporal characteristics of the variability of the seasonal currents. The results globally confirm the seasonal circulation features highlighted in previous studies based on shorter time series of in situ data, satellite imagery observations, or numerical modeling.

The first main circulation pattern observed is the large eastward vein (>30 cm/s) with significant values of “A” (>15 cm/s) at the edge of the Tunisian/Algerian coasts (tracks 146 and 161 at 37°N – 38°N), where the Algerian Current is expected to be energetic [Millot, 1999]. It reaches track 222 (at 37°N – 38°N) with the same intensity. However, its continuation on track 237 is somewhat confusing as the latter clearly shows two current veins. This suggests a separation of two branches, the first in the southern part of the Tunisia-Sicily Channel near Cape Bon and the second near the western Sicily coast. The separation, which occurs on the western flank of Adventure Bank, is likely due to bathymetric constraints. The northward Algerian Current branch would feed both the AIS and the northeast flow observed on track 044 north of Sicily (the Bifurcation Tyrrhenian Current, as stated by Sorgente et al. [2011]). However, the southward Algerian Current vein would feed the ATC. Near Cape Bon and the western Sicily coast, the amplitude of the seasonal cycle and the southeastern mean current vectors are also strong. This corresponds to the ATC (along the track 237: 36.9°N – 37.4°N and track 222: 36.7°N – 37°N) and the AIS (along the track 222: 37.3°N – 37.8°N and track 237: 37.8°N – 37.9°N) positions as observed in Ciappa [2009] and Lermusiaux and Robinson [2001].

South of Cape Bon, along track 222, the mean eastern AGVs are low, but several undulations with significant amplitudes (from 10 to above 15 cm/s) suggest a reversal of the current directions. At the central part of the Tunisia-Sicily Channel, the South East mean current on track 059 (35.2°N – 35.3°N) seems to shift South West afterward on track 222 (34.1°N – 34.2°N) with an amplitude above 11 cm/s. This matches the ATC path steered by the 200 m isobath [Alhammoud et al., 2004; Ciappa, 2009]. Moving east to the Malta Channel (along the track 059: 36°N – 37°N and track 044: 35.5°N – 36.3°N), the large eastward undulations and high amplitudes (10–15 cm/s) observed are likely the signature of the AIS flowing toward the Ionian Basin [Sorgente et al., 2011].

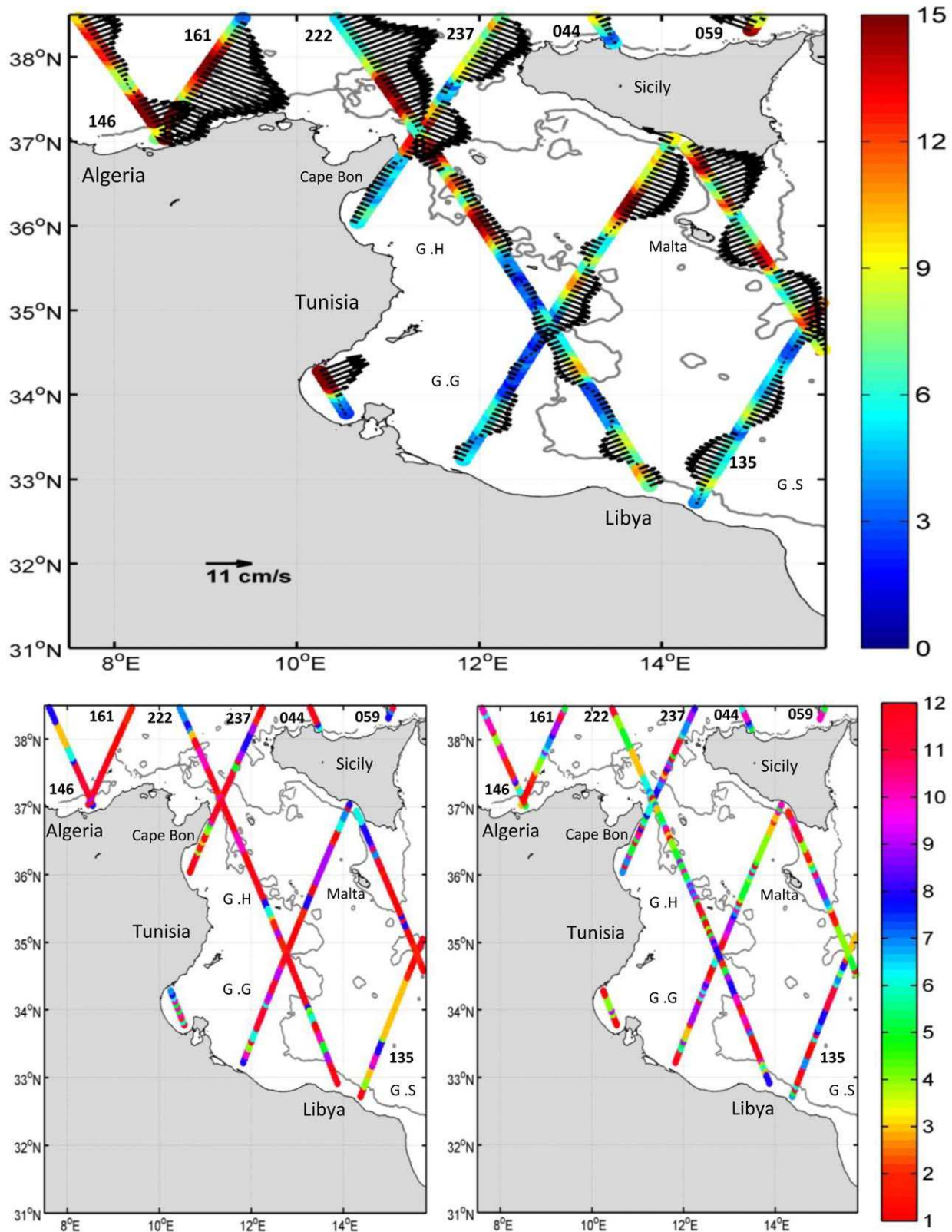


Figure 9. (top) Amplitude in cm/s and phase of (bottom right) maximum and (bottom left) minimum in month number observed in the current seasonal cycle derived from X-TRACK. The 200 m isobath (black solid line) is from the ETOPO2v1 global gridded database. G.H is the Gulf of Hammamet, G.G is the Gulf of Gabes, and G.S is the Gulf of Sirte.

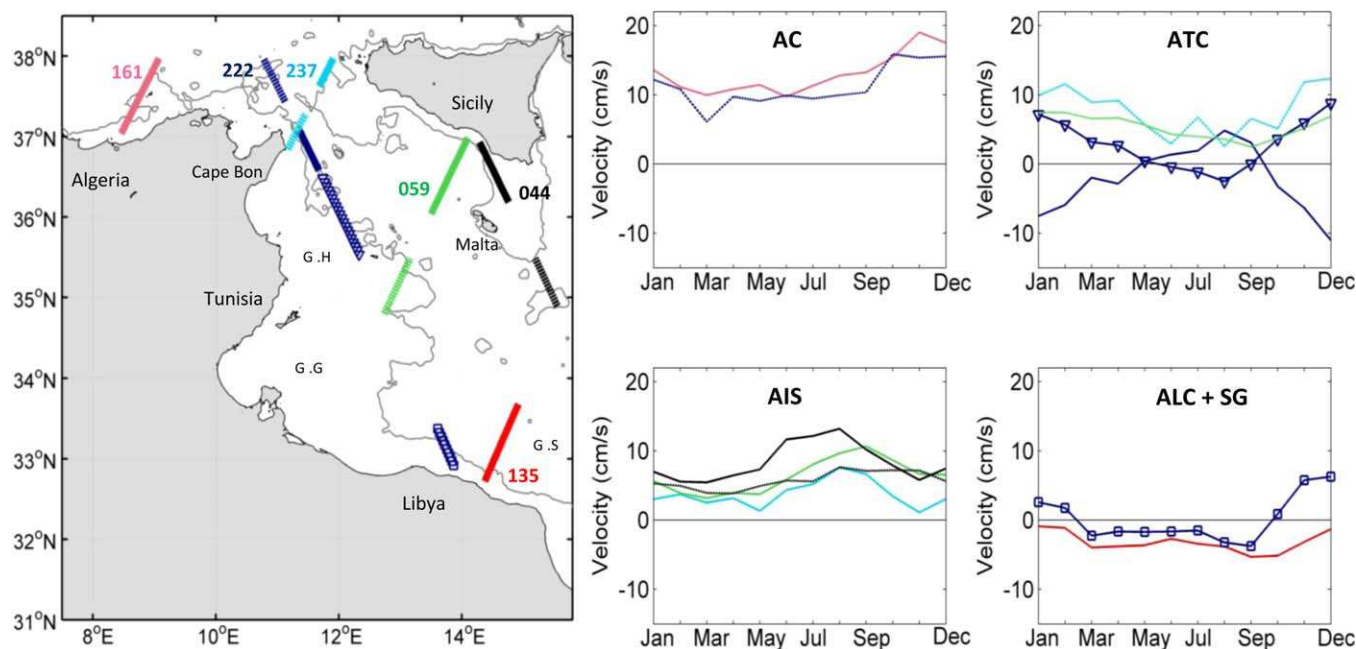


Figure 10. (top right) Spatially averaged AGV time series over the (top left) AC, ATC, AIS, and ALC/SG paths in the central Mediterranean. AC is the Algerian Current, ALC is the Atlantic Libyan Current, and SG is the Sidra Gyre. The 200 m isobath (grey solid line) is from ETOPO2v1 global gridded database. G.H is the Gulf of Hammamet, G.G is the Gulf of Gabes, and G.S is the Gulf of Sirte.

Further south on track 135, the large reversal of the AGVs (from South East to North West) off the Libyan shelf (between 14.5°E–15.5°E and 33°N–34.2°N) potentially corresponds to the Sidra Gyre, a relatively large (diameter of 150–200 km) anticyclonic permanent eddy characterized in previous studies as the main dynamic mechanism influencing the seasonal Atlantic Water outflow outside the Tunisia-Sicily Channel [Gerin *et al.*, 2009; Ciappa, 2009; Sorgente *et al.*, 2011; Poulain and Zambianchi, 2007]. The Sidra Gyre shows lower amplitudes (5–8 cm/s) than the upper ATC and AIS veins. However, “A” increases correspondingly along the tracks 222 and 135 (approximately 33°N), reaching 12.5 and 9 cm/s, respectively. This might correspond to a branch of the ATC that shifts southward toward the Tunisia/Libyan shelf and connects with the Atlantic Libyan Current, as observed in Sorgente *et al.* [2011].

The AIS related veins (on tracks 237, 059, and 044) show a maximum in summer. The northern part of the Sidra Gyre (on track 135) is maximum in early spring but the period of the maximum is unclear on its southern part. Over most of the remaining areas, the maximum amplitude is clearly reached in winter. However, the corresponding minimum phase displays a larger dispersion over the region (ranging from June to September) than the maximum. This does not allow full characterization of the corresponding seasonal cycles. To complete the analysis, we will use time series of spatially averaged AGVs (Figure 10) where tracks cross the main current veins (Algerian Current, ATC, AIS, Atlantic Libyan Current and Sidra Gyre) identified above. Moreover, the seasonal variability of the circulation will also be discussed based on the climatological AGV patterns together with the corresponding SST fields (Figure 11) over 4 months. In fact, the Atlantic Water signature is known to be associated with a shelf slope density front [Hamad *et al.*, 2006; Ciappa, 2009]. The Atlantic Water is generally detectable in summer SST patterns as cold waters at the entrance of the Tunisia-Sicily Channel [Ciappa, 2009].

4.2. Subregional Analysis of the Seasonal Variability

4.2.1. The Algerian Current and Tunisia-Sicily Channel Inflow

The spatially averaged AGV time series over the Algerian Current path (pink solid and blue dashed lines, Figure 10) show a well-phased North East current over the climatological year with a maximum in early winter, which suggests a continuity of the flows from the Algerian to the Tunisian/Sicilian shelves. Moreover, the spatial structure of the cross-track/crossover velocities in Figure 11 shows a qualitatively good agreement with the SST fields despite the averaged climatological scale. Indeed, the well-marked (whatever the season) Algerian Current vein on the northern parts of tracks 161 and 222 (Figure 11) is associated with a thermal front separating warmer Atlantic Water flowing near the coast and colder Tyrrhenian waters further

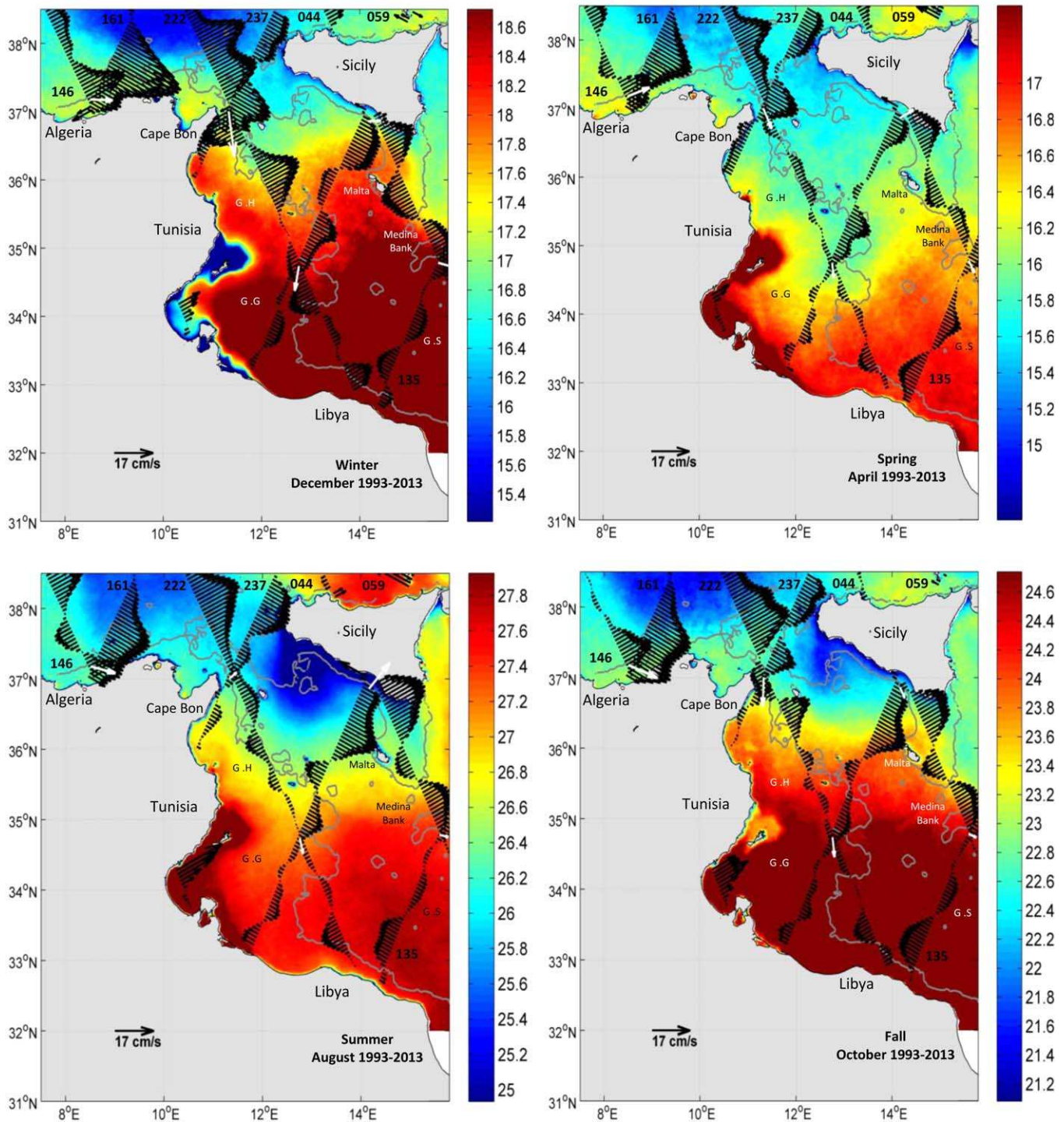


Figure 11. Maps of cross-track (black) and crossover (white) geostrophic current from X-TRACK and SST over the climatological cycle. The 200 m isobath (grey solid line) is from the ETO-PO2v1 global gridded database. SST data are from the DLH products with 1.1 km resolution. G.H is the Gulf of Hammamet, G.G is the Gulf of Gabes, and G.S is the Gulf of Sirte.

offshore. Moving southeast on track 237, part of the Atlantic Water is advected inside the Tunisia-Sicily Channel by the ATC and, at least partially, by the AIS/Bifurcation Tyrrhenian Current. The relative intensity of the two branches shows two opposite seasonal cycles with a southern ATC (northern AIS/Bifurcation Tyrrhenian Current) vein culminating in early winter (summer) as shown in the cyan dashed (solid) lines in Figure 10. Note that the resulting ATC branch is in phase with the Algerian Current seasonal cycle (cyan and blue

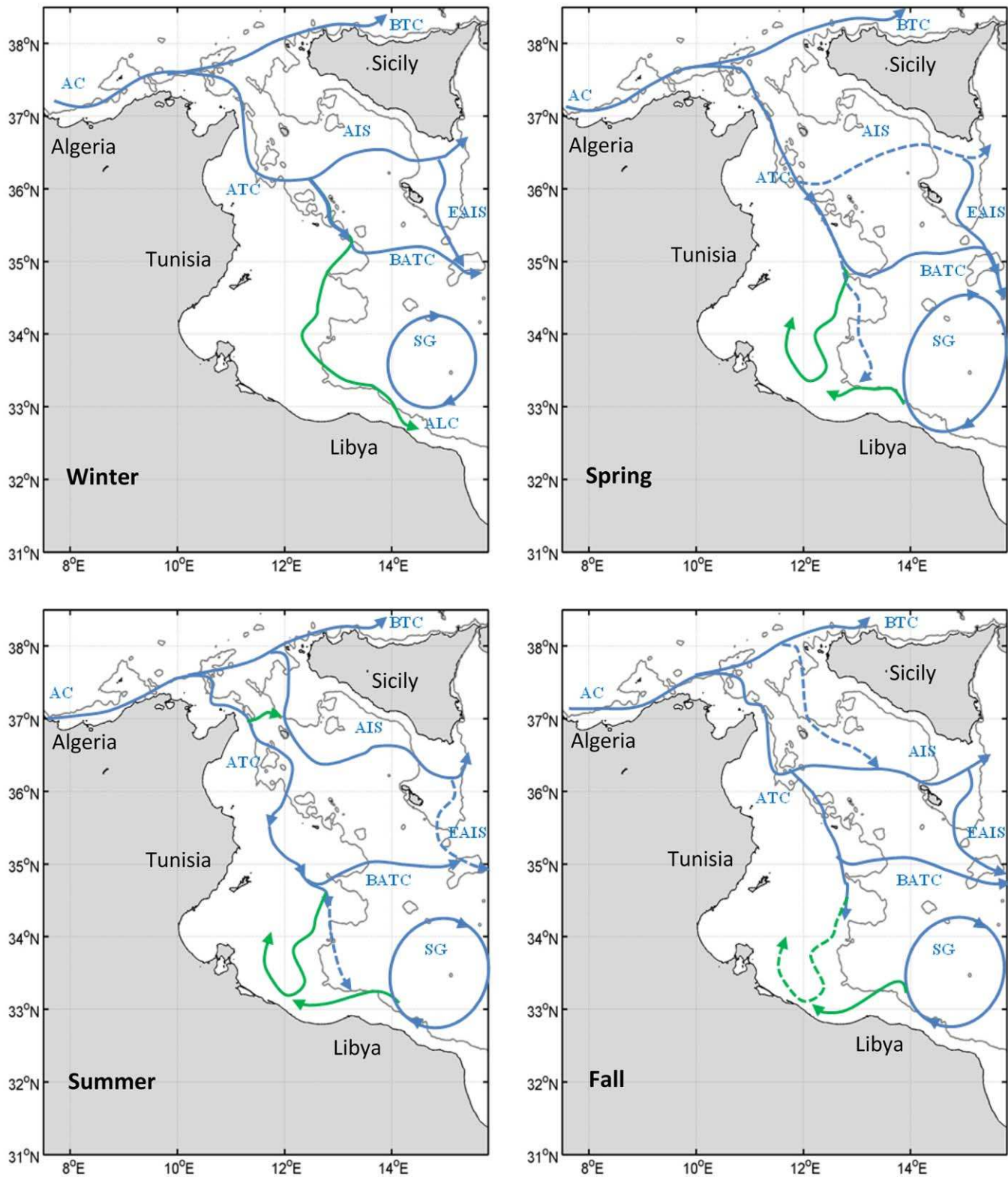


Figure 12. Seasonal circulation schemes in the central Mediterranean. The pronounced (suspected) branches are in solid (dashed) lines. The new (known) branches are in green (blue). From West to East—AC: Algerian Current, ATC: Atlantic Tunisian Current, BATC: Bifurcation Atlantic Tunisian Current, ALC: Atlantic Libyan Current, SG: Sidra Gyre, BTC: Bifurcation Tyrrhenian Current, AIS: Atlantic Ionian Stream, and EAIS: Eastern Atlantic Ionian Stream. The 200 m isobath (grey solid line) is from the ETOPO2v1 global gridded database.

dashed lines, Figure 10). Over all the Tunisia-Sicily Channel, the cross-track AGVs (Figure 11) show the strongest values generally associated with the north/south thermal front of the Tunisia-Sicily Channel (i.e., between 32°N and 38°N). The latter is maximal ($\sim 3^{\circ}\text{C}$) in summer and decreases ($\sim 2^{\circ}\text{C}$) in winter.

4.2.2. The Atlantic Tunisian Current

The crossover AGVs of tracks 222-237 near Cape Bon (Figure 11) confirm the seasonal variability of the ATC. Indeed, it is oriented more or less parallel to the 200 m isobath from fall to spring with intensities of 8–17 cm/s. However, the current intensity is weaker (4 cm/s) in summer and rather deviated north-eastward, which reveals an inversion of the Cape Bon eastward flow (blue solid line, Figure 10) when reaching the Gulf of Hammamet (the blue triangle line, Figure 10). At the Gulf of Hammamet, the flow continues in a south-westward direction with a strongly decreasing intensity. Accordingly, the Atlantic Water would bifurcate in the Tunisia-Sicily Channel during summer into a weak ATC branch entering the Gulf of Hammamet and a stronger North East vein flowing toward Sicily and feeding the AIS. This suggests that most of the variability in the area is strongly steered by the bathymetry, except where the stratification is maximal in summer. The quasi-permanent southeast flow on track 059 (approximately 35°N and 12.5°E–13°E, Figure 11) confirms a preferential pathway of the ATC toward the Tunisian/Libyan shelf. Moreover, this permanent South East flow on track 059 (green dashed line, Figure 10) is moderately in phase with the upper ATC branch near Cape Bon (cyan dashed line, Figure 10). This confirms the predominant South East direction of the ATC and its early winter intensification already observed in *Gasparini et al.* [2007] and *Ciappa* [2009].

4.2.3. The Atlantic Libyan Current and the Sidra Gyre

Another interesting feature highlighted by Figure 11 is the possible signature of the Sidra Gyre on track 135 (approximately 33.5°N). This flow inversion is less marked in winter (red solid line, Figure 10), simultaneously with the ATC increase along the Tunisian-Libyan shelf (cyan dashed and blue square lines, Figure 10). The winter AGV also shows a coherent eastward flow over the southernmost part of tracks 222 and 135 (Figure 11) along the 200 m isobath. It is marked by high intensity (10 cm/s) and numerous small-scale undulations that indicate a complex eddy-like circulation at the source of mixing between the ATC and the warmer Libyan waters. This eastward extension of the ATC (down to the Libyan shelf) corresponds to the Atlantic Libyan Current signature identified recently by *Gerin et al.* [2009] and *Sorgente et al.* [2011]. This Atlantic Libyan Current-like current on track 222 (blue squares line, Figure 10) appears from September to March. During the other seasons, the crossover AGVs of tracks 222-059 (Figure 11) show a current generally flowing southeastward from spring (5 cm/s) to fall (8 cm/s) toward the Libyan shelf. However, the opposite westward AGV on the southern end of track 222 suggests a deviation offshore of the eastward ATC outflow, possibly twisting over the Sidra Gyre northern arm. Indeed, the phasing of the averaged AGV on the Atlantic Libyan Current path and the southern part of the Sidra Gyre (red solid and blue squares line, Figure 10) confirms this finding. This joint seasonality and positions of the Atlantic Libyan Current and Sidra Gyre are consistent with recent works such as *Sorgente et al.* [2011], *Poulain and Zambianchi* [2007], and *Poulain et al.* [2012].

4.2.4. The Atlantic Ionian Stream

The southeastward AIS veins observed on the northern parts of tracks 237, 059, and 044 show a clear seasonal cycle, with maximum values in summer and fall (cyan, green and black solid lines, Figure 10) when the thermal front is well marked (Figure 11). This coherent phasing confirms a continuity of part of the Atlantic Water flow from the Tunisia-Sicily Channel entrance to the southern Sicily coast. As suggested by Figure 11, the AIS summer intensification is mainly due to the Sicily upwelling on Adventure Bank induced by the dominant summer and fall northwesterly winds [*Lermusiaux and Robinson*, 2001]. Close to Malta Island, the strong AIS southeast branch corresponding to the AIS (Figure 11, black and green solid lines on Figure 10) agrees with the findings of *Poulain and Zambianchi* [2007]. In winter, the AGV (off the Gulf of Hammamet on track 222 and on the northern part of track 059, Figure 11) meanders along the SST front from the Tunisian shelf to the Sicily coast, feeding the AIS. This is confirmed by analyzing the AGV time series of tracks passing over the Gulf of Hammamet (ATC continuation from Cape Bon) and the Malta Channel (AIS continuation toward the Italian coast). Indeed, the winter averaged AGVs at the Malta Channel (green solid line, Figure 10) represent 60% of the eastward flow going out of Hammamet (blue triangles line, Figure 10); the remaining part flows southward toward Lampedusa (green dashed line, Figure 10). Nevertheless, the AIS/ATC connection might play a minor part in the ATC flow in winter, producing the high intensity of the ATC related veins during this season. The eastern-most AIS branch on the crossover of tracks 044-135 (Figure 11) is accompanied by a thermal front separating the colder Ionian surface waters from the

warmer ones of the Gulf of Sirte. It shows a minimum in spring, consistent with the upward minimum on track 059 (black dashed and green solid lines, Figure 10).

4.3. Schematic View of the Regional Circulation

Based on the above analysis (Figures 9–11), we can now propose a new regional circulation scheme (Figure 12) for the seasonal surface circulation. Most of the feature names presented in Figure 12 are derived from *Lermusiaux and Robinson [2001]*, *Béranger et al. [2004]*, and *Sorgente et al. [2011]*.

At the entrance of the Tunisia-Sicily Channel ($> \sim 36^\circ\text{N}$), the eastward Algerian Current shows a permanent bifurcation resulting in two branches: the upper Bifurcation Tyrrhenian Current flowing northward toward the Tyrrhenian basin and the lower ATC flowing southward into the Tunisia-Sicily Channel. The winter and spring patterns are quite similar. Following the SST front and AGV pattern/time series, the Atlantic Water flowing off the Gulf of Hammamet toward the Malta Channel feeds the AIS. Although its thermal signature is not obvious in spring, the AGV along tracks 222 and 059-044 support this result. The summer and fall situations also show similar patterns with some differences. Indeed, the Bifurcation Tyrrhenian Current splits west of Sicily in a southward branch, the AIS, strongly constrained by the Sicily upwelling. A particular summer pattern is that part of the weak ATC may join the AIS west of Cape Bon, whereas the other part continues southwestward to the Gulf of Hammamet. The fall season reveals two ways the AIS can be fed. The first is from the Gulf of Hammamet toward Malta Channel in winter, and the second is down from the Bifurcation Tyrrhenian Current bypassing the Adventure Bank Vortex in summer. Over all seasons, the AIS completes its journey to the Ionian Sea (heading North East) through the Malta Channel and toward the Gulf of Sirte (heading South East). We named this southeastern-most AIS outflow the Eastern Atlantic Ionian Stream.

Further south ($\sim 35^\circ\text{N}$ – 36°N), the circulation pattern is the same for all seasons. The ATC flows southeastward along the 200 m isobath from the Gulf of Hammamet to the central part of the Tunisia-Sicily Channel where it joins the Eastern Atlantic Ionian Stream. This western extension of the ATC was revealed by numerical modeling in *Sorgente et al. [2011]* as an unfamiliar feature called the Bifurcation Atlantic Tunisian Current. It was described as a stable and weak current flowing from November to April [*Sorgente et al., 2011*]. In this study, we observed the Bifurcation Atlantic Tunisian Current in both SST and AGV patterns all year long. Its pathway varies from one season to the other and is strongly related to the north-south thermal front of the Tunisia-Sicily Channel.

From the central part of the Tunisia-Sicily Channel to the Libyan coasts ($\sim < 35^\circ\text{N}$), the winter situation is characterized by the maximum southeastern extension of the ATC. Both the SST and the AGV patterns along track 059 suggest a vein that would first enter the Gulf of Gabes before again joining the 200 m isobath advecting the Atlantic Water southeastward toward the Libyan coast. The vein appears to feed the narrow Atlantic Libyan Current that flows southeastward during winter when the Sidra Gyre extension is most contracted compared with the rest of the climatological year. The other seasonal schemes are very similar. The main difference is the Sidra Gyre spatial expansion, which expands and intensifies in spring and summer and may then block the eastward ATC flow at the entrance of the Libyan shelf (approximately 33°N). The western arm of the Sidra Gyre likely helps to deviate the descending ATC flow to the North West (approximately 13°E). Over the Gulf of Gabes, the SST second front and the AGV pattern on track 059 suggest that part of the ATC would swirl to the North West, where it might then fuel the Bifurcation Atlantic Tunisian Current and the Eastern Atlantic Ionian Stream. Note that the Bifurcation Atlantic Tunisian Current position may also be linked to the Sidra Gyre eastern arm. This observation agrees with the findings of *Sorgente et al. [2011]* from numerical modeling. The Sidra Gyre would block the Atlantic Water advection along Libya, deviating the flow offshore (toward the open Ionian Sea).

5. Conclusion and Perspectives

The main purpose of this paper is to improve the description of the seasonal circulation variability of the central Mediterranean Sea by using 20 years (1993–2013) of along-track altimetry data over the areas surrounding the Tunisian coasts (Algerian/Tunisian, Tunisian and Tunisian/Libyan shelves). The study is based on recent releases of Level 3 altimetry products that include refined regional processing.

Cross comparisons of altimetry with in situ data and satellite Sea Surface Temperature images show that altimeter-derived geostrophic currents are able to capture the main surface circulation features. Despite the relatively good agreement between in situ and altimetry data, several questions still remain, such as the ability of tide gauges in harbors to measure the same sea level variations as those observed by altimetry further offshore. The comparison between ADCP currents and altimetry geostrophic velocities gives satisfying results without adding a wind-driven Ekman velocity component that may help to further reduce the root-mean-square difference [e.g., Saraceno *et al.*, 2008; Liu *et al.*, 2012].

The parallel use of standard regional (AVISO) and experimental (X-TRACK) altimeter products to estimate the geostrophic velocity provides robust assessments of conventional altimetry and offers the opportunity to analyze and quantify the impact of different data processing and corrections over the study area. Even if the results are globally consistent, the patterns derived from X-TRACK exhibit more space-time variations (Figures 3 and 8) and a better qualitative agreement with the satellite SST (Figure 7). The significant differences between both products especially appeared in qualitative comparisons with SST fields over the shallow water of the Gulf of Gabes (Figure 7). Moreover, the X-TRACK data set generally shows better agreements with in situ ADCP and tide gauge records and, more importantly, allows recovery of more suitable data (Figure 2). Hence, the X-TRACK product is considered more relevant than AVISO to monitor ocean features in coastal areas with wide continental shelves, such as the central Mediterranean Sea.

The analysis of satellite SST and 20 year altimetry-derived patterns (Figures 9–11) highlights a complex regional circulation with significant seasonal variations in the magnitudes and pathways of currents. In areas where the satellite tracks are almost perpendicular to the main flows, we observed the advection of Atlantic Waters from the Algerian to the Tunisian shelf and bifurcating into an upper Bifurcation Tyrrhenian Current branch and lower Atlantic Tunisian Current/Atlantic Ionian Stream veins. The Atlantic Tunisian Current (Atlantic Ionian Stream) is stronger (weaker) in winter and less (more) marked in summer. These periods of maxima and minima correspond to those reported by Ciappa [2009], Sorgente *et al.* [2003, 2011], and Hamad *et al.* [2006]. The continuation of these features from the Tunisian/Sicilian to the Libyan shelves revealed a marked Atlantic Libyan Current flowing along the 200 m isobath in winter, when the Sidra Gyre extension is reduced. Over all seasons, we observed the Bifurcation Atlantic Tunisian Current flowing near the western arm of Sidra Gyre toward the Ionian Sea, where it joins the Eastern Atlantic Ionian Stream. These space/time characterizations obtained from altimetry allow us to propose a new schematic circulation pattern (Figure 12) for the different seasons. This new scheme is consistent with the recent works of Ciappa [2009] and Sorgente *et al.* [2011] by extending their results over a larger spatial and temporal coverage. The persistence of the observed circulation features at a climatological scale indicates their recurrent character, especially the connection of the Atlantic Tunisian Current with the Atlantic Libyan Current in winter. Moreover, this study confirms the suspected branches of the southern-most Atlantic Tunisian Current bifurcations: the Bifurcation Atlantic Tunisian Current observed by Gerin *et al.* [2009] and Ciappa [2009] and the western branches from the Libyan shelf/the exit of the Gulf of Hammamet toward the Gulf of Gabes, modeled by Sorgente *et al.* [2011] and here observed for the first time.

This paper shows the ability of conventional altimetry to characterize the circulation seasonal variability in the study area. However, the long-term continuity of the TP+J1+J2 time series would be relevant to provide first insights on the inter-annual component. Further work is needed to fully understand the differences between year-to-year fluctuations, the trend changes and the forcing mechanisms. This is clearly beyond the scope of the present study and will be the subject of a future paper.

As a next step, there is no doubt that the synergistic use of altimetry with regional modeling and complementary observing systems (in situ data, HF radars, surface drifters, satellite remote sensing data) should allow resolution of a wider spectrum of spatial and temporal scales of variability [Biol *et al.*, 2010]. Despite coastal-oriented altimetry postprocessing approaches, the study of the relatively narrow slope currents from pulse-limited conventional altimetry remains challenging because of instrumental issues and the inaccuracy of some geophysical corrections. However, this study demonstrates that, when carefully analyzed, the derived geostrophic currents can be exploited to detect the regional circulation in the central Mediterranean.

The use of long-term conventional pulse-limited altimetry data to study coastal ocean circulation and variability is therefore highly promising, especially in regions where the circulation is poorly sampled and

documented. The new generation of altimetry missions, such as the ESA Earth Explorer Mission Cryosat-2 (SAR/SARIN mode), the CNES/ISRO SARAL-AIka Mission (Ka-band) as well as the COPERNICUS Sentinel-3, Sentinel-6 Mission (SAR mode), will offer very promising perspectives over the coastal domains by significantly reducing measurement noise and increasing the along-track resolution. Future complementary swath altimetry data from the NASA/CNES SWOT mission (Ka-band Radar Interferometer) should provide a higher 2-D horizontal resolution (i.e., 1 km) in addition to across-track measurements that hold the promise of improved monitoring capabilities over the coastal domain.

Acknowledgments

This work is part of the PhD of Madame Jebri Fatma. This publication was produced with the financial support of the Allocations de recherche pour une thèse au sud (ARTS) program of the Institut de recherche pour le développement (IRD). The standard altimeter products were produced and distributed by AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-products/regional/>) as part of the SSALTO ground-processing segment. The X-TRACK altimetry data used in this study were developed, validated, and distributed by the CTOH/LEGOS, France (<http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products/coastal-products/coastal-products-1/sla-1hz/medsea/>). The authors kindly acknowledge the PSMML (<http://www.psmml.org/data/obtaining/>) and IHE (rafik-ih@planet.tn) networks for the tide gauge sea level records. The authors would also like to thank Katrin Schroeder (CNR-ISMAR), Gian Pietro Gasparini (CNR-ISMAR), and Sana Ben Ismail (INSTM) for the processed and validated ADCP current data (katrin.schroeder@ismar.cnr.it). The authors wish to thank the MyOcean project (http://marine.copernicus.eu/web/69-interactive-catalogue.php?option=com_csw&view=details&product_id=SST_MED_SST_L3S_NRT_OBSERVATIONS_010_012) for providing daily SST images. We wish to acknowledge the contribution of the center that provides the weekly SST images: the DLR (German Space Center (<http://www.dlr.de/eoc/en/desktopdefault.aspx/tabid-8799/>)).

References

- Alhammoud, B., K. Béranger, L. Mortier, M. Crépon, and I. Dekeyser (2004), Surface circulation of the Levantine basin: Comparison of model results with observations, *Prog. Oceanogr.*, *66*(2-4), 299–320.
- Ben Ismail, S., C. Sammari, G. P. Gasparini, K. Béranger, M. Brahim, and L. Aleya (2012), Water masses exchanged through the Sicily Channel: Evidence for the presence of new water masses on Tunisian side of the Channel, *Deep Sea Res., Part I*, *63*(2012), 65–81.
- Béranger, K., L. Mortier, G. P. Gasparini, L. Gervasio, M. Astraldi, and M. Crepon (2004), The dynamics of the Sicily strait: A comprehensive study from observations and models, *Deep Sea Res., Part II*, *51*, 411–440.
- Birol, F., M. Cancet, and C. Estournel (2010), Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry, *J. Mar. Syst.*, *81*, 297–311.
- Bouffard, J., S. Vignudelli, P. Cipollini, and Y. Menard (2008), Exploiting the potential of an improved multimission altimetric data set over the coastal ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L10601, doi:10.1029/2008GL033488.
- Bouffard, J., A. Pascual, S. Ruiz, Y. Faugère, and J. Tintoré (2010), Coastal and mesoscale dynamics characterization using altimetry and gliders: A case study in the Balearic, Sea, *J. Geophys. Res.*, *115*, C10029, doi:10.1029/2009JC006087.
- Bouffard, J., L. Roblou, F. Birol, A. Pascual, L. Fenoglio-Marc, M. Cancet, R. Morrow, and Y. Menard (2011), Introduction and assessment of improved coastal altimetry strategies: Case study over the North Western Mediterranean Sea, in *Coastal Altimetry*, edited by S. Vignudelli et al., Springer, Berlin.
- Buongiorno Nardelli, B., C. Tonconi, A. Pisano, and R. Santoleri (2013), High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project, *Remote Sens. Environ.*, *129*, 1–16.
- Carrère, L., and F. Lyard (2003), Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing—Comparisons with observations, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(6), 1275, doi:10.1029/2002GL016473.
- Ciappa, A. C. (2009), Surface circulation patterns in the Sicily Channel and Ionian Sea as revealed by MODIS chlorophyll images from 2003 to 2007, *Cont. Shelf Res.*, *29*, 2099–2109.
- CNR IAMC and CNR ISMAR (2009), *Cruise Report—SICILY09*, edited by A. Ribotti and M. Borghini.
- Deng, X., C. Hwang, R. Coleman, and W. E. Featherstone (2008), Seasonal and interannual variations of the Leeuwin Current off Western Australia from TOPEX/Poseidon Satellite Altimetry, *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, *19*(1–2), 135–149.
- Dufau, C., S. Labroue, G. Dibarboure, Y. Faugère, I. Pujol, C. Renaudie, and N. Picot (2013), Reducing altimetry small-scale errors to access (sub)mesoscale dynamics, Ocean Surface Topography Science Team Meeting, 811 October. [Available at http://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/OSTST/2013/oral/Dufau_PresentationError_FINAL.pdf]
- Durand, F., D. Shankar, F. Birol, and S. S. C. Sheno (2008), Estimating boundary currents from satellite altimetry: A case study for the east coast of India, *J. Oceanogr.*, *64*, 831–845, doi:10.1007/s10872-008-0069-2.
- Fu, L. L., and R. Morrow (2013), Remote sensing of the global ocean circulation, ocean circulation and climate—A 21st century perspective, *Int. Geophys.*, *103*, 83–111.
- Fu, L. L., and R. D. Smith (1996), Global ocean circulation from satellite altimetry and high-resolution computer simulation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *77*, 2625–2636.
- Gasparini, G. P., K. Schroeder, A. Vetrano and M. Astraldi (2007), Canali e stretti quali punti di osservazione privilegiata per lo studio della variabilità interannuale del bacino Mediterraneo, In: *Clima e cambiamenti climatici: le attività di ricerca del CNR*. CNR Roma (Ed.), pp. 521–524.
- Gasparini, G. P., A. Bonanno, S. Zgozi, G. Basilone, M. Borghini, G. Buscaino, A. Cuttitta, N. Essarbout, S. Mazzola, B. Patti, A.B. Ramadan, K. Schroeder, T. Bahri and F. Massa (2008), Evidence of a dense water vein along the Libyan continental margin, *Ann. Geophys.*, *26*, 1–6, doi:10.5194/angeo-26-1-2008.
- Gerin, R., P.-M. Poulain, I. Taupier-Letage, C. Millot, S. Ben Ismail, and C. Sammari (2009), Surface circulation in the Eastern Mediterranean using drifters (20052007), *Ocean Sci.*, *5*, 559–574, doi:10.5194/os-5-559-2009.
- Hamad, N., C. Millot, and I. Taupier-Letage (2006), The surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean, *Sea. Sci. Mar.*, *70*, 457–503.
- Holgate, S. J., et al. (2013), New data systems and products at the permanent service for mean sea level, *J. Coastal Res.*, *29*(3), 493–504.
- Le Hénaff, M., L. Roblou, and J. Bouffard (2011), Characterizing the Navidad Current interannual variability using coastal altimetry, *Ocean Dyn.*, *61*(4), 425–437.
- Lermusiaux, P. F. J., and A. R. Robinson (2001), Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily, *Deep Sea Res., Part I*, *48*, 1953–1997.
- Le Traon, P. Y., and F. Ogor (1998), ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON: The 2 cm challenge, *J. Geophys. Res.*, *103*, 8045–8057.
- Liu, Y., R. H. Weisberg, S. Vignudelli, L. Roblou, and C. R. Merz (2012), Comparison of the X-TRACK altimetry estimated currents with moored ADCP and HF radar observations on the West Florida Shelf, *J. Adv. Space Res.*, *50*(8), 1085–1098.
- Millot, C. (1999), Circulation in the Western Mediterranean Sea, *J. Mar. Syst.*, *20*, 423–442.
- Molcard, A., L. Gervasio, A. Griffa, G. P. Gasparini, L. Mortier, and T. M. Ozgokmen (2002), Numerical investigation of the Sicily Channel dynamics: Density current and water mass advection, *J. Mar. Syst.*, *36*, 219–238.
- Morrow, R., R. Coleman, J. Church, and D. Chelton (1994), Surface eddy momentum flux and velocity variances in the southern ocean from Geosat altimetry, *J. Phys. Oceanogr.*, *24*, 2050–2071.
- Parke, M. E., R. L. Stewart, D. L. Farless, and D. E. Cartwright (1987), On choice of orbits for an altimetric satellite to study ocean circulation and tides, *J. Geophys. Res.*, *92*, 11,693–11,707.
- Pawlowicz, R., B. Beardsley, and S. Lentz (2002), Classical tidal harmonic analysis with errors in matlab using t-tide, *Comput. Geosci.*, *28*, 929–937.

- Poulain, P. M., and E. Zambianchi (2007), Surface circulation in the central Mediterranean Sea as deduced from Lagrangian drifters in the 1990s, *Cont. Shelf Res.*, *27*(7), 981–1001.
- Poulain, P. M., M. Menna, and E. Mauri (2012), Surface geostrophic circulation of the Mediterranean Sea derived from drifter and satellite altimeter data, *J. Phys. Oceanogr.*, *42*, 973–990.
- Powell, B. S., and R. P. Leben (2004), An optimal filter for geostrophic mesoscale currents from along-track satellite altimetry, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *21*, 1633–1642.
- Powell, B. S., R. R. Leben, and N. L. Guinasso (2006), Comparison of Buoy and altimeter-derived Shelf currents using an optimal operator, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, *3*, 192–196.
- Rio, M.-H., A. Pascual, P.-M. Poulain, M. Menna, B. Barceló, and J. Tintoré (2014), Computation of a new Mean Dynamic Topography for the Mediterranean Sea from model outputs, altimeter measurements and oceanographic *in situ* data, *Ocean Sci. Discuss.*, *11*, 655–692.
- Robinson, A. R., J. Sellshop, A. Warn-Varnas, W. G. Leslie, C. J. Lozano, P. J. Haley Jr., L. A. Anderson, and P. J. F. Lermusiaux (1999), The Atlantic Ionian stream, *J. Mar. Syst.*, *20*, 129–156.
- Roblou, L., J. Lamouroux, J. Bouffard, F. Lyard, M. Le Hénaff, A. Lombard, P. Marsalaix, P. De Mey, and F. Birol (2011), Post-processing altimeter data toward coastal applications and integration into coastal models, in *Coastal Altimetry*, chap. 9, edited by S. Vignudelli et al., Springer, Berlin.
- Sammari, C., C. Millot, I. Taupier Letage, A. Stefani, and M. Brahim (1999), Hydrological characteristics in the Tunisia–Sardinia–Sicily area during spring 1995, *Deep Sea Res.*, Part I, *46*, 1671–1703.
- Saraceno, M., P. T. Strub, and P. M. Kosro (2008), Estimates of sea surface height and near surface alongshore coastal currents from combinations of altimeters and tide gauges, *J. Geophys. Res.*, *113*, C11013, doi:10.1029/2008JC004756.
- Sorgente, R., A. F. Drago, and A. Ribotti (2003), Seasonal variability in the Central Mediterranean Sea circulation, *Ann. Geophys.*, *21*, 299–322, doi:10.5194/angeo-21-299-2003.
- Sorgente, R., A. Olita, P. Oddo, L. Fazioli, and A. Ribotti (2011), Numerical simulation and decomposition of kinetic energies in the Central Mediterranean Sea: Insight on mesoscale circulation and energy conversion, *Ocean Sci. Discuss.*, *8*, 1–54.
- Strub, P. T., T. K. Chereskin, P. P. Niiler, C. James, and M. D. Levine (1997), Altimeter derived variability of surface velocities in the California current system: 1. Evaluation of TOPEX/POSEIDON altimeter velocity resolution, *J. Geophys. Res.*, *102*, 12,727–12,748.
- Taupier-Letage, I. (2008), On the use of thermal images for circulation studies: Applications to the Eastern Mediterranean basin, in *Remote Sensing of the European Seas*, pp. 153–164, Part 2, Springer, Netherlands.
- Taylor, K. E. (2001), Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, *106*, 7183–7192.
- Vignudelli, S., P. Cipollini, L. Roblou, F. Lyard, G. P. Gasparini, G. Manzella, and M. Astraldi (2005), Improved satellite altimetry in coastal systems: Case study of the Corsica Channel (Mediterranean Sea), *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L07608, doi:10.1029/2005GL022602.

Chapitre 4.

Variabilité Interannuelle et Transport de Surface en Méditerranée Centrale

Sommaire

Résumé de l'Article Soumis au JGR-Oceans	59
Manuscrit de l'article Jebri F., Zakardjian B., Birol F., Bouffard J., Jullion L., Sammari C. (soumis). Interannual variations of surface currents and transports in the Tunisia–Sicily Channel derived from coastal altimetry.....	62

Résumé de l'Article Soumis au JGR-Oceans

Cette seconde étude fait suite au chapitre 3 et tente d'aborder la question ouverte de l'importance la variabilité interannuelle de la circulation des AW dans la région étudiée et les transports associés. La série de données de l'altimétrie côtière X-TRACK préalablement évaluée sur la zone d'intérêt présente l'avantage essentiel du long-terme (20 ans) qui est exploité ici pour une telle analyse. Le spectre d'énergie extrait par transformée de Fourier des 20 ans de vitesses altimétriques révèle une variabilité très élevée dans la bande annuelle, qui signe l'importance de la variabilité saisonnière, mais aussi une activité significative pour les périodes supérieures. Un filtre à 12 mois est donc appliqué pour soustraire les variations hautes fréquences avant analyse des variations spatio-temporelles des vitesses. Les résultats montrent des courants et structures de surface (AC, BTC, AIS, ATC, BATC, SG) qui s'intensifient et/ou s'affaiblissent d'une année à une autre mais présentent globalement une

cohérence régionale qui permet de retrouver les différentes bifurcations et interactions précédemment identifiées lors de l'étude du cycle saisonnier.

Mais, si les courants dérivés des données d'altimétrie apportent des informations sur la circulation de surface, principalement celle liée à l'écoulement des AW, l'information qui en découle est parcellaire : i) ces courants ne représentent qu'une partie du courant vrai et ii) les vitesses sur les différentes traces ne sont pas directement comparables compte tenu des différences d'orientation (projection) entre traces ascendantes et descendantes ; iii) les variations de courants des différentes veines n'ont pas le même impact selon leur position par rapport à la bathymétrie extrêmement variable de la zone d'étude. En revanche les différentes traces délimitent, conjointement au trait de côtes, des boîtes fermées et les vitesses dérivées de l'altimétrie sont perpendiculaires à ces traces (et évidemment nulles dans la direction normale au trait de côtes).

L'idée a été alors d'établir des bilans au sein de ces boîtes pour s'assurer que les structures de courants soient cohérentes du point de vue « continuité » des flux et même des transports. Le transport barocline au travers des frontières de ces boîtes est estimé via une approche empirique sous l'hypothèse forte que les vitesses dérivées de l'altimétrie matérialisent principalement l'écoulement des AW dans la couche supérieure (125-200 m). La validation de la méthode est réalisée par comparaison des séries temporelles altimétriques dérivées du modèle avec celles des sections hydrographiques lorsque les deux jeux données concordent dans l'espace et dans le temps. Les bilans de ces transports baroclines sont en moyenne bien équilibrés, en particulier au niveau du canal de Sardaigne, près des côtes tunisiennes et au sud de la Sicile. L'analyse des séries temporelles de ces transports complète l'étude des vitesses proprement dites et a permis d'identifier deux principaux modes de variations interannuelles encore peu documentés pour la zone d'étude. Enfin, les mécanismes océanographiques et atmosphériques qui affecteraient potentiellement la variabilité interannuelle des courants et transports de surface sont discutés.

Inter-annual variations of surface currents and transports in the Tunisia-Sicily Channel derived from coastal altimetry

Fatma Jebri^{1,2,3,4,*}†, Bruno Zakardjian¹, Florence Birol⁴, Jérôme Bouffard⁵, Loïc Jullion¹, Cherif Sammari³

¹ Université de Toulon, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, 83957 La Garde, France

Aix Marseille Université, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, 13288 Marseille, France

² Université de Tunis El Manar, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis (ENIT), BP37, 1012 Tunis, Tunisia

³ Institut National des Sciences et Technologies de la Mer (INSTM), 28 rue 2 Mars 1934, 2035 Carthage Salammbô, Tunisia

⁴ Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), OMP, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

⁵ RHEA for European Space Agency (ESA), Earth Observation Directorate, ESRIN / EOP GMQ Section, Italy

*Corresponding author: Fatma Jebri (fatma.jebri@legos.obs-mip.fr)

† Current address of corresponding author : fatma.jebry@gmail.com

Key Points:

- Long-term time series of coastal altimetry reveal inter-annual variability modes of the surface circulation in the Tunisia-Sicily Channel
- Transport-like model helps to quantify the variations of Atlantic Waters volume transport over the Tunisia-Sicily-Libyan wild shelf area
- Inter-annual variability results from the Atlantic waters inflow and modulations of the mesoscale activity in coupled or compensating ways

Abstract

A twenty-years coastal altimetry data set (X-TRACK) is used here to gain insight into the inter-annual variations of the surface circulation in the Tunisia–Sicily Channel. Along-track absolute geostrophic currents display the largest variability in the annual and inter-annual spectral bands (periods ≥ 1.1 years) and are regionally coherent from track to track. Then, the continuity of the current patterns is assessed using a transport-like approach to compute volume budgets inside closed boxes formed by the crossing of the altimetry tracks and coastlines. A set of hydrographic measurements is also used to validate this first altimetry-based transport-like model over the Tunisia–Sicily Channel area. The inferred altimetry transports give a well-balanced mean eastward Atlantic Waters baroclinic flow of 0.4 Sv and standard deviations of 0.2 Sv on a yearly basis throughout the Tunisia–Sicily Channel and toward the Ionian Sea, which is fairly coherent with those found in the literature. The analysis allows also to quantify the intrusions of Atlantic Waters over the Tunisian Shelf (0.12 +/- 0.1 Sv) and highlights two main modes of variability of the main AW path over the Tunisia–Sicily Channel through the Bifurcation Atlantic Tunisian Current and Atlantic Ionian Stream systems. The combined actions of particular atmospheric conditions and oceanographic mechanisms are finally discussed with regards to changes in the observed currents and transports.

Key words: Tunisia–Sicily Channel, Coastal altimetry, Surface circulation, Inter-annual variability, Transport estimates.

1. Introduction

The Tunisia–Sicily Channel (hereafter TSC) plays a central role in the Mediterranean Overturning Circulation, by 1) controlling the water mass exchanges between the Eastern and Western sub-basins of the Mediterranean and 2) by linking their respective large-scale circulations. Thus, understanding the water masses exchanges and flows between the two sub-basins is, as first approximation, driven by a two-layer system: surface fresh Atlantic Waters (AW) flow eastward whereas more saline intermediate and bottom waters are formed in the eastern basin, i.e. the Levantine Intermediate Water (LIW) and the Eastern Mediterranean Deep Waters (EMDW), and flowing westward [Astraldi et al., 1996, 1999]. This dynamic of water masses is modulated by its proper regional mesoscale variations, wind forcing, mixing processes [e.g. Manzella et al., 1988; Lermusiaux and Robinson, 2001; Stansfield et al., 2003] and largely constrained by the complex topography of the TSC [e.g., Astraldi et al., 1999; Napolitano et al., 2003]. Several recent studies following the detection in the last 1990' of the Eastern Mediterranean transient [e.g. Roether et al., 2014] have highlighted the TSC as a key area to follow major changes in the Mediterranean Overturning Circulation [e.g. Gasparini et al., 2005; Malanotti-Rizzoli et al., 2014].

We focus here on the surface circulation that regulates the AW path toward the Ionian Sea and Levantine basin. In the pioneering works, the AW was always considered flowing South East from Sicily towards the Libyan coasts [Nielsen 1912; Ovchinnikov, 1966; Lacombe and Tchernia, 1972]. Recent studies using drifters [Poulain and Zambianchi, 2007], numerical simulations [Béranger et al., 2004] or coastal altimetry [Jebri et al., 2016] have depicted more complex circulation patterns (Figure 1a) with much of the AW feeding two main streams, the Atlantic Ionian Stream (AIS) flowing south-eastward close to Sicily [Robinson et al., 1999]

and the Atlantic Tunisian Current (ATC) flowing southward over the Tunisian shelf [Sammari et al., 1999]. The ATC may also have secondary currents branches over the Gulfs of Gabes and Sidra, i.e. the Atlantic Libyan Current (ALC) [e.g. Jebri et al., 2016]. This complex circulation has a marked seasonal component mainly driven by the AW transport seasonality, which is more intense in winter (November–February) and minimum in August [Manzella, 1994; Gasparini et al., 2007]. Recently, using twenty years of altimeter data and concurrent sea surface temperature images, Jebri et al., [2016] showed that the impact of the AW's flow seasonality on the surface circulation of the TSC resulted mainly in the strengthening of the ATC and ALC branches nearby and over the Tunisian shelf during winter.

Nevertheless, many open questions still remain about the inter-annual component of the TSC surface circulation. Numerical modeling studies have mostly focused on a restricted part of the Central Mediterranean [e.g. Pinardi et al., 1997; Jouini et al., 2016], while sparse in situ based studies remain spatially limited to the TSC entrance [e.g. Sammari et al., 1995; Ben Ismail et al., 2012, 2014] or to the northwestern part of the channel [e.g., Bonnano et al., 2014]. Building on an improved regional along-track altimeter data set recently developed and validated [Jebri et al., 2016], this work investigates the inter-annual variations of the circulation of the entire TSC. Similar exercises conducted for other narrow coastal boundary currents, such as the Liguro-Provençal Current in the North Western Mediterranean [Bouffard, 2007; Birol et al., 2010], the Navidad current along the northern coast of Spain [Le Hénaf et al., 2011] and the Leeuwin Current along the western coast of Australia [Deng et al., 2008] have demonstrated how carefully reprocessed altimetry data could provide valuable new insights to better understand the inter-annual variability of these notoriously poorly sampled current systems. Our study proposes to address, for the first time, the issue of

monitoring the inter-annual variability from observations over the poorly documented, but key area of the TSC.

The analysis relies first on the absolute geostrophic currents derived along the altimetry tracks and, secondly using a transport-like approach that derives from the same data the volume budget inside closed boxes delimited by the crossing of the altimetry tracks and coastlines. The data set is presented in section 2. The inter-annual variations of the surface currents and transports both derived from altimetry are analyzed in sections 3 and 4 respectively. In section 5 we shed some light on the crucial questions and the potential causes of the inter-annual variability. Finally, a summary and some perspectives are given in section 6.

2. Material and Methods

2.1 Altimetry Data Set

For this study, we have first retrieved twenty years (1993-2013) of observations from the Topex/Poseidon, Jason-1 and Jason-2 altimetry missions (hereafter called T/P+J1+J2) along six satellite tracks crossing the Central Mediterranean Sea (044, 059, 135, 161, 222 and 237; see Figure 1a). We used an experimental post-processed Sea Level Anomaly (SLA) altimetry product (X-TRACK) computed by the CTOH (Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère) and distributed by AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-products/regional/x-track-sla.html>). The X-TRACK data are generated with a specific regional reprocessing algorithm improving the quality and availability of coastal altimetry data [e.g. Durand et al., 2008; Birol et al., 2010; Bouffard et al., 2011]. The method details can be found in Roblou et al., [2011]

or on the AVISO+ website. This altimetry product holds short spatial scale variations (along-track loess filter with a 40 km wavelength cut off) and a high resolution tidal correction derived from a regional version of the MOG2D model. It is noteworthy that no long wavelength error correction was used in X-TRACK to remove correlated noise due to orbit errors or uncertainties in geophysical corrections. Absolute Geostrophic Velocity (AGV) along the selected tracks is computed from the Absolute Dynamic Topography (ADT) following the method described in Jebri et al., [2016]. We have computed the X-TRACK ADT by adding the regional Mean Dynamic Topography (MDT) [Rio et al., 2014] to the X-TRACK SLA. For detailed information about the validation of the X-TRACK data set over the study region please refer to Jebri et al., [2016].

2.2 Ancillary data

We use historical hydrographic data from SeaDataNet Pan-European infrastructure for ocean and marine data management (<http://www.seadatanet.org/Data-Access/Common-Data-Index-CDI>) to validate transport model parameters over the study area. Individual hydrographic profile went through standard data quality control procedures (<http://www.seadatanet.org/Standards-Software/Data-Quality-Control>). Based on the classical dynamic method [Schilchholz, 1991], the temperature and salinity fields are used to compute the surface dynamic heights and estimate the in situ surface geostrophic currents. The CTD casts used here were collected on oceanographic cruises carried out on board the INSTM R/V Hannibal over the Sardinia Channel and the Tunisian shelf between 1995 and 2009. Note that most of measurements were sampled in spring and fall months. Winter data were available only during 1995, 1996 and 2009. More information about the sampling details of the

oceanographic cruises (periods, number of casts and stations) can be found in the SeaDataNet website or in Sammari et al., [1999] and Ben Ismail et al., [2014].

We considered also a Sea Surface Temperature (SST) reprocessed product based on AVHRR Pathfinder Version 5.2 data set obtained from the Copernicus Marine Environment Monitoring Service [<http://marine.copernicus.eu>; technical@gos.artov.isac.cnr.it ; Buongiorno Nardelli et al., 2013 ; Casey et al., 2010] and available from 1981 to 2012.. This data set consists of regional, gap-free, Level 4 maps available daily at a high spatial resolution ($1/24^\circ$) representative of night SST values. Monthly SST means are used in section 5 to provide complementary information on the surface currents.

3. Inter-annual variability of the surface currents

We start the analysis by investigating the spectral content associated with the oceanic surface variability in the study area. Figure 2 presents the Fast Fourier Transform derived energy spectra for the six selected T/P+J1+J2 tracks averaged over the 20 years period. Except for track 135, the most energetic harmonic of the remaining tracks corresponds to the annual cycle (12-13 months) with a different energy level from one track to the other. The latter is markedly weaker downstream (tracks 135 and 237) than upstream of the channel (track 161). This annual frequency clearly dominates the most significant peaks at higher frequencies (e.g., at ~3-6 months) or the intermediate ones in the inter-annual band. Those are slightly above the sub-annual ones, but variable from one track to the other. Nevertheless, some common peaks at 4-5 (2.5-3) years are clearly seen on tracks 059, 044 and 135 (161 ,222 and 044), but are generally of ambiguous signification. Given the strong domination of the seasonal cycle, we applied a low pass 12-months filter on the altimetry time series to extract

specifically the inter-annual variations of the surface currents. The corresponding Hovmüller diagrams are shown on Figure 3. Note that track 222 which crosses all the TSC in northwest-southeast direction is split in three parts and interleaved between the other tracks to better illustrate the flows connection between and continuity.

The first significant feature showed on Figure 3 is the cyclical burst within the Algerian Current (AC) core off the Algerian Tunisian shelf (track 161 ; 37.9 -38.2°N) and eastward on the upper part of track 222. It shows velocities up to 25 cm/s on track 161 occurring almost every 2-3 years from 1993 to 2004, then over a continuous period from 2008 to 2011. These bursts are likely coherent with the energy peaks observed at 2-3 years on the spectrum of tracks 161 and 222 (Figure 2). This 2-3 years signal is less obvious on track 237 due to the split into a branch fluctuating toward the edge of the Northwest Sicilian coast, at the origin of the AIS/Bifurcation Tyrrhenian Current (BTC), and a second one following the continental slope of Cape Bon, and leading to the ATC. The latter accelerates (AGVs >25cm/s) around 37°N during 2001-2002, 2009 and 2012, but also meanders meridionally. The BTC, on upper part of track 044, shows coherent fluctuations with the AC (i.e. in the 2.5-3 years range) besides a significant tendency to enlarge and intensify from 2002 to 2013.

Eastward inside the TSC, the northernmost part of tracks 059 and 044 exhibits a current vein corresponding to the AIS location, just southward of the Sicily coast, with a mean velocity exceeding 15 cm/s. On track 059, the AIS position shifts inter-annually from 36.25°N to nearby the Sicilian coasts (36.9°N), showing wider offshore expansions during 1999-2001, 2005 and 2009 likely due to the Sicily upwelling year to year variability [Bonanno et al., 2014]. The AIS accelerates remarkably in 2001 reaching velocities greater than 25cm/s. By contrast, we observe on track 044 an AIS constantly off the coast (~10km) and flowing east

towards the Ionian basin with a quasi-steady width (~70km) and intensity, except in 2003 and 2011 where the current weakens significantly.

In the Southern part of the TSC, the ATC flows southeastward along the slope of the Tunisian shelf and splits into two branches around 35°N on track 059: one forming the Bifurcation Atlantic Tunisian Current (BATC) that continues eastward, and the other ultimately feeding the ALC which flows toward and along the Libyan coast. The ATC/ALC fluctuates every 3-5 years and shows weak velocities (5-10 cm/s). The BATC flows slightly northward with a weakly variable and smooth (5 cm/s) background vein, but reveals two marked intensifications (15-20 cm/s) accompanied by large extensions (35-35.5°N) in 2003 and 2011.

The ATC and BATC flows are less evident in the middle part of track 222 (33.5-36°N) due to its along slope, and hence along the main current, orientation. The ATC signature in the middle part of track 222 is a southwestward vein flowing onto the shelf near Cape Bon (~37°N) with weak velocities (~5cm/s) all over the twenty-year period, except for 2003 and 2011 where it shows evidence of higher velocity (~15cm/s). Over the Gulf of Hammamet (~35.7-36.7°N) the flow reverses eastward with positive velocities particularly high (15 cm/s) during 2003 and 2011 and jointly with the two marked events previously seen on track 059 and attributed to the increased BATC flow. Further south on track 222 (~33.1-35.5°N), the along-slope branch of the ATC fluctuates in east-west motions with relatively homogeneous intensity throughout the years (~5-8 cm/s), except for 2011 where it reaches a maximum of 13 cm/s around 33.7°N. The remaining vein at latitudes southward of 33.2°N has a dominant eastward direction and likely corresponds to the ALC that holds for the final exit for the Tunisian shelf AW flow, constrained by the Libyan coast to a narrow coastal jet.

The BATC continuation toward the East on track 044+135, between 35.5 and 36°N, shows higher velocities and even more marked fluctuations likely due to an undulating re-circulation from the upper AIS or westward flow from the Ionian Sea. On the contrary the 2003 and 2011 events are reminiscent of the previous anomalies seen on tracks 059 and 222. The coherency of these, jointly with increased AC on track 161 and the weakening of the AIS on track 044, ultimately suggest major changes of the main AW (ATC/BATC versus AIS) pathways toward the Ionian Sea. We note that the most pronounced BATC fluctuations lead to flow interactions with the northern eastward flow of the Sidra Gyre (SG), especially in 2000, 2003 and 2011. However, this does not seem to strongly affect the SG inter-annual variability whose significant intensification is rather observed during 1998-1990 and between 2006 and 2010, mainly on its southeastern branch.

Lastly, the southern part of track 135 shows a clear regime shift after 2002 with an eastward coastal current, likely corresponding to the ALC that seems to appear suddenly, jointly with an AC increase and extent southward very closely to the coastline on track 161. This shifting period coincides with a technology change between the end of TOPEX/Poseidon and the launch of Jason-1 missions, which would cause some large wavelength bias. However, the bias associated with the change of MSSH (Mean Sea Surface Heights) used to generate TOPEX/Poseidon and Jason-1 X-TRACK is of the order of millimeters and thus would not significantly affect the sea level gradients used for AGV calculations. This hints at a dynamical mechanism rather than an instrumental error as the most plausible cause for this signal. However, the altimetry time series is too short (23 years) to draw any significant conclusion on the potential mechanism underpinning this decadal variability.

4. Transport-like analysis

4.1. Model equations and tuning

The crosstrack currents derived from the altimetry data (AGVs) provide valuable yet qualitative information on the surface circulation, mainly the AW flow and its associated pathways, and show significant spatial coherence in the inter-annual variability. This methodology has two main caveats. First, the AGV is only a component of the total current. Secondly, the velocities on the different tracks are not quantitatively comparable due to their different orientations (AVG projection) with respect to the dynamic patterns. Finally, the bathymetric variations along and between the different tracks are very high, ranging from <100 m near the coast and on the Tunisian shelf to about 500 m and down to 1000-2000 m in the central and the easternmost parts of the studied area, respectively.

In order to provide a more quantitative view of the regional circulation of the TSC and to ensure that current structures are coherent regarding the continuity of the flows, we take advantage of the spatial layout of the altimetry tracks which, together with the coastlines delimit closed boxes (see Figure 1b). The across-track AGVs being normal to these tracks (obviously null when normal to the coastline), we can establish transport budget within these boxes. To do so, we defined a “proxy” for the AW transport (surface flow) based on the monthly means of the twenty years crosstrack AGVs and that would take into account the joint effect of the bathymetry and the balance between the baroclinic and barotropic contributions.

Building on the work of Han et al., [2001], the total volume transport (T) is the sum of the barotropic (T_{BT}), baroclinic (T_{BC}) and Ekman transport (T_E). The altimeter-derived current

velocities being obtained from along-track ADT assuming geostrophy [Bouffard et al., 2008; Jebri et al., 2016], the Ekman component can be neglected here, a fortiori on inter-annual timescales [Han et al., 2001]. The transport-like model is simply defined as the double integral along a track and down to a reference depth of a projected depth-dependent geostrophic current ($U_g(x,z)$) defined as :

$$T = \int_{x_0}^{x_{end}} \int_0^{Z_{max}} U_g(x, z) dx dz \quad (1)$$

where x_0 and x_{end} stand for the start and end of each part of a track so that a "track-closed-box" is formed. Z_{max} is the reference depth of integration, adjusted to bathymetry (derived here from the global "Etopo01" data set) in the shallow portion of the track (i.e. when Z_{bathy} is less than Z_{max}). The distribution of the geostrophic current with depth is defined, from the altimetry AGV, as the sum of barotropic and baroclinic components assuming an exponential-like (secant hyperbolic) depth-dependency:

$$U_g(x, z) = AVG(x) \times [B_T + (1 - B_T) \times sech(\lambda(x) \times z)] \quad (2)$$

$$\text{where } \lambda(x) = \frac{sech^{-1}(0.01)}{\min(Z_{max}, Z_{bathy}(x))} \quad (3)$$

so that the baroclinic component is reduced to 1% of the surface velocity at depth Z_{max} . As such, the model has only two free parameters: the barotropic (baroclinic) fraction B_T ($1-B_T$) and Z_{max} .

We carried out first sensitivity tests with Z_{max} of 200 or 300 m for all sections, under the assumption that the baroclinic structure of the Algerian Current (AC) [~ 300 m; Millot, 1999] is generally maintained throughout the Tunisian Sicily Channel, and for various barotropic/baroclinic proportions. The barotropic fraction B_T setting tests (not shown) showed that a barotropic component, even a minor ($<20\%$), produces unrealistic transport ($>2Sv$) for sections crossing deep waters and unbalanced budgets within the "track-closed boxes". The calculation under the purely baroclinic assumption has resulted in more realistic transport

estimates and better-balanced boxes flow budget. In theory, density data are required in addition to the altimetric velocities to quantify properly the barotropic and the baroclinic transports [e.g. Fofonoff, 1962; Han et al, 2001; Han, 2004]. On another hand, following Rintoul et al., [2002] altimeter signal largely reflects the baroclinic part of the geostrophic circulation. Thus, and due to the limited spatial and temporal availability of hydrographic data over the studied area, we finally defined the model solely as a proxy of the baroclinic AW flow.

The most delicate issue remains in the definition of a meaningful water mass boundaries between the surface (AW) and the intermediate (LIW) layers [e.g., Onken et al., 2003], as the vertical extent of baroclinic structures related to the AW flow in the Sardinia-Tunisia-Sicily area is not homogeneous. The main AW current vein at the Channel of Sardinia has an extension of about 150-200 m [e.g. Sammari et al., 1995 ; Astraldi et al., 1999 ; Onken et al., 2003]. It is reduced at the entry of TSC where the LIW counterflow at depth clearly limits the vertical extension of the AW flow. The interface between the two opposite flows is often defined by a salinity range of 37.8 to 38.2 corresponding to a ~100-150m depth [e.g. Grancini and Michelato, 1987 ; Sammari et al., 1995 ; Astraldi et al., 1996; Onken et al., 2003]. An AW/LIW interface depth of ~125 m was also observed in [Gasparini et al., 2004] from current meter measurements. Thus, the **Zmax** parameter was set as :

$$Z_{max} = \begin{cases} \min(200m, depth) & \text{if } longitudes < 11.5^\circ E \\ \min(125m, depth) & \text{if } longitudes \geq 11.5^\circ E \end{cases} \quad (4)$$

4.2. Model validation using independent in situ estimates

We test the transport-like model first by comparing the geostrophic velocity profiles estimated from altimetry with those from available simultaneous hydrographic measurements made over

the Tunisia-Sardinia ("SA") section versus tracks 161 and 222 and the Tunisia-Sicily ("SI") section versus track 237. Figures 4 and 5 show examples of such comparisons for November 1996, July 2006 and July 2007. Globally, all sections exhibit an upper layer with a coastal jet marked by high eastward velocities ($>20\text{cm/s}$) corresponding to the core of the AW as defined by the in situ salinity profiles (not shown). The eastward AW vein on the "SA" section loosely agrees with that derived from altimetry- on tracks 161 or 222, regarding its position with respect to the bathymetry slope and its intensity. The vertical structures extrapolated from altimetry give velocities slightly weaker than those derived from the CTD fields, mainly due to the smoothing effect of the secant hyperbolic function. Hence, the depth extension of the current seems to be slightly lower (by $\sim 30\text{m}$), especially in November 1996, and the interface with the intermediate layer (i.e., the zero velocity isoline) unclear on the altimetry sections. Further east, the "SI" section, at the vicinity of track 237, shows an in situ derived eastward geostrophic current of 25-30 cm/s with a maximum depth extension of 150 m and a marked mesoscale variability that is not reproduced by the monthly-averaged altimetry derived AGV. Likewise, the in situ geostrophic currents of the "SI" section highlight a better defined LIW/AW interface and even possible limited LIW veins flowing westward at depth ($> 150\text{ m}$), especially in July 2006. Nevertheless, the vertical structure derived from these tracks is globally coherent with that of the in situ derived geostrophic current.

Lastly, Figure 6 compares the corresponding estimates of the baroclinic transport over the upper 200 m depth. Despite the different locations, estimates of transports derived from both data fields give relatively good qualitative matches for the same months, even if in situ estimate are generally in the lower range of altimetry derived values, likely due to differences in the spatial extent of the sampled sections between both estimates. The Root Mean Square Error (RMSE) is 0.415 (0.291) Sv between the "SA"("SI") section and track 161 (237). The

comparison of "SA" to track 222 transports (dashed lines) resulted in a RMSE slightly higher by 0.027 Sv than that with track 161. Note that the "SI" transect is by far the most sampled transect among the available hydrographic data, which would explain its lower RMSE with altimetry compared to the few samples available for "SA".

We were not able to apply the same analysis eastward inside the Tunisia-Sicily Channel due to the lack of adequate CTD data. Indeed, the scarcer available CTD data are limited to transects over the Gulf of Hammamet with a southwest-northeast direction, thus perpendicular to the closest track (222). However, these generally show small or poorly resolved geostrophic structures with a limited vertical extension (not shown) of no more than 100-150 m over deeper area. Thus, we rely on the literature (see above) to define an interface depth (Z_{\max}) of 125 m, for the calculation of the baroclinic AW transport for all tracks east of Cape Bon ($> 11.5^\circ\text{E}$).

4.3. Mean box transport budget and related errors

The mean AW transport estimates based on the retained configuration are shown on Figure 7 with long-term averaged flow budget residuals calculated as the difference between the inflow and outflow of each track-closed box. Except for boxes 4 and 5 which will be discussed further below, the long-term averaged flow budgets residuals are significantly lower than the transports at their frontiers, not exceeding 12% of the boundary transports. This suggests that the long-term mean AGV has a spatial coherency that is conserved with this transport-like approach, despite the complex bathymetry of the area. For box 1, the estimate over the Sardinia Channel (track 161 ; $>37^\circ\text{N}$) is 0.83 Sv on average, from which 0.70 Sv continues eastward through track 222 ($>37^\circ\text{N}$) while a small amount (0.12 Sv) enters the TSC close to

Cape Bon (southernmost part of track 237). These transport estimates led to a low mean budget residual (0.0143 Sv).

The mean baroclinic AW transport inside box 2 (track 237 ; $>37^{\circ}\text{N}$) is 0.56 Sv, from which 0.22 Sv escapes northwest of Sicily via the BTC (northern part of track 044) that is rather a mixture of AW and LIW [see Onken et al., 2003]. Box 2 is also fueled by a small input from the Tunisian Shelf (0.0659 Sv, middle part of track 222), giving a total AW entering flow of 0.4 Sv. This AW transport entering the central TSC is well balanced (budget residual of 0.0021 Sv) by a quasi-equivalent southeastward transport of 0.39 Sv through the upper part of track 059 that combines the AIS and BATC flows. Box 3, which covers mainly the Tunisian shelf, also shows a well balanced mean flow budget with 0.12 Sv of AW inflow close to Cape Bon (from box 1) equally shared between its eastern (track 222; 0.0659 Sv towards Box 2) and southern (track 059; 0.0632 Sv towards Box 4) boundaries.

Box 4 shows a slightly degraded mean AW transport budget with a deficit of - 0.071 Sv due to a weak (~ 0.09 Sv) outflow across track 135 against 0.35 Sv outflow from track 044 south of Sicily, which is likely enhanced by the mean AIS and BATC flows from box 2. Box 5 holds by far the highest budget error (0.1444 Sv) due to both flows from the southernmost parts of tracks 059 and 222 that converges almost constantly with quasi-equivalent transports. The mean budget of box 5 (Tunisian Libyan shelf) contrast sharply with that of box 3 (Gulfs of Gabes and Hammamet), which is one of the best inside the channel despite being on a shallow-water shelf. In addition, the residual error of box 4 is very close to the southwestward transport of track 222 in box 5, which seems to be the main cause to its deficit. We noted previously (section 3) on the inter-annual current patterns of the southernmost part of track 135, an absence of the ALC signature before 2002 and a sudden appearance just afterward. By

contrast, it is present all over the twenty years period in terms of transport at the southernmost part of track 222, but with intermittency and a tendency to decrease during the last decade. A box transport budget solely over the 2003-2013 period gives better results regarding box 4 residuals (with an inflow of AW of 0.42 Sv upstream track 059 and an outflow of 0.4 Sv downstream across tracks 135 and 044), but without improving the box 5 "bad" budget. This suggests (though carefully) that the ALC flow across the southernmost part of track 222, in continuity with the 0.063 Sv from box 3 (track 059), is not fully resolved in the raw altimetry data set (see section 5.1 for more details).

4.4. Inter-annual variations of baroclinic transports

The low-pass (12 months) altimeter-derived baroclinic transport time series are shown on Figure 8 for each track-closed box. The colors of each time series corresponds to those of the tracks parts on Figure 1b. Note that the sign of the track transport estimate are set positive (negative) for inflow (outflow) and are repeated for the adjacent boxes parts. The transports through box 1 (Sardinia Channel), dominated by the AC flows, show significant inter-annual variability ranging from 0.6 to 1.15 Sv on track 161 and from 0.4 to 1 Sv on track 222, sometimes perfectly phased (e.g. during 1995-96 and 2010-11). The remaining outgoing transport from box 1 on track 237 is of minor importance (0.12 Sv on average) but has a clear positive trend. The associated transport is also marked by several bursts in 1998, 2003 and from 2009 to 2013 with values of about ~ 0.2 - 0.25 Sv (better depicted with the reduced range of Box 3 panel on figure 8). Though they are of the same order of magnitude as the monthly low-pass filtered box budget errors, they clearly follow the variability of the AW flow across track 161.

The incoming flows to box 2 (south and north west of Sicily) across track 237 range from 0.2 to 0.9 Sv with a variability similar to that across tracks 161 and 222 of box 1. The 20 % weakening of the AW transport between tracks 222 and 237 is likely due to some recirculation of the AW flow in the Central Mediterranean through the South Eastern Sardinia Gyre [e.g. Sorgente et al., 2011]. The outgoing transport across the northern part of track 044, that would stand for the BTC, has an increasing trend with a clear regime change from positive/negative to constantly negative (i.e. eastward) flow and a lower frequency from 2 to 3-4 years after 1999. We believe the variations before 1999 are due to the interaction of the BTC with the Westward Northern Sicilian Current [Sorgente et al., 2011] whose signature on Figure 3 (track 044) would be the westward coastal AGVs that weaken afterward due to the increased BTC flow.

The AW transport across track 222 (middle part) is rather eastward on average when flowing from Box 3 to Box 2 (0.0659 Sv) but with significant fluctuations (± 0.14 Sv). It shows transport increase phases during 1995, 1998, 2000-2001 and 2012 and reverse periods in 1996 and 2006 (better seen with the reduced range of Box 3 panel). The outgoing flow from Box 2 on track 059, does not vary much with values around 0.27-0.53 Sv all along the years. Note that after 2004, the transport time series of tracks 059 and northern 044 feature significant equivalent flows with almost the exact same amount starting from 2010. Their outflows, in anti-phase with track 237 inflow, contribute in a perfectly balanced residual (Figure 8; black line, box 2). This suggests that a significant part of the increasing AW transport upstream led to an increased outflow toward the Tyrrhenian Sea, i.e. through the BTC.

The transport budget of box 3 (Gulfs of Hammamet and Gabes) relies on the northern ATC inflow on track 237 (0 to 0.25 Sv), the fluctuating flow across track 222 (middle part) (-0.19

to 0.08 Sv) and the constantly southern outgoing flow across the southern part of track 059 (0 to -0.15 Sv). The residual is rather negative (excess of outflow) before 2002 (except for 1996) and positive (excess of inflow) until 2012. The variability of tracks 222 and 237 derived transports is sometimes in phase, mainly during 1996 and 2006 with increased AW flows, but more frequently in anti-phase, i.e. compensating flows in 1994, 1998, 2000-01 and 2012. The flow across track 059 is almost always directed eastward, which enhance the hypothesis of a significant part of the ATC flowing on the shelf toward the Gulf of Gabes [see Jebri et al., 2016]. Its variability is not clearly phased with neither of the two other flows (across tracks 222 or 237).

Box 4 (southeastern shelf of Sicily and Libyan coasts) exhibits the most evident variations and has an interesting location since it is crossed by four surface features: the AIS and ATC/BATC Atlantic waters related flows from the Sicily and Tunisian shelves, respectively, the ALC on track 222 and expected interactions with the SG on track 135. The inter-annual variations on tracks 059 (with both the AIS and BATC flows) and 044 (mainly the AIS flow) are in good balance with quasi-equivalent transports around 0.35-0.40 Sv all over the years; except for 2003 and 2011 when the AIS related transport shows marked decreases of about 0.25 Sv. Those are clearly compensated by the marked increases of the southern outgoing transport on track 135, that may stand for a stronger BATC interacting with the SG eastward return flow, as also suggested by the analysis of the inter-annual AGVs (see section 3). These two events of joint and opposite transport variability across tracks 044 and 135 strengthen the premise for a specular mode of the AW transport through the TSC.

Box 5 holds the least significant variations, with the two transports across tracks 135 and 222 being systematically convergent (i.e., both represent inflows into the track-closed box),

leading to large residuals of the transport budget. These are more systematically associated with track 222 transport estimates, with a 1-3 years variability. Note that the same apparent co-variability is observed on the budget residuals of box 4, suggesting a critical deficiency of the transport-like model regarding the southern part of track 222 as also discussed above in section 4.3.

5. Discussion

5.1. Limitations of the Proxy Method for Transport Estimation

Our transport-like approach allowed to better quantify the different AW related flows while taking into account the strong bathymetry constraints of the TSC. This transport-like approach appears globally efficient, as the long-term averaged transport budgets gave low residuals, at least for the boxes over the deepest areas, and mean transports were in the range of previous estimates for the AC flow (0.5-1.5 Sv) at the entrance of the TSC [e.g. Sammari et al., 1995; Astraldi et al., 1996; Onken et al., 2003]. Budget uncertainties for boxes 3 and 5 over shallow areas, however, show the limits of such altimetry derived approach, requiring thus to be discussed in-depth.

First, although the altimetry product used here is post-treated for coastal zone applications, errors of SLA estimates at endpoints could be crucial for narrow coastal jet, specially the ALC that is thought to be insufficiently resolved for a balanced transport budget in boxes 4 and 5. The Tunisian-Libyan shelf area shows a drastic reduction of the continental shelf where tidal resonance with amplitudes of 2 m may occurs [e.g. Sammari et al., 2006], so that one may question the ability of the regional MOG2D tidal model used in the X-TRACK data

treatment to remove such strong tidal harmonic in this specific area. Second, the prevalence of the SG current patterns over track 135 derived AGVs questions for the strong assumption of a homogeneous baroclinic model for the whole area. Though previous work suggested that the SG could possibly modulate the seasonal AW outflow outside the TSC [Gerin et al., 2009 ; Ciappa, 2009 ; Sorgente et al., 2011 ; Poulain and Zambianche, 2007 ; Jebri et al., 2016], there is no reason for its vertical structure to be similar to the AW related geostrophic currents, such as the ATC and AIS. This also questions the hypothesis of a constant baroclinicity for all tracks as significant variations of the AW/LIW interface depth in the center of the TSC was observed from hydrographic data, at different time scales ranging from weeks to seasons and even up to multiyear [e.g. Sammari et al., 1995; Ben Ismail et al., 2012, 2014].

Other factors such as the unresolved barotropic component or aliasing of high frequency (< 1 month) mesoscale patterns in the monthly means may also lead to flow and transport-like uncertainties. Previous studies mainly from numerical modelling have found evidence for significant barotropic transport in the study area. In the model of Pinardi et al., [1997], the barotropic fluctuations south of Sicily are important (~70%) while Sorgente et al., [2003] found a lower barotropic contribution of ~26%, with a baroclinic component ranging from 1.0 to 1.8 Sv. Onken et al., [2003] estimated an eastward AW transport entering the Sicily Channel of ~1.3 Sv with a barotropic contribution of 0.4 Sv for October 1996. This gives a 0.9 Sv estimate for the baroclinic transport of AW inflowing the TSC, close to the value computed here for tracks 161 and 222 (0.7-0.8 Sv on average, ~ 1 Sv on figure 8 for 1996) and only slightly higher than the monthly estimate of 0.8 Sv computed from tracks 237 and 044 for the same period. This estimate is reduced to 0.56 Sv with the 12 months low pass filter on Figure 8, but figure 6 shows that monthly estimates rather varies over the range of

previous estimates. On the other hand, a mean baroclinic AW transport of 0.49 Sv is given in Korres et al., [2000] through the TSC. Likewise, the northern inflow of track 237 (ATC) shows values during 2003 in agreement with the transport estimate of Ben Ismail et al, [2012] from in situ geostrophic and adjusted currents over the 0-150 m layer.

The 10 days time return of the initial TOPEX and Jason1-2 data for a track limits the ability of the altimetry data to fully capture the strong mesoscale activity associated with the numerous narrow currents, fronts and eddies as well as their possible interactions. Poorly resolved mesoscale variability between tracks at short time scales (5-10 days) may be aliased in monthly means and lead to significant errors in the transport-like estimates and track-closed box budgets. Nevertheless, the variances of the budget residuals are always significantly lower than the sum of the variances of the corresponding transports (see Table. 2), suggesting that if some deviations from the model assumptions can lead to significant monthly transport budget errors, these errors nearly compensate each other on longer time scales. Moreover, the low-frequency modulation of the mesoscale variability may generate long-term anomalies in the surface circulation patterns or in the water masses and, consequently, explain a significant part of the inter-annual variability of the AW flow [Larnicol et al., 2002; Fernandez et al., 2005]. Some elements to support our results may be found in the 11 years study of eddy kinetic energy from altimetric data of Pujol and Larnicol, [2005], such as a significant increase of the EKE along the BATC path in 2003 for a preferential southern AW outflow mode discussed above and over the Sicily upwelling area in 1999 and 2001, in support to the offshore migration of the AIS flow on figure 3.

Lastly, the 12 months low pass filter monthly budget residuals seem likely non significant in boxes 1, 2 and even 4, hence over the deepest areas which exhibit major (> 0.4 Sv) inflows

and outflows. They may seem more questionable in box 3, which is on the Tunisian shelf and where the strong bathymetry constraint on the flow may increase the errors, whether through the unresolved barotropic component, the tidal model corrections or baroclinic deviation from the transport-like model. The near along-slope orientation of track 222, crossing the main ATC path, with a bathymetry ranging between 40 and 390 m, is likely the main source of such uncertainties, as yet suggested for boxes 3 and 5 in section 4.1. Nevertheless, we rely on the good transport budget for the deepest track-closed boxes, especially the conservation of the mean AW baroclinic flow of 0.4 Sv all over the TSC, even with the significant part (0.12 Sv) transiting through the Tunisian shelf. We therefore assume that our analysis helps to quantify some major year-to-year changes in the pathways of AW transport throughout the studied area.

5.2. Main inter-annual variability modes of the AW circulation in the TSC

Over the twenty years time series of altimetry surface current and associated transports, we first notice a significant trend for an increased inflow of AW in the Tunisia-Sicily-Sardinia area with a marked inter-annual variability that is unequally shared between the ATC and AIS inflows in the TSC and the BTC outflow northeast of Sicily. The surface ATC related currents near Cape Bon, and potentially the associated transport from box 1 to 3, reaches the strongest intensities during 1998, 2003, 2009 and 2012, always associated with increased AW flows through track 161. These AW pulses are also seen on the upper part of track 237 as an inflow to Box 2 but are often compensated by an increased BTC outflow across the upper part of track 044. This led to a nearly constant southeast AW flow throughout boxes 2 and 4, while the regime shift in the BTC surface current and transports over the upper part of track 044 clearly follows the long-term tendency of an increased AW flow. This suggest that the inter-

annual and long-term variability of the external upcoming AW flow would be primarily distributed through the ATC and BTC flows, the AIS related one being less variable.

The low variability of the AIS related AW transports for both tracks 059 and 044 (see Figure 8) may appear somewhat surprising given the marked variability of surface velocities across track 059 (Figure 3) that show wide expansions offshore during 1994-96, 2005-06 and 2009-10. The high variability of the AIS flow off Sicily is a well known feature due to the interaction with the Sicily upwelling driven by a joint effect of wind stress and bathymetry constraints over the Adventure Bank [e.g. Piccioni et al., [1988] ; Grancini and Michelato, 1987 ; Bonnano et al., 2014]. Béranger et al., [2004] and Jouini et al., [2016] argue that this upwelling may be also reinforced by the westward advection of Ionian waters at depth through Kelvin-like trapped coastal waves along the Sicilian coast. By contrast, both the surface AGVs (Figure 3) and transport estimates (Figure 8) across track 044 in the TSC are significantly less variable, showing only two marked decreases in 2003 and 2011. Note that the northern part of track 059 (Box 2 boundary) include both the ATC/BATC and AIS flows and that the high mesoscale variability in the central part of the TSC may lead to recirculation patterns between them. The crossing between tracks 222 and 237 near Cape Bon being in the middle of the main ATC vein of currents prevents us from clearly quantifying the relative contribution of the AW flowing over the Tunisian shelf with regard to the one along-slope. Several eastward pulses across track 222 are associated with the AW inflow pulses in support to a rapid re-circulation toward the central part of the TSC in 1994-1995, 1998, 2000-2001 and 2012. In addition, the fluctuating westward AVG between 35.5 and 36.2°N on both tracks 059 and 044 (Figure 3) would sign such possible recirculation patterns and may explain the low variability of the AIS related transport over the twenty years time series.

The last major pattern highlighted in our analysis is the shift in the preferential AW outflow to the Eastern Mediterranean from track 044 (northern TSC) to track 135 (southern TSC) in 2003 and 2011, suggesting interactions with the southward SG. Those are signed on both the AVGs and transport estimates, each being associated with an increased BATC flow upstream (tracks 222 and 059). Nevertheless, only the first one seems to be driven by an increased AW flow from the AC (tracks 161, figure 3 and 8) and ATC (track 237 figure 3 and 8 for box 3). A similar BATC/SG coupling is detectable in 1999-2000 but with no effect on the mean AW outflow, as well as an intensification of the SG in 1998-1999. This inter-annual variability mode of the AW flow over the TSC is identified in Jouini et al., [2016] from a neural cluster analysis of a 46 years Mediterranean circulation simulation (NEMO 1/12°). Their analyses revealed a very significant signal for this circulation mode during summer 1999, 2003 and 2011, consistent with our findings. Olita et al., [2007] modeling study of the 2003 European heat wave on the Central Mediterranean Sea also highlights a prominence of the BATC flow in summer. They attributes the summer 2003 AIS weakening to a decreased longitudinal density gradient over the TSC, due to the heat wave induced heating over the area, and reduced wind forcing of the Sicilian upwelling, with a compensating increased BATC.

5.3. Possible Connection between Transport Variations and External factors

Part of these inter-annual variability could be linked to the Ionian Bimodal Oscillating System (BiOS) dynamics [Gačić et al., 2013, 2014]. The BiOS anticyclonic mode intensifies the spreading of the AW into the northern Ionian while the cyclonic situation implies a wider spreading of AW in the southeastern basin [Bonanno et al., 2014]. Knowing that tracks 044 and 135 catches a part of the Ionian circulation, the particular events of the BATC and SG around 33.2-34.2°N in 1997-98 on Figure. 3 (track 044+135) and the two BATC events of

2003 and 2011 [see Gačić et al., 2014, Cardin et al., 2015] are possibly related to the BiOS variability. To better support this assumption, we illustrate on Figure 9 typical summer situations where the AW would rather exit the Tunisia-Sicily Channel primarily through the BATC (summers of 2003 and 2011), or on the contrary by the dominant AIS flow (summer of 2005 and the twenty-years summer climatology). It clearly shows the prominence of the ATC/BATC surface geostrophic velocity in 2003 and 2001 over the AIS related ones. The summer 2005 and climatological situations show an AIS flow associated with a marked tongue of colder AW that propagates northward in the Ionian Sea along the East coast of Sicily. The thermal signature of the BATC flow toward the southern Ionian Sea is more marked in 2011 than in 2003 likely due to the overall heating of the surface layer during the 2003 heat wave [e.g. Olita et al., 2007]. The turbulent AW flow toward the Tunisian shelf is signed in all cases by a tongue of slightly colder surface temperature, interleaved between the warm coastal waters of the Gulf of Gabes and those from the southern Ionian Sea. This thermal signature of the AW flow over the shelf is less pronounced in 2003 and 2011, with reference to the two others situations, likely due to increased mesoscale variability over the Tunisian-Libyan shelf and the possible flow interactions with the SG. Lastly, the more evident signature of the ALC flow in the southeastern part of the shelf during 2003 and 2011 supports an increased AW flow toward the southern Ionian Sea.

Other oceanographic and atmospheric factors may also cause the inter-annual variations of the surface currents and transports over the TSC, such as the Eastern Mediterranean Transient (EMT) through water masses modifications in the Tunisian Sicily Channel [Roether et al., 2007; Gasparini et al., 2005] or the North Atlantic Oscillation (NAO) likely affecting the global Mediterranean circulation [Vignudelli et al., 1999, Rixen et al., 2005]. Cardin et al., [2015] argue that the relaxation phase of the EMT lasted for the last 20 years, while Gasparini

et al., [2005] suggest that a further EMT evolution can be diagnosed after 1999 at the entry of the TSC with a decrease (increase) of AW (LIW) salinity of similar magnitude as in 1992-1993. The resulting salinity horizontal variations and density gradients would then induce intense surface currents (by geostrophy) and the eastern basin would be reached by fresher surface water during a higher EMT like phase [Gasparini et al., 2005]. How this long-term relaxation of the main 1992-93 EMT event lies with the long-term tendency of increased AW flow toward the TSC, suggested by our analysis, is unclear, but this does not exclude the possibility of pulsed outflow of modified LIW affecting the AW flow surface signature. Except the AW flow in the Sardinia channel and the ALC sudden increase at midterm of the twenty years time series, there is no obvious variability on the main AW flow paths that would be consistent with a NAO-like decadal time scale. Moreover, the connection between the NAO and the Mediterranean circulation is not fully understood, being possibly different among sub-regions [e.g. Rixen et al., 2005] or interacting with the BiOS [e.g., Pinardi et al., 2016] or the EMT [e.g. Tsimplis and Josey, 2001].

6. Summary and perspectives

This study covers a specific analysis of the surface geostrophic currents over the Tunisian Sicily Channel as derived from along track absolute dynamic topography over a twenty-years data set. This allows monitoring the inter-annual fluctuations of several boundary currents, i.e. the AC, ATC, AIS, BATC, ALC and SG that spread the Atlantic Waters over this study area. Our analysis reveals also a spatial track-to-track coherency observed consistently over the entire length of the altimetry period despite the marked inter-annual variability (Figures 3 and 6). We estimate the associated AW baroclinic transport via a transport-like model that, despite the caveats, agrees relatively well with historical observations and/or numeric modeling. The

model finds two significant modes of variability, 1) a long-term tendency for an increased AW flow benefiting preferentially to the BTC and the ATC/ALC systems; and 2) a shift AW flow from the AIS, as the predominant mode, to the BATC and SG systems for two years over the twenty time series. Furthermore, the analysis gives better insights on the variability of the transport flow over the wild shelf of Tunisia.

In a context of scarce hydrographic measurements and the difficulty and cost of maintaining dense in situ network, our study proves that coastal altimetry can be a highly useful tool for obtaining long time series of the water transport over the whole TSC region and with a relatively good spatial resolution. Furthermore, the upcoming altimetry missions (e.g. the CNES/ISRO SARAL-AItiKa Mission in Ka-band, the ESA CryoSat-2 and COPERNICUS Sentinel-3, Sentinel-6 Mission in SAR mode) will significantly reduce measurement noise and increase the along-track resolution. This would help improve the observations over the more coastal areas, especially the Tunisian-Libyan shelf where our approach seemed deficient. The use of these new coastal altimetry observations, in the expectation of the improvements of satellite Sea Surface Salinity over enclosed Seas such as the Mediterranean, in synergy with other data sources and modeling tools will enable a better understanding of the structure and evolution of the currents in the Central Mediterranean. Particularly, the recent availability of suitable ocean circulation reanalysis [e.g. Pinardi et al., 2016 ; Hamon et al., 2016] would help answer the main remaining open questions about the relative strength of internal (e.g. regional atmospheric forcing and mesoscale activity) and external (e.g. atmospheric and climatologic effects) factors that would explain the long-term tendency and particular events revealed by our analysis.

Acknowledgements

This work is part of the PhD of Madame Jebri Fatma. This publication was produced with the financial support of the Allocations de recherche pour une thèse au sud (ARTS) program of the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). The X-TRACK altimetry data used in this study were developed, validated and distributed by the CTOH/LEGOS, France (<http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products/coastal-products/coastal-products-1/sla-1hz/medsea/>).

The processed and validated hydrographic data were provided through SeaDataNet Pan-European infrastructure for ocean and marine data management (<http://www.seadatanet.org>), the SST ones by the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (<http://marine.copernicus.eu/>).

References

- Astraldi, M., G.P. Gasparini, S. Sparnocchia, M. Moretti and E. Sansone, (1996), The characteristics of the water masses and the water transport in the Sicily Strait at long time scales. In: Briand, F. Ed., Dynamics of Mediterranean straits and channels, Bulletin de l'Institut Oceanographique, 17, 95–115.
- Astraldi, M., S. Baloupoulos, J. Candela, J. Font, M. Gacic, G. P. Gasparini, B. Manca, A. Theocharis and J. Tintore` (1999), The role of straits and channel in understanding the characteristics of Mediterranean circulation, Prog. Oceanogr., 44, 64 – 108.
- Ben Ismail, S., C. Sammari, G. P Gasparini, K. Béranger, M. Brahim and L. Aleya (2012), Water masses exchanged through the Sicily Channel: evidence for the presence of new water masses on Tunisian side of the Channel, Deep-Sea Res I.,63(2012),65-81.

- Ben Ismail, S., K. Schroeder, C. Sammari, G. P. Gasparini, M. Borghini, and L. Aleya (2014), Inter-annual variability of water mass properties in the Tunisia-Sicily Channel, *J. Mar. Syst.*, 135, 14–28, 2014.
- Benzohra, M. and C. Millot (1995) Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria, *Deep-Sea Res.*, 42 10 , 1803–1830.
- Béranger, K., L. Mortier, G.P. Gasparini, L. Gervasio, M. Astraldi, and M. Crepon, (2004), The dynamics of the Sicily strait: A comprehensive study from observations and models, *Deep Sea Research.*, 51, 411-440.
- Birol, F., M. Cancet, and C. Estournel (2010), Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry, *J. Mar. Syst.*, 81, 297–311.
- Bonnano, A., Placenti, F., Basilone, G., Mifsud, R., Genovese, S., Patti, B., Di Bitetto, M., Aronica, S., Barra, M., Giacalone, G., Ferreri, R., Fontana, I., Buscaino, G., Tranchida, G., Quinci, E., Mazzola, S., 2014. Variability of water mass properties in the Strait of Sicily in summer period of 1998–2013. *Ocean Science* 11, 811– 837.
- Bosse, A., P. Testor, L. Mortier, L. Prieur, V. Taillandier, F. d’Ortenzio, and L. Coppola (2015), Spreading of Levantine Intermediate Waters by submesoscale coherent vortices in the northwestern Mediterranean Sea as observed with gliders, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, doi:10.1002/2014JC010263.
- Bouffard, J., S. Vignudelli, P. Cipollini, and Y. Menard (2008), Exploiting the potential of an improved multimission altimetric data set over the coastal ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L10601.
- Bouffard, J. (2007), Amélioration de l’altimétrie côtière appliquée à l’étude de la circulation dans la partie nord du bassin occidental Méditerranéen, Thèse de Doctorat de l’Université Toulouse III, Novembre 2007.

- Bouffard, J., L. Roblou, F. Birol, A. Pascual, L. Fenoglio-Marc, M. Cancet, R. Morrow, and Y. Menard (2011) Introduction and assessment of improved coastal altimetry strategies: Case study over the North Western Mediterranean Sea, In Coastal altimetry, eds. S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste. Berlin: Springer-Verlag.
- Buongiorno Nardelli, B., C. Tronconi, A. Pisano, and R. Santoleri (2013) High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project, *Rem. Sens. Env.*, 129, 1-16, doi:10.1016/j.rse.2012.10.012.
- Ciappa, A.C., (2009), Surface circulation patterns in the Sicily Channel and Ionian Sea as revealed by MODIS chlorophyll images from 2003 to 2007, *Cont. Shelf Res.*, 29, 2099–2109.
- Cardin, V., G. Civitarese, D. Hainbucher, M. Bensi, and A. Rubino (2015), Thermohaline 17 properties in the Eastern Mediterranean in the last three decades: is the basin returning to the 18 pre-EMT situation? *Ocean Sci.*, 11, 53-66, 2015, doi:10.5194/os-11-53-2015.
- Casey, K.S., T.B. Brandon, P. Cornillon, and R. Evans (2010) "The Past, Present and Future of the AVHRR Pathfinder SST Program", in *Oceanography from Space: Revisited*, eds. V. Barale, J.F.R. Gower, and L. Alberotanza, Springer. doi:10.1007/978-90-481-8681-5_16.
- Deng, X., C. Hwang, R. Coleman, and W.E Featherstone (2008), Seasonal and inter-annual variations of the Leeuwin Current off Western Australia from TOPEX/Poseidon Satellite Altimetry, *Terrestrial, Atmospheric and Ocean Sciences.*, 19 (1–2), 135–149 ISSN 1017-0839.

- Fernandez, V., D. E. Dietrich, R. L. Haney and R. L. Tintore (2005), Mesoscale, seasonal and inter-annual variability in the Mediterranean Sea using a numerical ocean model, *Prog. Oceanogr.*, 66, 321–340.
- Fofonoff, N. P., (1962) Dynamics of ocean currents, *The Sea*. Vol. 1: Physical Oceanography, Wiley-Interscience, 323–395.
- Gacic, M., K. Schroeder, G. Civitarese, S. Cosoli, A. Vetrano and G. L. Eusebi Borzelli (2013), Salinity in the Sicily Channel corroborates the role of the Adriatic-Ionian Bimodal Oscillating System (BiOS) in shaping the decadal variability of the Mediterranean overturning circulation, *Ocean Sci.*, 9, 83–90, doi:10.5194/os-9-83-2013.
- Gačić, M., G. Civitarese, V. Kovačević, L. Ursella, M. Bensi, M. Menna, V. Cardin, P.-M. Poulain, S. Cosoli, G. Notarstefano And C. Pizzi. 2014. Extreme winter 2012 in the adriatic: an example of climatic effect on the Biosrhythm. *ocean sci.*, 10, 513-522, 2014 doi:10.5194/os-10-513-2014
- Garzoli. S. and C. Maillard (1979), Winter circulation in the Sicily and Sardinia Straits region, *Deep-Sea Res.*, 26A: 933-954.
- Gasparini, G.P., A. Ortona, G. Budillon, M. Astraldi and E. Sansone (2005), The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian Sea, *Deep-Sea Res. I*, 52 (2005) 915–935, doi:10.1016/j.dsr.2005.01.001
- Gasparini, G.P., D.A. Smeed, S. Alderson, S. Sparnocchia, A. Vetrano, and S. Mazzola (2004), Tidal and subtidal currents in the Strait of Sicily, *J. Geophys. Res.*, 109, C02011.
- Gasparini, G.P., K. Schroder, A.Vetrano and M. Astraldi (2007), Canali e stretti quali punti di osservazione privilegiata per lo studio della variabilita inter-annuale del bacino

- Mediterraneo, In: *Clima e cambiamenti climatici: le attività di ricerca del CNR*, CNR–Roma (Ed.), 2007, pp. 521–524.
- Gerin, R., P.M. Poulain, I. Taupier-Letage, C. Millot, S. Ben Ismail and C. Sammari (2009), Surface circulation in the Eastern Mediterranean using drifters (2005–2007), *Ocean Sci.*, 5, 559–574.
- Grancini, G. F., and A. Michelato (1987), Current structure and variability in the Strait of Sicily and adjacent area, *Ann. Geophys., Ser. B.*, 5, 75–88.
- Hamon, M., J. Beuvier, S. Somot, J.-M. Lellouche, E. Greiner, G. Jordà, M.-N. Bouin, T. Arsouze, K. Béranger, F. Sevault, C. Dubois, M. Drevillon and Y. Drillet (2016), Design and validation of MEDRYS, a Mediterranean Sea reanalysis over the period 1992–2013, *Ocean Sci.*, 12, 577-599, doi:10.5194/os-12-577-2016.
- Han, G. (2004), Variability of the Labrador Current from satellite altimetry, *AZMP Bulletin PMZA No. 4*.
- Han, G. and C.L. Tang (2001), Inter-annual variation of volume transport in the western Labrador Sea based on TOPEX/Poseidon and WOCE data, *J. Phys. Oceanogr.* 31: 199-211.
- Jebri, F., F. Birol, B. Zakardjian, J. Bouffard, and C. Sammari (2016), Exploiting coastal altimetry to improve the surface circulation scheme over the central Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, doi:10.1002/2016JC011961.
- Jouini, M., K. Béranger, T. Arsouze, J. Beuvier, S. Thiria, M. Crépon, and I. Taupier-Letage (2016), The Sicily Channel surface circulation revisited using a neural clustering analysis of a high-resolution simulation, *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, doi:10.1002/2015JC011472.

- Korres, G., N. Pinardi and A. Lascaratos (2000), The ocean response to low-frequency inter-annual atmospheric variability in the Mediterranean sea: Part I. Sensitivity experiments and energy analysis. *J. Climate* 13, 705 – 731.
- Lacombe, H., and P. Tchernia (1972), Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In: Stanley, D. (Ed.), *Mediterranean Sea*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, pp. 25–36.
- Larnicol, G., N. Ayoub and P.-Y. Le Traon (2002), Major changes in Mediterranean Sea level variability from 7 years of TOPEX/Poseidon and ERS-1/2 data. *J. Mar. Syst.* 33–34, 63– 89.
- Le Hénaff, .M, L. Roblou, and J. Bouffard (2011), Characterizing the Navidad Current inter-annual variability using coastal altimetry, *Ocean Dynam.* 61 (4), 425–437.
- Lermusiaux, P. F. J., and A. R. Robinson (2001), Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily, *Deep Sea Res., Part I*, 48, 1953–1997.
- Malanotte-Rizzoli P., V. Artale, G.L. Borzelli-Eusebi, S. Brenner and A. Crise (2014), Physical forcing and physical/biochemical variability of the Mediterranean Sea: a review of unresolved issues and directions for future research. *Ocean Sci.* 10:281–322.
- Manzella, G. M. R., G. P. Gasparini and M. Astraldi (1988), Water exchange between eastern and western Mediterranean through the Strait of Sicily, *Deep Sea Res.*, 35, 1021-1036.
- Manzella, G.M.R. (1994), The seasonal variability of water masses and transport through the Strait of Sicily. In: La Violette, P.E. (Ed.), *Coastal and Estuarine studies. Seasonal and inter-annual variability of the Western Mediterranean Sea*, Vol. 46. AGU, Washington D.C, pp. 33–45.
- Millot, C. (1999), Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, 20: 423-442.
- Millot, C., and I. Taupier-Letage (2005), Circulation in the Mediterranean Sea. In: Saliot,

- A. (Ed.), *The Mediterranean Sea*, Handbook of Environmental Chemistry, vol. 5. Springer, Berlin, pp. 9–66 Part K.
- Napolitano, E., G. Sannino, V. Artale, and S. Marullo (2003), Modeling the baroclinic circulation in the area of the Sicily Channel: The role of stratification and energy diagnostics, *J. Geophys. Res.*, 108(C7), 3230, doi:10.1029/2002JC001502.
- Nielsen, J.N. (1912), Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters, Report of the Danish Oceanographic Expedition 1909–1910 to the Mediterranean and adjacent waters 1, 77–192.
- Olita, A., R. Sorgente, S. Natale, S. Gaber sek, A. Ribotti, , A. Bonanno and B. Patti (2007), Effects of the 2003 European heatwave on the Central Mediterranean Sea: surface fluxes and the dynamical response, *Ocean Sci.*, 3, 273–289, doi:10.5194/os-3-273-2007
- Onken, R., A. R. Robinson, P. F. J. Lermusiaux, P. J. Haley Jr., and L. A. Anderson (2003), Data-driven simulations of synoptic circulation and transports in the Tunisia-Sardinia-Sicily region, *J. Geophys. Res.*, 108(C9), 8123, doi:10.1029/2002JC001348.
- Ovchinnikov, I.M., (1966), Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology* 6, 48–59.
- Piccioni, A., M. Gabriele, E. Salusti and E. Zambianchi (1988), Wind-induced upwellings off the southern coast of sicily. *Oceanologica Acta* 11 (4), 309–314.
- Pinardi, N., G. Korres, A. Lascaratos, V. Roussenov and E. Stanev (1997), Numerical simulation of the inter-annual variability of the Mediterranean Sea upper ocean circulation, *Geophys. Res. Lett.*, 24(4), 425–428.
- Pinardi, N., V. Lyubartsev, N. Cardellicchio, C. Caporale, S. Ciliberti , G. Coppini, F. De Pascalis, L. D'Alti, I. Federico, M. Filippone, A. Grandi, M. Guideri, R. Lecci, L. Lamberti , G. Lorenzetti, P. Lusiani, C. Damiano Macripo, F. Maicu, D. Tartarini, F.

- Trotta, G. Umgiesser and L. Zaggia (2016), Marine Rapid Environmental Assessment in the Gulf of Taranto: a multiscale approach, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, doi:10.5194/nhess-2016-179.
- Poulain, P.M. and E. Zambianchi (2007), Surface circulation in the central Mediterranean Sea as deduced from Lagrangian drifters in the 1990s, *Continental Shelf Research*, 27 (7), 981–1001.
- Poulain, P.M. and E. Zambianchi (2007), Surface circulation in the central Mediterranean Sea as deduced from Lagrangian drifters in the 1990s, *Continental Shelf Research*, 27 (7), 981–1001
- Pujol, M. I., and G. Larnicol (2005), Mediterranean Sea eddy kinetic energy variability from 11 years of altimetric data, *J. Mar. Syst.*, 58(3–4), 121–142, doi:10.1016/j.jmarsys.2005.07.005.
- Rintoul, S. R., S. Sokolov, and J. Church (2002), A 6 year record of baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current at 140°E derived from expendable bathythermograph and altimeter measurements, *J. Geophys. Res.*, 107(C10), 3155, doi:10.1029/2001JC000787.
- Rio, M.H., A. Pascual, P.-M. Poulain, M. Menna, B. Barceló and Tintoré. J (2014), Computation of a new Mean Dynamic Topography for the Mediterranean Sea from model outputs, altimeter measurements and oceanographic in situ data, *Ocean Sci. Discuss.*, 11, 655-692.
- Rixen, M., J.M. Beckers, S. Levitus, J. Antonov, T. Boyer, C. Maillard, M. Fichaut, E. Balopoulos, S. Iona, H. Dooley, M.J. Garcia, B. Manca, A. Giorgetti, G. Manzella, N. Mikhailov, N. Pinardi and M. Zavatarelli (2005), The Western Mediterranean Deep Water: A proxy for climate change, *Geophys Res. Letters*, 32: L12608.
- Robinson, A.R., J. Sellshop, A. Warn-Varnas, W.G. Leslie, C.J Lozano, P.J Haley Jr., L.A.

- Anderson and P.J.F Lermusiaux, (1999), The Atlantic Ionian stream., *Journal of Marine Systems*, 20, 129–156.
- Roblou, L., J. Lamouroux, J. Bouffard, F. Lyard, M. Le Hénaff, A. Lombard, Marsalaix, P., De Mey and F. Birol, (2011), Post-processing altimeter data toward coastal applications and integration into coastal models. Chapter 9, In: Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J. (Eds.), *Coastal Altimetry*. Springer Berlin Heidelberg.
- Roether, W., B. Klein, B. B. Manca, A. Theoharis, and S. Kioroglou (2007), Transient eastern Mediterranean deep waters in response to the massive dense-water output of the Aegean Sea in the 1990s, *Prog. Oceanogr.*, 74, 540 – 571.
- Roether W., Klein B. & Hainbucher D. The Eastern Mediterranean Transient: Evidence for Similar Events Previously? In *The Mediterranean Sea: temporal Variability and Spatial Patterns* (eds Eusebi Borzelli G. L., Gačić M., Lionello P. & Malanotte-Rizzoli P.) 75–83 (Wiley, 2014).
- Sammari, C., C. Millot and L. Prieur (1995), Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 42(6) :893–917.
- Sammari, C., C. Millot, I. Taupier Letage, A. Stefani and M. Brahim, (1999), Hydrological characteristics in the Tunisia–Sardinia–Sicily area during spring 1995, *Deep-Sea Res. I* 46, 1671–1703.
- Sammari, C., V.G. Koutitonsky and M. Moussa (2006), Sea level variability and tidal resonance in the Gulf of Gabes, Tunisia, *Continental Shelf Research*, 26 (2006) 338–350, doi:10.1016/j.csr.2005.11.006.

- Schilchtholz, P., (1991), A review of methods for determining absolute velocities of water flow from hydrographic data, *OCEANOLOGIA*, No. 31, pp 73-85, 1991. PL ISSN 0078-3234.
- Sorgente, R., A. F. Drago, and A. Ribotti (2003), Seasonal variability in the Central Mediterranean Sea circulation, *Ann. Geophys.*, 21, 299–322, doi:10.5194/angeo-21-299-2003.
- Sorgente, R., A. Olita, P. Oddo, L. Fazioli, and A. Ribotti (2011), Numerical simulation and decomposition of kinetic energies in the Central Mediterranean Sea: Insight on mesoscale circulation and energy conversion, *Ocean Sci. Discuss.*, 8, 1-54.
- Stansfield, K., G.P. Gasparini and D.A. Smeed (2003), High-resolution observations of the path of the overflow from the Sicily Strait, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 50 (9). 1129-1149.
- Tsimplis, M.N. and S.A. Josey (2001), Forcing the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 28(5), 803–806.
- Vignudelli, S., G.P. Gasparini, M. Astraldi and M.E. Schiano (1999), A possible influence of the North Atlantic Oscillation on the circulation of the Western Mediterranean Sea, *Geophysical Research Letters*, 26: 623-626.

AC	Algerian Current
ADT	Absolute Dynamic Topography
AGV	Absolute Geostrophic Velocity
AIS	Atlantic Ionian Stream
ALC	Atlantic Libyan Current
ATC	Atlantic Tunisian Current
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AVISO	Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data
AW	Atlantic Waters
BATC	Bifurcation Atlantic Tunisian Current
BiOS	Bimodal Oscillating System
BTC	Bifurcation Tyrrhenian Current
CTD	Conductivity, Temperature, Depth
CTOH	Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère
EMDW	Eastern Mediterranean Deep Waters
EMT	Eastern Mediterranean Transient
LIW	Levantine Intermediate Water
MDT	Mean Dynamic Topography
MSSH	Mean Sea Surface Height
NAO	North Atlantic Oscillation
RMSE	Root Mean Square Error
SG	Sidra Gyre
SLA	Sea Level Anomaly
SST	Sea Surface Temperature
T/P+J1+J2	Topex/Poseidon, Jason-1 and Jason-2
TSC	Tunisia-Sicily Channel

Table. 1

Box Number	Mean (AWT)	Variance (AWT)	Σ (Variance (AWT))
1	0.0139 Sv	0.1515 Sv ²	0.2577 Sv ²
2	0.0021 Sv	0.0921 Sv ²	0.2865 Sv ²
3	0.0076 Sv	0.0399 Sv ²	0.0581 Sv ²
4	-0.0706 Sv	0.0971 Sv ²	0.2103 Sv ²
5	0.1444 Sv	0.0274 Sv ²	0.0334 Sv ²

Table. 2

Table 1. Acronyms and abbreviations.

Table 2. Average statistics of surface transport over track-closed-boxes. AWT stands for Atlantic Water Transport. The third column stands for the sum of the transport variances of each track-closed-box side.

Figure 1. a) Scheme of the main Atlantic waters circulation features at the upstream and over the Tunisia-Sicily Channel based on Jebri et al., [2016]. Acronyms are listed in Table 1. The altimetry tracks (044, 059, 135, 161, 222 and 237) from the T/P+J1+J2 mission and crossing the study area are shown in green dashed lines. The 200 m isobath (pink solid line) is from ETOPO2v1 global gridded database. b) Mean absolute geostrophic crosstrack velocities computed from the selected TP+J1+J2 altimetry tracks over the period 1993-2013.

Figure 2. Power spectrum of variability of the monthly crosstrack absolute geostrophic current for the selected TP+J1+J2 altimetry tracks averaged (in black) over the twenty-years (1993-2013) time series. The individual spectrums of each track point are shown in grey asterisks. Track 044 is subdivided in two parts, north of Sicily (044 North) and south of Sicily (044 South). Same for track 222 with a part at the upstream of the TSC (222 North) and the other inside the channel (222 South).

Figure 3. Hovmüller diagrams of the 12-months filtered crosstrack geostrophic velocities (top) for each of the selected tracks or part of tracks (bottom). The different tracks are ordered in longitude and over the same latitude scale in order to highlight flow continuation between the different current veins from the westernmost track (161) at the entry of the TSC to the easternmost ones (135-044) at its exit. The main currents positions are shown on each hovmüller (see black thin lines). Acronyms are listed in Table 1. The dashed thick line on 044+135 panel indicates the edge between the two adjacent tracks 044 and 135.

Figure 4. Comparisons of geostrophic currents from altimetry tracks 222 and 161 with those derived from the CTD Sardinia transect (SA) at the surface (top) and in depth (middle and bottom) for a) November 1996, b) July 2006 and c) July 2007. The vertical sections of altimetry data are extrapolated from the theory "Sech" model (see equation 2). Positive (negative) currents (in cm/s) indicate an eastward (westward) direction. The grey areas show the bathymetry, extracted from ETOPO2v1 global gridded database, for each point . The zero current value is indicated with a continuous black line.

Figure 5. Same as Figure 4 but with the in situ Sicily transects (SI) against track 237.

Figure 6. Comparison of transport times series estimates from altimetry tracks 161 and 222 with those from CTD "SA" transect (top) and from track 237 versus "SI" transect (bottom) over the period 1993-2013.

Figure 7. mean transports (in blue) and track-closed box budgets (in red) over the 1993-2013 period.

Figure 8. Time series of inter-annual surface transports for each of the five track-closed-box from 1993 to 2013. Each line color stands for a part of a track as displayed on Figure 1b. The

black lines are the inter-annual transport residuals of the track-closed-boxes.

Figure 9. Summer (June-July-August) mean of crosstrack currents and SST maps for 2003, 2005 and 2011. The summer season climatology are also shown. The 200 m isobath (grey solid line) is from ETOPO2v1 global gridded database. The white arrows show the preferential path of that Atlantic Waters follow to exit the Tunisia-Sicily Channel.

Figure. 1

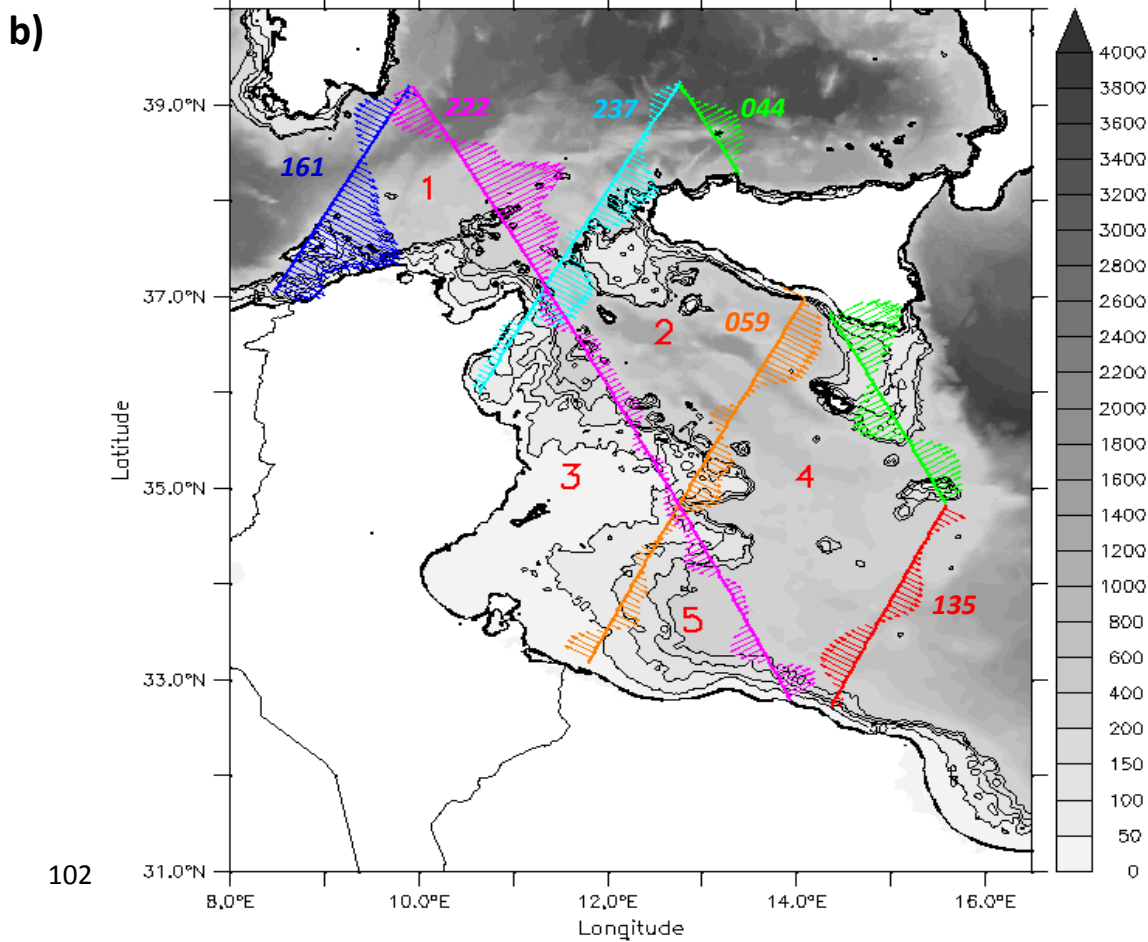
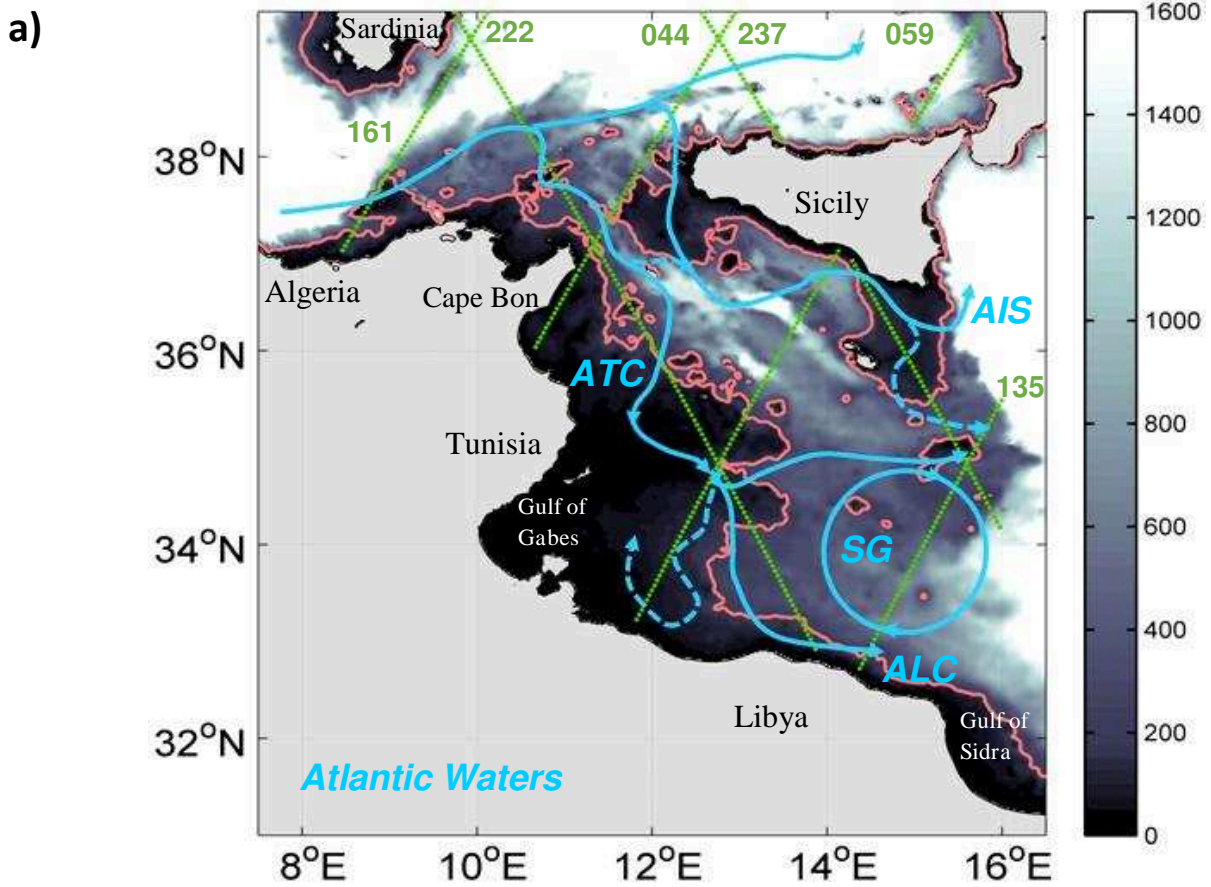


Figure. 2

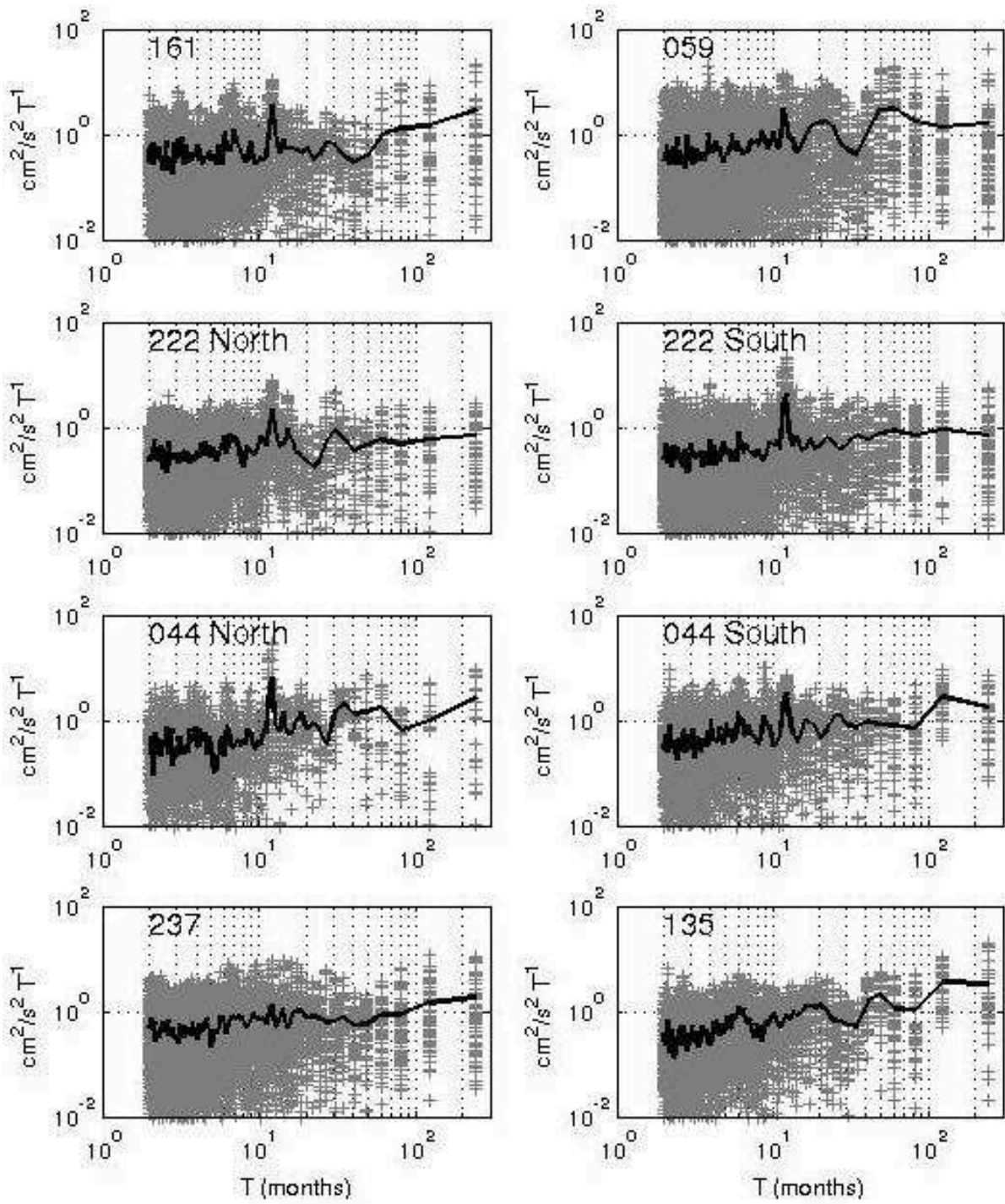


Figure. 3

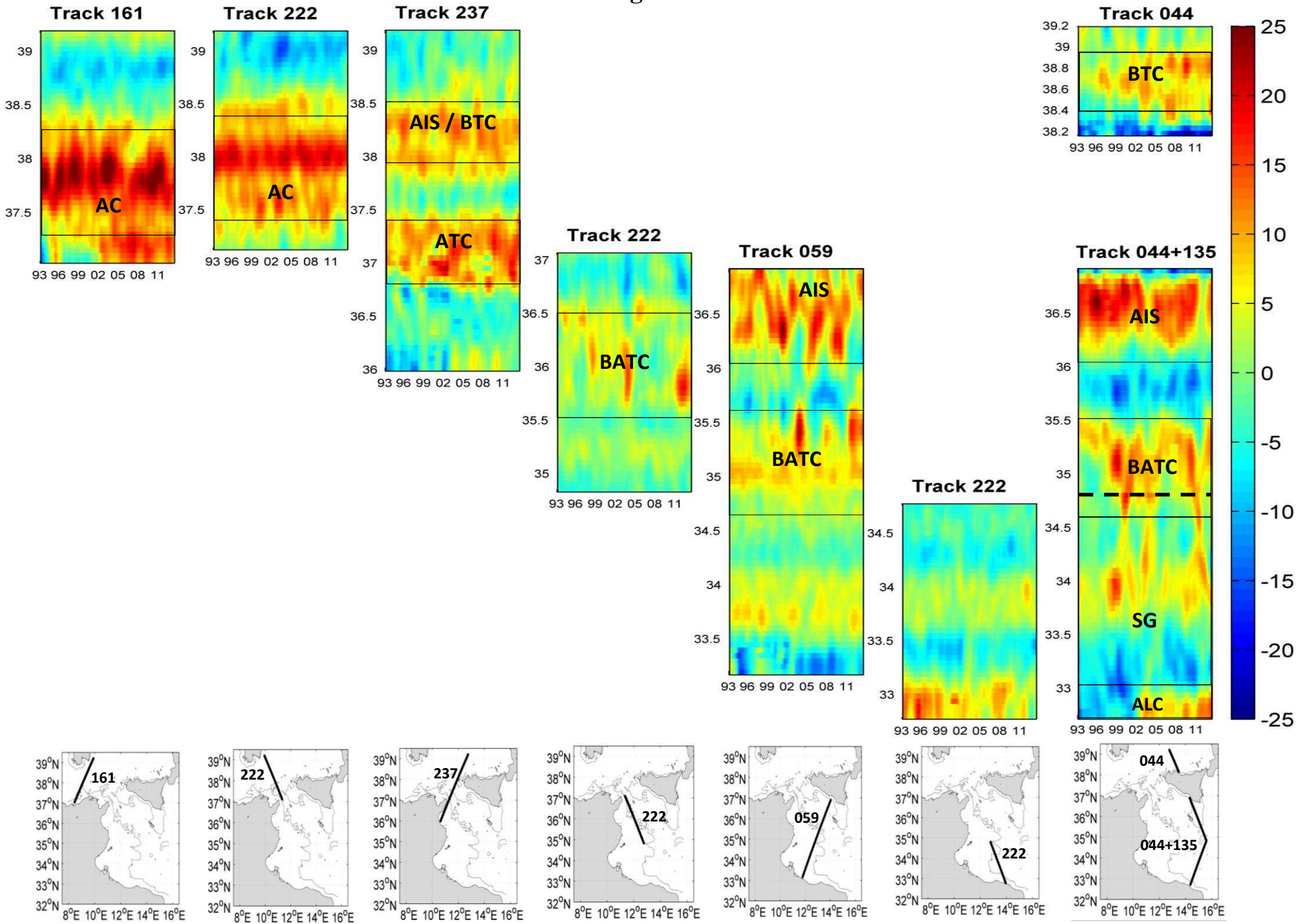


Figure. 4

a) November 1996

b) July 2006

c) July 2007

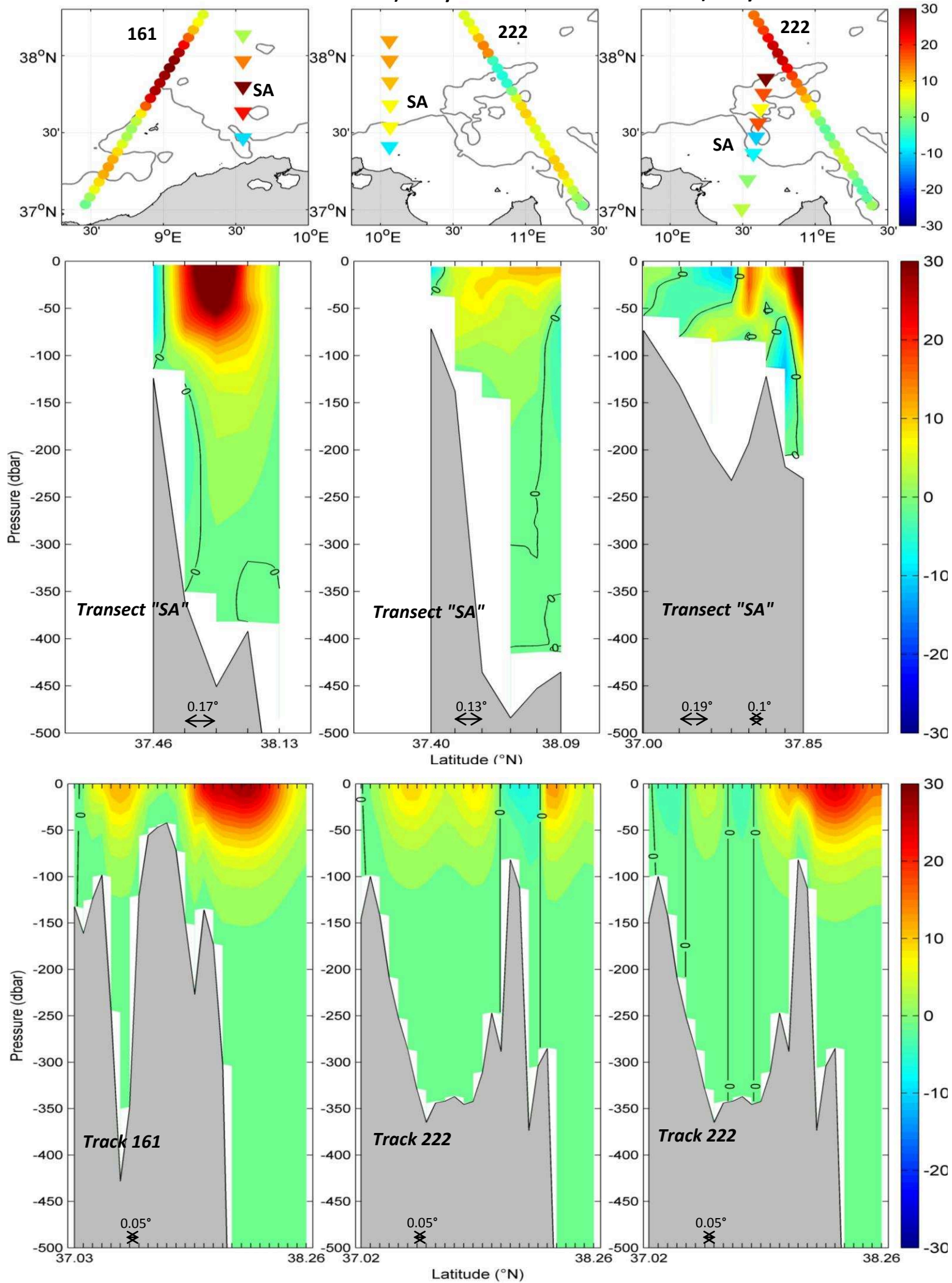


Figure. 5

a) November 1996

b) July 2006

c) July 2007

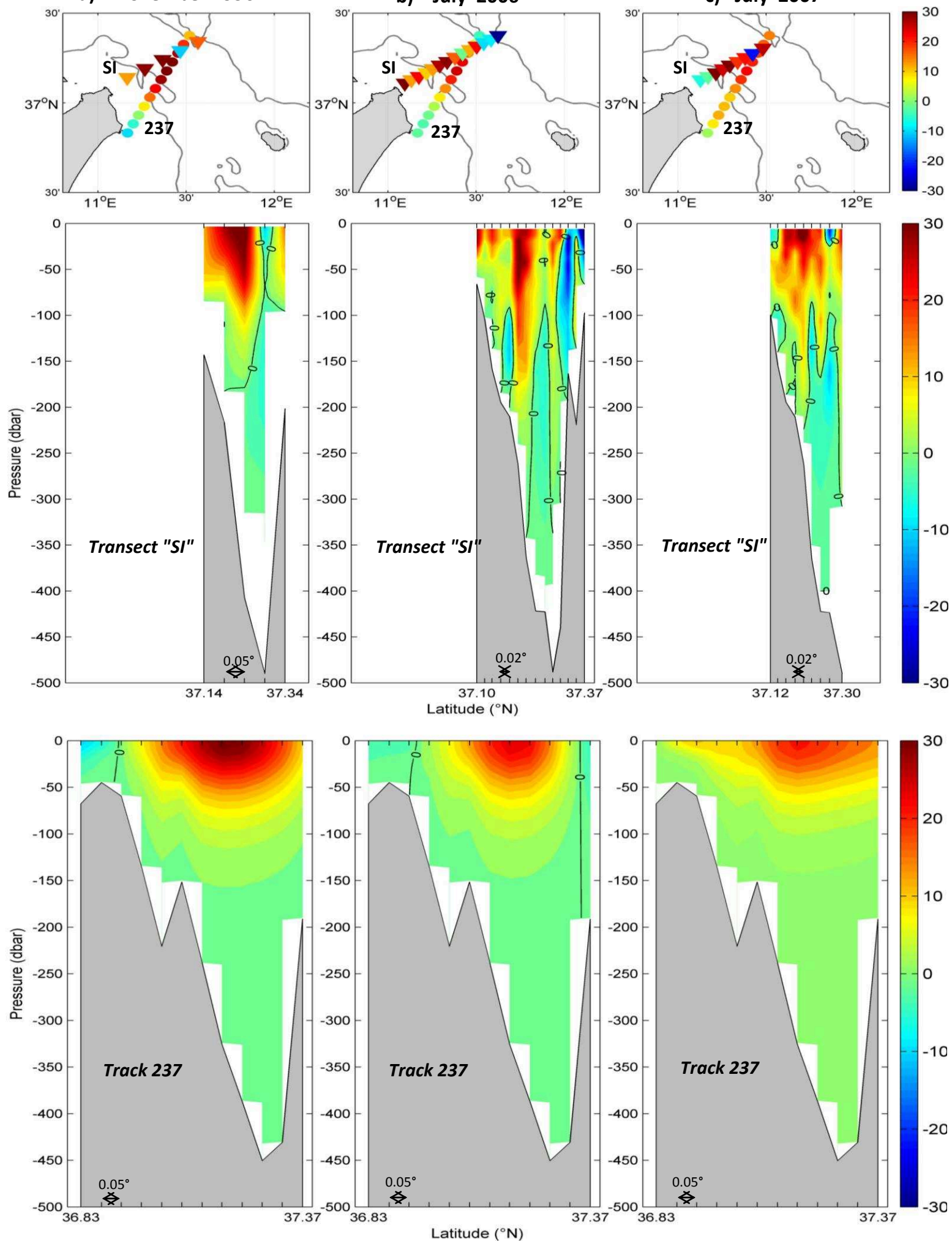


Figure. 6

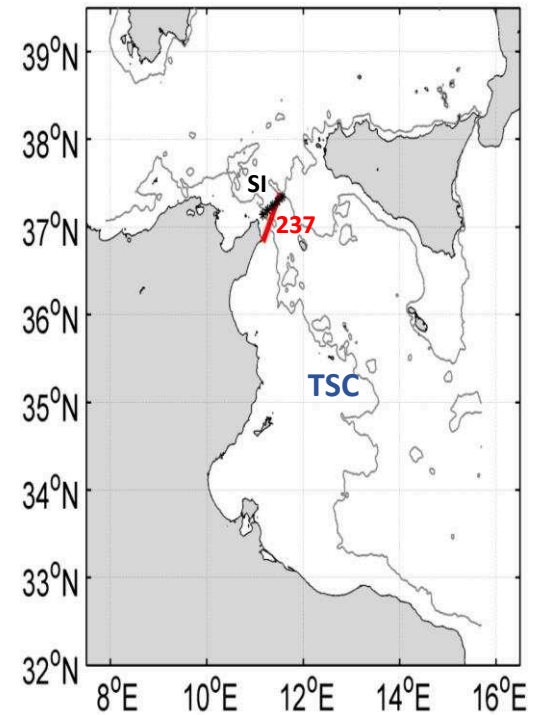
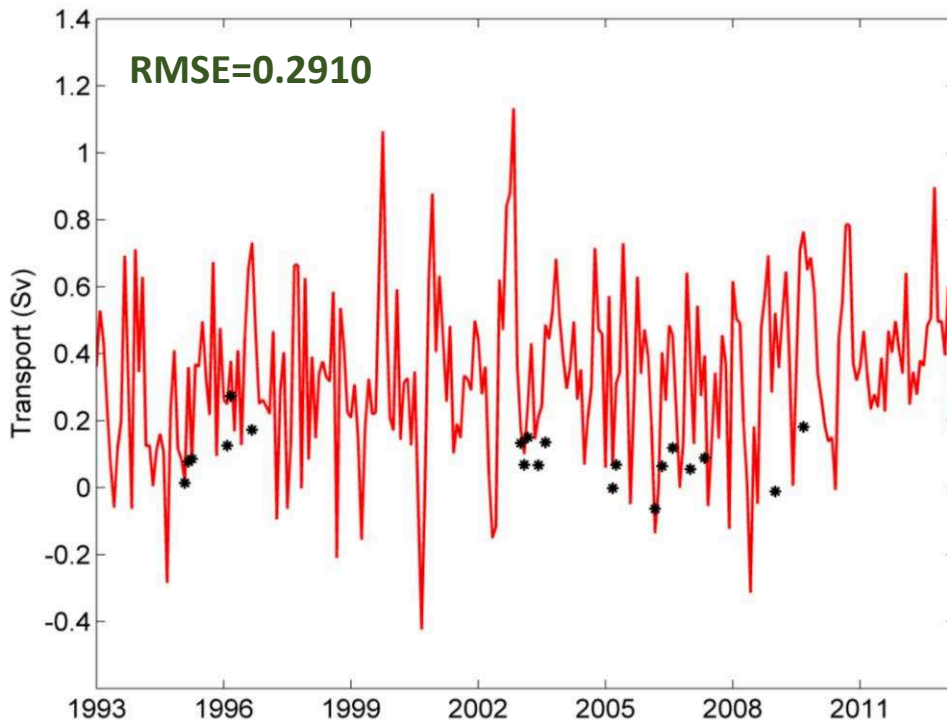
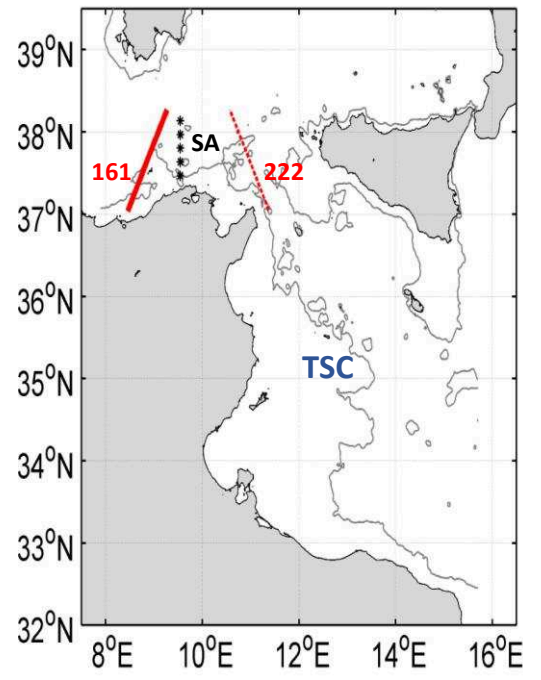
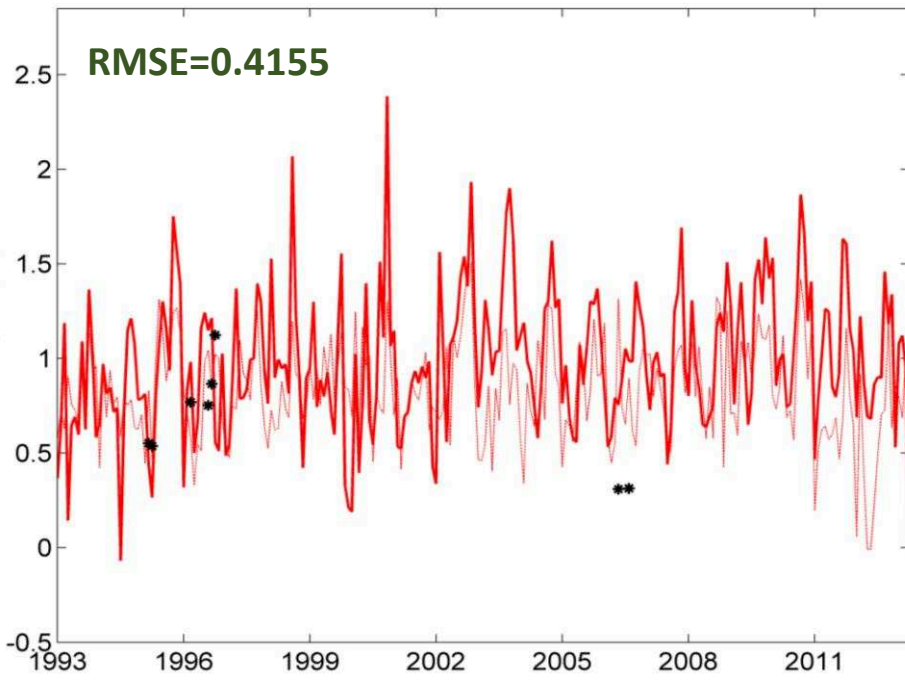


Figure. 7

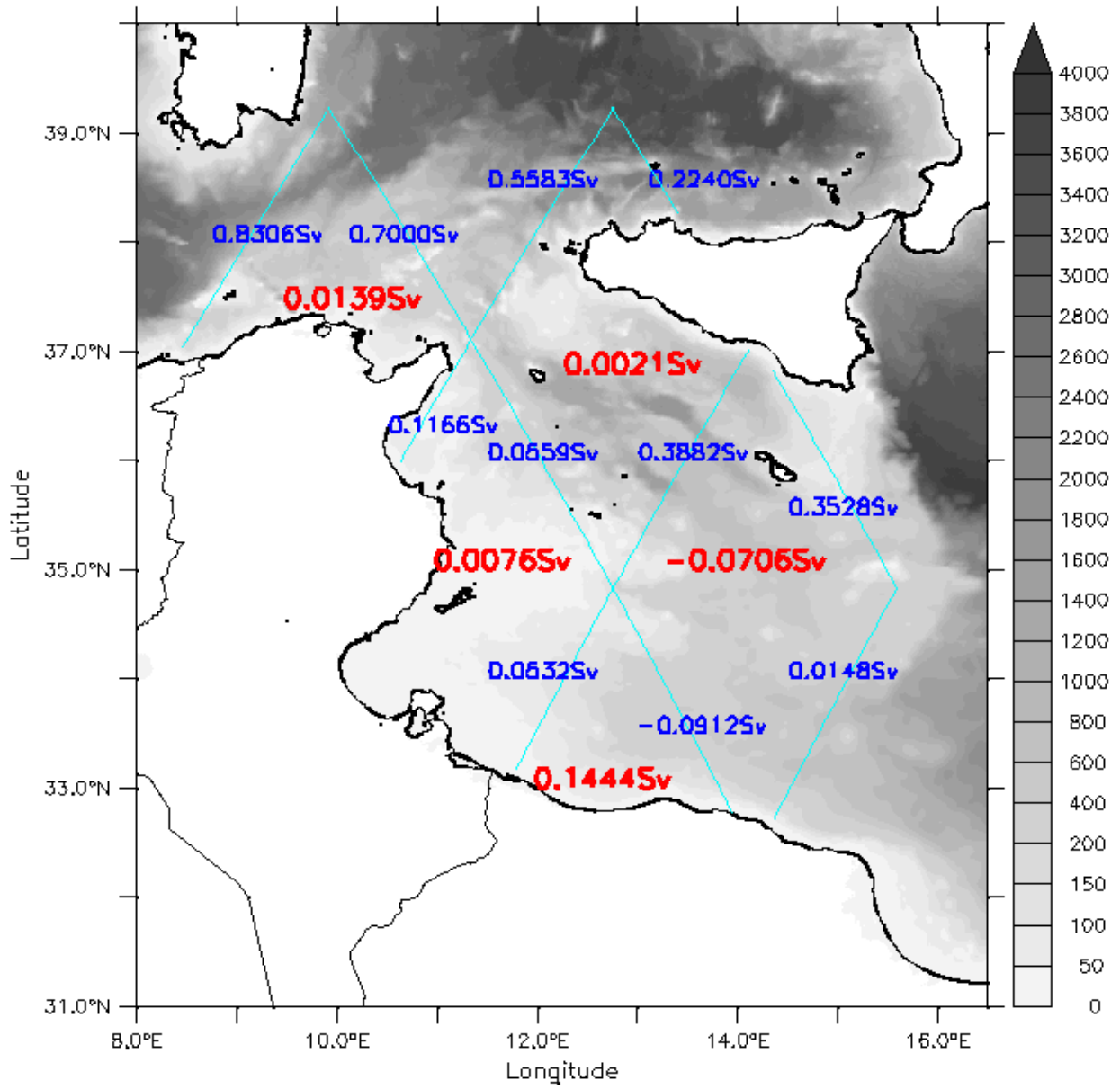


Figure. 8

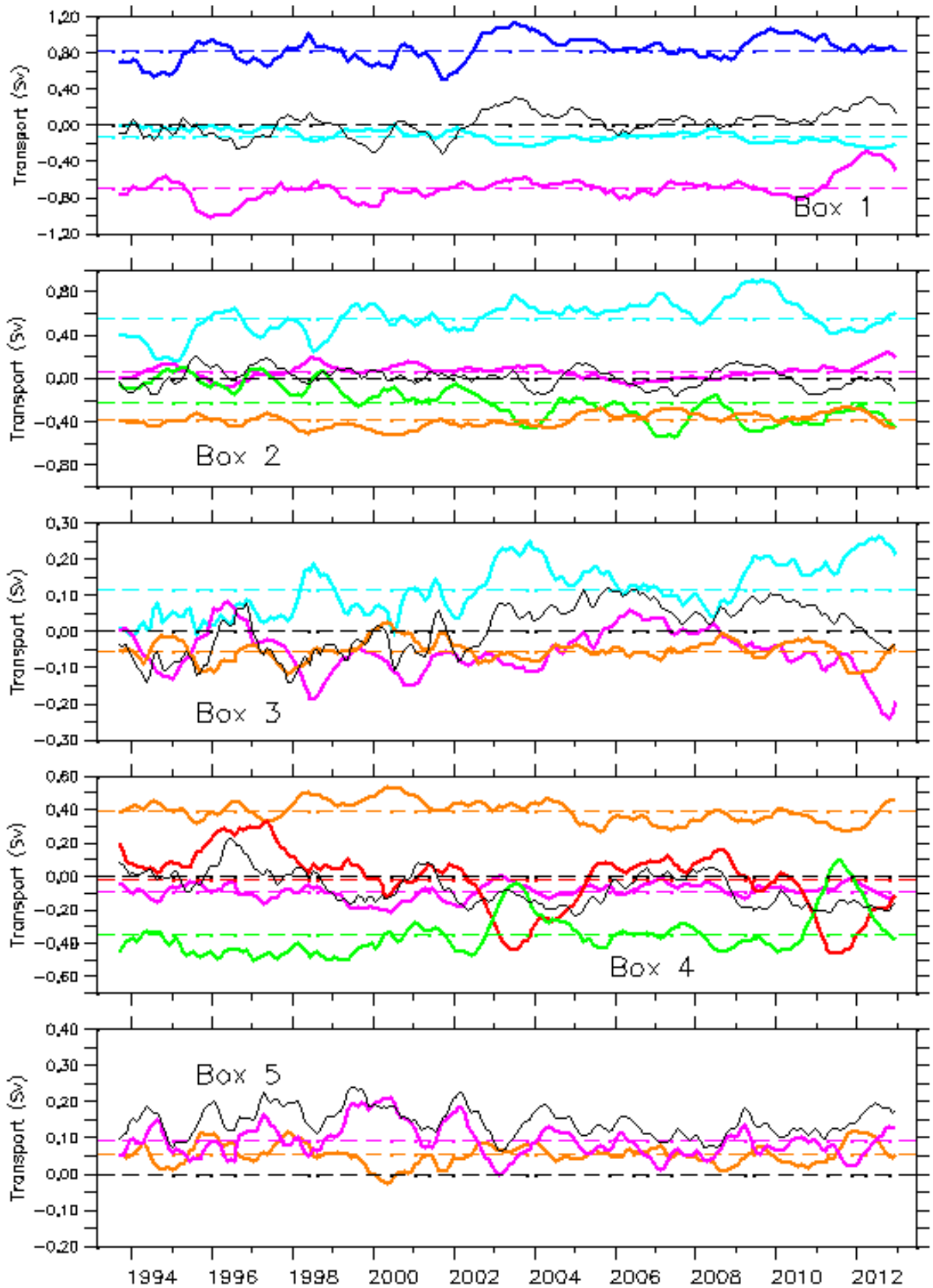
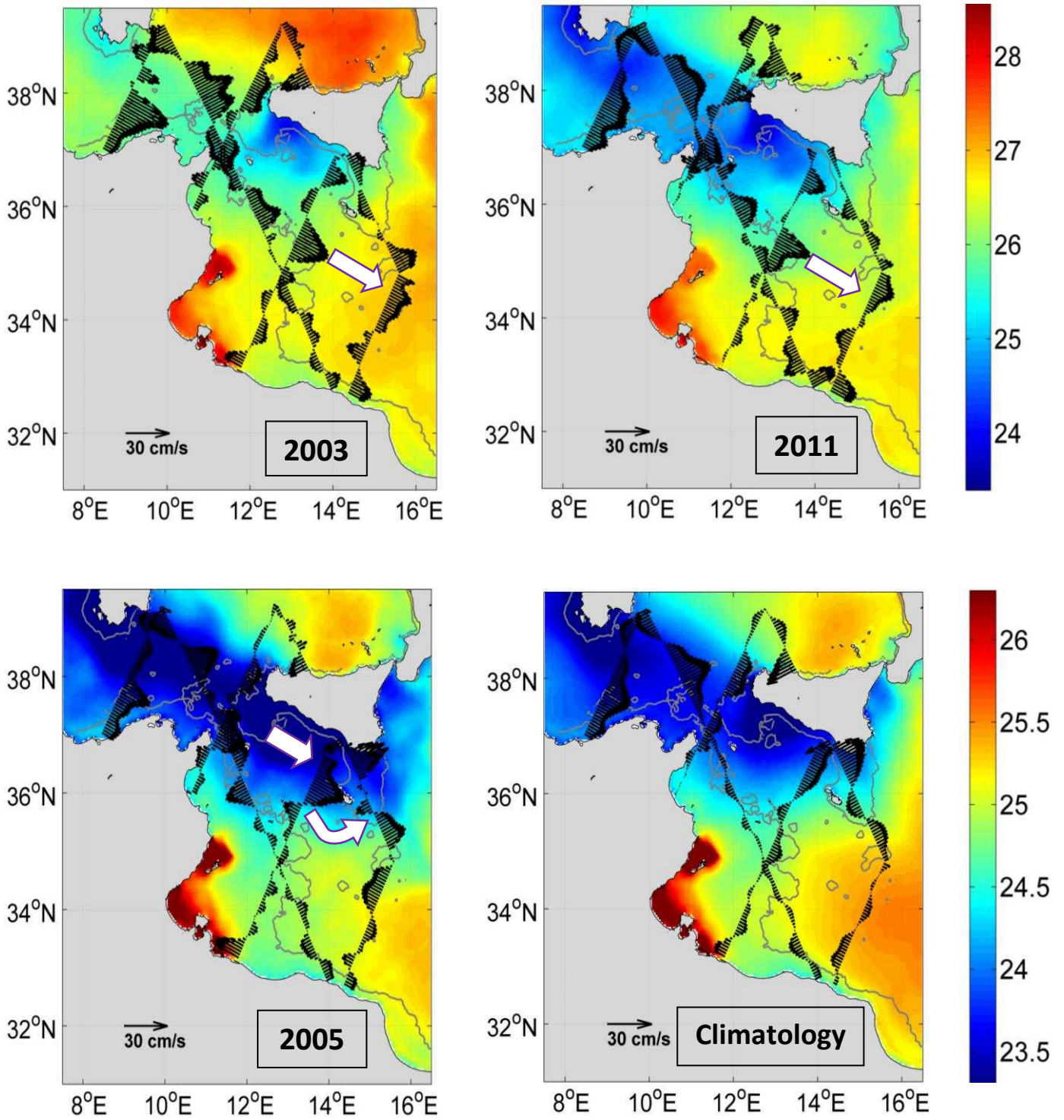


Figure. 9



Chapitre 5.

Apport Potentiel de l'Altimétrie Haute Résolution dans l'Observation de la Variabilité Mésoéchelle en Méditerranée Centrale

Sommaire

1. Introduction	113
2. Capacité d'observation mésoéchelle de SARAL/AltiKa en Méditerranée Centrale	113
2.1. Méthodologie	113
2.2. Résultats	115
3. Qualité de la donnée en termes de hauteur de mer	120
3.1. Méthodologie	120
3.2. Analyse comparative avec le marégraphe de Lampedusa	121
3.3. Analyse comparative avec le marégraphe de Malta	123
3.4. Analyse comparative avec le marégraphe de Palermo	125
4. Impact sur l'observation de processus mésoéchelles	127
5. Conclusions partielles et quelques perspectives.....	136

1. Introduction

Les composantes saisonnière et interannuelle ayant été abordées en détails dans les chapitres 3 et 4, nous nous concentrerons sur la variabilité mésoéchelle (i.e. entre 10 et 100 km et inférieure à 100 jours), plus difficile à étudier car elle nécessite des observations ou des modèles réalistes à haute résolution. Le lancement par les agences spatiales à titre de démonstration de missions altimétriques embarquant des instruments radars bien plus performants (Cryosat-2 en 2010 dédié à l'observation de la glace et SARAL/AltiKa en 2013 pour toutes les surfaces) change radicalement la situation. La capacité d'observation mésoéchelle de la mission SARAL/AltiKa a déjà été évaluée auparavant à l'échelle globale [Verron et al., 2015], ou régionale, notamment en Méditerranée Nord Occidentale [Biol et Nino, 2015 ; Morrow et al., 2017]. Les séries temporelles de ces nouvelles mesures sont encore courtes (trois ans) et avec des périodes d'observation peu adaptées (35 jours pour SARAL/AltiKa), mais ce chapitre est dédié à l'analyse des perspectives qui en découlent pour la connaissance des structures mésoéchelles dans notre zone d'étude.

Dans ce qui suit, nous étudierons la capacité d'observation de l'altimètre SARAL/AltiKa des processus mésoéchelles en Méditerranée Centrale entre mars 2013 et décembre 2015. La performance de cet altimètre en bande Ka est évaluée par rapport à celle de l'altimètre Jason-2 utilisant la bande de fréquence historique Ku (cf. chapitre 2, pour les détails des traitements des deux produits utilisés). Il s'agit d'abord d'évaluer les différences des données dérivées de ces deux instruments en termes de capacité d'observation, en moyenne et dans le domaine spectral en suivant la méthode de Morrow et al., [2017]. Nous en déduisons des recommandations en termes de post-traitement pour améliorer les produits SARAL/AltiKa distribués (filtrage). Dans un second temps, leur qualité relative près des terres émergées sera étudiée en utilisant les observations indépendantes des stations marégraphiques régionales. Enfin, l'information respective que l'on peut dériver des données SARAL/AltiKa et Jason-2 sur la composante mésoéchelle des courants de surface sera analysée conjointement avec des images de SST.

2. Capacité d'observation mésoéchelle de SARAL/AltiKa en Méditerranée centrale

2.1. Méthodologie

Malgré le pré/post-traitement conséquent que subit la donnée altimétrique (cf. chapitre 2) pour dériver l'information en anomalie de hauteur de la mer, un bruit résiduel subsiste. L'analyse des spectres d'énergie calculés à partir des SLA along-track montre qu'aux échelles saisonnières à interannuelles et aux grandes longueurs d'onde (> 100 km) ce bruit de mesure peut être considéré insignifiant, tandis qu'aux plus petites échelles (< 50 km), il tend à être de plus en plus prépondérant jusqu'à dominer le signal aux plus petites échelles [e.g. Stammer, 1997 ; Dussurget et al., 2011]. Tout le problème est alors de pouvoir quantifier la limite correspondant à cette situation en référence aux échelles spatiales caractéristiques de la mésoéchelle qui sont de l'ordre du premier rayon de déformation barocline de Rossby. Celui-ci varie dans le canal tuniso-sicilien entre 8 km et 11 km [Borzelli et Ligi, 1998], à l'exception des périodes de mélange vertical sur les zones très peu profondes du plateau [Sorgente et al., 2011].

Nous nous baserons dans ce chapitre sur l'approche spectrale de Dufau et al., [2016] récemment appliquée en Méditerranée nord-occidentale par Morrow et al., [2017]. Pour chaque trace altimétrique, nous commençons par calculer les spectres spatiaux des SLA de niveau L3 à 1 Hz et non filtrées par transformée de Fourier. Les spectres sont ensuite moyennés dans le temps sur la période considérée (ici 34 mois ce qui correspond à 34 échantillons). Dans les spectres ainsi obtenus, nous observons généralement de plus forts niveaux d'énergie aux grandes longueurs d'ondes, niveaux qui diminuent ensuite rapidement à des échelles inférieures menant à une pente spectrale assez raide. Cette diminution est classiquement interprétée comme résultant de la cascade d'énergie des plus grandes aux plus petites échelles. La pente spectrale peut être calculée entre 50 et 200 km par une simple méthode de moindre carrée d'après [Xu et Fu, 2011]. Le bruit présent dans les données se traduit par la présence d'un palier spectral aux plus courtes longueurs d'onde. Ce niveau quantifiable définit "le bruit altimétrique" [Xu et Fu, 2012] qui peut être extrait des données originales par filtre « passe bas » pour obtenir une estimation du spectre sans bruit. L'intersection entre le palier spectral et la pente du spectre sans bruit permet alors de définir la limite des longueurs d'onde observables dans les données considérées, i.e. les fréquences auxquelles le signal physique est plus important que le bruit [Morrow et al., 2017]. Il s'agit d'une représentation statistique de la moyenne océanique et des conditions de bruit sur l'ensemble de la période et sur toute la trace.

Pour pouvoir mettre cette technique en œuvre, le premier critère est que les traces altimétriques choisies couvrent une distance assez large pour résoudre la gamme des échelles

spatiales à laquelle on s'intéresse, ici de la mésoéchelle (~10 km) à l'échelle régionale (plusieurs centaines de kilomètres) pour avoir une résolution la plus complète possible de la pente spectrale induite par la cascade d'énergie des plus grandes aux plus petites échelles. Le deuxième critère, très pragmatique, concerne la stabilité de l'analyse spectrale qui ne gère pas correctement la présence de « trous » dans les traces [Xu et Fu, 2011], dus à la présence d'îles et ou à la forme du trait de côtes (plusieurs détroits, large plateau,..). Dans notre cas, pour un cycle donné, si le nombre de données manquantes est moins de 3 points consécutifs de 1 Hz (~21 km) le long de la trace, il est conservé dans l'analyse; sinon il est éliminé. Pour pouvoir comparer Jason-2 et AltiKa, nous avons donc sélectionné au final trois couples de traces de ces missions ({222-257} ; {135-611} ; {059-244} pour Jason-2-AltiKa) échantillonnant la Méditerranée Centrale sans traverser des grandes îles et de manière à ce qu'ils soient le plus cohérent possible (proximité et orientation des traces Jason-2 et SARAL l'une par rapport à l'autre). Les tronçons sélectionnés (Figures 11, 12 et 13; haut) de ces couples de traces, couvrent respectivement des distances d'environ ~600 km (33-39.5°N), ~280 km (33-36.2°N) et ~380 km (33-37.2°N).

2.2. Résultats

Les densités spectrales de puissance ("Power Spectral Density", PSD ci-après) de la SLA obtenues pour les trois exemples de traces choisies sont illustrées sur les figures 11 à 13, en rouge pour AltiKa et en bleu pour Jason-2. Globalement, l'énergie spectrale est plus élevée aux grandes longueurs d'ondes (>300 km pour la {222-257} et >150 km pour les {059-244} et {135-611}) et décroît nettement vers les petites échelles, ce qui est cohérent avec les résultats attendus [Verron et al., 2015 ; Morrow et al., 2017]. Aux longueurs d'ondes supérieures à 500 km l'énergie capturée est la même pour Jason-2 et AltiKa mais il faut garder en mémoire que les traces sélectionnées sont relativement courtes pour échantillonner correctement ces fréquences. Entre 100 et 500 km, les différences entre les PSD de Jason-2 et AltiKa sont très faibles, sauf pour le couple {222-257}, pour lequel nous observons une décroissance un peu plus tardive (plus petite échelle) pour AltiKa que pour Jason-2. La pente spectrale associée est de même légèrement moindre. Cela peut s'expliquer par les légères différences d'orientation des deux traces en référence aux différentes veines de courant et gradients de hauteur de mer. Au plus les traces sont orientées perpendiculairement à la trajectoire des courants au mieux les gradients de hauteur de mer sont résolus. Excepté pour le Courant Atlantique dans la partie nord du domaine (i.e. en dehors du canal tuniso-sicilien),

les principales veines de courant (ATC/BATC) sont globalement dans la même direction que les traces sur une large partie du canal tuniso-sicilien (cf. chapitres 3 et 4). Les légères différences d'orientation des deux traces peuvent avoir dans ce cas des conséquences notables.

Aux petites longueurs d'onde, le signal océanique est dominé par le bruit blanc [Bouffard et al., 2011] et n'est donc plus observable (en moyenne), mais ce niveau de bruit et la fréquence à laquelle il apparaît sont significativement différents pour les deux altimètres. Ce bruit de mesure est clairement détectable sur les PSD des traces Jason-2 par un palier des niveaux d'énergie aux alentours de $1 \text{ cm}^2/\text{cpkm}$ pour les fréquences spatiales au-delà de 0.03 cpkm ($< 35 \text{ km}$). Ce palier est moins évident sur les PSD des traces AltiKa, les niveaux d'énergie aux plus hautes fréquences spatiales ne se stabilisant pas vraiment, excepté pour la trace 257 à un niveau significativement moindre ($\sim 0.5 \text{ cm}^2/\text{cpkm}$) au dessous de $18\text{-}20 \text{ km}$. Cette première analyse indique déjà que l'utilisation d'un radar en bande Ka réduit très nettement le bruit de mesure et devrait donc permettre d'augmenter la résolution spatiale des observations [Verron et al., 2015].

Matérialisée par l'intersection entre les courbes des spectres sans bruit et les droites du niveau de bruit (cf. section 2.1 de ce chapitre), la capacité d'observabilité mésoéchelle moyenne des traces 222, 059 et 135 du produit régional Jason-2 (Figures. 11, 12 et 13, en bas) varie entre 46 et 50 km (pour un palier de bruit estimé entre 12 et 35 km). Ces résultats sont du même ordre de grandeur que ceux qui ont été trouvés plus au nord au niveau du bassin Liguro-Provençal [$50\text{-}55 \text{ km}$, voir Morrow et al., 2017]. Pour AltiKa (traces 257, 244 et 611), nous observons en revanche une capacité mésoéchelle autour de 21 km (pour un palier de bruit estimé entre 12 et 18 km), soit nettement plus faible que celle observée en Méditerranée Nord Occidentale [35 km , voir Morrow et al., 2017]. Cela suggère donc que la capacité d'observabilité mésoéchelle des missions altimétriques (au moins celle de SARAL/AltiKa) peut varier significativement d'une région à une autre et qu'on ne devrait donc pas se contenter de valeurs fournies par des études globales [Dufau et al., 2016]. Cela permet aussi de démontrer que dans notre zone, AltiKa permet de résoudre en moyenne des structures océaniques de taille allant jusqu'à 21 km (contre $40\text{-}50 \text{ km}$ pour Jason-2). On peut supposer que des structures individuelles plus petites peuvent être observées si leur signature en hauteur de mer est importante. Il faut noter que nous n'avons pas exclu les données altimétriques situées sur le talus continental et donc proche de la côte, contrairement aux études précédentes. Cela signifie donc que ces mesures supposées être de qualité moindre ne

dégradent pas les résultats obtenus (et que leur qualité est donc probablement bien supérieure à ce qui est supposé).

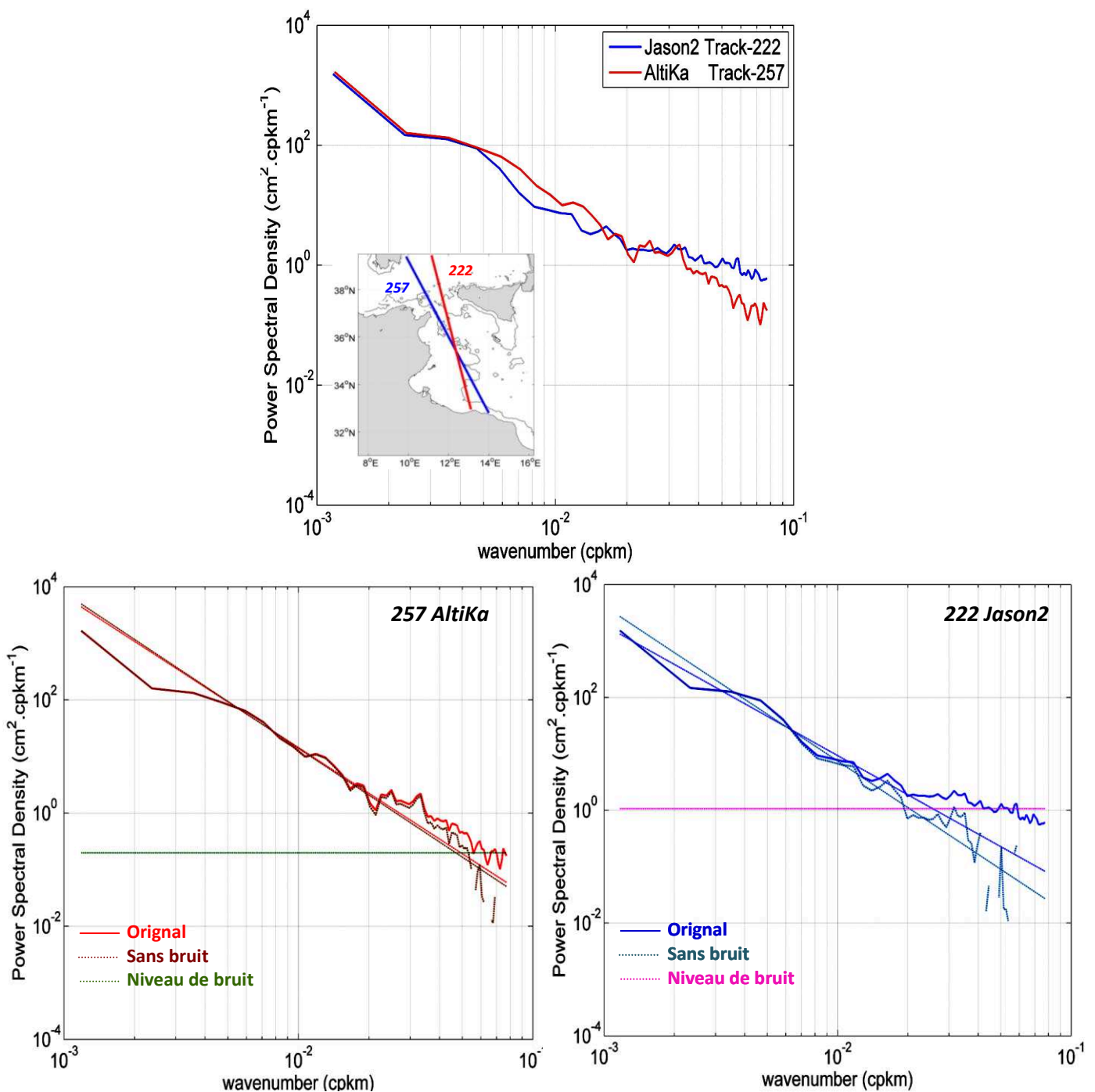


Figure 11. Analyse spectrale spatiale des SLA non filtrées pour les traces "222" de Jason-2 (bleu) et "257" d'AltiKa (rouge). En haut : Spectres originaux des deux jeux de données. En bas à droite : Spectres original (bleu roi) et sans bruit (bleu clair), pour la trace "222" de Jason-2, avec leurs pentes respectives (traits discontinus de même couleur que les spectres) calculées entre 50 et 200 km. Le niveau de bruit moyen (trait discontinu magenta) est calculé entre 12 et 35 km. En bas à gauche : Spectres original (rouge) et sans bruit (rouille), pour la trace "257" d'AltiKa, avec leurs pentes respectives (traits discontinus de même couleur que les

spectres) calculées entre 50 et 200 km. Le niveau de bruit moyen (trait discontinu vert) est calculé entre 12 et 18 km.

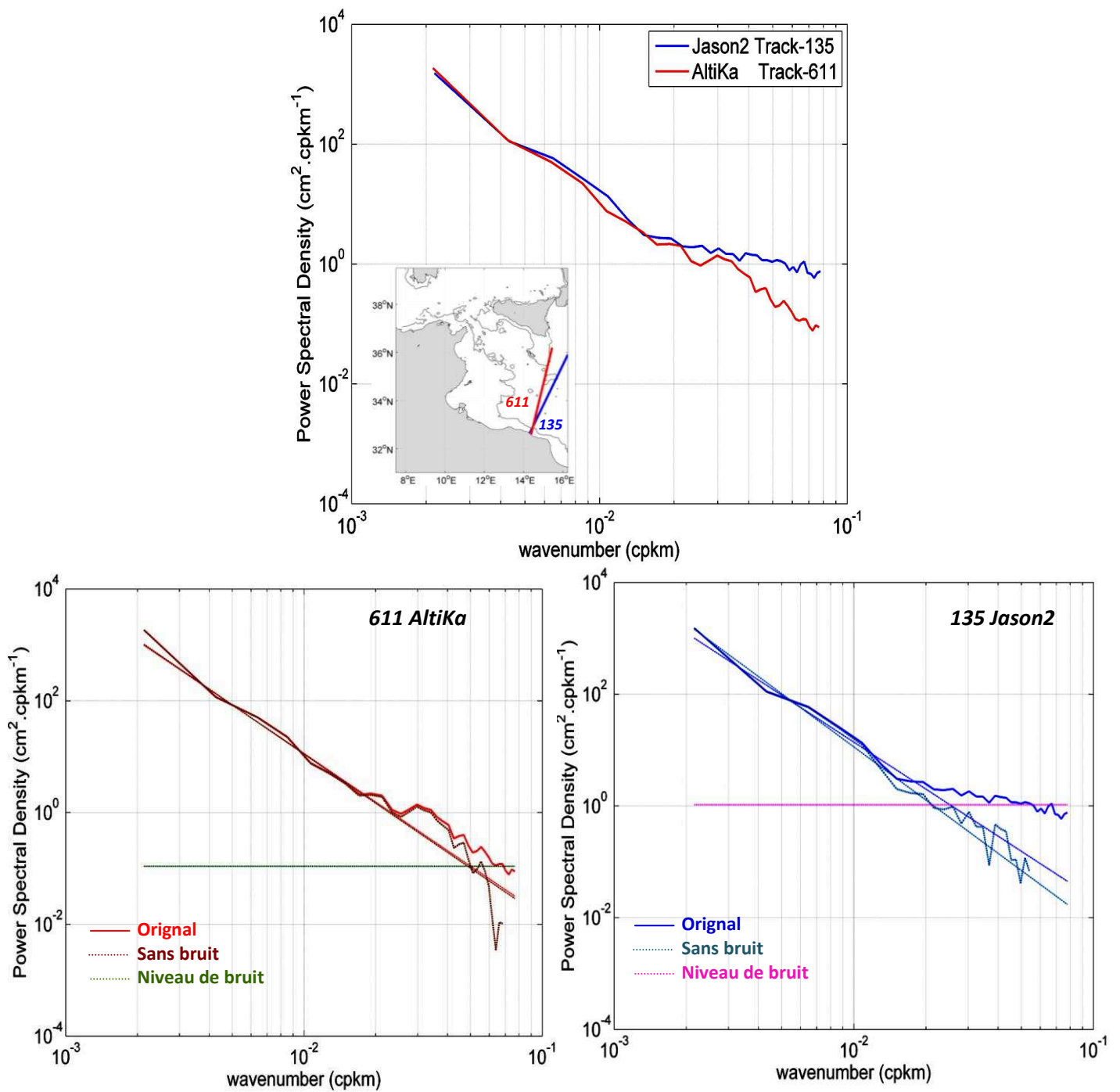


Figure 12. Même que Figure 11 mais pour les traces "135" de Jason-2 et "611" d'AltiKa.

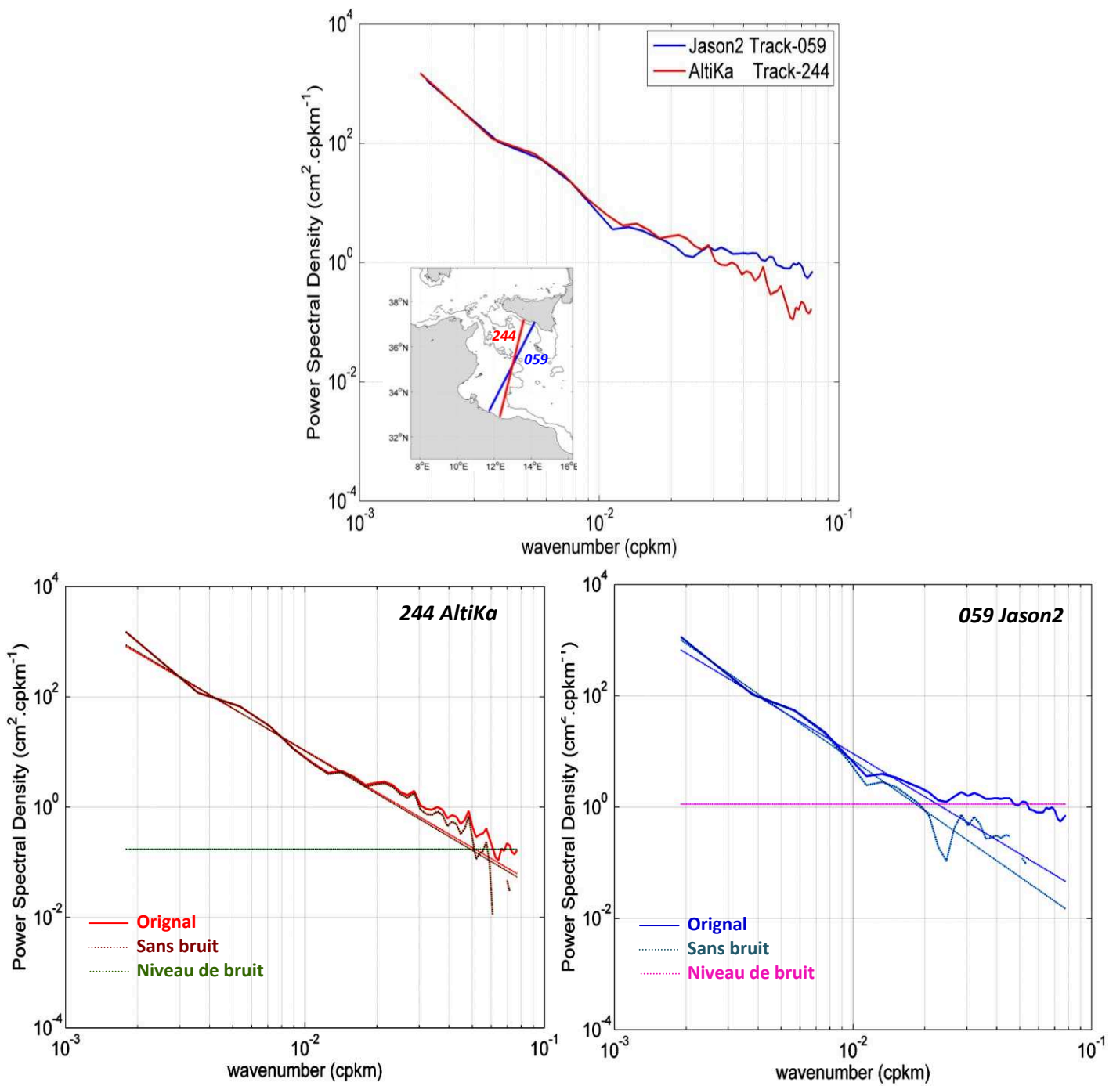


Figure 13. Même que Figure 11 mais pour les traces "059" de Jason-2 et "244" d'AltiKa

Une conséquence de ces résultats concerne le filtre spatial à appliquer aux données altimétriques afin d'obtenir un jeu de données optimal. L'objectif est d'enlever le bruit tout en gardant le maximum de signal possible. Les produits de SLA filtrés distribués par le centre opérationnel CMEMS ont une fréquence de coupure spatiale de 40 km le long de la trace pour Jason-2. C'est en accord avec les valeurs de notre analyse spectrale sur la zone Méditerranée Centrale. Cela s'explique sûrement par le fait que le produit Jason-2 distribué est régional et a subi plusieurs améliorations au cours du temps en termes de corrections et de post-traitement [voir Mertz et al., 2016]. En revanche, les données d'AltiKa, correspondant à un produit plus récent et global, sont distribuées avec un filtrage spatial passe bas à 40 km. Cette fréquence de coupure est largement au dessus de la capacité mésoéchelle que nous avons déduite. Nous avons donc décidé d'utiliser les données AltiKa brutes et de les filtrer nous-mêmes le long de la trace avec un filtre passe bas à 21 km. La majorité des études océaniques réalisées à partir de l'altimétrie étant basées sur les produits filtrés distribués par CMEMS, nous allons évaluer plus en détail dans ce qui suit les conséquences de ce filtrage spatial plus adapté en termes d'observation des signaux physiques mésoéchelles de notre zone d'étude.

3. Qualité de la donnée en termes de hauteur de mer

3.1. Méthodologie

Dans cette section nous commençons par comparer les données SLA d'AltiKa filtrées à 21 et 40 km aux SLA in-situ fournis par différents marégraphes pour voir l'impact du filtre spatial sur la qualité des données AltiKa, toujours en relatif par rapport à celles de Jason-2 (filtré à 40 km). Nous utilisons les données des stations marégraphiques de Lampedusa, Palermo et Malta (Figure 10) qui sont très proches aussi bien de traces altimétriques de SARAL/AltiKa que de Jason-2 (Figure 14, 15, 16; milieu et bas). Les séries temporelles correspondantes disponibles sont des moyennes mensuelles de hauteur de la mer. Les données utilisées sont constituées de 34 échantillons couvrant la même période de mesure que les données altimétriques (environ 3 ans). Une moyenne de hauteur de la mer calculée sur cette période est enlevée pour obtenir des séries comparables en termes d'anomalie de hauteur de la mer (SLA). Comme la fréquence temporelle de la mission Jason-2 (~10 jours) est plus élevée que celle d'AltiKa (~35 jours), on a considéré seulement les observations altimétriques de Jason-2 les plus proches possibles en temps de celles d'AltiKa.

Pour chaque station, nous avons considéré tous les points altimétriques situés dans un rayon de 60 km autour du marégraphe et calculé pour chacun l'écart type de la SLA ainsi que

la corrélation et l'erreur quadratique moyenne ("Root Mean Square Difference", RMSD) avec la série marégraphique. Pour AltiKa, on considère deux versions de données : une filtrée à 40 km le long de la trace (celle distribuée par le centre CMEMS) et une que nous avons re-filtrée nous-mêmes à 21 km. Les résultats sont présentés principalement sous forme de diagrammes de Taylor [Taylor, 2001] afin d'avoir toutes les statistiques sur le même graphique (voir figures 14, 15 et 16 ; haut). Pour chaque diagramme, les données in situ (en noir) représentent le champ «référence» et les SLA altimétriques (AltiKa, en rouge et Jason-2, en bleu) sont les champs «test». Les contours bleus, noirs et verts des diagrammes de Taylor indiquent, respectivement, les abaques des corrélations champ référence/champ test, les écarts types des champs tests et les RMSD, tous deux normalisés par l'écart type du champ référence. Pour mieux comprendre les résultats de ces diagrammes, on présente aussi les cartes correspondantes des valeurs de RMSD et de corrélations entre les données altimétriques et marégraphiques (Figures 14, 15 et 16 ; milieu et bas). Dans ce qui suit, on se réfère au produit AltiKa filtré à 40 (21) km par AltiKa-40 (21) et au produit Jason-2 filtré à 40 km simplement par Jason-2. On notera qu'on a utilisé le même filtre (filtre passe-bas "Lanczos") que celui servant pour les données distribuées par le CMEMS.

3.2 Analyse comparative avec le marégraphe de Lampedusa

Les statistiques obtenues au marégraphe de "Lampedusa" (Figure. 14a, haut) montrent de fortes corrélations significatives (de ~0,6 à plus de 0,8) entre les données marégraphiques et altimétriques des deux produits. En moyenne, AltiKa a nettement plus de points situés dans le voisinage du marégraphe du fait de sa plus haute résolution spatiale et présente de meilleures corrélations. Dans un voisinage de 60 km, le nombre de points sélectionnés pour Jason-2 (traces 222 et 059) est environ la moitié de ceux d'AltiKa (traces 257, 244, 788, 715) (voir Figure 14, milieu et bas). Les écarts-types de Jason-2 sont plus faibles (inférieurs à 8 cm) avec des RMSD donc plus faibles que les données AltiKa. L'ensemble suggère que le jeu de données AltiKa explique un peu mieux la variabilité de hauteur de la mer vue par le marégraphe, mais pour des précisions sensiblement équivalentes.

a) AltiKa 40 km - Filtered

b) AltiKa 21 km - Filtered

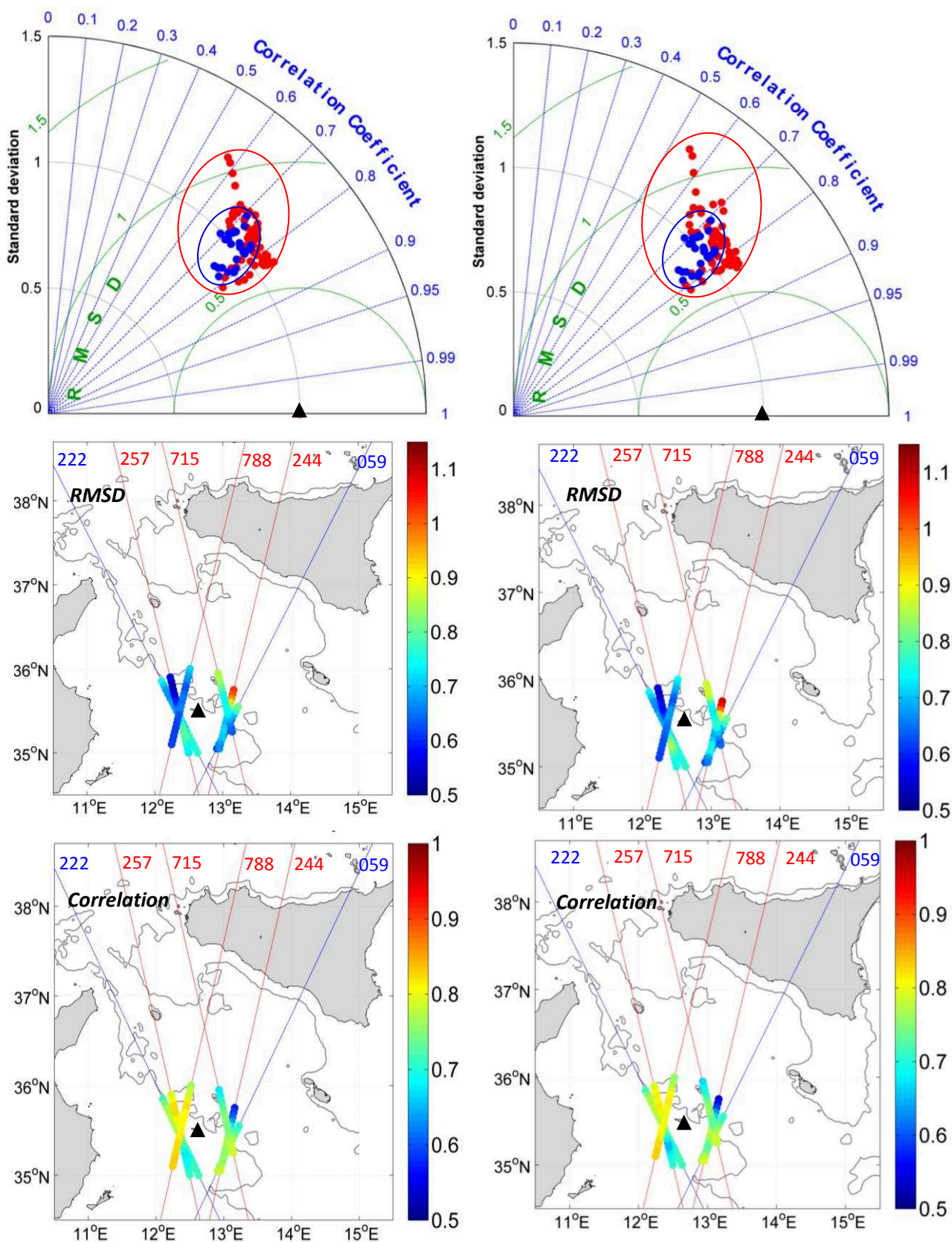


Figure 14. Diagramme de Taylor (haut), cartes de RMSD (milieu) et corrélations (bas) des SLA altimétriques (Jason-2 en bleu et AltiKa en rouge) et marégraphiques (" Lampedusa " en noir). Les SLA d'AltiKa sont filtrées a) à 40 km tel que distribué par le CMEMS et b) à 21 km telle que suggérée par l'analyse spectrale. L'isobath 200 m est en gris clair.

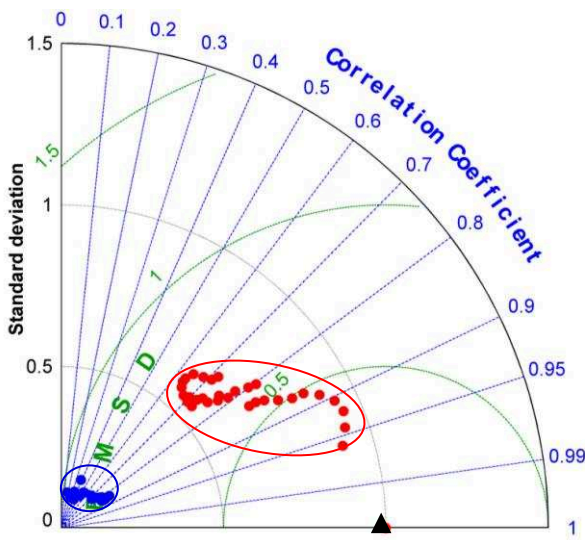
La distribution spatiale de ces résultats statistiques, permet d'apporter quelques nuances, même si on observe une cohérence certaine entre les deux jeux de données altimétriques (Figure 14a, milieu et bas), ainsi que d'une trace à l'autre. Les mesures spatiales capturant les signaux les plus proches de ceux observés par le marégraphe sont clairement celles situées à l'ouest de l'île sur le plateau continental, indiquant une rupture de dynamique océanique entre celui-ci et la zone immédiatement au large. Néanmoins, cette tendance n'étant pas systématique, notamment au sud de l'île, cette déduction est sujette à caution. On note également que les points altimétriques présentant le meilleur accord au marégraphe (corrélations les plus fortes et RMSD les plus faibles) appartiennent systématiquement à la mission AltiKa, que ce soit la version AltiKa-21 ou AltiKa-40.

Parmi les principales différences observées entre les résultats des SLA filtrées AltiKa-21 et AltiKa-40 versus Jason-2, le nuage de points statistiques (Figure 14b, haut) est légèrement plus dispersé et plus proche du marégraphe dans la version AltiKa-21 (Figure 14a, haut). Dans ce cas précis, le filtrage passe-bas à 40 km augmente globalement les résultats statistiques sur l'ensemble de la zone considérée tout en dégradant légèrement ceux des points les plus proches. Il est donc susceptible d'éliminer une partie de la variabilité de fine échelle spatiale vue à la fois par le marégraphe et une partie des données altimétriques (traces 788 et partie nord de la trace 257, Figure 14b, milieu et bas).

3.3. Analyse comparative avec le marégraphe de Malta

Comme précédemment, AltiKa a deux fois plus de données, à proximité comparé à Jason-2 (deux traces au lieu d'une). La trace 158 d'AltiKa passe également nettement plus près du marégraphe. En conséquence, les nuages de points statistiques d'AltiKa sont nettement meilleurs que ceux de Jason-2 pour les deux fréquences de filtrage à 40 et 21 km (Figure 15, haut). Au sud de l'île, la trace 044 de Jason-2 (située à proximité du marégraphe) présente de bons résultats en termes de corrélation (>0.7) et relativement pour les RMSD (autour de 8 cm) (Figure 14, milieu et bas). En revanche, le reste de la trace 044 (au nord de Malta) est caractérisé par des corrélations très faibles (<0.5) avec valeurs de RMSD assez élevées (9-10 cm). Les statistiques d'AltiKa-40 sur la trace 085, qui est très proche de la partie sud de la trace 044 de Jason-2, présentent un patron assez similaire à celle-ci avec des RMSD entre 7 et 8 cm et des corrélations autour de 0.7. Donc nous avons relativement un meilleur accord d'AltiKa-40 avec le marégraphe de Malta qu'avec Jason-2.

a) AltiKa 40 km - Filtered



b) AltiKa 21 km - Filtered

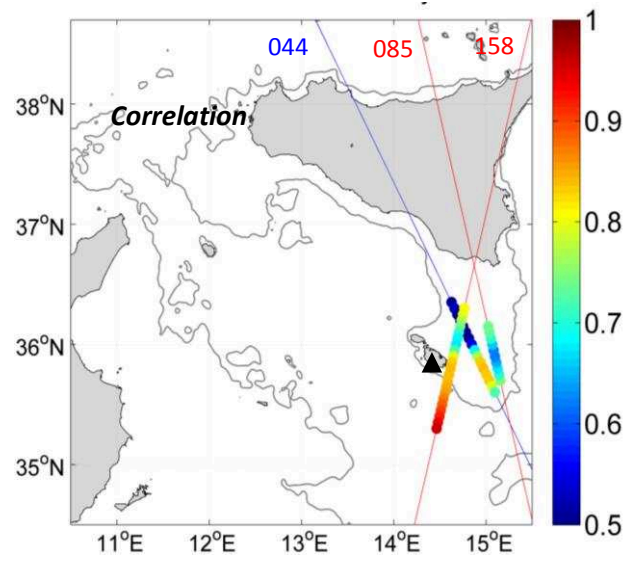
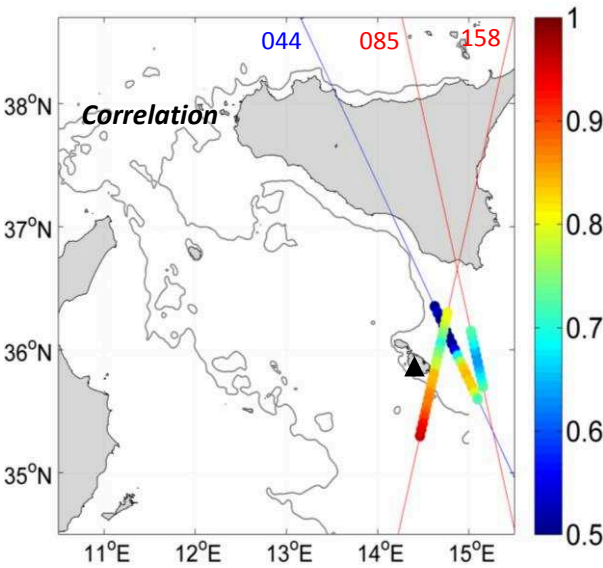
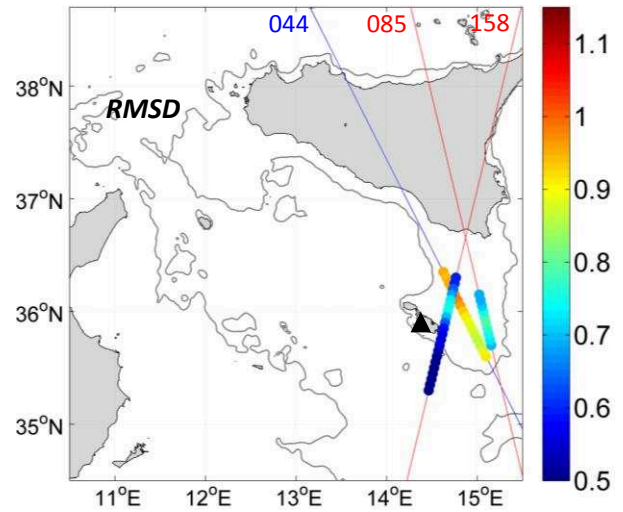
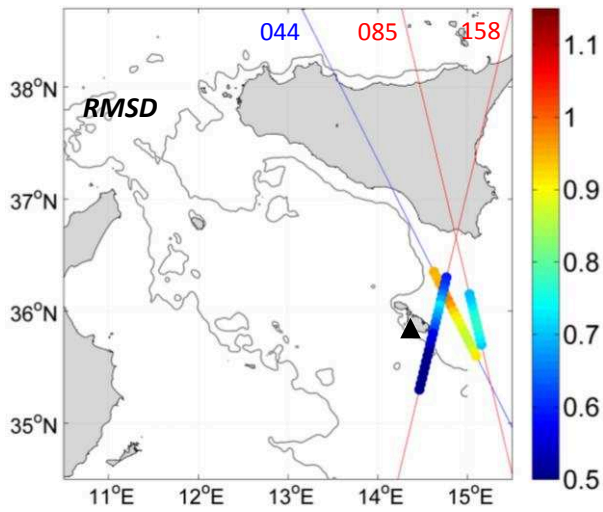
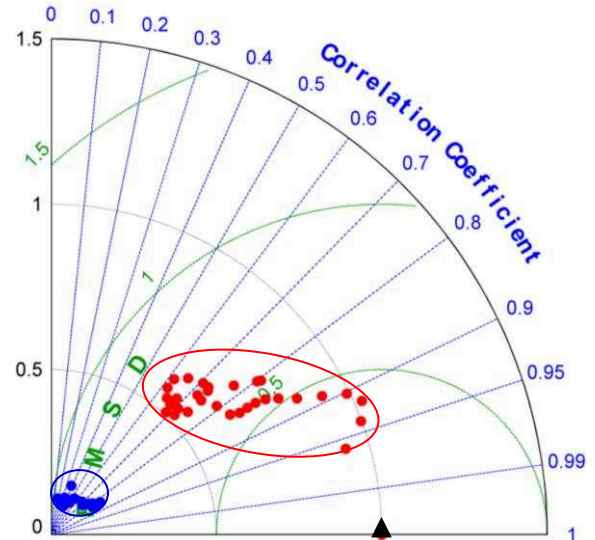


Figure 15. Même que Figure 14 mais pour le marégraphe de " Malta ".

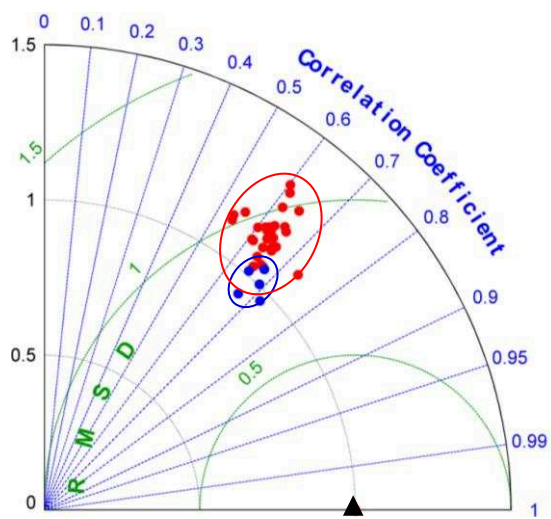
D'autre part, le nuage de point obtenu avec AltiKa-21 présente une nette amélioration en référence à celui obtenu avec AltiKa-40 (Figure 15b, haut). On observe notamment plus de points avec des fortes corrélations (>0.7) en haut de la trace 158 et des valeurs de RMS plus élevées (Figure 15b, milieu et bas). Ces résultats corroborent ceux obtenus à Lampedusa.

3.4. Analyse comparative avec le marégraphe de Palermo

Comme pour les cas précédents, AltiKa permet de récupérer beaucoup plus de données à proximité de la station marégraphique "Palermo", comparé à Jason-2. Dans le rayon de 60 km autour de la station, seulement cinq points sont sélectionnés sur la trace 044 de Jason-2. La station "Palermo" se trouve entre la trace 044 de Jason-2 et la trace 788 d'AltiKa. Les statistiques des trois jeux de données sont globalement nettement moins bonnes que pour les deux autres marégraphes. Les corrélations sont de l'ordre de 0.5 à 0.7 et les RMSD plus élevées en référence à l'écart type du marégraphe. On constate sur les cartes de corrélation (Figure 16a et 16b, bas) et de RMSD (Figure 16a et 16b, milieu), que ces statistiques se dégradent pour les traces AltiKa les plus éloignées, soit les traces 244 et 171 situées respectivement à droite de la trace 044 et à gauche de la trace 788. Les valeurs de RMSD sont nettement plus élevées et les corrélations moins bonnes (de l'ordre de 0.5-0.6) aussi bien pour AltiKa-40 qu'AltiKa-21. Ces statistiques dégradées nous ramènent à la problématique de localisation géographique des marégraphes de fond de baie déjà soulevée au chapitre 3 (cf. section 3.1) où la dynamique peut être dominée par des processus plus littoraux (seiches, surcôtes...) vraisemblablement différente de la dynamique plus océanique vue par les altimètres.

Les nuages de points d'AltiKa-40 et de Jason-2 sont quasiment à la même position par rapport au marégraphe "Palermo" (Figure 16a, haut). Mais il faut garder en tête que ce résultat est obtenu avec un nombre de points d'observation nettement plus faible pour Jason-2, dont les données disponibles le long de la trace 044 s'arrêtent relativement loin de la côte comparé à AltiKa (Figure 16, milieu et bas). Bien que les points du nuage d'AltiKa-21 soient plus dispersés que ceux d'AltiKa-40 (Figure 16b, haut), ils indiquent des RMSD en moyenne plus élevées (9-11 cm) et présentent plus de points avec un degré de corrélation plus important (~ 0.7). Ces derniers sont dans le voisinage direct (< 20 km) du marégraphe (Figure 16b, milieu et bas). Pour AltiKa-40, la trace 788, très proche de la trace 044 de Jason-2, présente un pattern assez similaire à celle-ci avec des RMSD comprises entre 7 et 10 cm et des corrélations autour de 0.7.

a) AltiKa 40 km -Filtered



b) AltiKa 21 km - Filtered

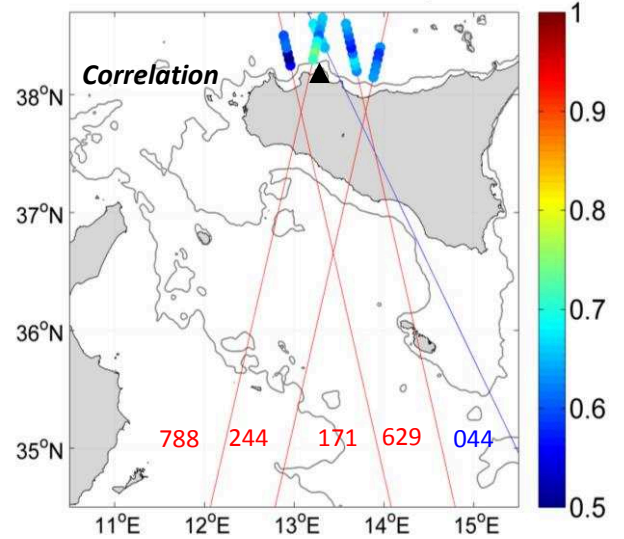
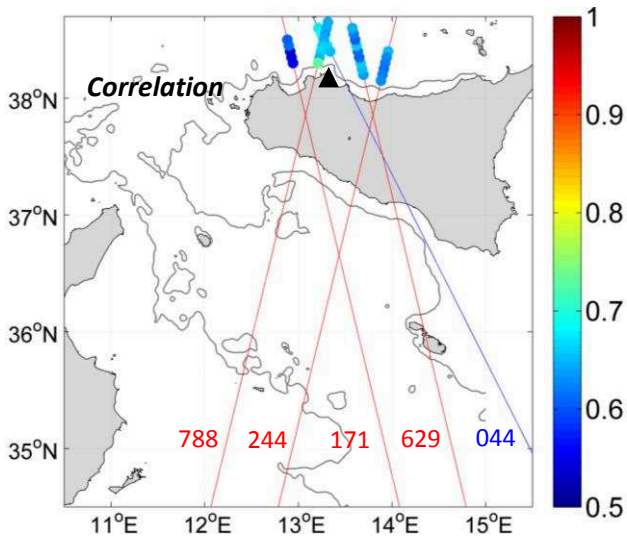
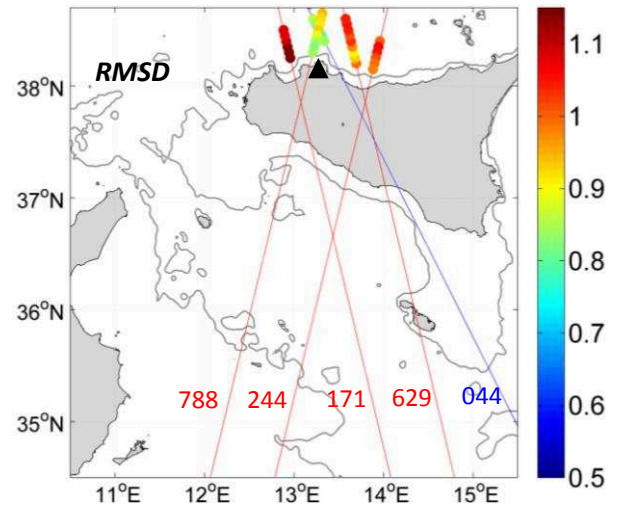
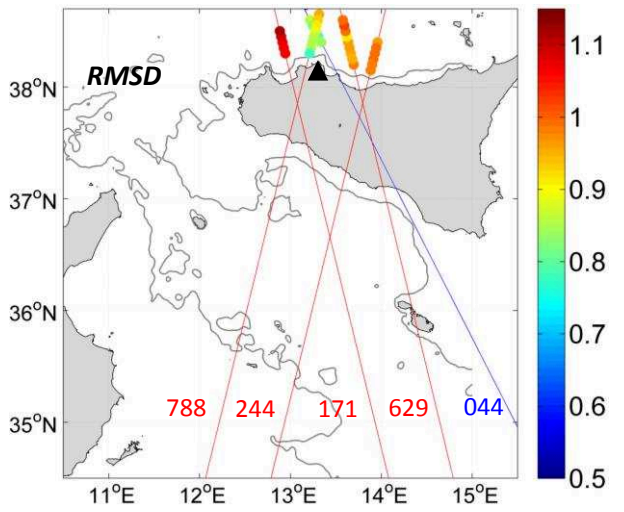
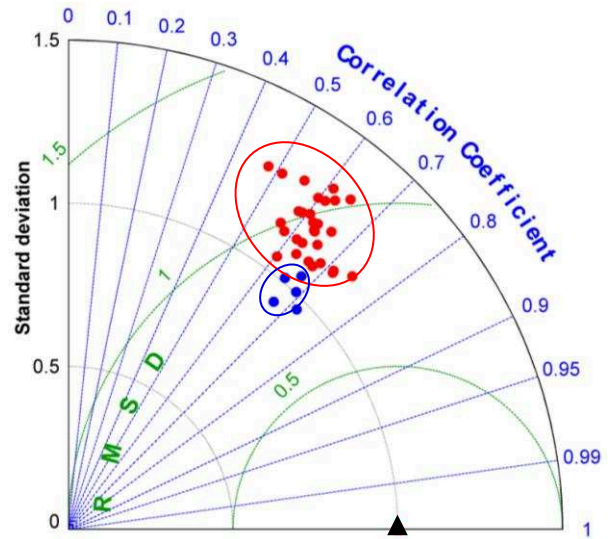


Figure 16. Même que Figure 14 mais pour le marégraphe de " Palermo "

4. Impact sur l'observation de quelques processus mésoéchelles

Les résultats de la section précédente ont permis de contrôler la qualité de la donnée AltiKa en termes de hauteur d'eau, qualité qui apparaît significativement meilleure que celle des données Jason-2. Ceci est principalement dû au fait que les traces AltiKa permettent de s'approcher au mieux des marégraphes, mais il reste aussi que l'utilisation d'un filtre spatial plus fin (21 km) ne dégrade pas la qualité des données en termes de hauteur d'eau. On peut donc raisonnablement supposer que les données d'AltiKa filtrées à 21 km peuvent révéler des caractéristiques nouvelles dans les petites échelles des patrons de variabilité de la circulation régionale. Nous proposons dans cette section d'examiner cette question à travers quelques cas d'études pour lesquels on analyse la composante perpendiculaire à la trace des courants géostrophiques de surface (AGV) dérivés des données d'ADT (composante absolue de la topographie dynamique) le long des traces altimétriques. Celle-ci est construite en ajoutant la MDT aux SLA filtrées le long des traces à 21 km pour AltiKa et à 40 km pour Jason-2. Des images SST à haute résolution sont utilisées pour évaluer la cohérence spatiale des courants altimétriques obtenus par rapport aux structures frontales thermiques, ainsi que la capacité mésoéchelle des différents jeux de données altimétriques sur des cas individuels (et non plus en moyenne comme dans les sections précédentes).

La zone d'étude est dominée par la dynamique mésoéchelle associée à de courtes échelles temporelles allant d'une journée à une semaine et à des échelles spatiales de quelques dizaines de kilomètres [Sorgente et al., 2011]. Ceci rend l'utilisation d'un produit SST de faible niveau (L3) plus pertinente que celle des produits lissés de plus haut niveau (L4). Nous avons donc utilisé des images SST journalières, ayant le moins de nuages possible et coïncidant avec le passage de Jason-2 et d'AltiKa des couples de traces {222-257}, {135-611} et {059-244}. Comme dans la section précédente, les données d'AltiKa sont considérées en version filtrée à 21 km et à 40 km. L'analyse de ces jeux de données combinés révèle des structures (fronts, filaments et tourbillons de mésoéchelle et courants côtiers) cohérentes entre les images SST et leurs correspondants en termes d'AGV. Ici on discutera trois exemples, illustrés aux Figures. 17, 18 et 19.

La caractéristique principale de l'image SST du 04 Février 2014 (Figure 17), est la présence d'un front thermique nord/sud moins marqué séparant les eaux froides (provenant globalement du bassin algérien) des eaux plus chaudes du bassin oriental qui se répandent sur le plateau tuniso-libyen. Cela suggère une plus large diffusion de l'eau atlantique du bassin algérien vers les plateaux tunisien et sicilien. Les structures SST et les courants dérivés de

l'altimétrie suggèrent la présence d'échanges turbulents se traduisant par des méandres observés le long des traces du nord jusqu'au plateau libyen (ATC). Un certain nombre de tourbillons fine échelle se sont détachés du courant et sont présents au centre du canal de Sicile (exemple en pointillés noirs). Les AGV dérivés des deux produits altimétriques révèlent globalement des structures cohérentes avec des ondulations frontales le long des traces, alternant les écoulements SW/NE. Le SG se rétrécit car on est en hiver [cf. Jebri et al., 2016] et laisse passer a priori l'ALC (autour de 32.8°N). Cette situation est bien visible sur AltiKa-40, plus évidente dans AltiKa-21 et encore plus marquée avec Jason-2.

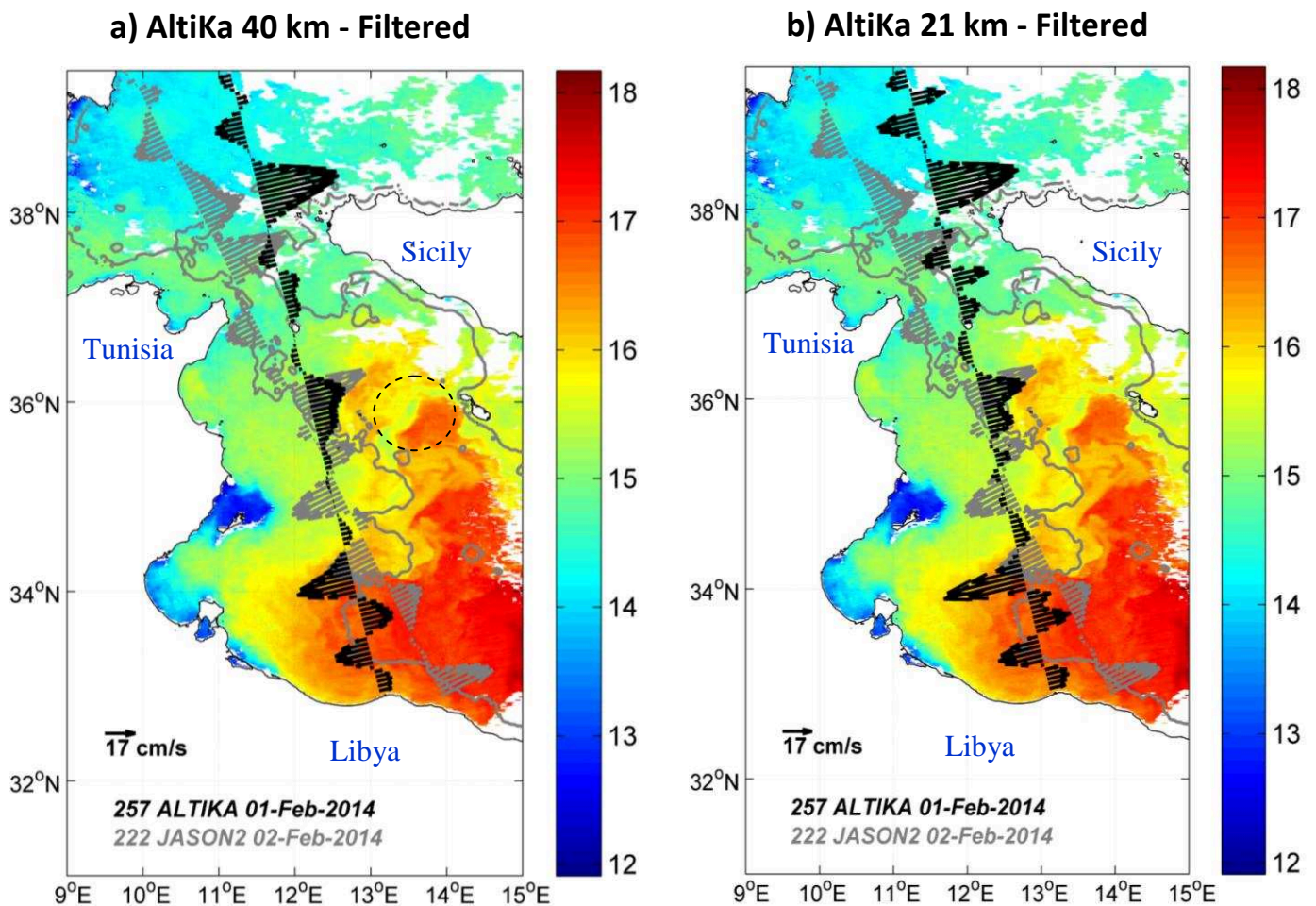


Figure 17. Exemples d'analyse comparative entre les AGV des traces "222" de Jason-2 et "257" d'AltiKa avec l'image SST du 04 Février 2014. a) Les AGV d'AltiKa-40 versus Jason-2. b) Les AGV d'AltiKa-21 versus Jason-2. L'isobath 200 m est en gris clair.

Sur l'image SST du 19 Octobre 2013 (Figure 18), la présence de tourbillons et filaments est élevée sur toute la zone (quelques exemples sont indiqués en pointillé noir). La signature de l'AIS, encore énergétique en automne, advectant de l'eau Atlantique plus froide, est visible

tout près de la côte Sud-Est Sicilienne aussi bien en SST que sur les courants dérivés des mesures AltiKa et Jason-2. AltiKa donne généralement une amplitude de courant plus forte que Jason-2. A l'intérieur du canal tuniso-sicilien et près de la Sicile, les AGV dérivés d'AltiKa sont nettement plus compatibles (avec moins de points qui divergent à la côte, ce qui indique la meilleure qualité des données AltiKa, comparé à Jason-2) avec la présence du flux d'eau froide sud-est correspondant à la signature AIS. Cet exemple illustre bien l'impact du gain de qualité des mesures altimétriques d'AltiKa près des terres sur l'observation des courants côtiers. En outre, les petites ondulations de courants observées entre 35 et 36°N avec AltiKa-21 sont plus en accord avec les patterns de SST que le résultat d'AltiKa-40.

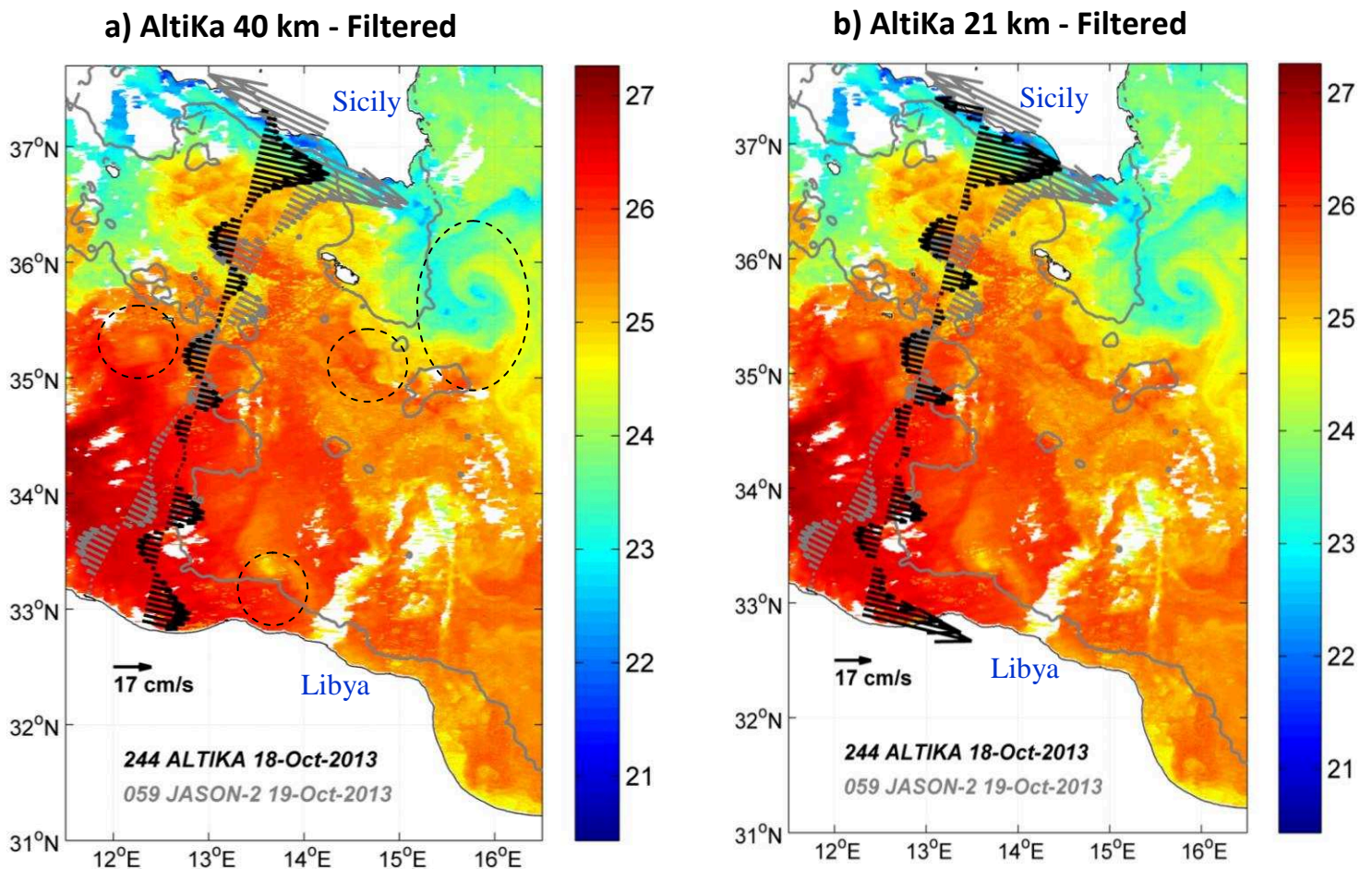


Figure 18. Même que Figure 17 mais pour les traces "059" de Jason-2 et "244" d'AltiKa avec l'image SST du 19-Oct-2013

Les champs SST du 19 octobre 2013 révèlent aussi la présence d'une veine de courant ATC plus froide et continue le long de l'isobath 200 m (de 37 vers 33°N), avec une activité

frontale marquée développée autour du plateau tunisien. Nous pouvons notamment y remarquer la présence de fronts et de petites structures tourbillonnaires se détachant du courant de pente. Cette signature ATC autour de (12.5°E; 36°N) est bien marquée dans les courants altimétriques dérivés des deux produits. On remarque que les courants d'AltiKa-40 et AltiKa-21 sont en bon accord avec ceux de Jason-2 tout au long des traces, à quelques exceptions près que nous discuterons davantage ci-dessous.

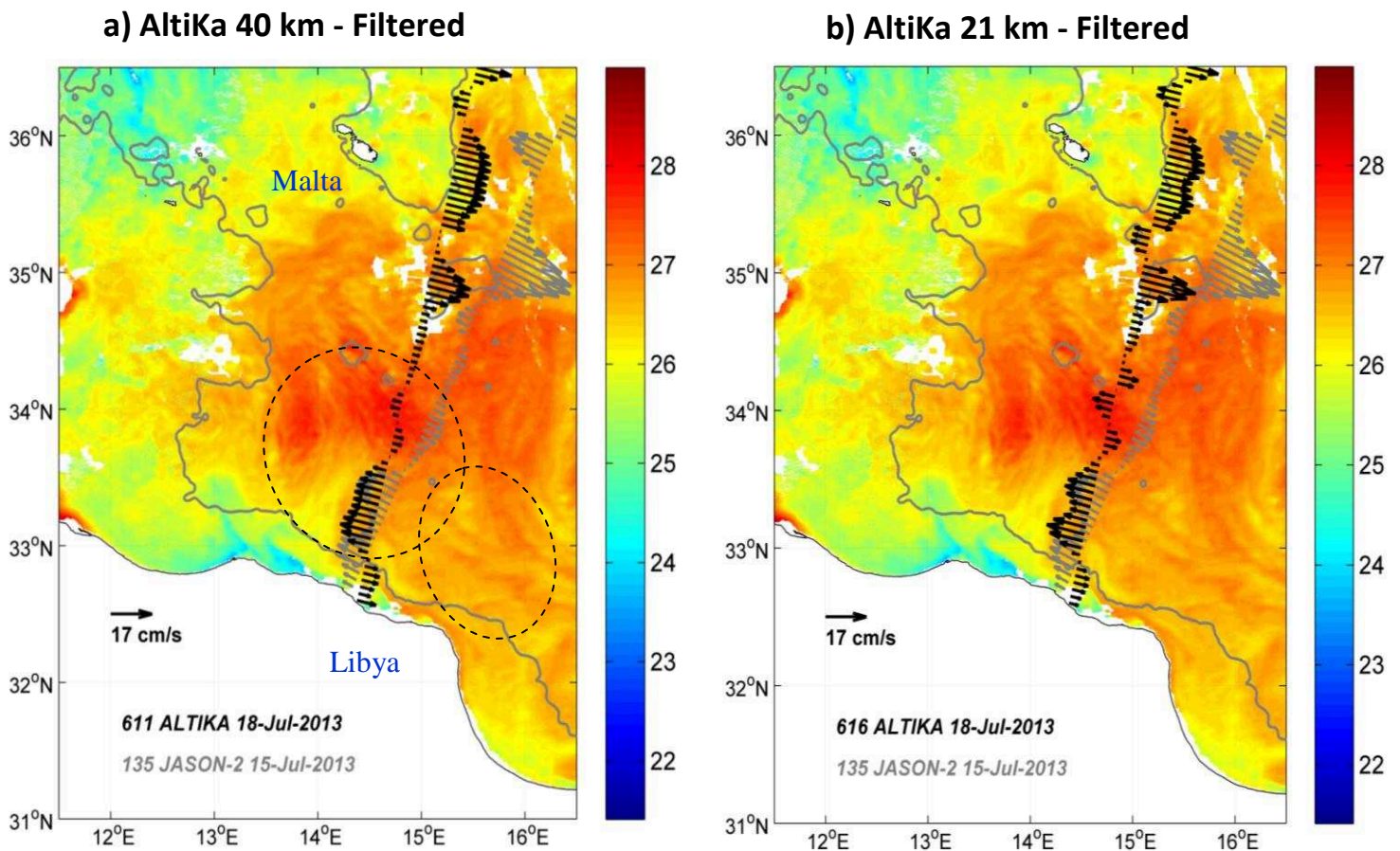


Figure 19. Même que Figure 17 mais pour les traces "135" de Jason-2 et "616" d'AltiKa avec l'image SST du 18-Juillet-2013

L'analyse de l'image SST du 18 Juillet 2013 (Figure 19) montre la présence d'eaux chaudes (du large de la Lybie vers Malta) advectées depuis le bassin Ionien vers le plateau tuniso-libyen (entre 33 et 35.5°N, pointillés noirs). A partir de 35°N, la veine d'eau Atlantique plus froide et plus énergétique advectée par l'AIS (très actif en été) prend le dessus sur les eaux ioniennes plus chaudes et permet à l'AW de sortir du canal tuniso-sicilien. Ces courants sont observés en juillet 2013, période estivale caractérisée par une activité importante du courant

AIS [Robinson et al., 1999]. Les courants dérivés d'AltiKa-40 et Jason-2 arrivent à bien suivre l'écoulement de l'AIS autour de 35-36°N. En revanche avec AltiKa-21 on a plus d'alternance de courants Est-Ouest qui suivent relativement mieux le gradient de température qu'avec AltiKa-40. Cela semble donc bien indiquer une meilleure résolution de l'activité mésoéchelle (du moins en moyenne sur la zone) avec le filtrage à 21 km, même si ce résultat reste qualitatif.

Malgré cette cohérence spatio-temporelle régionale entre les structures mésoéchelles observées par la SST et par les courants dérivés de Jason-2 et d'AltiKa, des différences significatives subsistent à plus fine échelle; mais qui sont parfois dissimulées par la présence d'eaux chaudes d'une manière assez homogène sur certaines zones. Cela est mieux illustré par des zooms entre 32 et 35 °N sur les images de SST et des AGV pour les trois exemples des couples de traces sélectionnées (Figure 20) :

- Le zoom sur l'image SST du 04 Février 2014 (Figure 20, haut) montre un fort courant vers l'Ouest pour Jason-2 autour de 34.8°N dont la signature est inexistante aussi bien au niveau des images SST que pour les courants dérivés d'AltiKa. Cela témoigne de la meilleure qualité des données AltiKa.

- Sur le zoom du 19 octobre 2013 (Figure 20, milieu), nous remarquons près de la côte (autour de 32.7°N) un courant plutôt vers l'Est pour AltiKa-40 et vers l'Ouest pour Jason-2, mais d'une manière moins évidente pour AltiKa-40. Cela confirme la présence d'une recirculation du courant vers l'Est près des côtes Libyennes. Les vitesses dérivées d'AltiKa-21 sont nettement plus marquées que celles d'AltiKa-40 et correspondent ainsi mieux aux observations de SST.

- Le zoom du 18 juillet 2013 (Figure 20, bas) permet de distinguer près des côtes Libyennes une structure anticyclonique centrée sur (14°E; 34°N) qui pourrait correspondre à la Gyre de Sidra [cf., chapitre 3 ou Jebri et al., 2016] conjointement avec des courants d'AltiKa (21 ou 40) de direction Est et plutôt Ouest pour Jason-2. Les courants dérivés d'AltiKa-21 (AltiKa-21 et AltiKa-40) sont dirigés vers l'Est le long du talus continental Libyen, en accord avec la direction de l'écoulement suggérée par l'image SST dans cette zone, contrairement à Jason-2. AltiKa donnerait ici aussi de meilleurs résultats que Jason-2.

À ce stade, nous pouvons confirmer que les courants dérivés des mesures de Jason-2 et d'AltiKa sont globalement en bon accord avec les informations fournies par les observations de SST. Cet accord est toutefois plus systématique avec AltiKa qu'avec Jason-2.

a) AltiKa 40 km - Filtered

b) AltiKa 21 km - Filtered

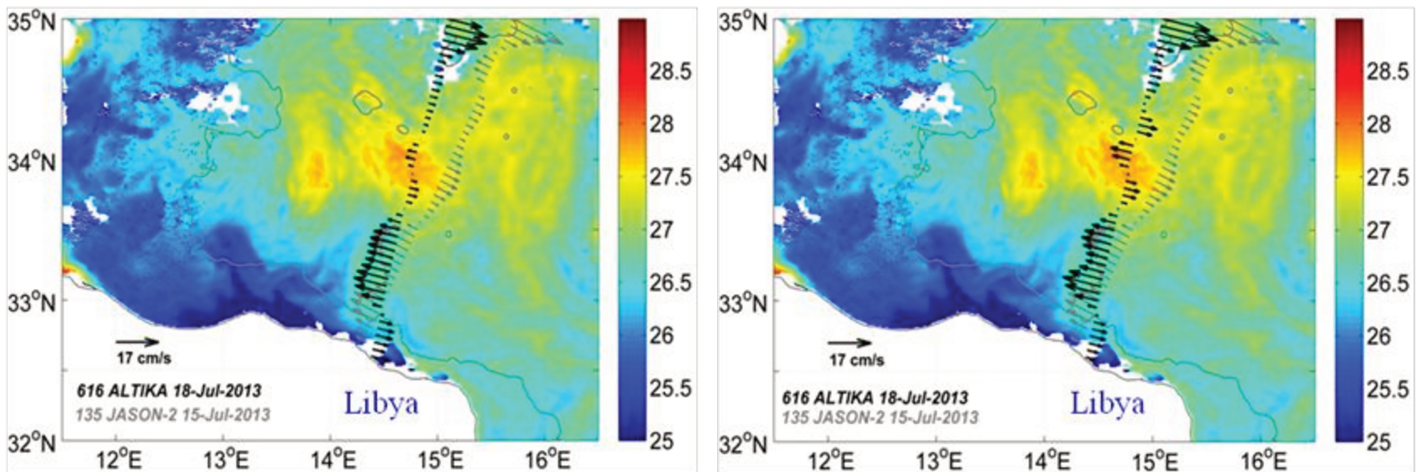
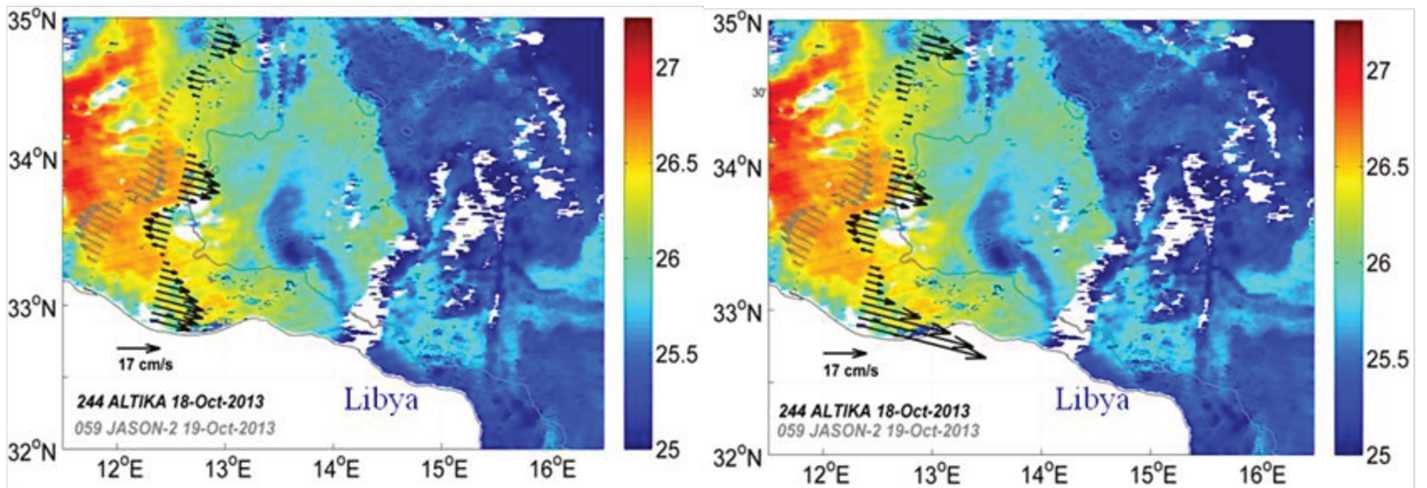
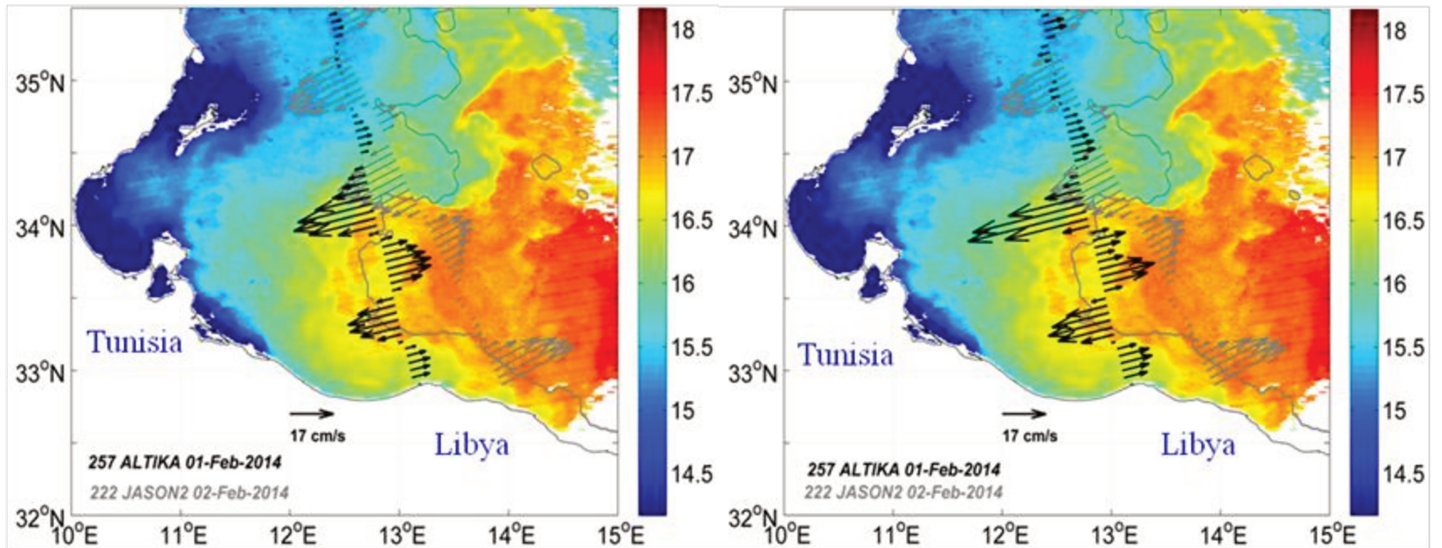


Figure 20. Zoom sur les patrons de SST du plateau tuniso-libyen pour le 04 Février 2014 (haut), 19 octobre 2013 (milieu) et 18 Juillet 2013 (bas). Les AGV des traces altimétriques superposés sont ceux de a) AltiKa-40 versus Jason-2 et de b) AltiKa-21 versus Jason-2. L'isobath 200 m est en gris clair.

Toutefois, en regardant plusieurs cartes de courant crosstrack dérivés des deux jeux de données, on a remarqué des différences plus fréquentes entre AltiKa et Jason-2 très près des côtes Tuniso-libyennes (zone de l'écoulement de l'ALC). Les pourcentages de situations où les AGV côtières des deux missions ont la même direction est d'environ 80% pour le couple de trace {135-611} et de seulement 50% pour le couple de trace {059-244}. La direction "Est" est normalement celle qui est attendue dans cette zone car c'est la continuité de la veine d'eau Atlantique formant le courant Atlantique Libyen (ALC). Ce critère assez qualitatif d'évaluation (maintien de la direction "Est") perd de sa crédibilité lorsqu'on entre dans le golfe de Gabès (traces {059-244}) à cause de la recirculation de l'ATC vers l'ouest qui varie aussi bien saisonnièrement qu'interannuellement (cf. chapitres 3 et 4). Pour les couples de traces {222-257} et {611-135}, c'est AltiKa qui possède le pourcentage le plus élevé pour une direction Est (direction préférentielle et attendue du courant ALC). Pour mieux comprendre ces différences, nous avons analysé les diagrammes de Hovmüllers des courants pour les traces 222, 135 et 059 de Jason-2 conjointement avec les traces d'AltiKa-40 et d'AltiKa-21 les plus proches pour la période mars 2013 - décembre 2015 (Figures 21 à 23). Globalement, les courants sont plus intenses dans AltiKa-21 que dans AltiKa-40. Ils présentent une cohérence spatiale Ouest-Est entre les traces d'AltiKa (21 et 40) et de Jason-2. Plus spécifiquement, autour de 33.5°N, les traces 244 et 702 présentent un courant quasi-constamment dirigé vers l'Est (sur la période 2013-2015) plus marqué que celui dérivé de la trace 059 (Figure 21). Un peu plus à l'Est, les traces d'AltiKa (801, 257 et 715) montrent un courant Est très prononcé (>20cm/s) tandis que la trace 222 de Jason-2 est caractérisée par des vitesses plus faibles et qui sont majoritairement dirigées vers l'ouest. Cela pourrait expliquer, d'ailleurs, le mauvais bilan de la boîte 5 dans l'estimation des transports (cf. chapitre 4) due à des courants moyens constamment convergents sur la partie sud des traces 059 et 222. Pour les couples de traces associées à la 135 de Jason-2 (Figure 23), le courant ALC est le plus intense sur la période 2013-2015 en comparaison aux autres cas de figures et est plus marqué sur Jason-2 que sur AltiKa. Cela peut s'expliquer par la meilleure orientation de la trace 135 relativement au courant ALC et l'amélioration de la nouvelle version du produit.

En conclusion, AltiKa restitue une plus grande variabilité des courants de surface, avec une meilleure résolution spatiale et une couverture accrue dans le domaine côtier. Ces résultats corroborent et complètent, grâce à l'inter-comparaison effectuée avec un jeu de données indépendantes, des résultats préliminaires obtenus précédemment [Birol and Niño, 2015]. On peut maintenant confirmer que la bande de fréquence Ka de l'altimètre AltiKa est un outil

pertinent pour observer les variations des courants de surface dans la zone d'étude, jusqu'à des échelles spatiales d'une vingtaine de km.

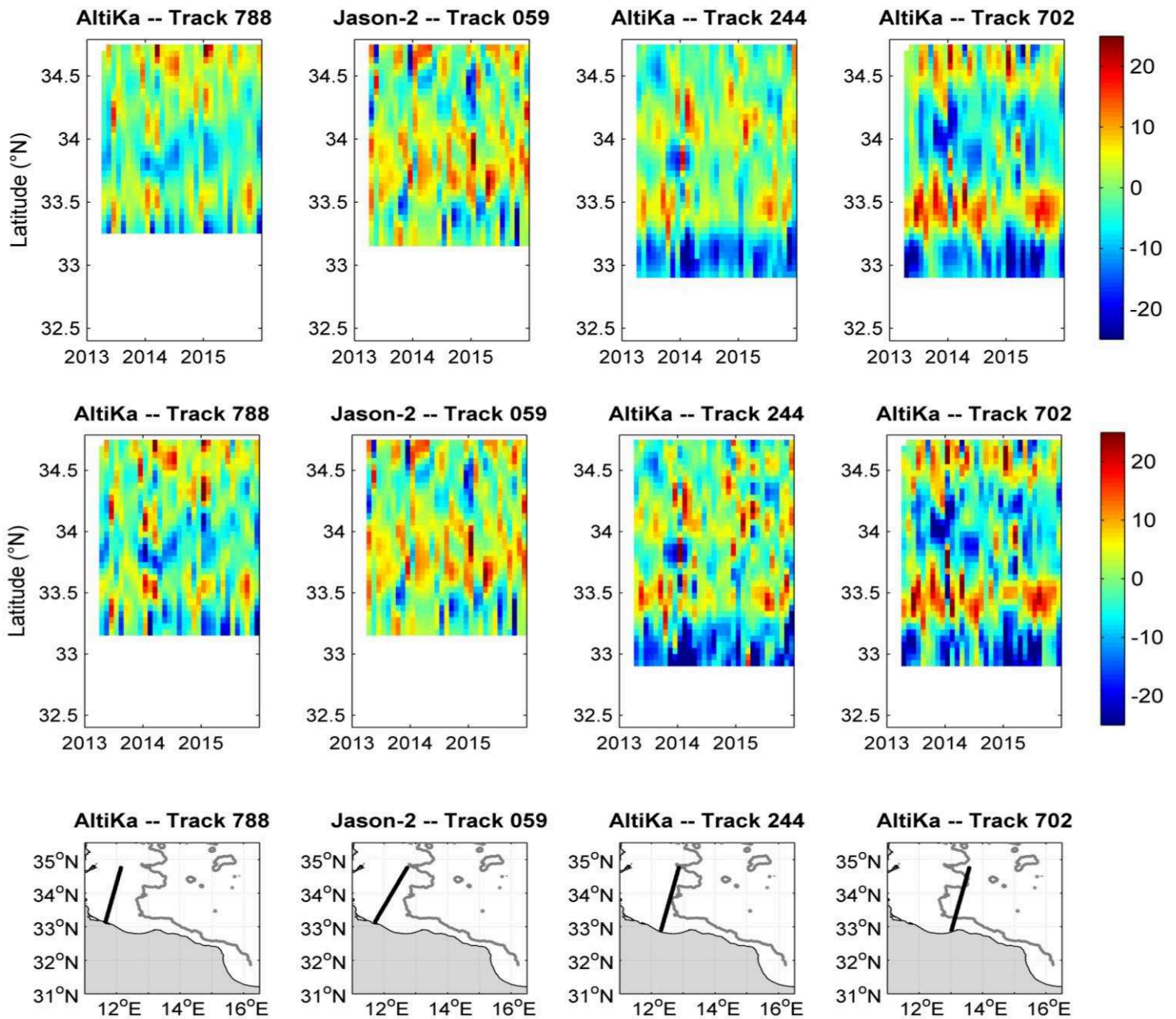


Figure 21. Hovmüller des AGV dérivées des traces 788, 244 et 702 d'AltiKa-40 (haut) et d'AltiKa-21 (milieu) et de la trace 059 de Jason-2 sur le plateau tuniso-libyen. La position des parties de traces utilisées est en bas.

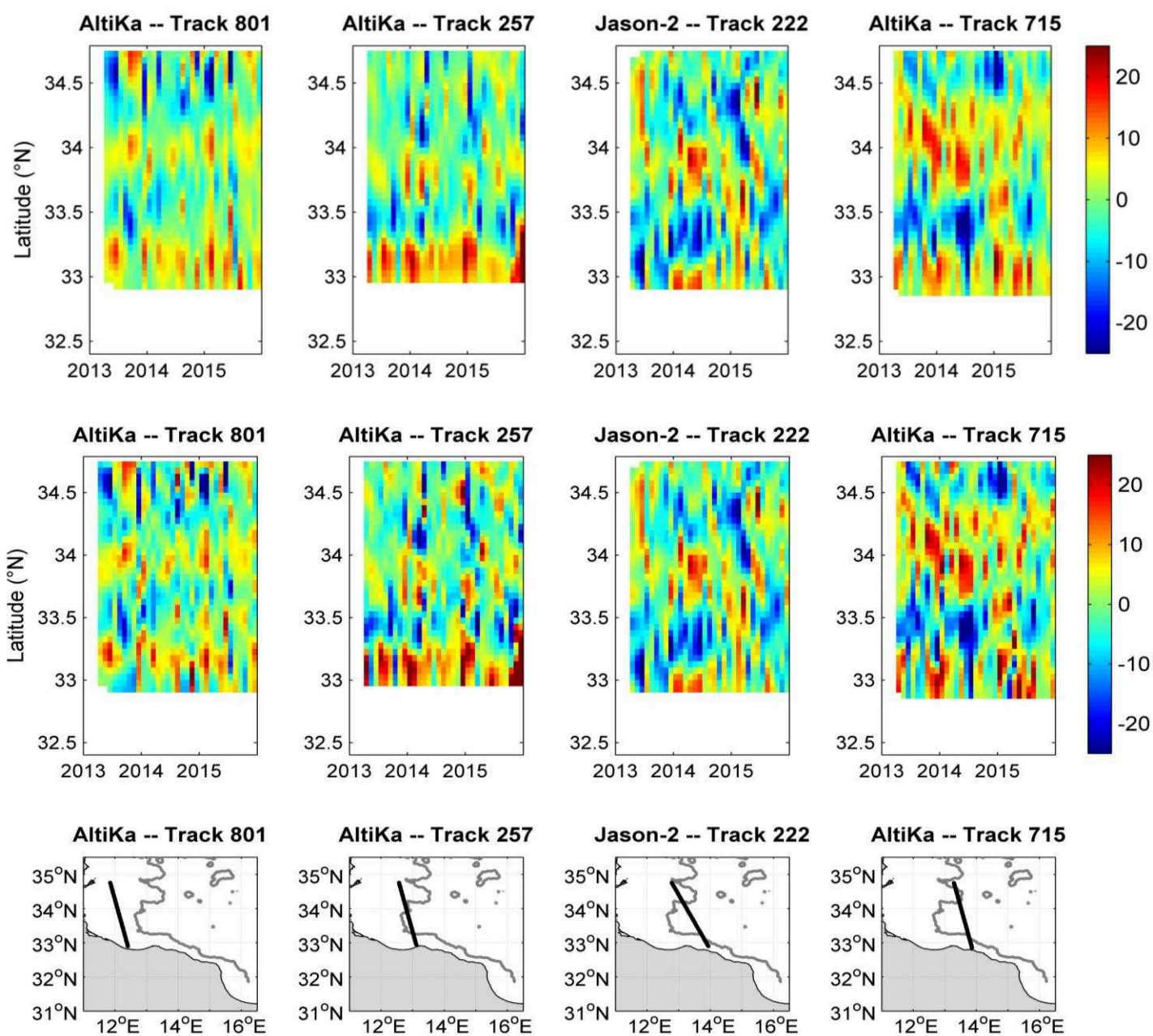


Figure 22. Même que 21 mais pour les traces 801, 257 et 715 d'AltiKa et la trace 222 pour Jason-2

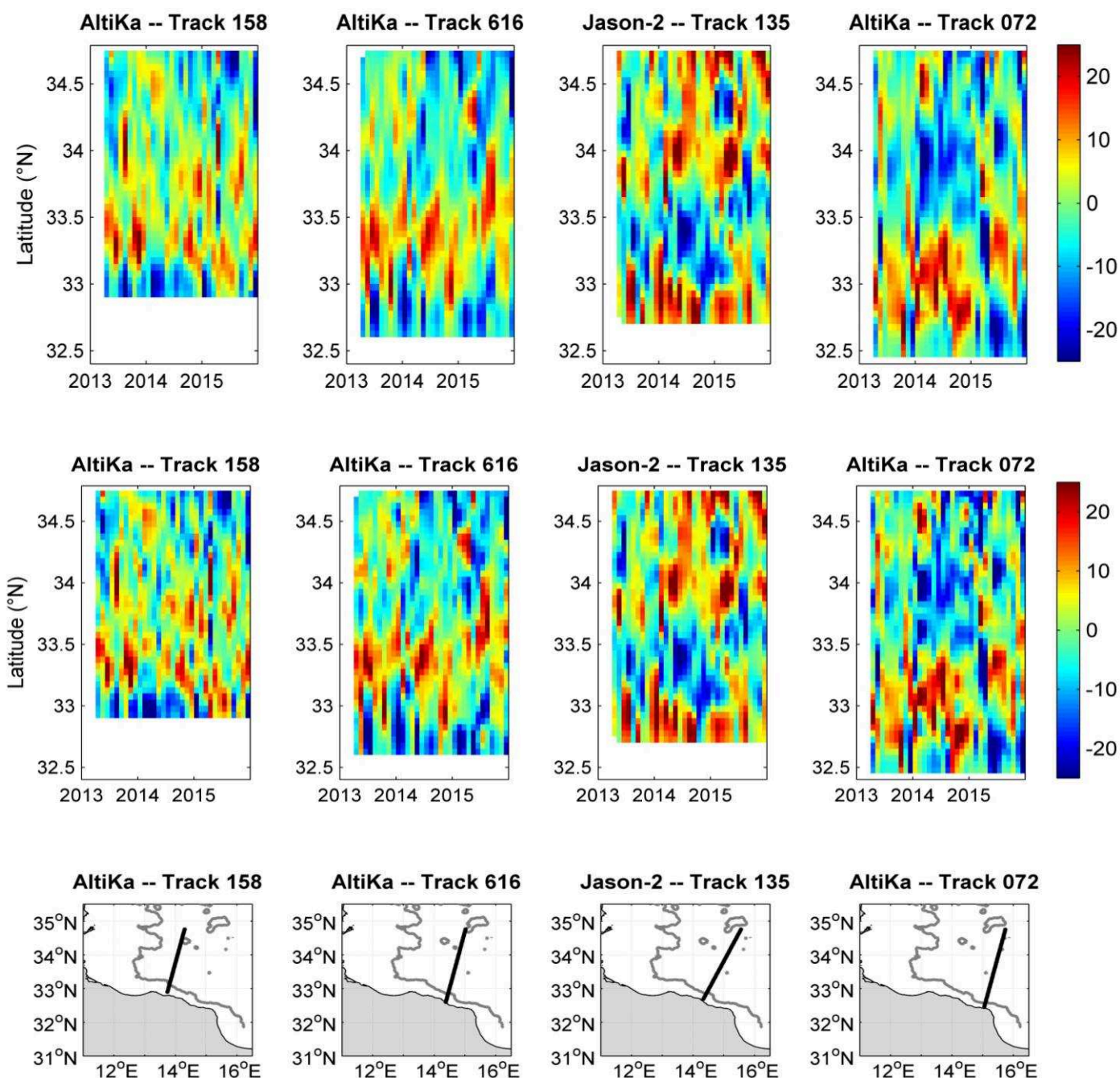


Figure 23. Même que 21 mais pour les traces 158, 616 et 072 d'AltiKa et la trace 135 pour Jason-2

5. Conclusions partielles et quelques perspectives

Dans ce dernier chapitre, nous avons d'abord évalué le gain apporté par la mission altimétrique SARAL/AltiKa en termes d'observation des processus mésoéchelles en Méditerranée Centrale. Nous avons pu comparer quelques unes des caractéristiques de la dynamique mésoéchelle régionale qui dérivent de cet altimètre haute résolution avec ceux

révélés par le produit classique amélioré (Jason-2). Les résultats témoignent de l'apport de SARAL/AltiKa permettant de détecter les échelles océaniques jusqu'à une longueur d'onde de 21 km, contre seulement 40 km au mieux pour Jason-2. Le fait que la bande de fréquence Ka du radar altimétrique de SARAL, permet bien d'obtenir une meilleure résolution spatiale d'observation que les radars historiques en bande Ku a déjà été démontré dans des études précédentes. Mais les résultats obtenus en Méditerranée Centrale sont significativement meilleurs. Parmi les explications possibles on peut citer : l'utilisation d'un jeu de données plus complet (période de temps), des signaux mésoéchelles plus nombreux et/ou importants sur la zone d'étude qui sortent mieux du bruit de mesure, ou des erreurs de données plus faibles dans cette région océanique (biais d'état de mer notamment). Cela reste à analyser plus en détails.

Pour évaluer la qualité des données SARAL/AltiKa, comparativement à celles de la mission historique Jason-2, la validation avec les marégraphes demeure limitée par la disponibilité des données in situ. Nous avons été contraint de travailler avec des séries de moyennes mensuelles de hauteur de mer marégraphiques (malgré la dégradation possible de la cohérence altimétrie-marégraphe) car les données horaires ne sont pas toujours faciles d'accès. Malgré tout, cette analyse a permis de confirmer les résultats régionaux obtenus de l'analyse spectrale. Nous n'avons pas eu accès à d'autres types de mesures in-situ sur la période de mesures de SARAL/AltiKa et il est certain qu'elles ne sont pas très nombreuses.

L'inter-comparaison avec les images SST s'avère assez prometteuse (malgré quelques pixels masqués par les nuages), ce qui nous a permis de confirmer qualitativement que SARAL/AltiKa permet de dériver les petites échelles dans les courants de surface et que ces échelles semblent bien être associées à des caractéristiques océaniques réalistes. Ce travail suggère qu'un filtrage spatial des données altimétriques le long de la trace adapté aux conditions locales (dynamiques locales et bruit de mesures), permet de mieux traduire les structures physiques dominantes.

Une autre étude à mener, non abordée ici car éloignée des objectifs de la thèse, est l'analyse précise des mesures et des corrections appliquées, pour les différentes missions. Cela permettrait de comprendre comment conserver le gain apporté par la mesure altimétrique en bande Ka jusqu'au plus près des terres. D'autant que c'est la bande de fréquence qui a été choisie pour le radar de la mission SWOT, dédiée à l'observation haute résolution de l'océan, et qui sera lancée en 2020. D'autre part, l'impact des erreurs de mesure aux petites échelles et les interactions de la mésoéchelle avec les courants d'inertie, les vagues ou le vent n'est pas

abordé et reste un sujet de développement important dans l'avenir. Nous avons cependant vu que nos observations soulevaient des questions sur l'estimation du transport barocline sur le plateau tuniso-libyen.

Tout comme pour l'étude de la variabilité saisonnière et interannuelle (chapitres 3 et 4), l'approche multi-capteur s'est révélée être un véritable atout pour l'étude des processus à mésoéchelle dans la région. Mais au-delà de quelques cas d'études, nous sommes limités ici par la période d'échantillonnage de la mission SARAL/AltiKa qui ne fournit des observations au même point que tous les 35 jours. Ce travail nous fournit une base pour l'analyse physique de la variabilité mésoéchelle d'une manière plus synoptique. Cela passerait nécessairement par des campagnes hydrographiques et d'études de processus. Dans ce cas, les observations satellites pourraient aussi permettre de définir en amont les zones privilégiées d'échantillonnage in-situ. Mais aussi, de mener une analyse afin d'établir un schéma de variabilité de la dynamique régionale mettant en jeu des processus physiques bien spécifiques. Elles fournissent aussi des mesures pour valider les modèles en amont.

Chapitre 6.

Conclusions et Perspectives

Sommaire

1. Synthèse des principaux résultats.....	140
2. Perspectives futures.....	142

1. Synthèse des principaux résultats

Cette thèse reposait en premier lieu sur l'hypothèse qu'il est possible de tirer des nouveaux jeux de données altimétriques, retraités de manière mieux adaptée aux besoins de l'océanographie régionale à côtière, des informations pertinentes autant que nouvelles sur la dynamique de la Méditerranée Centrale. L'objet d'étude spécifique est la circulation océanique s'écoulant le long des talus continentaux (aux abords de l'isobathe 200 m) dans le canal tuniso-sicilien, les nombreuses structures mésoéchelles ainsi que les régimes de variabilité associés. Pour répondre aux questions ouvertes sur les variabilités (saisonniers, interannuelle et mésoéchelle) du schéma de circulation de surface, encore peu renseigné dans la région, ce travail de thèse s'appuie donc essentiellement sur l'analyse de données altimétriques le long des traces satellites disponibles sur la région d'étude pour la période 1993-2015.

Cette étude est également abordée à partir de données spatiales de SST, et de mesures in situ hydrographiques et de courantométrie. Chaque type de données possède ses avantages et ses inconvénients en termes de disponibilité, de résolution spatio-temporelle, de coût du traitement ainsi que du contenu physique de la mesure. Ces différents moyens d'observations ont démontré l'importance et la richesse des processus physiques dans la zone d'étude. Mais c'est l'utilisation combinée de ces différents types de données qui nous a réellement permis une meilleure compréhension et une analyse plus approfondie des structures océaniques de surface. Cela nous a permis d'apporter de nouveaux éléments concernant le fonctionnement de la Méditerranée Centrale.

Ce travail de thèse et les différentes avancées apportées peuvent être synthétisés en trois points principaux :

1) Afin de définir, en premier lieu, la signature saisonnière à long-terme des courants de surface, nous avons adopté la méthodologie de Birol et al., [2010] appliquée dans la Méditerranée Nord-Occidentale. Nous avons d'abord évalué quantitativement et qualitativement le contenu physique de deux jeux de données altimétriques régionaux, AVISO (produit classique) et X-TRACK (produit côtier), sur la zone Méditerranée Centrale. Cela a permis de dériver les caractéristiques de la circulation régionale moyenne sur une période de 20 ans. Nous avons ainsi retrouvé la saisonnalité des veines de courants connues et échantillonnées précédemment, sur des périodes bien plus courtes, à partir de données in situ ou spatiales ou reproduites par des modèles. Nous avons également confirmé le caractère permanent de certaines veines de courant (ALC, AIS, ATC) et caractérisé la variabilité de leur intensité et position d'une saison à une autre. L'analyse complète nous a permis de proposer un

nouveau schéma de circulation de surface, y compris pour les saisons intermédiaires, en identifiant les différentes bifurcations des veines d'eau atlantique et leurs interactions avec les structures avoisinantes. En outre, nous avons pu observer une nouvelle branche de courant au niveau du golfe de Gabès.

2) La deuxième étape a été d'exploiter le caractère long terme des mesures altimétriques pour étudier la composante interannuelle de la circulation de surface en termes de courants et de flux. Les structures interannuelles des courants géostrophiques de surface dérivés de l'altimétrie côtière X-TRACK révèlent des accélérations ou/et décélérations durant certaines périodes, avec une cohérence régionale permettant de retrouver les différentes bifurcations et interactions précédemment identifiées lors de l'étude du cycle saisonnier. Nous avons ensuite tenté d'estimer le transport barocline de surface à partir d'équations théoriques intégrant les données altimétriques et ajustées pour suivre les flux à travers la Méditerranée Centrale, et évaluer leur continuité. Le modèle théorique a été validé par une analyse comparative entre l'altimétrie et les sections hydrographiques, grâce à un très bon degré de complémentarité entre ces jeux de données et malgré la différence dans l'échantillonnage spatio-temporel. Les transports baroclines moyens sont relativement bien équilibrés au niveau du canal de Sardaigne, près des côtes tunisiennes et au sud de la Sicile, avec une variabilité qui s'intensifie d'Ouest en Est, contribuant à la propagation d'un flux d'AW important du plateau tuniso-libyen vers la mer Ionienne. Face au problème d'accès aux mesures hydrographiques et de difficulté à maintenir un réseau in situ dense, l'altimétrie côtière s'avère donc être un outil très utile pour suivre le transport de surface dans les zones côtières mal échantillonnées comme le canal tuniso-sicilien. Nous avons pu aussi extraire et discuter pour la première fois quelques modes de variations interannuelles de la Méditerranée Centrale, toujours grâce à l'altimétrie côtière.

3) Dans un troisième temps, l'observabilité de la mésoéchelle océanique de la zone d'étude est abordée à partir des mesures altimétriques haute résolution de la mission SARAL/AltiKa, plus précises que celles des missions précédentes (cf. chapitre 2). Les courants dérivés de ces mesures montrent une forte variabilité spatiale, avec une couverture géographique accrue aussi bien sur le domaine côtier qu'hauturier. Nous avons travaillé sur les aspects post-traitement, suggérant qu'un filtrage le long de la trace plus adapté aux dynamiques locales et aux conditions de bruit, permet de mieux traduire les structures physiques dominantes. Les résultats quantifient l'apport de SARAL/AltiKa pour l'observation de la variabilité mésoéchelle en Méditerranée Centrale. SARAL/AltiKa peut résoudre en moyenne des

échelles océaniques de l'ordre de 21 km, contre 40 km seulement pour Jason-2. L'inconvénient majeur de cette mission reste toutefois sa couverture temporelle limitée. Afin de traduire ce résultat statistique un peu théorique en termes d'apport réel pour l'étude des structures mésoéchelles régionales, on s'est focalisé sur quelques événements particuliers en analysant conjointement les observations altimétriques et des images satellites SST. Cela a permis de confirmer (qualitativement) la capacité de SARAL/AltiKa à observer les variations des courants de surface dans la zone d'étude d'une part; et à détecter des structures physiques plus fines comme les tourbillons ou les filaments, d'autre part.

Les résultats acquis dans cette thèse sont d'un intérêt majeur à la fois en termes de connaissance fondamentale de la circulation sur le plateau tunisien, et en termes de développement et de transfert de compétences nouvelles en altimétrie satellite côtière. Ils apportent un éclairage original sur une zone anthropisée et dont la physique est extrêmement complexe et joue un rôle moteur sur les aspects biologique, chimique et biogéochimique. En plus des résultats scientifiques précédemment exposés, cette thèse a permis de définir l'évolution des observations et produits altimétriques et leur impact sur les connaissances de la circulation à une échelle régionale, de mesures radar en bande Ku traitées de manière classique (AVISO) et adaptée aux conditions côtières (X-TRACK), aux mesures en bande ka du satellite SARAL/AltiKa (lancé en Février 2013), prélude à la future mission SWOT (lancement prévue en 2020). Elle a également permis des avancées méthodologiques importantes concernant l'utilisation combinée de différents jeux de données spatiaux et in situ, méthodologies applicables dans d'autres régions océaniques.

2. Perspectives futures

A moyen terme, ces résultats offrent plusieurs perspectives. Concernant l'évaluation complète du transport total qui passe par une estimation correcte de la fraction barotrope, la modélisation inverse ou le lancement de campagnes hydrographiques pour l'estimation à long terme de l'extension maximum barocline seraient des alternatives appropriées. Une analyse plus fouillée des données hydrographiques existantes, comme le lancement de campagnes gliders sur la région étudiée aiderait à vérifier l'hypothèse de structures de mésoéchelle quasi-stationnaires sur plusieurs mois et leurs implications importantes pour la physique [e.g. Bosse et al., 2015].

Une deuxième question ouverte concerne la meilleure connaissance des mécanismes de forçage de la variabilité des courants et des flux de la zone d'étude à l'échelle interannuelle et

saisonnaire. Il faudrait étudier notamment le lien avec les changements de vent sur la zone Méditerranée Centrale et l'importance relative des forçages locaux et distants. Même si les structures régionales de surface et de sub-surface sont principalement alimentées par la circulation thermohaline à grande échelle, le vent joue un rôle considérable. On peut citer notamment le cas de l'upwelling au large de la Sicile généré par des vents Nord-ouest très intenses en été et influençant la variabilité de l'AIS [Sorgente et al., 2011]. D'autres cas de ce type peuvent avoir une influence notable sur la circulation de surface [e.g. Omrani et al., 2016] et des anomalies de régime de vents suffisamment persistantes pourraient être impliquées dans la variabilité interannuelle de la circulation de surface, en particulier sur le plateau continental tuniso-libyen.

Afin de mieux comprendre les forçages et les mécanismes associés aux processus observés dans cette thèse, l'utilisation de la modélisation numérique paraît largement appropriée, à condition d'avoir la résolution spatiale adéquate, et d'être suffisamment réaliste. Les simulations régionales qui sont disponibles pour ce type de travail sont i) la simulation longue NEMO-MED12 de l'ensemble de la Méditerranée (résolution 7-9 km, forçage ARPERA, [e.g. Lebeaupin-Brossier et al., 2011, 2012 ; Beuvier et al., 2012] et qui permet de produire une ré-analyse sur 30 ans couvrant la période d'étude, et ii) une simulation côtière ROMS haute résolution ($1/36^\circ$) développée actuellement par l'équipe physique de l'IPEIT (Tunisie) dirigé par M. Boukthir, contraint aux frontières par la simulation NEMO-MED12 qui permettra de faire un zoom sur le canal tuniso-sicilien et le plateau tuniso-libyen. La modélisation numérique permettrait également de comprendre la physique océanique sous-jacente au développement des nombreuses structures de mésoéchelle présentes dans la zone d'étude et les transferts d'énergie entre les différentes gammes d'échelles caractérisant la dynamique océanique de la Méditerranée Centrale.

Par ailleurs, ce travail constitue également un banc d'essai pour l'évaluation des nouveaux produits altimétriques et leur gain réel pour la résolution des processus complexes des zones marginales. Une nouvelle génération de jeux de données altimétriques voit le jour «la nouvelle version du produit X-TRACK [Biol et al., 2016], le produit ALES financé par l'ESA ou le produit PEACHI développé par le CNES et CLS», ce qui devrait en théorie permettre de récupérer encore plus de données de qualité surtout près des côtes. L'apport des nouveaux altimètres en mode SAR, qui se caractérise essentiellement par l'utilisation de la variation de la fréquence Doppler, l'amélioration de la résolution azimuth de l'instrument (environ 300 m) et l'accumulation des différentes vues, vise à réduire le bruit de mesure et à

augmenter la résolution le long de la trace par rapport à l'altimétrie conventionnelle. Parmi cette nouvelle génération d'altimètre on trouve la mission Earth Explorer de l'ESA Cryosat-2 (mode SAR / SARIN) et la mission Sentinel 3A embarquant un radar SAR/Doppler, théoriquement de plus haute résolution qu'AltiKa lancé début 2016. Les données de ces nouvelles missions commencent tout juste à être distribuées. Vont suivre Sentinel 3B (2017) et Jason CS (2018). La série des Sentinel 3 embarque sur la même plateforme un altimètre, un radiomètre dans le visible et un autre dans l'infrarouge, ce qui permet l'obtention de mesures de SLA, de SST et de couleur de la mer colocalisées. On voit l'immense potentiel ouvert par ces missions pour l'étude de la dynamique de fine échelle dans notre région d'intérêt, et comment cette thèse ouvre la voie vers ce type d'étude.

Alors que l'altimétrie classique fournit aujourd'hui des données ponctuelles le long des traces espacées de plusieurs kilomètres, l'altimétrie interférométrique fournira une image bidimensionnelle. Il s'agit de la future mission SWOT (collaboration NASA/CNES), opérant un interféromètre radar en bande Ka, qui devrait fournir une résolution horizontale 2-D fortement améliorée (de l'ordre de 1 km pour les produits océaniques) en plus des mesures le long de la trace. SWOT s'inscrit dans la continuité de Jason-1-2-3 et est destinée à déterminer de façon très fine et précise le niveau des océans, mais donnera également accès à une meilleure compréhension des mécanismes méso-échelles et à l'étude de la circulation côtière.

Néanmoins, les mesures échantillonnées le long des traces altimétriques ne permettent pas de déduire directement les composantes zonales et méridiennes des courants, hormis aux points de croisement (cf. chapitre 3). Leur caractérisation requiert l'utilisation de champs 2D généralement obtenus à partir d'interpolation optimale des données altimétriques le long des traces [Ducet et al., 2000]. La complémentarité avec les mesures in situ dans le cadre d'interpolations optimales multi-variées (toujours dans l'attente du satellite SWOT) devrait permettre de générer des champs 2D mieux adaptés à l'observation des zones côtières. Consécutivement, une autre perspective de cette thèse est de générer de nouveaux champs de courants à haute résolution via une interpolation optimale (OI) des données altimétriques régionalisées en ajustant les paramètres statistiques aux conditions hydrodynamiques locales [Dussurget, 2012] et en introduisant une contrainte bathymétrique afin de mieux prendre en compte l'anisotropie des structures physiques côtières [Escudier et al., 2013]. Il est possible de valider/optimiser l'approche OI multi-variée dans la zone de transition côte-large via la mise en œuvre de diagnostic lagrangien [e.g. Bouffard et al., 2014], ou encore d'appliquer ces approches lagrangiennes pour l'étude de la dispersion relative de particules virtuelles [e.g.

D'Ovidio et al., 2004] transportées par les champs de courants 2D nouvellement construits pour une meilleure connaissance du rôle des courants de pente dans le transport de matières d'origine naturelle ou anthropique [e.g. *Lehan et al., 2007*].

Bibliographie

- Abdennadher, J. and M. Boukthir (2006), Numerical simulation of the barotropic tides in the Tunisian Shelf and the Strait of Sicily, *J. Mar. Syst.*, 63, 162–182, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.07.001>.
- Alhammoud, B., K. Béranger, L. Mortier, M. Crépon, and I. Dekeyser (2004), Surface circulation of the Levantine basin : comparison of model results with observations, *Prog. Oceanogr.*, 66(2-4), 299–320.
- Andersen, O. B. and P. Knudsen (2009), Mean sea surface and mean dynamic topography models, *J. Geophys. Res.*, 114, C11001, doi:10.1029/2008JC005179, 2009.
- Artale, V., M. Astraldi, G. Buffoni and G.P. Gasparini (1994), The seasonal variability of the gyre-scale circulation in the Northern Tyrrhenian Sea, *J. Geophys. Res.*, 99, 14127–14137.
- Astraldi, M., G.P. Gasparini, S. Sparnocchia, M. Moretti and E. Sansone, (1996), The characteristics of the water masses and the water transport in the Sicily Strait at long time scales, In: Briand, F. Ed., *Dynamics of Mediterranean straits and channels*, *Bulletin de l'Institut Oceanographique*, 17, 95–115.
- Astraldi, M., S. Baloupoulos, J. Candela, J. Font, M. Gacic, G. P. Gasparini, B. Manca, A. Theocharis and J. Tintoré (1999), The role of straits and channel in understanding the characteristics of Mediterranean circulation, *Prog. Oceanogr.*, 44, 64 –108.
- Astraldi, M., G. P. Gasparini, A. Vetrano and S. Vignudelli (2002), Hydrographic characteristics and interannual variability of water masses in the central Mediterranean: a sensitivity test for longterm changes in the Mediterranean Sea, *Deep-Sea Res., Part I*, 49, 661–680.
- Ayoub, N., P.Y. Le Traon and P. De Mey (1998), Combining ERS-1 and TOPEX/Poseidon data to observe the variable oceanic circulation in the Mediterranean sea. *J. Mar. Syst.* 18, 3-40.
- Ben Ismail S., C. Sammari, G. P Gasparini, K. Béranger, M. Brahim and L. Aleya (2012), Water masses exchanged through the Sicily Channel: evidence for the presence of new water masses on Tunisian side of the Channel, *Deep Sea Res., Part I*, 63(2012),65-81.
- Ben Ismail, S., K. Schroeder, C. Sammari, G. P. Gasparini, M. Borghini and L. Aleya (2014), Inter-annual variability of water mass properties in the Tunisia-Sicily Channel, *J. Mar. Syst.*, 135, 14–28, 2014.
- Béranger, K., L. Mortier, G.P. Gasparini, L. Gervasio, M. Astraldi, and M. Crepon, (2004), The dynamics of the Sicily strait: A comprehensive study from observations and models, *Deep Sea Res., Part II*, 51, 411–440
- Beuvier, J., C. Lebeaupin-Brossier, K. Béranger, T. Arsouze, R. Bourdallé-Badie, C. Deltel, Y. Drillet, P. Drobinski, N. Ferry, F. Lyard, F. Sevault, and S. Somot (2012), MED12, oceanic component for the modeling of the regional Mediterranean Earth System, *Mercator Ocean Quaterly Newsletter*, 46, Octobre 2012, 60-66
- Birol, F., M. Cancet and C. Estournel (2010), Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry, *J. Mar. Syst.*, 81,

- 297–311.
- Birol, F. and C. Delebecque (2013), 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. Mar. Syst.*, doi:10.1016/j.jmarsys.2013.07.009.
- Birol, F. and F. Niño (2015), Ku and Ka-Band Altimeter Data in the Northwestern Mediterranean Sea. *Mar. Geodesy*, SARAL/Altika special issue, 38, doi:10.1080/01490419.2015.1034814.
- Birol, F., N. Fuller, F. Lyard, M. Cancet, F. Niño, C. Delebecque, S. Fleury, F. Toubanc, A. Melet, M. Saraceno and F. Léger (2016), Coastal applications from nadir altimetry: Example of the X-TRACK regional products, *J. Adv. Space Res.*, 59(4), 936-953, ISSN 0273-1177, <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2016.11.005>.
- Bonanno, A., Placenti, F., Basilone, G., Mifsud, R., Genovese, S., Patti, B., Di Bitetto, M., Aronica, S., Barra, M., Giacalone, G., Ferreri, R., Fontana, I., Buscaino, G., Tranchida, G., Quinci, E., and Mazzola, S. (2014), Variability of water mass properties in the Strait of Sicily in summer period of 1998–2013, *Ocean Sci.*, 10, 759-770, doi:10.5194/os-10-759-2014.
- Borzelli, G. and Ligi, R.: Autocorrelation Scales of the SST Distribution and Water Masses Stratification in the Channel of Sicily, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 16, 776–782, 1998.
- Bosse, A. (2015), Circulation générale et couplage physique-biogéochimie à (sous-)mésoséchelle en Méditerranée Nord-Occidentale à partir de données in situ, *Océanographie*, Thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. Français. NNT : 2015PA066451, tel-01290457.
- Bosse, A., P. Testor, L. Mortier, L. Prieur, V. Taillandier, F. d'Ortenzio, and L. Coppola (2015), Spreading of Levantine Intermediate Waters by submesoscale coherent vortices in the northwestern Mediterranean Sea as observed with gliders, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, doi:10.1002/2014JC010263.
- Bouffard, J. (2007), Amélioration de l'altimétrie côtière appliquée à l'étude de la circulation dans la partie nord du bassin occidental Méditerranéen. Thèse de Doctorat de l'Université Toulouse III, Novembre 2007.
- Bouffard, J., S. Vignudelli, P. Cipollini and Y. Menard (2008), Exploiting the potential of an improved multission altimetric data set over the coastal ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L10601.
- Bouffard, J., L. Roblou, F. Birol, A. Pascual, L. Fenoglio-Marc, M. Cancet, R. Morrow and Y. Menard (2011), Introduction and assessment of improved coastal altimetry strategies: Case study over the North Western Mediterranean Sea, In *Coastal altimetry*, eds. S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste. Berlin: Springer-Verlag.
- Bouffard, J., F. Nencioli, R. Escudier, A. Doglioli, A. Petrenko, A. Pascual and P.M. Poulain (2014), Lagrangian analysis of satellite-derived currents: Application to the North Western Mediterranean coastal dynamics, *J. Adv. Space Res.*, 53(5), 788-801, doi:10.1016/j.asr.2013.12.020
- Buongiorno Nardelli, B., C. Tronconi, A. Pisano, and R. Santoleri (2013) High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project, *Rem. Sens. Env.*, 129, 1-16, doi:10.1016/j.rse.2012.10.012.
- Burlando, M. (2009), The synoptic-scale surface wind climate regimes of the Mediterranean Sea according to the cluster analysis of ERA-40 wind fields, *Theor. Appl. Climatol.*, 96:69–83, doi: 10.1007/s00704-008-0033-5

- Carrère L., F. Lyard, M. Cancet, A. Guillot and L. Roblou (2012), FES2012: A new global tidal model taking taking advantage of nearly 20 years of altimetry, Proceedings of meeting "20 Years of Altimetry", Venice 2012.
- Casey, K.S., T.B. Brandon, P. Cornillon, and R. Evans (2010), The Past, Present and Future of the AVHRR Pathfinder SST Program, In *Oceanography from Space: Revisited*, eds. V. Barale, J.F.R. Gower, and L. Alberotanza, Springer. doi:10.1007/978-90-481-8681-5_16.
- Chelton, D.B., J.C. Ries, B.J. Haines, L.L. Fu and P.S. Callahan (2001), Satellite altimetry, *International Geophysics* 69: 1–ii.
- Ciappa, A.C., (2009), Surface circulation patterns in the Sicily Channel and Ionian Sea as revealed by MODIS chlorophyll images from 2003 to 2007, *Cont. Shelf Res.*, 29, 2099–2109.
- CNR IAMC and CNR ISMAR (2009), Cruise Report–SICILY09, edited by A. Ribotti and M. Borghini.
- Cohen, J.E., C. Small, A. Mellinger, J. Gallup , and J. Sachs, (1997), Estimates of coastal populations. *Science*, 278, 1211-1212.
- Coll. M., C. Piroddi, J. Steenbeek, K. Kaschner, F. Ben Rais Lasram, J. Aguzzi, et al. (2010), The Biodiversity of the Mediterranean Sea: Estimates, Patterns, and Threats. *PLoS ONE* 5(8): e11842. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0011842>.
- Cowen, R.K. and S. Sponaugle (2009), Larval Dispersal and Marine Population Connectivity. *A.. Rev. mar. Sc.*, Vol. 1: 443-466.
- Cracknell, A. P. (1997), *The Advanced Very High Resolution Radiometer*, Taylor and Francis, Philadelphia, Pa.
- Cushman-Roisin, B., (1994), *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, Englewood Cliffs, N.J.: Prentice Hall.
- D’Ovidio, I., V. Fernandez, E. Hernandez-Garcia, and C. Lopez (2004), Mixing structures in the Mediterranean Sea from finite-size Lyapunov exponents, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L17203, doi:10.1029/2004GL020328.
- Dibarboure, G., M.-I. Pujol, F. Briol, P. Y. Le Traon, G. Larnicol, N. Picot, F. Mertz and M. Ablain (2011), Jason-2 in DUACS: Updated System Description, First Tandem Results and Impact on Processing and Products, *Mar. Geodesy*, 34 (3-4), 214-241. doi:10.1080/01490419.2011.584826.
- Ducet N., P.Y. Le Traon and G. Reverdin (2000), Global high resolution mapping of ocean circulation from the combination of T/P and ERS-1/2, *J. Geophys. Res.*, 105, 19,477-498.
- Dufau, C., M. Orszynowicz, G. Dibarboure, R. Morrow and P.-Y. Le Traon (2016), Mesoscale resolution capability of altimetry: Present and future, *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, doi:10.1002/2015JC010904.
- Duquenne H., A.V. Olesen, R. Forsberg and A. Gidskehaug (2003), Improvement of the gravity field and geoid around the Corsica by aerial gravimetry, *Gravity and Geoid 2002*, IN. Tziavos (Ed). ZITI editions, Tesseloniki, Greece.
- Durand, F., D. Shankar, F. Birol, and S. S. C. Shenoi (2008), Estimating boundary currents from satellite altimetry: A case study for the east coast of India, *J. Oceanogr.*, 64, 831–845, doi:10.1007/s10872-008-0069-2.
- Durrieu De Madron, X., Guieu, C., Sempéré, R., Conan, P., Cossa, D., D’Ortenzio, F., Estournel, C., Gazeau, F., Rabouille, C., Stemmann, L., Bonnet, S., Diaz, F., Koubbi, P., Radakovitch, O., Babin, M., Baklouti, M., Bancon-Montigny, C., Belviso, S., Bensoussan, N., Bonsang, B., Bouloubassi, I., Brunet, C., Cadiou, J.-F., Carlotti, F., Chami, M., Charmasson, S., Charrière, B., Dachs, J., Doxaran, D., Dutay, J.-C., ElbazPoulichet, F., Eléaume, M., Eyrolles, F., Fernandez, C., Fowler, S., Francour, P., Gaertner, J. C., Galzin, R., Gasparini, S., Ghiglione, J.-F., Gonzalez, J. L., Goyet, C.,

- Guidi, L., Guizien, K., Heimbürger, L. E., Jacquet, S. H. M., Jeffrey, W. H., Joux, F., Le Hir, P., Leblanc, K., Lefèvre, D., Lejeusne, C., Lemé, R., Loÿe-Pilot, M. D., Mallet, M., Méjanelle, L., Mélin, F., Mellon, C., Mériqot, B., Merle, P. L., Migon, C., Miller, W. L., Mortier, L., Mostajir, B., Mousseau, L., Moutin, T., Para, J., Pérez, T., Petrenko, A. A., Poggiale, J. C., Prieur, L., Pujol, M. I., Pulido-Villena, Raimbault, P., Rees, A. P., Ridame, C., Rontani, J. F., Ruiz Pino, D., Sicre, M. A., Taillandier, V., Tamburini, C., Tanaka, T., Taupier-Letage, I., Tedetti, M., Testor, P., Thébault, H., Thouvenin, B., Touratier, F., Tronczynski, J., Ulses, C., Van Wambeke, F., Vantrepotte, V., Vaz, S., and Verney, R. (2011), Marine ecosystems' responses to climatic and anthropogenic forcings in the Mediterranean, *Prog. Oceanog.*, 91(2) :97–166.
- Dussurget, R., F. Birol, R. Morrow and P. De Mey (2011), Fine resolution altimetry data for a regional application in the Bay of Biscay, *Mar. Geodesy*, 34, 3–4, 447–476, <http://dx.doi.org/10.1080/01490419.2011.584835>
- Dussurget, R. (2012), Apport de l'altimétrie à l'étude des tourbillons à méso et submésos-échelle : application régionale au Golfe de Gascogne, Thèse de Doctorat de l'Université Paul Sabatier.
- Escudier, R., J. Bouffard, A. Pascual, P.M. Poulain, and M.I. Pujol (2013), Improvement of Coastal and Mesoscale Observation from Space: Application to the Northwestern Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 40(10), 21482153, doi:10.1002/grl.50324
- Figueiras, F.G., B. Arbones, M.F. Montero, E.D. Barton and J. Arístegui (2016), Photophysiological variability and its influence on primary production in the NW Africa–Canary Islands coastal transition zone, *J. Mar. Syst.*, 157, 92-100, <http://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.01.003>.
- Fu, L.L. and D.B. Chelton (2001), Large-scale ocean circulation. In: *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook for Techniques and Applications*, Academic Press, San Diego, edited by L. L. Fu and A. Cazenave, 423, 133-16.
- Fu, L.L. and R. Morrow (2013), Remote Sensing of the Global Ocean Circulation, *Ocean Circulation and Climate - A 21st Century Perspective*, International Geophysics, Vol. 103, 83-111.
- Gasparini, G.P., D.A. Smeed, S. Alderson, S. Sparnocchia, A. Vetrano, and S. Mazzola (2004), Tidal and subtidal currents in the Strait of Sicily, *J. Geophys. Res.*, 109, C02011.
- Gasparini, G.P., A. Ortona, G. Budillon, M. Astraldi and E. Sansone (2005), The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian Sea, *Deep-Sea Res. Part I*, 52, 915–935, doi:10.1016/j.dsr.2005.01.001
- Gasparini, G. P., A. Bonanno, S. Zgozi, G. Basilone , M. Borghini, G. Buscaino, A. Cuttitta, N. Essarbout, S. Mazzola, B. Patti, A. B. Ramadan, K. Schroeder, T. Bahri and F. Massa (2008), Evidence of a dense water vein along the Libyan continental margin, *Ann. Geophys.*, 26, 1–6, doi:10.5194/angeo-26-1-2008.
- Gerin, R., P.M. Poulain, I. Taupier-Letage, C. Millot, S. Ben Ismail and C. Sammari (2009), Surface circulation in the Eastern Mediterranean using drifters (2005–2007), *Ocean Sci.*, 5, 559–574.
- Gill. A.E., (1982), *Atmosphere-Ocean Dynamics*, International Geophysics Series, pp 30, Oxford : Academic Press, ISBN 0-12-283522-0.
- Gomis, D., M. Tsimplis, M. Marcos, L. Fenoglio-Marc, B. Pérez, F. Raicich, I. Vilibic, G. Woppelmann, and S. Monserrat (2012), Mediterranean sea level variability and trends, in book: *The Climate of the Mediterranean Region. From the Past to the*

- Future, Chapter 4, Elsevier, Ed. Piero Lionello, 257-300, doi: 10.1016/B978-0-12-416042-2.00004-5
- Haddad, .M, H., Hassano and H. Taibi (2013), Sea level in the Mediteranean Sea: seasonal adjustment and trend extraction within the framework of SSA, *Earth. Sci. Inf*, 6(2), 99-111.
- Hamad, N., C. Millot, and I. Taupier-Letage (2006), The surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean, *Sea. Sci. Mar.*,70, 457–503.
- Herrmann, M., S. Somot, S. Calmanti, C. Dubois and F. Sevault (2011), Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling: impact of the regional climate model configuration, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1983–2001, doi:10.5194/nhess-11-1983-2011.
- Hofmann E.E., B. Cahill, K. Fennel, M.A.M. Friedrichs, K. Hyde, C. Lee, A. Mannino, R.G. Najjar, J.E. O'Reilly, J. Wilkin and J. Xue (2011), Modeling the dynamics of continental shelf carbon, *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 3, 93–122 <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-marine-120709-142740>
- Holgate, S.J., A. Matthews, L. Philip, Woodworth, L.J. Rickards, M.E. Tamisiea, E. Bradshaw, P.R. Foden, K.M Gordon, and S. Jevrejeva, J. Pugh (2013), New Data Systems and Products at the Permanent Service for Mean Sea Level, *J. Coastal Res.*, 29(3), 493–504, doi:10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1.
- Hood, R. R., M. R. Abbott, A. Huyer and P. M. Kosro (1990), Surface patterns in temperature, flow, phytoplankton biomass and species composition in the coastal transition zone off northern California, *J. Geophys. Res.*, 95(18),081–18,094.
- Houpert, L., P. Testor, X. Durrieu de Madron, S. Somot, F. D'Ortenzio, C. Estournel and H. Lavigne (2015), Seasonal cycle of the mixed layer, the seasonal thermocline and the upper-ocean heat storage rate in the Mediterranean Sea derived from observations, *Prog. Oceanog.*, 132, 333–352.
- Huthnance, J. M. (1995), Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge. *Prog. Oceanog.*, 35, 353-431. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(95\)80003-C](https://doi.org/10.1016/0079-6611(95)80003-C)
- Iijima, B.A., I.L. Harris, C.M. Ho, U.J. Lindqwiste, A.J. Mannucci, X. Pi, M.J. Reyes, L.C. Sparks and B.D. Wilson (1998), Automated daily process for global ionospheric total electron content maps and satellite ocean altimeter ionospheric calibration based on Global Positioning System data, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Physics*, 61, 16, 1205-1218.
- Ivanov, V. V., Shapiro, G. I., Huthnance, J. M., Aleynik, D. L., and Golovin, P. N. (2004). Cascades of dense water around the world ocean. *Prog. Oceanog*, 60(1), 47–98.
- Jebri, F., F. Birol, B. Zakardjian, J. Bouffard, and C. Sammari (2016), Exploiting coastal altimetry to improve the surface circulation scheme over the central Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, doi:10.1002/2016JC011961.
- Jouini, M., K. Béranger, T. Arsouze, J. Beuvier, S. Thiria, M. Crépon, and I. Taupier-Letage (2016), The Sicily Channel surface circulation revisited using a neural clustering analysis of a high-resolution simulation, *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, doi:10.1002/2015JC011472.
- Lacombe, H., and P. Tchernia (1972), Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In: Stanley, D. (Ed.), *Mediterranean Sea*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, pp 25–36.
- Lascaratos, A., W. Roether, K. Nittis and B. Klein (1999), Recent changes in deep water formation and spreading in the Mediterranean Sea: A review, *Prog. Oceanogr.*, 44, 5–36.

- Le Hénaff, M., L. Roblou, and J. Bouffard (2011), Characterizing the Navidad Current interannual variability using coastal altimetry, *Ocean Dynam.* 61 (4), 425–437.
- Le Provost, C., L. Carrere, P. Gaspar, P.Y. Le Traon, F. Lyard and R. Ponte (2001), Ocean response to short-period atmospheric and tidal forcings, *AVISO Newsletter*, 8, 75–77, <http://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/kiosque/newsletter/news08/leprovost.pdf>
- Le Traon, P.Y., F. Nadal, and N. Ducet (1998), An improved mapping method of multisatellite altimeter data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 522-534.
- Le Traon, P.Y., and F. Ogor (1998), ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON; in the 2cm challenge. *J. Geophys. Res.*, 103, 8045-8057.
- Le Traon, P.Y. and R. Morrow (2001), Chapter 3 Ocean Currents and Eddies, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences - A Handbook of Techniques and Applications*, Volume 69:171-215, ix-xi. Academic Press.
- Lebeaupin Brossier, C., K. Beranger, C. Deltel and P. Drobinski (2011), The Mediterranean response to different space-time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modelling* 36, 1–25.
- Lebeaupin Brossier, C., K. Béranger and P. Drobinski (2012), Sensitivity of the northwestern Mediterranean Sea coastal and thermohaline circulation simulated by the 1/12°-resolution ocean model NEMO-MED12 to the spatial and temporal resolution of atmospheric forcing, *Oc. Mod.*, 43-44, 94-107, doi:10.1016/j.ocemod.2011.12.007.
- Lehan, Y., F. d'Ovidio, M. Lévy and E. Heyfetz (2007), Stirring of the Northeast Atlantic 478 spring bloom: A Lagrangian analysis based on multisatellite data, *J. Geophys. Res.*, 4 79 112, C08005.
- Lermusiaux, P. F. J., and A. R. Robinson (2001), Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily, *Deep Sea Res.*, Part I, 48, 1953–1997.
- Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier and O. Francis (2006), Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004, *Ocean Dyn.*, 56, 394–415.
- Malanotte-Rizzoli P., V. Artale, G.L. Borzelli-Eusebi, S. Brenner and A. Crise (2014), Physical forcing and physical/biochemical variability of the Mediterranean Sea: a review of unresolved issues and directions for future research, *Ocean. Sci.*, 10:281–322.
- Manca B.B., V. Kovacevici, M. Gacëic and D. Viezzoli (2002), Dense water formation in the Southern Adriatic Sea and spreading into the Ionian Sea in the period 1997-1999, *Journal of Marine Systems*, 33-34, 133-154.
- Manzella, G.M.R., G.P. Gasparini, and M. Astraldi (1988), Water exchange between the eastern and western Mediterranean through the Strait of Sicily, *Deep-Sea Res.*, 35: 1021-1035.
- Martorelli E., Petroni G., Chiocci F.L. and the Pantelleria Scientific Party (2011), Contourites offshore Pantelleria Island (Sicily Channel, Mediterranean Sea): depositional, erosional and biogenic elements, *Geo. Mar. Lett.*, 31:481–493, doi:10.1007/s00367-011-0244-0
- Maurer, J. (2002), Infrared and microwave remote sensing of sea surface temperature (SST), University of Hawaii, <http://www2.hawaii.edu/~jmaurer/sst/>.
- MEDOC Group (1970), Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969, *Nature*, 227, 1037-1040.
- Menna, M., P.-M. Poulain, G. Zodiatis and I. Gertman (2012), On the surface circulation of the Levantine sub-basin derived from Lagrangian drifters and satellite altimetry data. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 65:46–58. doi: 10.1016/j.dsr.2012.02.008.

- Mertz, F., V. Rosmorduc, C. Maheu and Y. Faugère (2016), Product user manual for sea level SLA products, Version 2.0, Copernicus Marine Environment Monitoring Service
- Millot, C. (1987), Circulation in the Western Mediterranean. *Oceanol, Acta* 102, 143–149.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., and Benzohra, M. (1990). The Algerian eddies. *Earth-Science Reviews*, 27(3) :203–219.
- Millot, C. (1991), Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the Western Mediterranean, *Dyn. Atm. Oceans.*, 15, 179–214.
- Millot, C. (1999), Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, 20: 423-442.
- Millot, C. (2005), Circulation in the Mediterranean Sea: evidences, databases and unanswered questions, *Scientia marina*, 69, 5-21.
- Millot, C., and I. Taupier-Letage (2005), Circulation in the Mediterranean Sea. In: Saliot, A. (Ed.), *The Mediterranean Sea, Handbook of Environmental Chemistry*, vol. 5. Springer, Berlin, pp. 9–66 Part K.
- Millot, C., J. Candela, J. L. Fuda, and Y. Tber (2006), Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition, *Deep Sea Res. I*, 53, 656 – 666.
- Millot, C. (2013). Levantine Intermediate Water characteristics : an astounding general misunderstanding ! *Scientia Marina*, 77(June), 217–232.
- Molcard, A., L. Gervasio, A. Griffa, G.P. Gasparini, L. Mortier and T.M. Ozgokmen (2002), Numerical investigation of the Sicily Channel dynamics: density current and water mass advection, *J. Mar. Syst.*, 36, 219–238.
- Morrow, R.A., Coleman, R., Church, J.A. and D. Chelton (1994), Velocity Variance and Eddy Momentum Flux in the Southern Ocean from GEOSAT Satellite Altimetry, *J. Phys.Oceanogr.*, 24,2050-2071.
- Morrow, R., A. Carret, F. Birol, F. Nino, G. Valladeau, F. Boy, C. Bachelier and B. Zakardjian (2017), Observability of fine-scale ocean dynamics in the Northwest Mediterranean Sea, *Ocean Sci. Discuss.*, doi:10.5194/os-2016-62.
- Nicholls, R.J., P.P. Wong, V.R. Burkett, J.O. Codignotto, J.E. Hay, R.F. McLean, S. Ragoonaden and C.D. Woodroffe (2007), Coastal systems and low-lying areas. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 315-356.
- Omrani, H., T. Arsouzeb, K. Béranger, M. Boukthir, P. Drobinskia, C. Lebeau-pin-Brossierd and H. Maireche (2016), Sensitivity of the sea circulation to the atmospheric forcing in the Sicily Channel, *Prog. Oceanog.*, 140, 54–68, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.10.007>.
- Onken, R., A. R. Robinson, P. F. J. Lermusiaux, P. J. Haley Jr., and L. A. Anderson (2003), Data-driven simulations of synoptic circulation and transports in the Tunisia-Sardinia-Sicily region, *J. Geophys. Res.*, 108(C9), 8123, doi:10.1029/2002JC001348.
- Ovchinnikov, I.M., (1966), Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology* 6, 48–59.
- Palatella, L., F. Bignami, F. Falcini, G. Lacorata, A. S. Lanotte, and R. Santoleri (2014), Lagrangian simulations and interannual variability of anchovy egg and larva dispersal in the in the Sicily Channel, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 1306–1323, doi:10.1002/2013JC009384.
- Pascual, A., M. I. Pujol, G. Larnicol, P.Y. Le Traon, and M. H. Rio (2007), Mesoscale Mapping Capabilities of Multisatellite Altimeter Missions: First Results with Real Data in the Mediterranean Sea, *J. Marine Syst.*, 65, 190–211.

- Pascual, A., A. Lana, C. Troupin, S. Ruiz, Y. Faugère, R. Escudier and J. Tintoré (2015), Assessing SARAL/AltiKa Data in the Coastal Zone: Comparisons with HF Radar Observations, *Mar. Geodesy.*, 38 (Sup1), 260-276, <http://dx.doi.org/10.1080/01490419.2015.1019656>.
- Pawlowicz, R., B. Beardsley and S. Lentz (2002), Classical tidal harmonic analysis with errors in matlab using t-tide, *Computers & Geosciences*, 28, 929–937.
- Poulain, P.M. and E. Zambianchi (2007), Surface circulation in the central Mediterranean Sea as deduced from Lagrangian drifters in the 1990s, *Cont. Shelf Res.*, 27, 981–1001.
- Poulain, P.M., M. Menna and E. Mauri (2012), Surface Geostrophic Circulation of the Mediterranean Sea Derived from Drifter and Satellite Altimeter Data, *Journal of Physical Oceanography*, 42(6) :973–990.
- Powell, B.S. and R.P. Leben (2004), An optimal filter for geostrophic mesoscale currents from along-track satellite altimetry, *J. Atmos. Oceanic Technol*, 21, 1633–1642.
- Ramesh, R., Z. Chen, V. Cummins, J. Day, C. D’Elia, B. Dennison, D. L. Forbes, et al., (2015), Land–Ocean Interactions in the Coastal Zone: Past, present & future, *Anthropocene* 12 (décembre): 85-98. doi:10.1016/j.ancene.2016.01.005.
- Ray, R. D. (1999), A global ocean tide model from Topex/Poseidon altimetry: GOT99.2, NASA Tech. Memo. 209478, 58 pp., Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.
- Ray, R. D. (2013), Precise comparisons of bottom-pressure and altimetric ocean tides, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 4570–4584, doi:10.1002/jgrc.20336
- Renard .M, Y. Lagabrielle, E. Martin, M. De Rafélis (2015), *Éléments de Géologie*, 15, Dunod.
- Richard, J., B. Durand, F. Robert and N. Taveneau (2008), AltiKa Instrument for Space Altimetry with Improved Performances and Ocean Sampling : Development Status and First Test Results, *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, doi: 10.1109/IGARSS.2008.4779284
- Rio, M.-H., A. Pascual, P.M. Poulain, M. Menna, B. Barceló and Tintoré. J (2014), Computation of a new Mean Dynamic Topography for the Mediterranean Sea from model outputs, altimeter measurements and oceanographic in situ data, *Ocean Sci. Discuss.*, 11, 655-692.
- Robinson, A.R., J. Sellshop, A. Warn-Varnas, W.G. Leslie, C.J Lozano., P.J Haley Jr., L.A. Anderson and P.J.F Lermusiaux (1999), The Atlantic Ionian stream, *Journal of Marine Systems*, 20, 129–156.
- Roblou L., (2004), Retraitement des données altimétriques côtière en Mer Méditerranée, Tech. Rep., POC-TR-0904, Pôle d’Océanographie côtière, pp 15.
- Roblou, L., J. Lamouroux, J. Bouffard, F. Lyard, M. Le Hénaff, A. Lombard, Marsalaix, P., De Mey and F. Birol (2011), Post-processing altimeter data toward coastal applications and integration into coastal models. Chapter 9, In: Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J. (Eds.), *Coastal Altimetry*. Springer Berlin Heidelberg.
- Roether, W. and R. Schlitzer (1991), Eastern Mediterranean deep water renewal on the basis of chlorofluoromethane and tritium data. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 333-354.
- Sammari, C., C. Millot, I. Taupier Letage, A. Stefani and M. Brahim (1999), Hydrological characteristics in the Tunisia–Sardinia–Sicily area during spring 1995, *Deep-Sea Res. I* 46, 1671–1703.
- Sammari, C., V.G. Koutitonsky and M. Moussa (2006), Sea level variability and tidal resonance in the Gulf of Gabes, Tunisia, *Continental Shelf Research*, 26 (2006) 338–

- 350, doi:10.1016/j.csr.2005.11.006.
- Sanchez-Gomez, E., S. Somot, S. a. Josey, C. Dubois, N. Elguindi and M. Déqué (2011), Evaluation of Mediterranean Sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models, *Climate Dynamics*, 37(9-10) : 2067–2086.
- Scharroo, R., J. Lillibrige, and W.H.F. Smith (2004), Cross-calibration and long-term monitoring of the Microwave Radiometers of ERS, Topex, GFO, Jason-1 and Envisat, *Marine Geodesy*.
- Schroeder, K., Gasparini, G. P., Tangherlini, M., and Astraldi, M. (2006). Deep and intermediate water in the western Mediterranean under the influence of the Eastern Mediterranean Transient. *Geophysical Research Letters*, 33(21).
- Schroeder, K., J. García-Lafuente, S. A. Josey, V. Artale, B.B. Nardelli, A. Carrillo, M. Gacic, G. P. Gasparini, M. Herrmann, P. Lionello, W. Ludwig, C. Millot, E. Özsoy, G. Pisacane, J. C. Sánchez-Garrido, G. Sannino, R. Santoleri, S. Somot, M. Struglia, E. Stanev, I. Taupier-Letage, M. N. Tsimplis, M. Vargas-Yáñez, V. Zervakis and G. Zodiatis (2012), Circulation of the Mediterranean sea and its variability, In *The Climate of the Mediterranean Region*, pages 187–256.
- Schroeder, K., C. Millot, L. Bengara, S. Ben Ismail, M. Bensi, M. Borghini, G. Budillon, V. Cardin, L. Coppola, C. Curtil, A. Drago, B. El Moumni, J. Font, JL. Fuda, J. Garcia-Lafuente, GP. Gasparini, H. Kontoyiannis, D. Lefevre, P. Puig, P. Raimbault, G. Rougier, J. Salat, C. Sammari, J.C.S. Garrido, A. Sanchez-Roman, S. Sparnocchia, C. Tamburini, I. Taupier-Letage, A. Theocharis, M. Vargas-Yanez and A. Vetrano (2013), Long-term monitoring programme of the hydrological variability in the Mediterranean Sea: a first overview of the HYDROCHANGES network. *Ocean Sci.*, 9(2): 301-324, doi: 10.5194/os-9-301-2013
- Sorgente, R., A. Olita, P. Oddo, L. Fazioli, and A. Ribotti (2011), Numerical simulation and decomposition of kinetic energies in the Central Mediterranean Sea: Insight on mesoscale circulation and energy conversion, *Ocean Sci. Discuss.*, 8, 1-54.
- Sparnocchia, S., G.P. Gasparini, M. Astraldi, M. Borghini and P. Pistek (1999), Dynamics and mixing of the Eastern Mediterranean outflow in the Tyrrhenian Basin, *J. Mar. Syst.*, 20, 301–317.
- Stammer, D. (1997), Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSEIDON altimeter measurements, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1743–1769.
- Stansfield, K., G.P. Gasparini and D.A. Smeed (2003), High-resolution observations of the path of the overflow from the Sicily Strait, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 50 (9). 1129-1149.
- Tanhua, T., D. Hainbucher, K. Schroeder, V. Cardin, M. Alvarez and G. Civitarese (2013), The Mediterranean Sea system: a review and an introduction to the special issue, *Ocean Sci.*, 9, 789–803, doi: 10.5194/os-9-789-2013
- Taupier-Letage, I. (2008), On the use of thermal images for circulation studies: applications to the Eastern Mediterranean basin, In: *Remote Sensing of the European Seas*. Springer, Netherlands, pp. 153–164 part 2.
- Taylor, K.E. (2001), Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, 106, 7183-7192.
- Tošić, I and L. Lazić (1998), Improved Bora wind simulation using a nested Eta model, *Meteorol Atmos Phys.*, 66:1–10
- Tran N., S. Philipps, J.-C. Poisson, S. Urien, E. Bronner, and N. Picot (2012), Impact of GDR_D standards on SSB corrections, Presentation OSTST2012 in Venice, http://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/OSTST/2012/oral/02_friday_28/01_instr_processing_I/01_IP1_Tran.pdf

- Tsimplis, M.N., R. Proctor and R.A. Flather (1995), A two dimensional tidal model for the Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res.*, 100 (C8), 16239–16239.
- Tsimplis M.N., and A.G.P. Shaw (2010), Seasonal sea level extremes in the Mediterranean Sea and at the Atlantic European coasts, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 1457-1475, doi:10.5194/nhess-10-1457-2010.
- Tsimplis, M. N., F. M. Calafat, M. Marcos, G. Jorda, D. Gomis, L. Fenoglio-Marc, M. V. Struglia, S. A. Josey, and D. P. Chambers (2013), The effect of the NAO on sea level and on mass changes in the Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 944–952, doi:10.1002/jgrc.20078.
- Turner, R.K, W.N. Adger and I. Lorenzoni (1998), Towards Integrated Modelling and Analysis in Coastal Zones: Principles and Practices, *LOICZ Reports & Studies*, 11, iv, 122, LOICZ IPO, Texel, The Netherlands.
- Vallerga, S., A. Drago, T. Aarup, A. Abdelbaki, A. Abuissa, H. Awad, M.B. Awad, C. Beken, S. Besiktepe, A.F. Boargob, G. Brundrit, M. Capari, A. Carlier, B. Cermelj, G. Casazza, F.S. Civili, Y. Cohen, C. Tziavos, H. Dahlin, M. Dalla Costa, P. Drakopoulos, N.C. Flemming, J. Font, G. Fusco, I. Gertman, G. Georgiou, A. Harzallah, G. Herrouin, A. Ibrahim, N. Kabbara, Z. Kljajic, H. Kouyoumjian, J. Legrand, J.L. Lopez-Jurado, P. Magni, A. Mahmoud, Al-Sheikh C. Maillard, V. Malacic, G.M.R. Manzella, P. Marchand, M. Morovic, P. Pissierssens, N. Pinardi, K. Nittis, D.S. Rosen, C. Summerhayes, A. Ribotti, G. Reed, A. Selenica, I. Salihoglu, C. Sammari, D. Sauzade, C. Silvestri, M. Snoussi, R. Sorgente, G. Umgiesser, M. Vargas, B. Vucijak, J. Woods, M. Zavatarelli and G. Zodiatis (2003), MAMA-Towards a new paradigm for ocean monitoring in the Mediterranean, In: H. Dahlin, N.C. Flemming, K. Nittis and S.E. Petersson, Editor(s), Elsevier Oceanography Series, 69, 46-56.
- Verron , J. & 15 coauthors. The SARAL/AltiKa altimetry satellite mission. *Marine Geodesy*, Vol. 38, Iss. sup1, 2-21, doi: 10.1080/01490419.2014.1000471, 2015.
- Vignudelli, S., A. G. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste (2011), *Coastal Altimetry*, Springer-Verlag, Berlin, Germany
- Xu, Y. and L.L. Fu (2011), Global Variability of the Wavenumber Spectrum of Oceanic Mesoscale Turbulence, *J. Phys. Oceanogr.*, 41, 802–809, doi:10.1175/2010JPO4558.1.
- Xu, Y. and L.L. Fu (2012), The Effects of Altimeter Instrument Noise on the Estimation of the Wavenumber Spectrum of Sea Surface Height, *J. Phys. Oceanogr.*, 42, 2229–2233. doi:10.1175/JPO-D-12-508 0106.1.

Annexe : Liste des Acronymes

ABV : Adventure Bank Vortex
AC : Algerian Current
ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler
ADT : Absolute Dynamic Topography
AGV : Absolute Geostrophic Velocity
AIS : Atlantic Ionian Stream
ALC : Atlantic Libyan Current
ALES : Adaptive Leading Edge Subwaveform
ATC : Atlantic Tunisian Current
AVHRR : Advanced Very High Resolution Radiometer
AVISO : Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data
AW : Atlantic Water
BATC : Bifurcation Atlantic Tunisian Current
BTC : Bifurcation Tyrrhenian Current
CLS : Collecte Localisation Satellites
CMEMS : Copernicus Marine Environment Monitoring Service
CNES : Centre National des Etudes Spatiales
COSYS-MED : Contaminants et Ecosystèmes Marins Sud Méditerranéens
CTD : Conductivity, Temperature, Depth
CTOH : Centre de Topographie des Océan et de l'Hydrosphère
CTZ : Coastal Transition Zone
DAC : Dynamic and Atmospheric Correction
DLR : Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt
EOWEB : Earth Observation on the WEB
DORIS : Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite
DUACS : Data Unification and Altimeter Combination System
DT : Delayed Time
EMDW : Eastern Mediterranean Deep Water
EMT : Eastern Mediterranean Transient
ESA : European Space Agency
FES : Finite Element Solution model
GOES : Geostationary Orbiting Earth Satellites
GOT : Global Ocean Tide model
GPS : Global Positioning System
IHE : Ingénierie pour l'Hydraulique de l'Équipement et de l'Environnement
INSTM : Institut Nationale des Sciences et Technologies de la Mer

IR : Infrarouge
IRD : Institut Français de Recherche pour le Développement
ISV : Ionian Shelf Vortex
LEGOS : Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
LIW : Levantine Intermediate Water
LMI : Laboratoire Mixte International
LOICZ : Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone
LSBV : Libyan Shelf Break Vortex
LWE : Long Wavelength Error
MCC : Maltese Channel Crest
MDT : Mean Dynamic Topography
MIO : Institut Méditerranéen d'Océanologie
MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MRV : Messina Rise Vortex
MSS : Mean Sea Surface
NAIS : North Atlantic Ionian Stream
NASA : North American Space Agency
NEMO : Nucleus for European Modelling of the Ocean
NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
OI : Optimal Interpolation
OUS : Oscillateur Ultra Stable
PEACHI : Prototype for Expertise on AltiKa for Coastal, Hydrology and Ice
PSD : Power Spectral Density
PSMSL : Permanent Service for Mean Sea Level
RMS : Root Mean Square
RMSD : Root Mean Square Difference
ROMS : Regional Ocean Modeling System
SAR : Synthetic Aperture Radar
SARIN : Synthetic Aperture Radar INterferometric
SESG : South Eastern Sardinia Gyre
SG : Sidra Gyre
SLA : Sea Level Anomaly
SSALTO : Segment Sol multissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie et de localisation
SSH : Sea Surface Height
SST : Sea Surface Temperature
SWOT : Surface Water Ocean Topography
T/P+J1+J2 : TOPEX/Poséidon, Jason-1 et Jason-2
TDW : Tyrrhenian Dense Water
TSC : Tunisia Sicily Channel
WIW : Winter Intermediate Water
WMDW : Western Mediterranean Deep Water
WNSC : Westward Northern Sicilian Current

Auteur (Fatma, JEBRI)

Laboratoire MIO, Université de Toulon

INSTM, Université Tunis El-Manar

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

Résumé en français : Ce travail de thèse présente une étude sur la circulation océanique de surface s'écoulant le long des talus continentaux (aux abords de l'isobathe 200 m) de la mer Méditerranée centrale. L'objectif était de mieux renseigner le schéma de circulation de surface dans la région et les régimes de variabilité associés en s'appuyant essentiellement sur les observations altimétriques conventionnelles (AVISO/X-TRACK) le long des traces satellite, disponibles sur la période 1993-2015. Cette étude est également basée sur une utilisation combinée des données spatiales de SST, de mesures in-situ hydrographiques et de courantométrie conjointement avec l'altimétrie. L'analyse a d'abord permis de caractériser la variabilité saisonnière et de proposer un nouveau schéma de circulation de surface, y compris pour les saisons intermédiaires, incluant une nouvelle branche de courant Atlantique sur le plateau continental Tunisien. Le second point fort de ce travail réside aussi dans la caractérisation du transport de surface et des modes de variations inter-annuelles de l'eau Atlantique à partir de l'altimétrie côtière sur le long terme. L'observabilité de la méso-échelle océanique de la zone d'étude est enfin abordée à partir des mesures altimétriques haute résolution (AltiKa). Cela a permis de détecter des structures physiques à plus fine échelle et d'affiner la détection des variations des courants les plus côtiers. Au delà des aspects scientifiques, cette thèse a également permis des avancées méthodologiques importantes concernant l'utilisation combinée de différents jeux de données spatiaux et in-situ, aisément applicables pour les pays du Sud.

Mot clés : altimétrie along-track, circulation océanique de surface, Mer Méditerranée centrale.

Contribution of satellite altimetry in the study of the surface circulation variability of the Sicilian Channel and over the Tunisian continental shelf

English abstract : This work presents a study on surface ocean circulation flowing along the continental slopes (near the 200 m isobath) of the central Mediterranean Sea. The aim was to better inform the surface circulation patterns in the region and the associated variability regimes based mainly on along-track conventional altimetry (AVISO / X-TRACK) available over the period 1993-2015. This study is also based on the combined use of spatial SST data, in-situ hydrographic and current measurements in conjunction with altimetry. The analysis has first allowed to characterize the seasonal variability and to propose a new surface circulation pattern, including the intermediate seasons, and a new branch of Atlantic current on the Tunisian continental shelf. The second highlight of this work is the characterization of surface transport and inter-annual variations of Atlantic water from coastal altimetry over the long term. The observability of the oceanic meso-scale of the study area is finally addressed from high resolution altimetry measurements (AltiKa). This has allowed to detect physical structures on a smaller scale and to refine the detection of variations in the most coastal currents. Beyond the scientific aspects, this thesis has also allowed important methodological advances regarding the combined use of different spatial and in-situ data sets, easily applicable for the countries of the South.

Keywords : along-track altimetry, oceanic surface circulation, central Mediterranean Sea.