

---

# MASTER SCIENCES DE LA MER

PARCOURS : OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE ET BIOGÉOCHIMIQUE

**Roxane TZORTZIS**

## **Étude de la circulation à sous méso-échelle et ses implications sur la biogéochimie grâce aux mesures de la campagne PROTEVS-SWOT 2018**

RAPPORT DE STAGE RÉALISÉ AU SEIN DU LABORATOIRE : **INSTITUT  
MÉDITERRANÉEN D'OCÉANOLOGIE**

SOUS LA DIRECTION DE : **ANDREA DOGLIOLI, STÉPHANIE BARRILLON**



## Résumé

Au cours des dernières décennies, la modélisation a permis d'identifier des structures de fine échelle de quelques dizaines de kilomètres et d'étudier leur influence sur les communautés phytoplanctoniques. Les modélisateurs soulignent le besoin de données *in situ*, néanmoins effectuer des mesures *in situ* de fine échelle constitue un réel challenge en raison du caractère éphémère de ces structures. La campagne PROTEVS-SWOT s'est déroulée du 28 avril au 16 mai 2018, et a relevé ce défi en réalisant des mesures de fine échelle au sud des Baléares. Les observations de terrain ont dans un premier temps permis d'effectuer des comparaisons avec les données satellites (altimétrie, SST, courants horizontaux de surface). La température et la salinité mesurées par le Seasoar ont révélé la présence en surface de deux veines d'eau Atlantique (AW). L'une d'elle remonte vers les Baléares depuis le sud et est caractérisée par une salinité de 37.5 indiquant son entrée récente dans le bassin Méditerranéen ; l'autre veine plus ancienne d'AW en provenance du nord est marquée par une salinité plus élevée de l'ordre de 38. De plus, les cartes satellites de concentration en chlorophylle ont permis d'observer un gradient de concentration de part et d'autre de l'île des Baléares pouvant correspondre à deux masses d'eau différentes. La comparaison avec les résultats de la campagne espagnole Pre-SWOT qui s'est déroulée dans la zone d'étude de PROTEVS-SWOT durant la même période, confirme la présence de ces deux veines d'AW. Les courants horizontaux mesurés par ADCP, ainsi que le calcul d'exposants de Lyapunov (*Finite Size Lyapunov Exponent*, FSLE) ont permis de mettre en évidence une concordance entre des structures frontales à méso-échelle et le cisaillement de courant observé. L'estimation des vitesses verticales met en évidence des plongées et des remontées d'eau, permettant d'aller vers une analyse plus fine de la dynamique dans cette zone. L'impact sur la biologie a également été étudié grâce à l'analyse par cytométrie en flux des échantillons, qui a permis d'observer un gradient d'abondance des *Synechococcus* de part et d'autre des zones de fronts. Cette étude ouvre de nombreuses perspectives en particulier en ce qui concerne l'amélioration de l'estimation des vitesses verticales dans une zone de front, et leur utilisation pour l'étude de la dynamique à fine échelle. De plus, ce travail s'insère dans le cadre du projet BIOSWOT et vise à ouvrir la voie à l'exploitation des observations du futur satellite SWOT.

## Abstract

The mesoscale and submesoscale activity have an impact on dynamic and circulation. This role is studied with the data collected during the oceanographic cruise, PROTEVS-SWOT conducted between April 28 to May 16 2018 in the south of the Balearic Islands in Mediterranean sea. *In situ* data have been used to make comparison with satellite data (altimetry, SST). Temperature and salinity measured by the Seasoar revealed the presence of two Atlantic water (AW) veins in surface. One of them comes to the Balearic Islands from the south and is characterized by a salinity of 37.5 indicating its recent entry into the Mediterranean basin ; the other vein of AW comes from the north and has a high salinity (38). Furthermore, it is possible to observe a chlorophyll gradient on the satellite's maps. The two Atlantic water veins were also observed by the Spanish research team on Pre-SWOT data in the same place and period of PROTEVS-SWOT. The horizontal currents and the Finite Size Lyapunov Exponent (FSLE) have been use to show a concordance between mesoscale frontal structures and the current shear. Estimate vertical velocities can play a role for the analyse of submesoscale dynamic in this area. The study of the impact on the biology with cytometric analysis indicate a gradient of abundance of *Synechococcus* between the fronts. The perspectives concern the estimation of vertical velocities in a front zone and their use to study submesoscale dynamic.

## **Remerciements**

Tout d'abord, je souhaite remercier mes deux encadrants de stage, Andrea Doglioli et Stéphanie Barrillon, pour leur disponibilité tout au long du stage, leurs encouragements et leurs précieux conseils. Un grand merci également de m'avoir permis de participer à la campagne FUMSECK.

Je remercie également tous les membres du MIO et du SHOM ayant collaborés à la campagne PROTEVS-SWOT, ainsi que ceux de l'IMDEA et de la SOCIB qui ont participé à la campagne Pre-SWOT, ayant ainsi permis l'acquisition de nombreuses données, et surtout qui m'ont permis d'effectuer des comparaisons de résultats entre ces deux campagnes. Merci également à Stéphanie Barrillon qui a effectué au préalable le traitement des données ADCP sur Cascade.

Je tiens à remercier Louise Rousselet pour son aide précieuse et ses conseils. Merci aussi à Anne Petrenko et Gérard Grégori pour leurs conseils.

Enfin, je tiens aussi à remercier Llyod Izard qui a effectué l'analyse par cytométrie en flux des échantillons de la campagne. La mise en commun d'une partie de nos résultats respectifs a permis d'arriver à un travail complet et abouti.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>2</b>
<b>2</b>	<b>Matériel et méthodes</b>	<b>6</b>
2.1	Les mesures <i>in situ</i> . . . . .	6
2.2	Les mesures par satellites . . . . .	7
2.3	Stratégie d'échantillonnage . . . . .	8
2.4	Calcul des vitesses verticales . . . . .	9
<b>3</b>	<b>Résultats et discussion</b>	<b>12</b>
3.1	Comparaison des données <i>in situ</i> avec les données satellites . . . . .	12
3.2	Identification des masses d'eau . . . . .	14
3.3	Identification des zones de fronts grâce aux FSLE et aux vitesses verticales . . . . .	17
3.4	Impact sur la biologie . . . . .	21
<b>4</b>	<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>22</b>
	<b>Références</b>	<b>27</b>

# 1 Introduction

Le développement de nouvelles technologies, comme les modèles numériques et l'imagerie satellite, entre les années 1960 et 1970, a remis en question la vision de stabilité des courants océaniques, admise depuis le début du XX<sup>ème</sup> siècle. Ces outils ont en effet, mis en évidence une variabilité spatio-temporelle des courants, ainsi que des zones de fortes instabilités. Les forçages du vent, la topographie, sont à l'origine de méandres, qui génèrent des structures tourbillonnaires pouvant se détacher du courant principal. Ces tourbillons dits de méso-échelle, sont caractérisés par des diamètres pouvant aller de 10 à 100 km, et par une durée de vie de plusieurs mois (McGillicuddy, 2016). Ils peuvent être à l'origine d'échanges verticaux entre la surface et les couches plus profondes de l'océan. L'eau piégée au centre du tourbillon, conserve ses caractéristiques (température, salinité), permettant ainsi d'effectuer un suivi du tourbillon sur de longues distances. Dans les années 1980, l'utilisation des bouées dérivantes, a permis de suivre les tourbillons du Gulf Stream en Atlantique Nord (Richardson, 1983). C'est seulement dans les années 2000, que les modèles numériques sont devenus suffisamment performants, pour effectuer des simulations de plus haute résolution. Ces derniers, couplés à l'imagerie satellite de très haute résolution, ont ainsi révélé l'existence de processus océaniques, évoluant à petite échelle spatio-temporelle (McWilliams, 2016).

En effet, l'agitation induite par les interactions des structures de méso-échelle, peut générer des structures plus fines, et favoriser la formation de zones de fronts et de filaments. Le terme de sous méso-échelle, est donc employé pour désigner ces petites structures, de l'ordre de quelques kilomètres (0.1-10 km), et ayant une durée de vie de quelques jours. Les modélisations de Lévy *et al.* (2018) et de Mahadevan (2016) suggèrent que les échanges verticaux sont renforcés aux niveaux des zones de fronts entre les structures de méso-échelle. L'estimation des vitesses verticales dans les couches superficielles de l'océan apparaît donc, comme un élément fondamental pour comprendre la dynamique à fine échelle. Les travaux de Strass (1994), ont montré que la distribution des vitesses verticales, permet d'identifier des structures comme des tourbillons, des méandres ou encore des zones de fronts, et s'avère particulièrement efficace pour distinguer les structures de fine échelle. Cependant, les vitesses verticales sont difficilement mesurables directement, et nécessitent d'être estimées à partir des mesures de courants horizontaux et de densité. L'échantillonnage de ces données, doit être réalisé à haute résolution et suivre une structure régulière. L'équation oméga, dans sa version *Q-vector* (Hoskins *et al.*, 1978), est une méthode de calcul, couramment utilisée pour estimer les vitesses verticales, en particulier dans les travaux de Giordani *et al.* (2006) et de Pietri *et al.* (2013). L'autre intérêt d'estimer les vitesses verticales est, qu'elles peuvent influencer l'activité biologique, en transportant des nutriments en surface (Lévy *et al.*, 2018), permettant ainsi au phytoplancton de se développer.

En plus de leur effet sur la colonne d'eau, les fines échelles peuvent organiser les communautés phytoplanctoniques, en formant des patches contenant un type de phytoplancton particulier, séparé par des contraintes physiques, comme l'agitation horizontale (d'Ovidio *et al.*, 2010). Ces fronts physiques délimitent des niches fluidodynamiques dont les durées de vie de quelques semaines, sont comparables à l'échelle de temps de l'apparition du bloom. D'autre part, ces structures contenant des communautés phytoplanctoniques ainsi qu'un type d'eau piégée, peuvent être déplacées sur de longues distances, par advection. Au cours du temps, les niches fluidodynamiques sont peu à peu étirées en filaments de plus en plus minces, avant de disparaître, entraînant le mélange de l'eau avec l'eau environnante et la dispersion du phytoplancton. Ainsi, les populations phytoplanctoniques ayant émergées au sein des différents filaments

sont finalement dispersées et homogénéisées avec les autres communautés planctoniques, créant ainsi un environnement très diversifié.

Comprendre la relation entre les processus physiques et biologiques, apparaît désormais fondamental pour prévoir la réponse des écosystèmes marins face au changement climatique. Ceci a été mis en évidence par les simulations de Lévy *et al.* (2001), qui ont montré que les échanges verticaux à petites échelles peuvent s'avérer cruciaux pour le développement du phytoplancton dans les régions oligotrophes, et contribuent à l'exportation de carbone organique de la couche éclairée vers l'océan profond.

La circulation de surface en Méditerranée occidentale, est dominée par la circulation de l'eau Atlantique (*Atlantic Water* AW), qui entre dans le bassin par le détroit de Gibraltar. L'AW décrit un gyre avec un écoulement le long du plateau continental, dans le sens cyclonique qui peut bifurquer dans des veines ou former des branches. Dans le sud du bassin méditerranéen occidental, cette circulation forme le courant Algérien, et est marquée par de fortes instabilités. En effet, ce courant génère des tourbillons de méso-échelle, qui peuvent ensuite se propager généralement vers l'intérieur du bassin, ou bien rester stationnaires pendant des semaines ou des mois. Ces structures ont été largement décrites dans les travaux de Millot (1985), en particulier leur rôle dans la diffusion d'AW. En vue d'étudier le couplage physique et biogéochimique dans les tourbillons de méso-échelle, a été réalisée la campagne BOUM (*Biogeochemistry from the Oligotrophic to the Ultraoligotrophic Mediterranean*), en Méditerranée (Moutin *et al.*, 2012). Cette campagne a entre autre, permis d'obtenir une meilleure représentation des interactions entre les organismes planctoniques et les cycles des éléments biogènes, dans le bassin Méditerranéen.

Le nord du bassin occidental est quant à lui caractérisé par la circulation du courant Nord (Millot, 1999). Les simulations menées par Hu *et al.* (2009) à l'aide du modèle SYMPHONIE ont permis d'identifier des structures de méso-échelle et de fine échelle à l'ouest du golfe du Lion. En effet, la dynamique de fine échelle a été principalement étudiée, à l'aide des modèles numériques, car en raison du caractère éphémère et de l'évolution rapide de ces structures, effectuer des mesures *in situ* constitue un réel challenge. Ces dernières années, des campagnes en mer ont donc été menées dans cette optique, entre autre le projet LATEX (*Lagrangien Transport Experiment*), a permis l'étude de la dynamique à méso et sous méso-échelle, et ses effets sur la biogéochimie dans le golfe du Lion, grâce à une stratégie Lagrangienne couplant simulations de modèles numériques, données satellites, pour l'échantillonnage des données *in situ* (Petrenko *et al.*, 2017). Par la suite, la campagne OSCAHR (*Observing Submesoscale Coupling At High Resolution*), s'est déroulée en mer de Ligurie, avec pour objectif de caractériser et de suivre une structure de sous méso-échelle, afin d'étudier son influence sur la répartition des éléments biogéochimiques (Doglioli, 2015). L'analyse en temps réel des données satellites et des modèles numériques, a permis d'identifier les structures et de suivre leur évolution, en mettant en place une stratégie Lagrangienne d'échantillonnage. D'autre part, la variabilité de la circulation horizontale à fine échelle, affectant fortement la biogéochimie, il était donc nécessaire d'échantillonner la surface de l'océan à haute fréquence (plusieurs fois par heure). Pour cela, divers instruments ont été employés, notamment un MVP (*Moving Vessel Profiler*) capable d'effectuer des profils verticaux de la colonne d'eau, jusqu'à environ 300 mètres, le long du trajet du bateau. Une nouvelle version du cytomètre en flux automatisé, a permis d'observer en temps réel la composition phytoplanctonique des eaux de surface (Marrec *et al.*, 2018). Cet instrument a notamment permis d'identifier et de dénombrer

des groupes phytoplanctoniques du microphytoplancton jusqu'aux cyanobactéries. La campagne OSCAHR constitue donc une base pour l'approche *in situ* des fines échelles, et pour l'échantillonnage à haute fréquence des paramètres physiques et biogéochimiques (Rousselet *et al.*, 2019).

La campagne PROTEVS-SWOT (Prévision Océanique, Turbidité, Ecoulement, Vagues et Sédimentologie; *Surface Water and Ocean Topography*) s'est déroulée en Méditerranée occidentale, au sud des îles Baléares, du 28 avril au 16 mai 2018, à bord du BHO (Bâtiment Hydrographique et Océanographique) Beautemps-Beauprès (Fig. 1). Le bassin des Baléares se situe entre les bassin Algérien et Liguro-Provençal. La topographie de îles Baléares constitue des frontières naturelles pour la circulation. Seuls, quelques passages entre ces îles permettent l'échange méridien entre les eaux du bassin Liguro-Provençal, et les eaux en provenance du bassin Algérien. En effet, le courant Nord transporte les eaux du golfe du Lion vers le sud, le long du talus continental dans la mer des Baléares. Ce courant bifurque en atteignant le nord du canal d'Ibiza. La branche principale se dirige vers le sud en transportant de l'eau froide et salée dans le bassin Algérien, tandis que la branche secondaire est rétrofléctée de manière cyclonique et retourne au nord, formant ainsi le courant des Baléares. Cette topographie particulière est à l'origine d'instabilités du courant Nord dans cette zone, pouvant être à l'origine de la création de tourbillons de moyenne échelle. De plus, les tourbillons de méso-échelle en provenance du bassin Algérien, ont tendance à s'accumuler dans cette zone, en raison de la topographie. La rencontre entre l'eau en provenance du bassin Algérien, et l'eau en provenance du nord du bassin, forme le front Nord-Baléares (Milot, 1999). Au sud des Baléares, la rencontre entre l'eau en provenance du courant Nord et les remontée d'eau du bassin Algérien, forment donc une zone propice pour l'étude de la circulation à fine échelle.

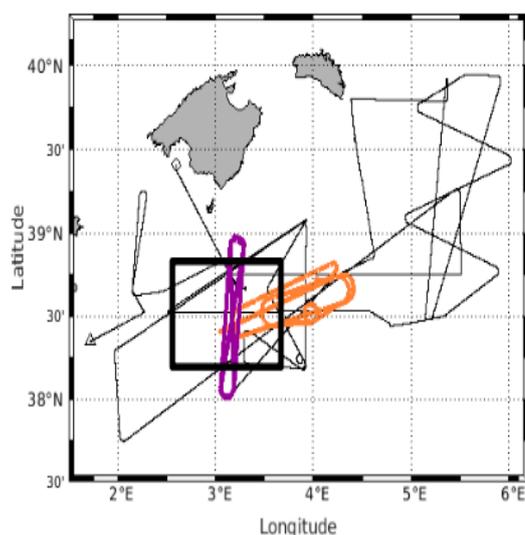


FIGURE 1 – Trajet parcouru par le Beautemps-Beauprès durant la campagne PROTEVS-SWOT. Les traits orange et violet, mettent en évidence la zone d'échantillonnage lagrangien du Beautemps-Beauprès. L'encadré en noir, représente la zone d'échantillonnage du Garcia del Cid.

La campagne PROTEVS-SWOT est associée au projet BIOSWOT soutenu par le CNES (PI F.d'Ovidio, LOCEAN-IPSL, co-PIs A.M.Doglioli et G.Grégori, MIO), qui a pour objectif d'étudier la dynamique associée aux structures de méso-échelle et d'échelle inférieure, en combinant des données *in situ* et des données satellitaires, afin de pouvoir observer l'impact des processus à fine échelle sur la biogéochimie. Comme pour OSCAHR, une stratégie Langrangienne a donc été mise en place, afin d'effectuer un suivi des masses d'eau. Pour cela, le travail en mer a été réalisé en interaction avec une équipe à terre, ce qui a permis de piloter le suivi des échantillonnages, grâce à une analyse des données satellites en temps réel. De plus PROTEVS-SWOT a été réalisé dans le cadre d'une collaboration entre des chercheurs du MIO (Institut Méditerranéen d'Océanographie) et du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) embarqués sur le *Beautemps-Beauprès*, et des chercheurs de l'IMEDEA (*Instituto Mediterraneo de Estudios Avanzados*) et de la SOCIB (*Balearic Islands Coastal Observing and forecasting System*), embarqués à bord du *Garcia del Cid* (Fig. 1). La campagne Pre-SWOT menée par l'équipe à bord du *Garcia del Cid*, s'est déroulée dans la même zone que PROTEVS-SWOT, du 5 au 17 mai 2018. Les données *in situ* ont été collectées à l'aide de deux gliders, des bouées dérivantes, un ADCP de coque, et par CTD. De plus, des échantillons d'eau de mer ont été prélevés. La stratégie d'échantillonnage a consisté à effectuer des stations CTD, séparées de 10 km, créant ainsi une grille régulière, nécessaire pour le calcul futur des vitesses verticales (Barceló-Llull *et al.*, 2018). Ainsi l'approche Eulérienne de la campagne espagnole, vient en complément des données collectées pendant PROTEVS-SWOT, notamment en ce qui concerne la détermination des vitesses verticales.

Ces campagnes font parties de la préparation au lancement du satellite SWOT (*Surface Water and Ocean Topography*), dont l'un des objectifs est de mesurer la SSH (*Sea Surface Height*) à haute résolution (environ 15 km), à l'aide d'un radar interférométrique, ce qui devrait donc permettre de caractériser la circulation à méso et sous méso-échelle. Au cours des premiers mois après son lancement, le satellite effectuera des croisements d'orbite, fournissant ainsi deux fois par jour des images de la circulation océanique à échelle précise. Un point de croisement de SWOT se produit en Méditerranée occidentale, au sud des Baléares (Fig. 2). En raison de son petit rayon de déformation, la mer Méditerranée est une région où l'altimétrie au nadir ne capture qu'une petite partie de la dynamique de méso-échelle, et donc, où SWOT devrait apporter une certaine amélioration. De plus, la faible intensité des marées (ondes internes faibles), ainsi que la faible couverture nuageuse sont des raisons supplémentaires pour mener des études altimétriques en Méditerranée occidentale (Gaultier *et al.*, 2016).

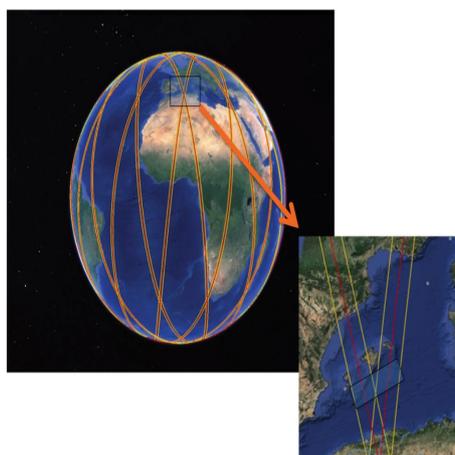


FIGURE 2 – Point de croisement du satellite, au sud des Baléares. Figures extraites de Barceló-Llull *et al.* (2018).

## 2 Matériel et méthodes

### 2.1 Les mesures *in situ*

Au cours de la campagne PROTEVS-SWOT, un Seasoar a été déployé. Il s'agit d'un engin remorqué par le bateau, conçu pour osciller entre la surface et une profondeur allant jusqu'à 400 m maximum. Il est équipé d'une bathysonde (qui mesure la température, la conductivité et la pression de la colonne d'eau) ainsi que de capteurs bio-optiques qui permettent de mesurer la concentration en chlorophylle et en oxygène, la fluorescence ou encore la turbidité du milieu (Allen *et al.*, 2002).

Les mesures de courants horizontaux, ont été réalisées en continu, par les deux ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) de coque du navire, aux fréquences de 150 kHz et de 38 kHz. Les vitesses de courants déduites à partir de l'enregistrement à 150 kHz, sont ainsi estimées sur une couche de 0 à 250 m. Les données ADCP nécessitent un traitement en amont, réalisé avec le logiciel Matlab Cascade<sup>1</sup>.

En complément de l'ADCP, un thermosalinographe (TSG) a mesuré en continu la température et la salinité de surface (SST *Sea Surface Temperature* et SSS *Sea Surface Salinity*). Le TSG échantillonne à haute fréquence l'eau de mer jusqu'à 6 m. Il se compose d'un SeaBird Electronics (SBE) 45, qui mesure la température et la conductivité de l'eau de mer, pompée jusqu'à l'intérieur du bateau. Etant donnée, que la température de l'eau peut être modifiée lors de son écoulement dans les tuyaux de pompage, le long du bateau, le TSG dispose d'un deuxième capteur de température SBE 38. Ce capteur, mesure directement la température, au niveau de la prise d'eau (Schloesser *et al.*, 2016).

L'analyse de la microbiologie, a été effectuée par cytométrie en flux. Cette méthode a pour but de distinguer les différentes population de phytoplancton, à partir de leurs propriétés optiques qui varient en fonction du contenu cellulaire (pigments), et de la taille des particules. Les cellules présentent dans un échantillon, peuvent ainsi être classées en différents groupes, caractéristiques de la Méditerranée (cyanobactéries de type *Prochlorococcus* et *Synechococcus*, pycoeucaryotes ou nanoeucaryotes, etc). Durant la campagne PROTEVS-SWOT, les mesures ont été effectuées à l'aide d'un cytomètre en flux automatisé, CytoSense, de la marque CytoBuoy<sup>2</sup>, raccordé au circuit d'eau du TSG. Les particules contenues dans l'eau de mer pompée, sont alignées les unes derrière les autres, avant de passer à tour de rôle devant un faisceau laser. Pour distinguer les cellules phytoplanctoniques, des autres particules contenues dans l'échantillon d'eau de mer, l'enregistrement des données s'effectue lorsqu'un seuil minimal de fluorescence rouge, caractéristique de la chlorophylle, est détecté. De plus, lors du passage de chaque particule dans le laser, différents capteurs enregistrent la déviation du faisceau laser par la particule. La taille et la forme des particules, peuvent ainsi être déterminées, en fonction de l'angle de déviation du laser.

Les variables de température et de salinité ont pu être mesurées, par le Seasoar et le TSG. Sur ces deux instruments, seule la température est observée avec un capteur spécifique. La salinité est quant à elle, déduite de la conductivité et de la température mesurées à l'aide des équations d'état de l'eau de mer (Unesco, 1981). Les capteurs de conductivité sont situés à l'intérieur d'une cellule de conductivité, tandis que le capteur de température mesure directement la température de l'eau de mer, à l'extérieur de la cellule de

1. <https://www.umr-lops.fr/en/Technology/Software/CASCADE-7.2>

2. <https://www.cytobuoy.com/options/benchtop/>

conductivité. Or la cellule de conductivité est capable de stocker de la chaleur. Quand cette cellule traverse des gradients de température dans l'eau environnante, elle peut donc libérer de la chaleur modifiant ainsi la température de l'eau. Une méthode consistant à corriger la conductivité par sa sensibilité à la température, a été utilisée par Garau *et al.* (2011) pour les données d'un glider. D'autre part, Morison *et al.* (1994), ont mis en place une approche permettant de corriger le biais introduit par la vitesse d'écoulement à l'intérieur de la cellule de conductivité, qui par frottement peut entraîner un réchauffement de la température dans la cellule.

Les données collectées au cours de PROTEVS-SWOT, ont été traitées, à l'aide de la *toolbox* Matlab LATEXtools, développée durant le projet LATEX (*L*Agrangian *T*ransport *E*Xperiment) (Doglioli *et al.* , 2013) (Petrenko *et al.* , 2017). Cette *toolbox* est en accès libre<sup>3</sup>, et nécessite au préalable, le téléchargement du *package* Matlab m-map. Dans le cadre de ce travail de stage une série de nouveaux scripts pour traiter et représenter les données de PROTEVS-SWOT, notamment celles du Seasoar et de la cytométrie, a été développée et ajoutée au *package* LATEXtools.

## 2.2 Les mesures par satellites

Le principe de l'altimétrie satellitaire, consiste à mesurer la hauteur instantanée de la mer, c'est-à-dire la différence de hauteur par rapport au niveau moyen de la mer, à l'aide d'un radar embarqué sur un satellite artificiel. Le satellite émet une onde radar, qui se réfléchit sur la surface de la mer et qui est ensuite renvoyée vers le satellite. Les données d'élévation du niveau de la mer (SSH) sont fournies par le réseau global AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic*<sup>4</sup>). Les courants dérivés sont traités par SPASSO (*Software Package for an Adaptive Satellite-based Sampling for Oceanographic cruises*<sup>5</sup>). Les données de température de surface (SST, *Sea Surface Temperature*), de chlorophylle, et de FSLE (*Finite Size Lyapunov Exponent*), sont téléchargeables sur le site web du Service de surveillance de l'environnement marin de Copernicus (CMEMS, *Copernicus Marine and Environment Monitoring Service*<sup>6</sup>) et sur CLS (Collecte Localisation Satellites, remerciement à M.I.Pujol).

Les FSLE (*Finite Size Lyapunov Exponent*) sont un outil mathématique, mesurant le taux de séparation des trajectoires de particules initialement proches dans l'espace (Aurell *et al.* , 1997). Ils forment souvent des lignes continues, ou des crêtes, permettant ainsi d'identifier des zones de fronts, et les structures de fine échelle. Les FSLE sont déduits à partir des champs de courants géostrophiques issus de l'altimétrie, selon la méthode et le code développés par d'Ovidio *et al.* (2004). Cette technique a ensuite été utilisée, par Nencioli *et al.* (2011) lors des campagnes Latex10 et intégrée dans le programme SPASSO, qui a été ensuite utilisé pour de nombreuses campagnes, entre autre OUTSPACE, OSCAHR et tout récemment FUMSECK (*Facilities for Updating the Mediterranean Submesoscale Ecosystem Coupling Knowledge*). Les FSLE sont calculés en intégrant dans le temps des trajectoires de particules, comme dans l'équation (1).

---

3. <http://mio.pytheas.univ-amu.fr/~doglioli/latextools>

4. <http://www.aviso.altimetry.fr>

5. <http://www.spasso.mio.psupytheas.fr>

6. <http://www.marine.copernicus.eu>

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

$\lambda(x, t, \delta_0, \delta_f)$  désigne le FSLE à la position initiale  $x$ , et au temps  $t$ .  $\tau$  est le temps nécessaire pour que la trajectoire au temps  $t$  et à la distance  $\delta_0$  de  $x$ , atteigne une distance  $\delta_f$ .

Deux cas de figures sont possibles : dans un premier cas, les particules initialement éloignées peuvent converger, et former une structure dite "attractive". Inversement dans le deuxième cas, les particules initialement proches, vont s'éloigner au cours du temps, il s'agit alors de structures "répulsives".

### 2.3 Stratégie d'échantillonnage

La zone d'échantillonnage de PROTEVS-SWOT a été déterminée à partir des données issues de la télédétection satellite. Les données de chlorophylle, permettent de distinguer des zones plus ou moins concentrées, qui peuvent correspondre à des masses d'eau différentes (Fig. 3). Le navire a donc effectué plusieurs aller-retour dans ces zones plus ou moins concentrées. Les aller-retour effectués, entre le 8 et le 13 mai 2018, sont mis en évidence, et communément appelés "hippodromes", en raison de leur forme.

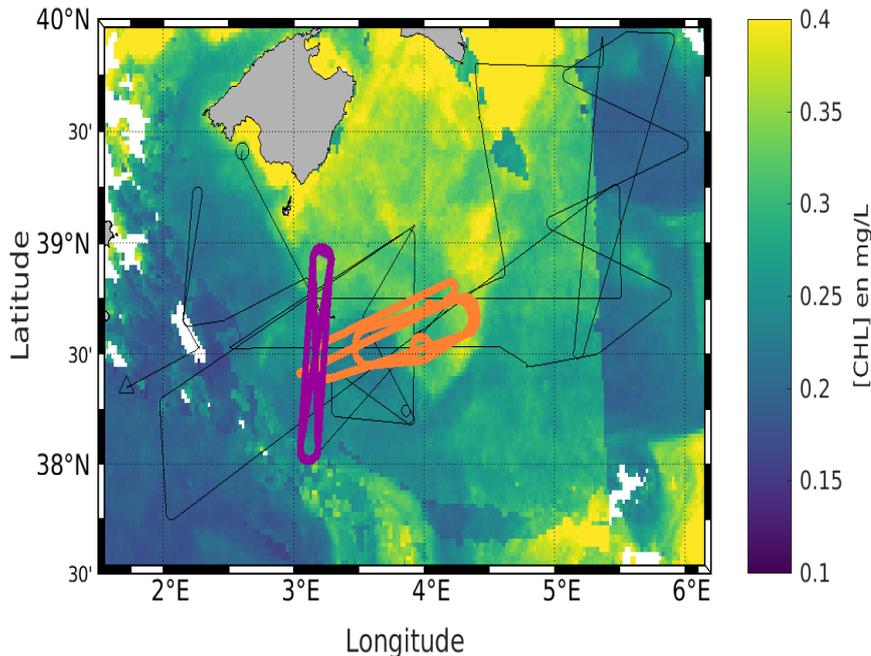


FIGURE 3 – Trajet parcouru par le Beautemps-Beauprès durant la campagne PROTEVS-SWOT (en noir). En orange, "l'hippodrome" du 8 mai 15:30 au 10 mai 2018 17:30. En violet, "l'hippodrome" du 11 mai 2:00 au 13 mai 2018 8:30. Le trajet du bateau est superposé à la carte satellite de concentration en chlorophylle (en mg/L) du 2 au 4 mai 2018.

D'autre part, l'utilisation du cytomètre en flux automatisé, a rendu possible l'observation en temps réel des communautés phytoplanctoniques, grâce à une fréquence d'échantillonnage de l'eau de surface d'en-

viron 20 minutes. Les aller-retour du bateau entre les zones plus ou moins concentrées en chlorophylle, se sont chacun étalés sur 2 jours, un aller-retour correspondant à une période de 8 heures. L'échantillonnage à haute fréquence du cytomètre, a donc permis de suivre l'évolution du phytoplancton, au sein des masses d'eau identifiées. Les travaux de Lévy *et al.* (2018) et de Mahadevan (2016) ont montré que les fines échelles peuvent impacter les communautés phytoplanctoniques, en séquestrant une partie du phytoplancton en surface. L'identification des groupes phytoplanctoniques par cytométrie de flux, vient donc en complément des données satellites, dans la détermination des masses d'eau présentes.

## 2.4 Calcul des vitesses verticales

L'équation oméga, dans sa version *Q-vector* (Hoskins *et al.*, 1978), est une méthode de calcul, couramment utilisée pour estimer les vitesses verticales. Cette méthode a déjà été employée dans les travaux de Giordani *et al.* (2006) et de Pietri *et al.* (2013). Cette méthode se base sur une hypothèse de quasi-géostrophie. Les vitesses verticales sont estimées à partir de mesures *in situ*, des courants horizontaux et de densité. L'étape préliminaire au calcul des vitesses verticales consiste à reconstruire une grille tridimensionnelle (x,y,z) de densité et de vitesses horizontales à partir des mesures *in situ* en 2 dimensions (x,y). Il est donc nécessaire que l'échantillonnage de ces données soit le plus régulier possible et à haute fréquence temporelle.

Dans un premier temps, les vitesses horizontales de l'ADCP ont été interpolées selon la méthode de Delauney. Cette méthode consiste à interpoler de manière linéaire, les données, entre les faces triangulaires, chaque triangle entourant ainsi un point de donnée. La somme vectorielle des données de tous les triangles autour d'un point de donnée, permet de faire une interpolation polygonale, dans un plan autour de ce point (Watson & Philip, 1984). Dans un deuxième temps les données ont été interpolées avec l'*objective-mapping*, selon la méthode décrite par Le Traon (1990). L'*objective-mapping* minimise l'erreur quadratique entre les variables discrètes et la fonction continue qui interpole ces variables (Rudnick, 1996). Cette technique, permet également d'estimer, à chaque niveau de profondeur, des matrices d'erreur, calculées comme le ratio entre l'erreur et la variance du signal (Fig.4).

Un test qualitatif a été effectué pour comparer l'interpolation des vitesses horizontales sur la grille, avec les vitesses *in situ*. Sur les figures 5 (a) et (b), les données interpolées (en bleu), sont superposées aux courants mesurés (en rouge). Les vitesses interpolées par la triangulation de Delauney, correspondent assez bien aux données *in situ*. En revanche sur la carte des vitesses issues de l'*objective-mapping*, certaines zones se distinguent des données *in situ*. En effet, le choix de la fonction d'interpolation, pour effectuer un *objective-mapping*, nécessite de faire au préalable une hypothèse sur la forme de la distribution des variables (vitesses horizontales et densité). Par exemple Rousselet *et al.* (2019) ont utilisé une fonction elliptique pour représenter au mieux un tourbillon cyclonique de la campagne OSCAHR. D'autre part, en utilisant des contraintes physiques comme la forme du champ de courant, l'*objective-mapping* permet de représenter des vitesses dans les zones où les données *in situ* sont absentes, contrairement à l'interpolation classique de Delauney. Les vitesses interpolées par l'*objective-mapping* dans les zones où les données *in situ* sont absentes, sont cependant à interpréter avec précaution.

Dans les deux cas, les incertitudes d'interpolation peuvent être liées au trajet du bateau, qui effectue plusieurs aller-retour au cours du temps. Les données sont donc interpolées sur plusieurs jours ce qui peut

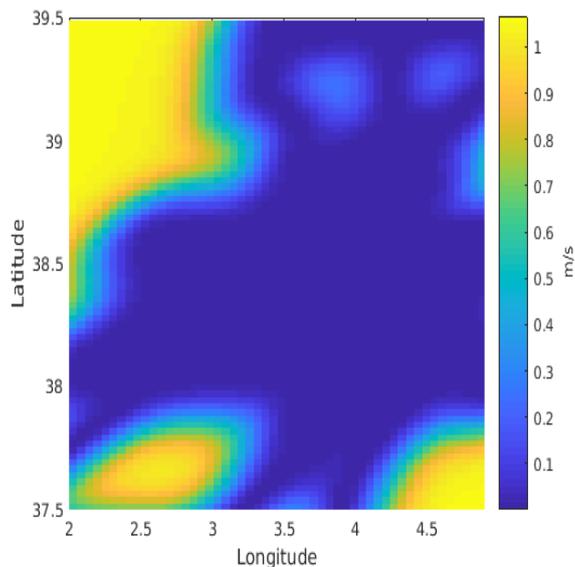
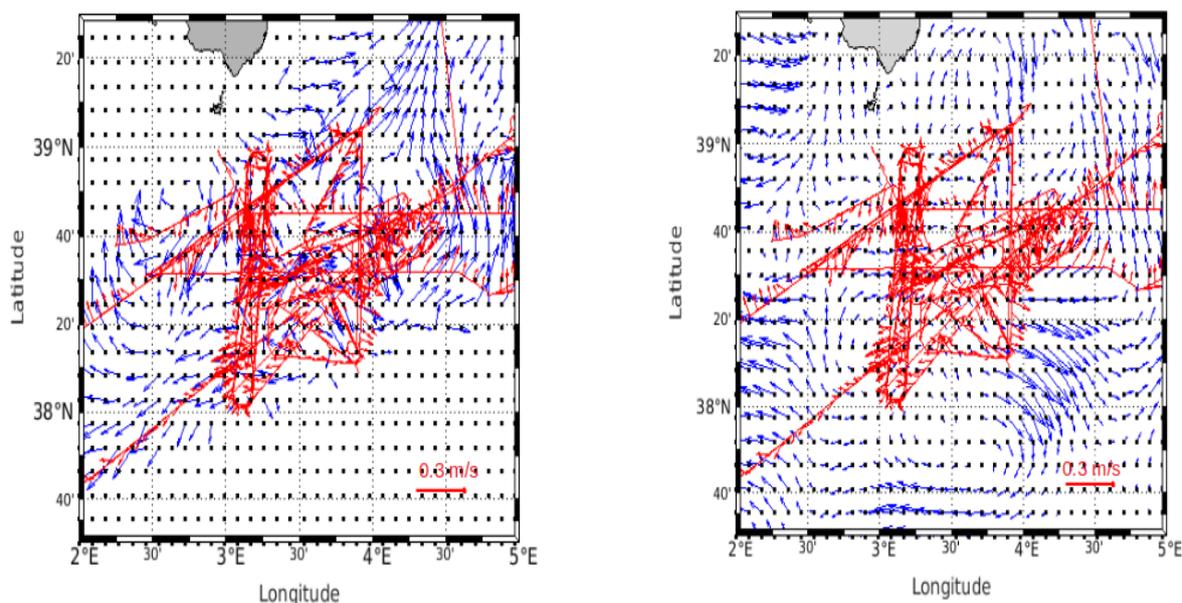


FIGURE 4 – Matrices d’erreur à 25 m.

introduire un biais. De plus, ces multiples aller-retour, forment un parcours très complexe et difficile à interpoler sans introduire des erreurs d’évaluation de direction des courants.



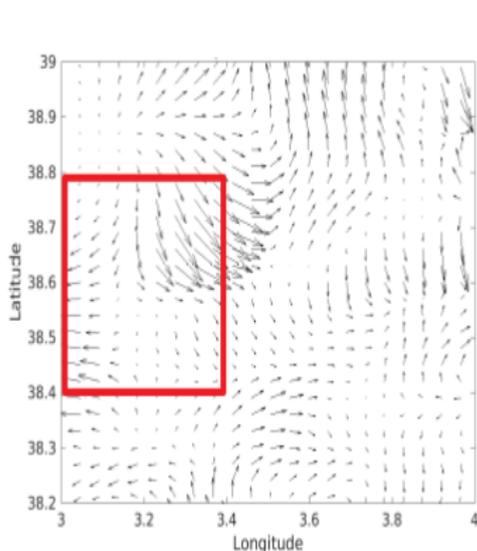
(a) Interpolation des vitesses horizontales selon la méthode de Delauney à la profondeur de 25 m.

(b) Interpolation des vitesses horizontales avec l’*objective-mapping* à la profondeur de 25 m.

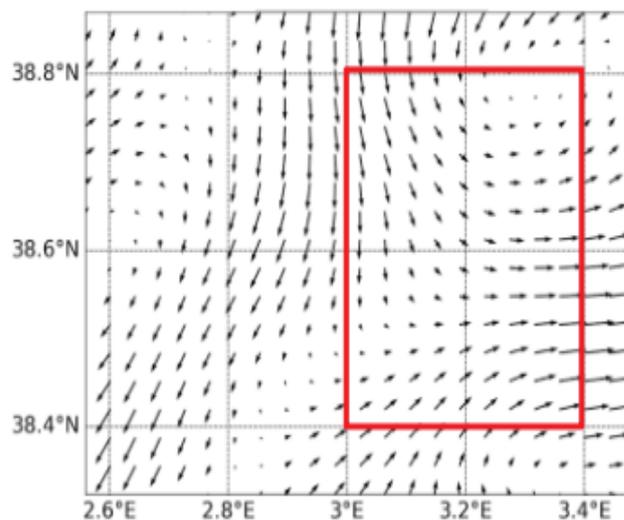
FIGURE 5 – (a) Vitesses horizontales interpolées selon la méthode de Delauney. (b) Vitesses horizontales interpolées avec l’*objective-mapping*. Sur les figures (a) et (b), les vitesses interpolées sont représentées en bleu. Les vitesses mesurées le long du trajet du bateau sont quant à elles, représentées en rouge. Les points noirs, représentent la grille d’interpolation.

Un autre test qualitatif a été effectué en comparant l’interpolation de l’*objective-mapping* de PROTEVS-SWOT (Fig.6a et Fig.6c), avec celle obtenue par les chercheurs espagnols à partir des données acquises à bord du Garcia del Cid (Fig.6b et Fig.6d), sur deux niveaux de profondeur. L’interpolation à 25 m concorde assez bien avec celle réalisée à 20 m par les espagnols. Entre 38.6 et 38.8°N de latitude, le courant des-

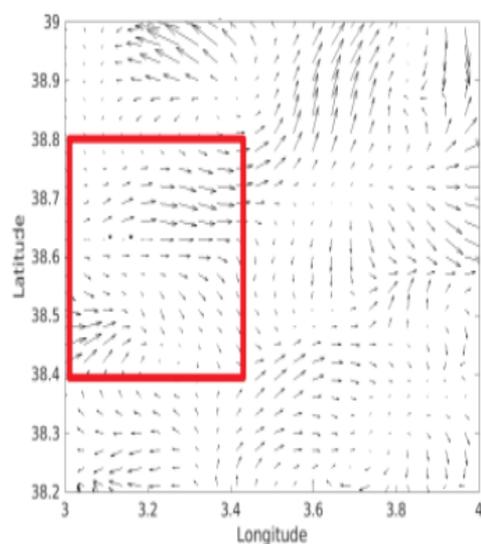
cependant, dévie vers la droite, dans les deux cas de figure. De plus, sur la figure 6 (b), à partir de 38.4°N, le courant remonte vers le Nord, et à tendance à être dévié vers la droite. Cette déviation est visible sur la figure 6 (a), mais en dehors de l'encadré rouge, entre 38.3-38.4°N de latitude, et 3.4-3.6°E de longitude. Plus en profondeur, à 85 m, les courants sont de plus faible intensité dans les deux cas. En revanche, les directions des courants dans les deux cas de figures sont moins en accord, qu'en surface.



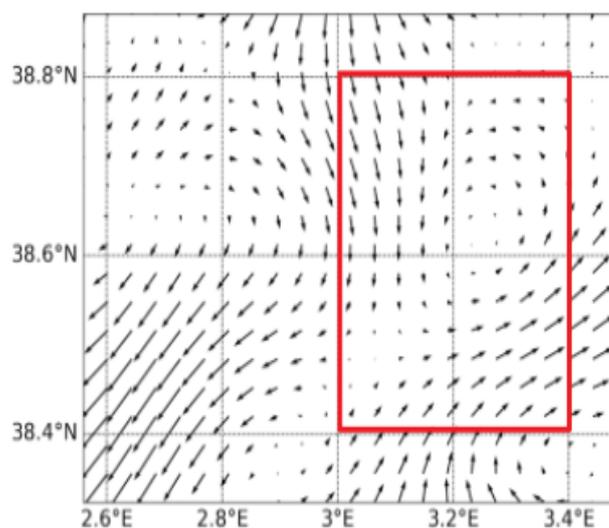
(a) Vitesses horizontales de PROTEVS-SWOT, interpolées avec l'*objective-mapping*, à la profondeur de 25 m.



(b) Vitesses horizontales acquises à bord du Garcia del Cid, interpolées avec l'*objective-mapping*, à la profondeur de 20 m. Figure extraite de Barceló-Llull *et al.* (2018).



(c) Vitesses horizontales de PROTEVS-SWOT, interpolées avec l'*objective-mapping*, à la profondeur de 85 m.



(d) Vitesses horizontales acquises à bord du Garcia del Cid, interpolées avec l'*objective-mapping*, à la profondeur de 85 m. Figure extraite de Barceló-Llull *et al.* (2018).

FIGURE 6 – Interpolation des vitesses horizontales avec l'*objective mapping* de PROTEVS-SWOT, comparées à l'interpolation effectuées par les chercheurs espagnols. L'encadré en rouge, délimite la zone géographique commune à PROTEVS-SWOT (a), (c) et aux espagnols (b), (d).

Un fois les données interpolées, les vitesses verticales peuvent être estimées par la méthode du *Q-vector*. La divergence du vecteur  $\mathbf{Q}$ , dans l'équation 2 représente l'advection des gradients de densité par la variation horizontale du champ géostrophique (Giordani *et al.*, 2006), (Rudnick, 1996).

$$\mathbf{Q} = (Q1, Q2) = \left( \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial V_g}{\partial x} \nabla \rho, \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial V_g}{\partial y} \nabla \rho \right) \quad (2)$$

Les vitesses verticales peuvent ensuite être estimées à partir de l'équation oméga quasigéostrophique :

$$N^2 \nabla_h^2 w + f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 2 \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (3)$$

Une solution de cette équation quasigéostrophique peut être obtenue, par méthode itérative, en inversant l'opérateur :

$$L = N^2 \nabla_h^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (4)$$

Et en résolvant :

$$w = L^{-1} \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (5)$$

### 3 Résultats et discussion

#### 3.1 Comparaison des données *in situ* avec les données satellites

Les variables physiques (température, salinité, vitesses des courants horizontaux, etc), ont été principalement étudiées, sur les deux "hippodromes" présentés précédemment. Par la suite, sur ces "hippodromes" ont été découpées des radiales, afin de sélectionner des données sur une courte période spatio-temporelle. En effet, plusieurs aller-retour ayant été effectués dans un même "hippodrome", deux points de coordonnées géographiques proches, peuvent en revanche, être espacés de plusieurs jours. Dans la suite de l'étude, seulement deux radiales appartenant chacune à un "hippodrome", seront présentées. Une première radiale allant du 9 mai 16:52 au 9 mai 23:44, et une deuxième le 11 mai entre 2:06 et 6:30, respectivement appelées par la suite, radiale Ouest-Est et radiale Nord-Sud.

Dans un premier temps, les données *in situ*, de vitesses de courants horizontaux mesurées par ADCP et les mesures de température en surface, réalisées par le TSG seront respectivement comparées de manière qualitative, aux courants AVISO et à la SST mesurées par satellite, ceci dans le but de vérifier la fiabilité des cartes satellitaires.

Sur les figures 7 (a) et (b), les mesures de vitesses effectuées par l'ADCP de coque du bateau à 18 m

(en violet) et à 25 m (en rouge), sont superposées aux données de SSH et de courants de surface à la date correspondante à chaque radiale.

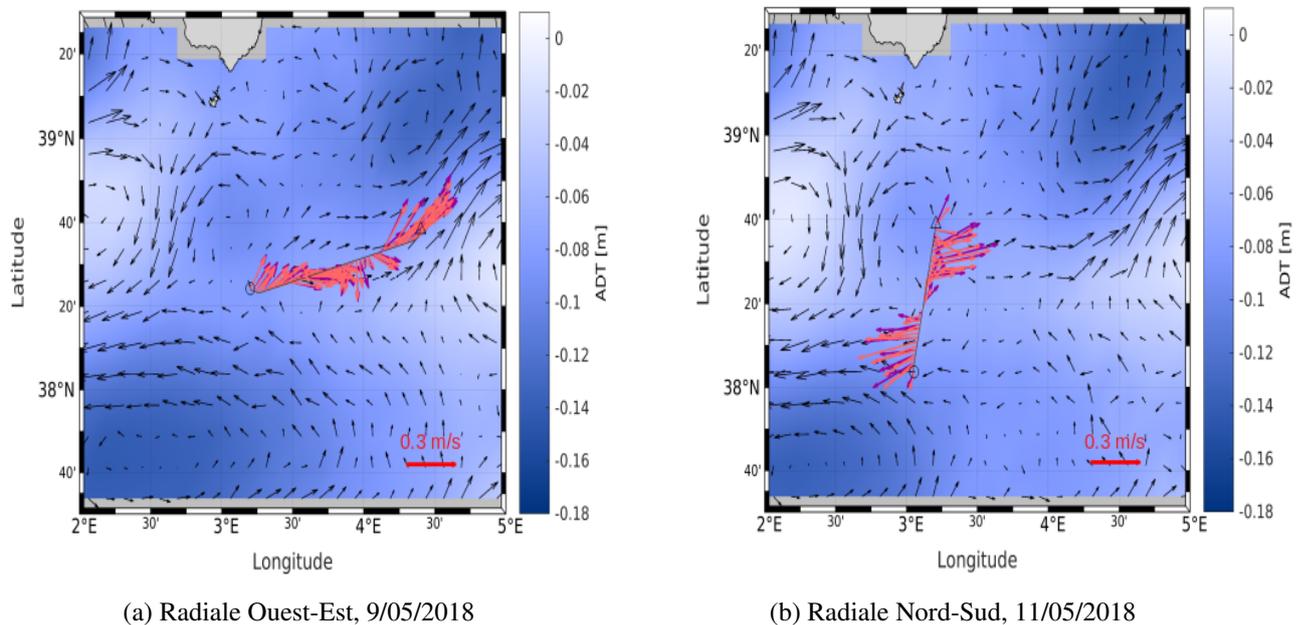


FIGURE 7 – Cartes satellite de SSH et de champ de courants du 9/05/2018 et du 11/05/2018, superposées aux radiales Ouest-Est et Nord-Sud des vitesses mesurées par l’ADCP, à 18 m en violet et à 25 m en rouge.

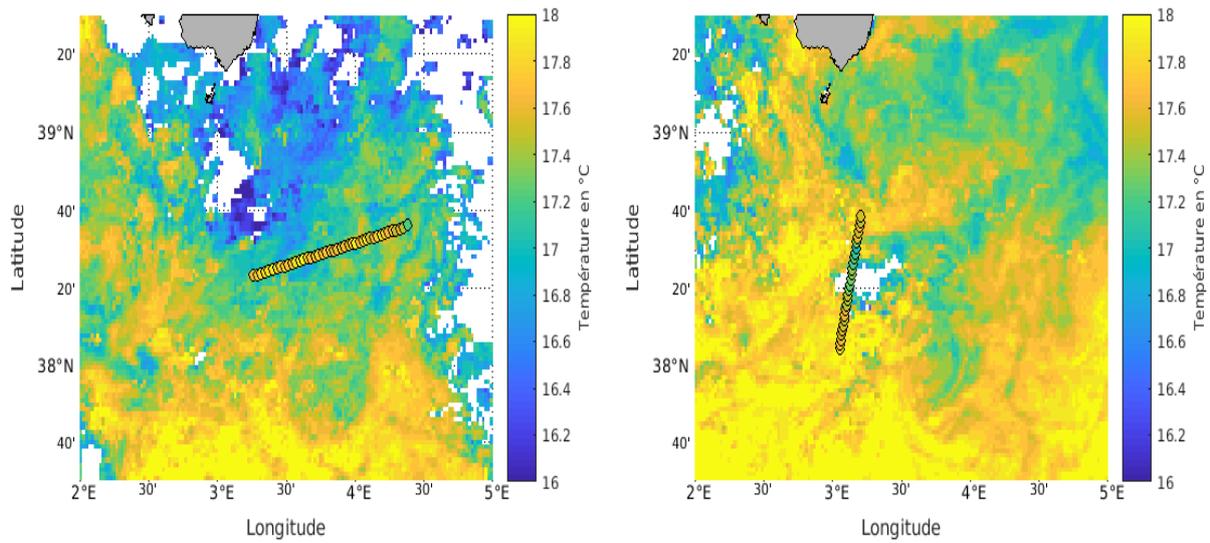
Les directions de courants mesurées par ADCP au large, concordent assez bien avec les mesures effectuées par satellites. Les courants satellites sont généralement moins intenses à proximité des côtes. En effet, les données sont difficiles à traiter au niveau des frontières de la grille (Gaultier *et al.*, 2016).

Les vitesses horizontales, mesurées par l’ADCP, le long de la radiale Nord-Sud (Fig.7b) mettent en évidence un cisaillement du courant à 38°N 20’ de latitude. Un cisaillement de moindre envergure, est également visible, le long de la radiale Ouest-Est. Ces cisaillements de courants, peuvent être dus à la présence d’une zone frontale.

La SST mesurée par satellite, peut également être comparée à la température mesurée par le TSG. Sur les figures 8 (a) et (b), les deux radiales présentées précédemment, correspondant aux données de température du TSG, sont superposées à la SST satellite.

La température mesurée par le TSG sur la radiale Ouest-Est (Fig.8a) est plus élevée que les valeurs de SST du satellite. En effet, les données de SST, sont moyennées sur deux jours, et ne peuvent donc pas prendre en compte les variations des cycles diurnes. En revanche sur la radiale Nord-Sud (Fig.8b), la température mesurée par le TSG, correspond bien à celle issue du satellite. Le front identifié grâce à l’analyse des courants de surface, est également visible à 38°N 20’, avec une inclusion d’eau plus fraîche.

La SST, permet d’identifier des types d’eau différentes en surface. Une inclusion d’eau plus chaude en provenance du Sud-Ouest du bassin, peut être la signature, de l’entrée d’eau Atlantique (AW). L’eau plus fraîche, quant à elle, peut être de l’eau amenée par le courant Nord.



(a) Radiale Ouest-Est, 9/05/2018.

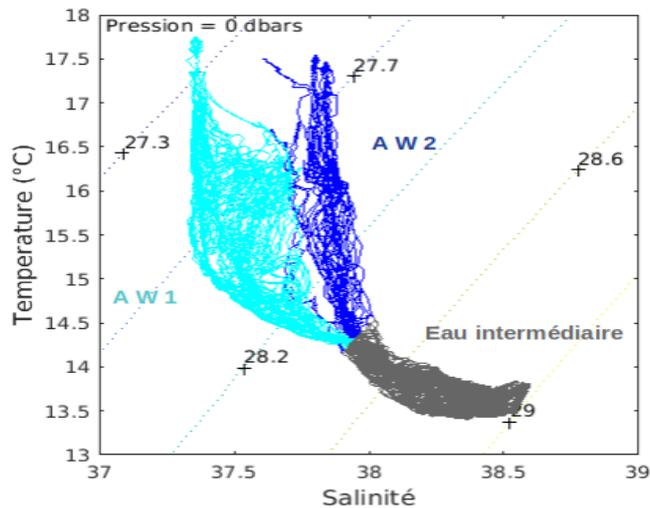
(b) Radiale Nord-Sud, 11/05/2018.

FIGURE 8 – Cartes SST du 9/05/2018 et du 11/05/2018, superposées aux radiales Ouest-Est et Nord-Sud de la SST mesurée par le TSG.

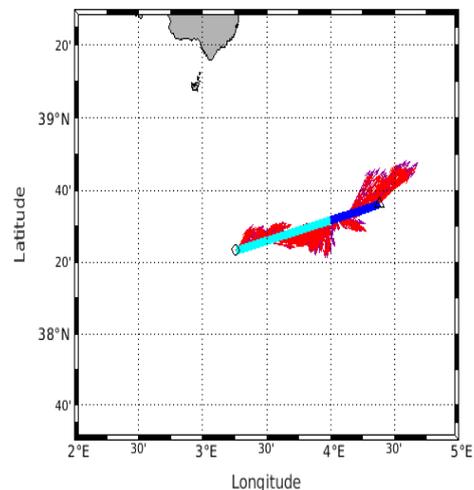
### 3.2 Identification des masses d'eau

Les diagrammes Température Salinité (TS), permettent d'identifier des types d'eaux particuliers, en fonction de leurs paramètres physiques (température, salinité). Ces deux variables physiques, ont été mesurées lors de PROTEVS-SWOT, avec le Seasoar. Les figures 9 (a) et (c) sont les diagrammes TS correspondant respectivement aux radiales Ouest-Est (Fig.9b) et Nord-Sud (Fig.9d), précédemment présentées. Les diagrammes TS présentent deux branches distinctes, chacune représentée par une teinte de bleu différente. Cette distinction a été effectuée, à partir de leurs coordonnées géographiques (latitude, longitude). La séparation des deux branches des diagrammes TS, est représentée, sur leur radiale respective, sur lesquelles se superposent les courants mesurés par ADCP, en rouge.

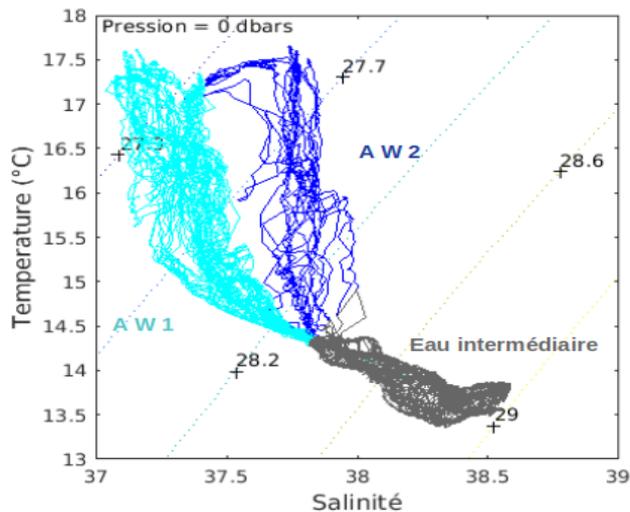
Dans les deux cas d'étude, la colonne d'eau est stratifiée, avec de l'eau de faible densité comprise entre 27 et 28.5, située en surface, et de l'eau plus dense (28.5-29) plus en profondeur. En surface, l'eau de faible densité, se scinde en deux branches distinctes. Ces deux branches, ont des températures similaires, comprises entre 14.5 et 17 °C, mais se distinguent par leur salinité. Une première branche, en bleu clair, est caractérisée par une salinité variant entre 37 et 37.5, tandis que la seconde branche, en bleu marine est plus salée, avec des valeurs proches de 38. Ces deux branches, sont visibles sur les deux radiales, cependant, sur la radiale Nord-Sud du 11 mai 2018, les deux branches sont d'avantage séparées, que sur la radiale Ouest-Est du 9 mai 2018. Cette séparation en deux branches, a été déterminée, en fonction des coordonnées en latitude et longitude, sur les deux radiales. Sur la radiale Ouest-Est, (Fig.9b), la branche la moins salée (en bleu clair) se situe entre 3.2°E et 4°E de longitude, tandis que la deuxième branche correspond aux longitudes de 4°E et 4.4°E. La branche moins salée (en bleu clair), de la radiale Nord-Sud, se situe quant à elle entre 38°N et 38.5°N de latitude, et la deuxième branche entre 38.5°N et 38.65°N. Ces deux branches se scindent dans les zones, dans lesquelles les vitesses horizontales mesurées par ADCP et les SSH, laissent supposer la présence d'un front. Plus en profondeur, les deux branches disparaissent, l'eau dense apparaît donc plus homogène, avec une température comprise entre 14 et 13 °C, et une salinité de 38 à 38.5.



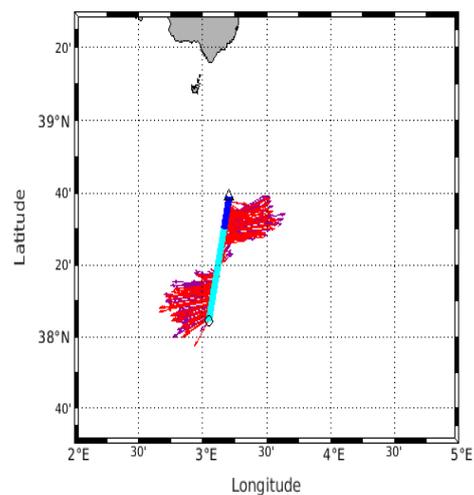
(a) Diagramme TS pour la radiale Ouest-Est.



(b) Radiale Ouest-Est, 9/05/2018. Le bleu clair correspond à une longitude de 3.2-4°E, et le bleu marine à une longitude de 4-4.4°E.



(c) Diagramme TS pour la radiale Nord-Sud.



(d) Radiale Nord-Sud, 11/05/2018. Le bleu clair correspond à une latitude de 38-38.5°N, et le bleu marine à une latitude de 38.5-38.65°N.

FIGURE 9 – Les figures (a) et (c) représentent les diagrammes TS, sur lesquelles, en surface, sont identifiées deux eaux Atlantique (AW) : en bleu clair, l'eau Atlantique dite jeune (AW1) et en bleu marine l'eau Atlantique plus ancienne (AW2). L'eau dite intermédiaire est représentée en gris et correspond à de l'eau de densité comprise entre 28.3 et 29. Les figures (b) et (d) représentent les radiales sur lesquelles ont été mesurées les données de température (en °C) et de salinité. La localisation des deux eaux de surface des diagrammes TS est mise en évidence sur ces radiales, en suivant le même code couleur. Les flèches rouges correspondent quant à elles, aux courants mesurés par l'ADCP, le long des radiales.

Ces résultats concordent avec ceux obtenus par la campagne espagnole menée en parallèle de PROTEVS-SWOT (Fig.10a et Fig.10b). Les deux branches observées sur les données de PROTEVS-SWOT, sont visibles sur les figures 10 (a) et (b), mais la séparation est moins marquée. En effet, les résultats présentés pour PROTEVS-SWOT correspondent à un jour précis. En revanche, les résultats tirés de l'article de Barceló-Llull *et al.* (2018), correspondent à la superposition des différents profils TS, obtenus dans leur zone d'échantillonnage, et présentent donc moins de synopticit . Ceci peut donc expliquer, que la séparation en deux branches, est moins nette que sur les deux diagrammes TS de PROTEVS-SWOT.

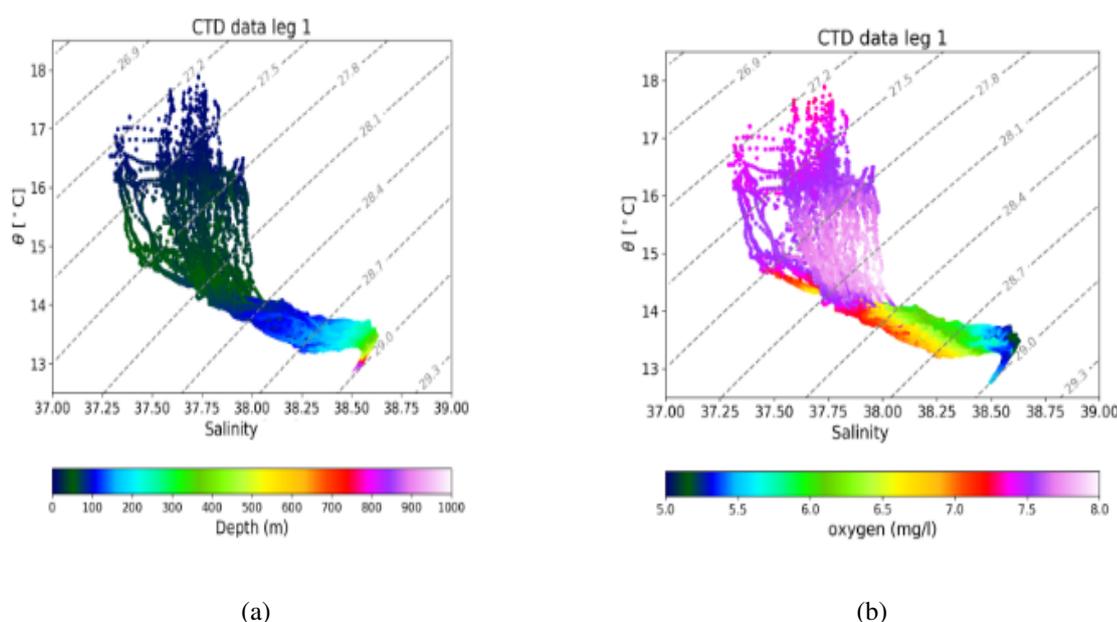


FIGURE 10 – Diagrammes TS obtenus à partir des données des CTD du Garcia del Cid. (a) La barre de couleur correspond à la profondeur en m. (b) La barre de couleur correspond à la concentration en oxygène en mg/L. Figures extraites de Barceló-Llull *et al.* (2018).

Les paramètres de température et de salinité, peuvent permettre d'identifier des types d'eau typiques de la Méditerranée. Les deux branches en surface, pourraient s'apparenter à de l'eau Atlantique (*Atlantic Water* AW).   son entrée dans le détroit de Gibraltar, l'AW se caractérise par une température de 15-16  C, une salinité de 36-37 et une densité de 26-27. Le long de son parcours dans le bassin Méditerranéen occidental, l'AW est r chauff e en été (jusqu'à 20-28  C) et refroidie en hiver (jusqu'à 13  C). De plus, son contenu en sel a tendance à augmenter (jusqu'à 38-39), la rendant ainsi plus dense (jusqu'à 28-29). La branche d'eau en surface, possédant la salinité la plus  lev e (38) (en bleu), peut donc être de l'AW, en provenance du nord du bassin, ce qui est particulièrement visible sur la radiale Nord-Sud (Fig. 9) (d). D'autre part, les travaux de Millot (1999), ont montré que les tourbillons de méso-échelle générés par le courant Algérien, peuvent se diffuser vers les  les Baléares, créant ainsi un apport d'AW jeune, c'est à dire venant de pénétrer dans le bassin Méditerranée, dans cette zone. Cet apport peut donc correspondre à la branche de surface (en bleu clair) possédant une salinité variant entre 37 et 37.5, proche de celle de l'AW à l'entrée de Gibraltar. Les résultats de la campagne espagnole montrent que les 2 branches s par es par leur salinité, à 50 m de profondeur, se distinguent également par leur concentration en oxygène. La branche la moins sal e, identifi e comme de l'eau AW récemment entrée par Gibraltar est moins oxyg n e (7.5 mg/L)

que l'AW en provenance du nord du bassin (8 mg/L), qui est certainement plus mélangée favorisant ainsi son oxygénation. La concentration en oxygène lors de PROTEVS-SWOT a été mesurée par le Seasoar en début de campagne. Cependant, ces données sont manquantes durant la période d'échantillonnage dans la zone d'intérêt. Ces données auraient en effet pu venir en complément pour l'identification des types d'eau.

A partir de 100 m de profondeur, les diagrammes TS de PROTEVS-SWOT et de la campagne des espagnols, présentent un maximum de salinité de 38.5, pour une température comprise entre 14 et 13 °C. Ces caractéristiques signalent la présence d'eau intermédiaire. Cette eau peut provenir du refroidissement de l'AW et de son évaporation sous l'effet du vent, augmentant ainsi sa densité, lui permettant de couler en profondeur. Les diagrammes de Barceló-Llull *et al.* (2018), permettent également d'identifier, de l'eau profonde Méditerranéenne (WMDW *Western Mediterranean Deep Water*) au delà de 500 m de profondeur. Cette eau est caractérisée par une température inférieure à 13°C, et par une forte salinité de 38.5. Elle apparaît également appauvrie en oxygène, avec une concentration de 5.5 mg/L. La campagne PROTEVS-SWOT n'ayant pas effectuée de descente assez profonde, ne dispose pas de données à cette profondeur, permettant d'identifier ce type d'eau.

### 3.3 Identification des zones de fronts grâce aux FSLE et aux vitesses verticales

Les figures 11 (a) et (b) représentent la superposition des FSLE avec les courants horizontaux mesurés par ADCP, afin de vérifier la fiabilité des FSLE issus de l'altimétrie dans l'identification de la présence de fronts.

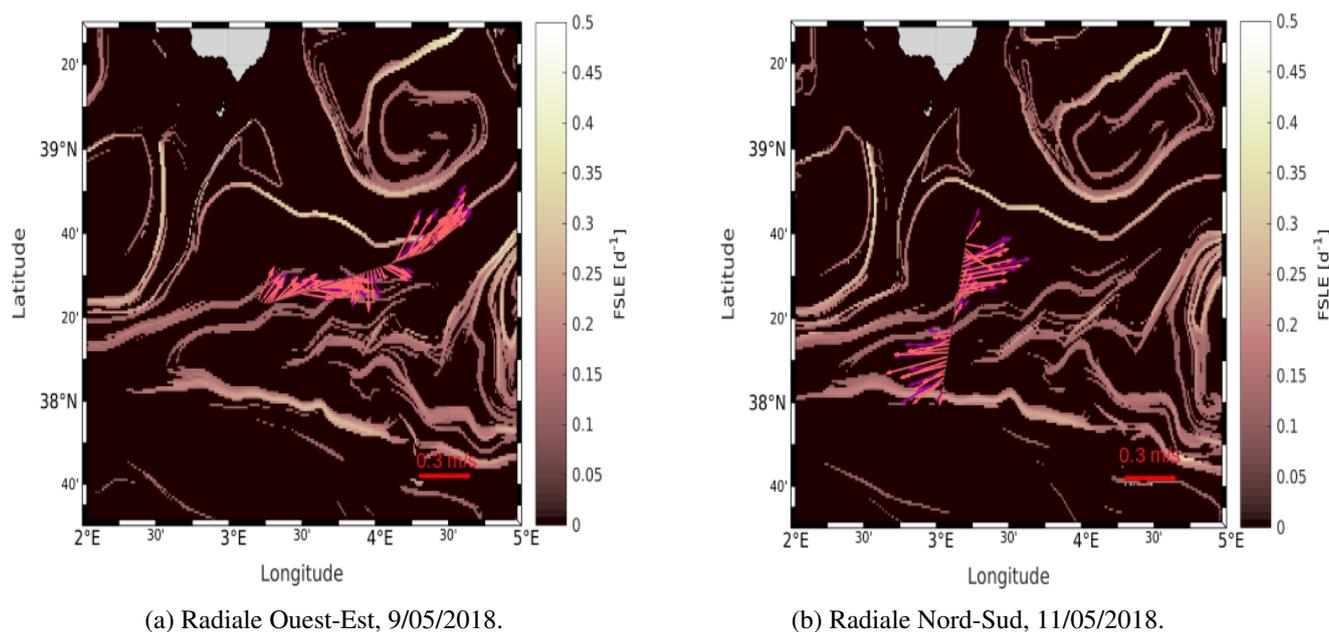


FIGURE 11 – Cartes des coefficients moyens FSLE en jour<sup>-1</sup> superposées aux mesures ADCP des courants.

Le cisaillement des courants horizontaux sur la radiale Ouest-Est (Fig.11a) à 38°N 20', se situe entre deux fronts mis en évidence par les FSLE. Ces deux fronts sont toujours présents le 11 mai, sur la radiale Nord-Sud (Fig.11b), sur laquelle le cisaillement du courant est très marqué entre les deux filaments FSLE.

Ces zones de fronts, sont également mises en évidences sur les figures 12 (a) et (b). Sur ces figures,

les mesures de courants horizontaux, le long des deux radiales Ouest-Est et Nord-Sud, sont superposées à l'interpolation des courants horizontaux, pour l'ensemble du trajet parcouru au cours de la campagne PROTEVS-SWOT, avec l'*objective-mapping*. Ces figures représentent également les zones d'échanges verticaux.

Les vitesses verticales ont été estimées à partir des vitesses de courants horizontaux de l'ADCP, interpolées avec un *objective-mapping*, et à partir de la densité du Seasoar interpolée selon la méthode de Delauney. L'interpolation permet d'obtenir des données sur chaque niveau de profondeur, sur lesquels sont ensuite estimées les vitesses verticales. Les figures 12 (a) et (b), représentent les vitesses verticales à 25 m et à 85 m. L'intensité des vitesses verticales augmente avec la profondeur, et correspond aux zones dans lesquelles les courants horizontaux sont les plus forts. Une importante remontée d'eau est visible, entre 3.5°E et 4°E de longitude. Cette zone correspond à un cisaillement du courant de la radiale Ouest-Est. Le cisaillement de la radiale Nord-Sud, se situe dans sa partie la plus au Nord, dans une zone de plongée verticale. Les fortes intensités en bordure de la carte peuvent être induites par un effet de frontière, c'est à dire, que l'absence de données au delà de cette limite, peut être considérée comme une frontière fermée, qui a tendance à augmenter l'intensité des courants, comme cela est également visible proche de la côte. La zone blanche correspond en effet, à la zone dans laquelle les vitesses horizontales *in situ* n'ont pas été mesurées.

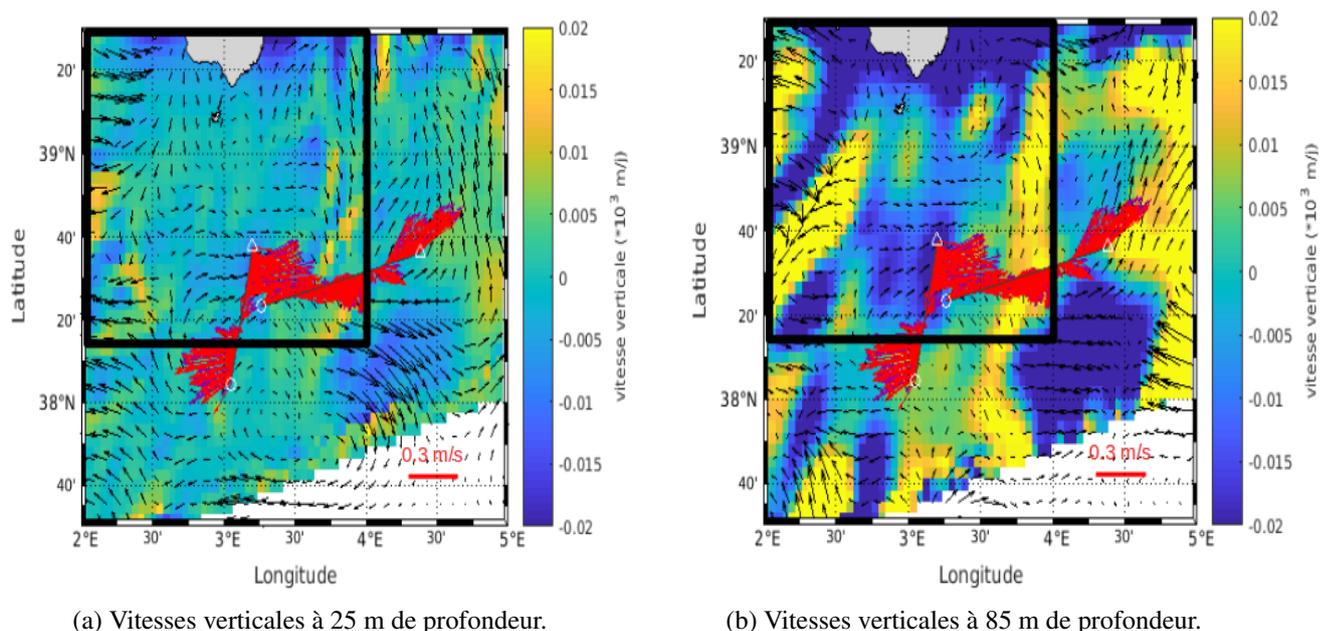


FIGURE 12 – Cartes des vitesses verticales superposées à l'interpolation par l'*objective-mapping* des courants horizontaux, aux profondeurs correspondantes. Sur ces cartes sont également superposées, les deux radiales Ouest-Est et Nord-Sud, précédemment présentées, avec la mesure des courants horizontaux par l'ADCP, le long de ces radiales. L'encadré en noir représente la zone de modélisation des vitesses verticales par Barceló-Llull *et al.* (2018) sur la figure 13.

Barceló-Llull *et al.* (2018) ont utilisé un modèle de haute résolution pour représenter les vitesses verticales (Fig. 13). Le modèle WMOP (*Western Mediterranean Sea Operational*) est basé sur une résolution régionale de 2 km du système de modélisation océanique ROMS (*Regional Ocean Modelling System*), implémenté sur la Méditerranée occidentale (Fig.13a). Une résolution de 400 m a également été utilisée, pour mieux représenter les processus de sous méso-échelle (Fig.13b). La carte de résolution de 2 km, peut être comparée aux résultats de PROTEVS-SWOT. Les vitesses verticales issues du modèle présentent une grande variabilité, comparativement aux vitesses calculées à partir des données *in situ*, pour lesquelles les

vitesses verticales sont plus lissées. La grande variabilité spatiale des données du modèle rend difficile l'interprétation et l'identification de zone de fronts, mais une zone de vitesses dirigées vers le fond est identifiée, centrée sur 2.8°E et 38.5°E, comme sur les cartes de données.

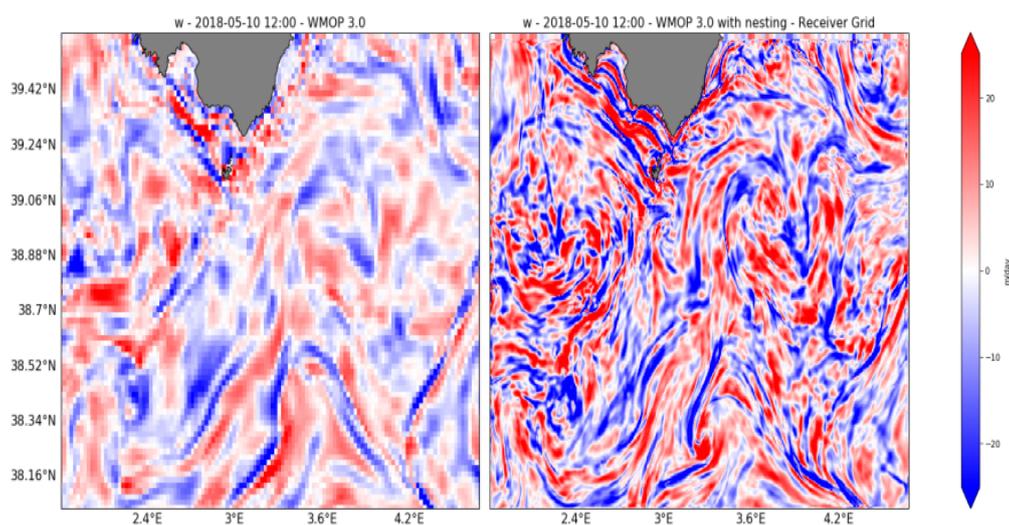
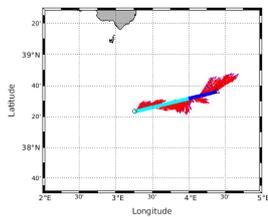


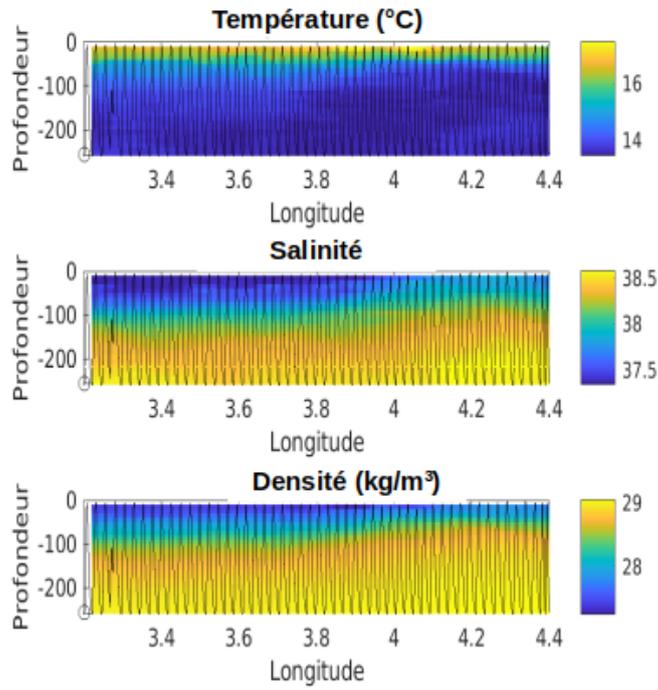
FIGURE 13 – Vitesses verticales (en m/j) en surface calculées avec le modèle WMOP à 2 km (à gauche) et 400 m (à droite) de résolution. Figures extraites de Barceló-Llull *et al.* (2018).

D'autre part, les vitesses verticales peuvent mettre en évidence les zones de remontée d'eau profonde vers la surface, à 3.8 °E et 38.5 °N. Les sections profondes de température, salinité et densité du Seasoar permettent quant à elles, d'avoir une vision de la colonne d'eau le long des deux radiales.

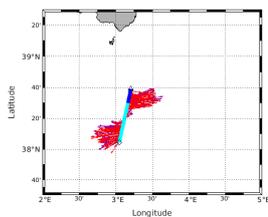
La stratification de la colonne d'eau précédemment observée à l'aide des diagrammes TS, se retrouve ici, avec une thermocline visible entre 50 et 100 m, et avec les eaux de faible densité au dessus de celles de plus forte densité.



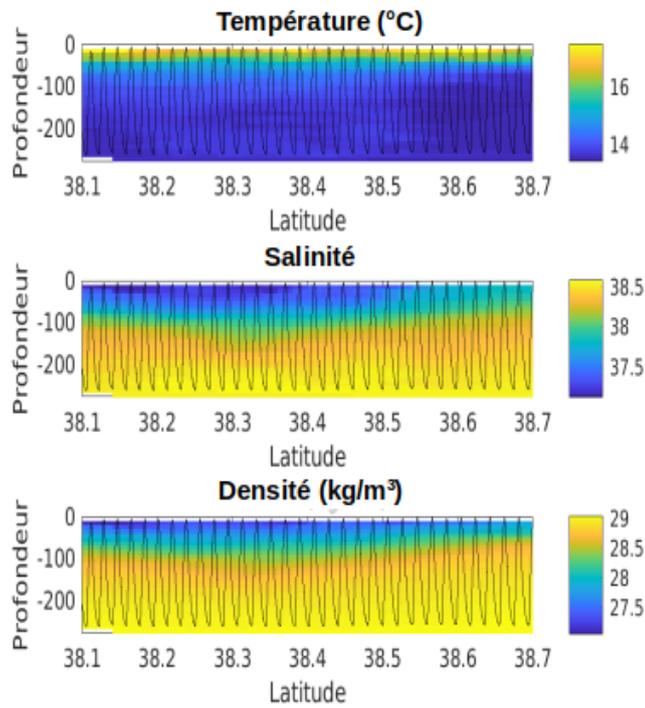
(a) Radiale Ouest-Est, 9/05/2018.



(b) Sections de température, salinité et densité, du 9/05/2018.



(c) Radiale Nord-Sud, 11/05/2018.



(d) Sections de température, salinité et densité, du 11/05/2018.

FIGURE 14 – Sections profondes des données de température, salinité, et densité, du Seasoar, des sections Ouest-Est et Nord-Sud. Le trait noir représente les ondulations dans la colonne d'eau, effectuées par le Seasoar, le long desquelles les données ont été mesurées.

### 3.4 Impact sur la biologie

Les figures 15 (a) et (b), représentent l'abondance des *Synechococcus* en cell./mL, mesurée par cytométrie en flux, le long des radiales Ouest-Est et Nord-Sud.

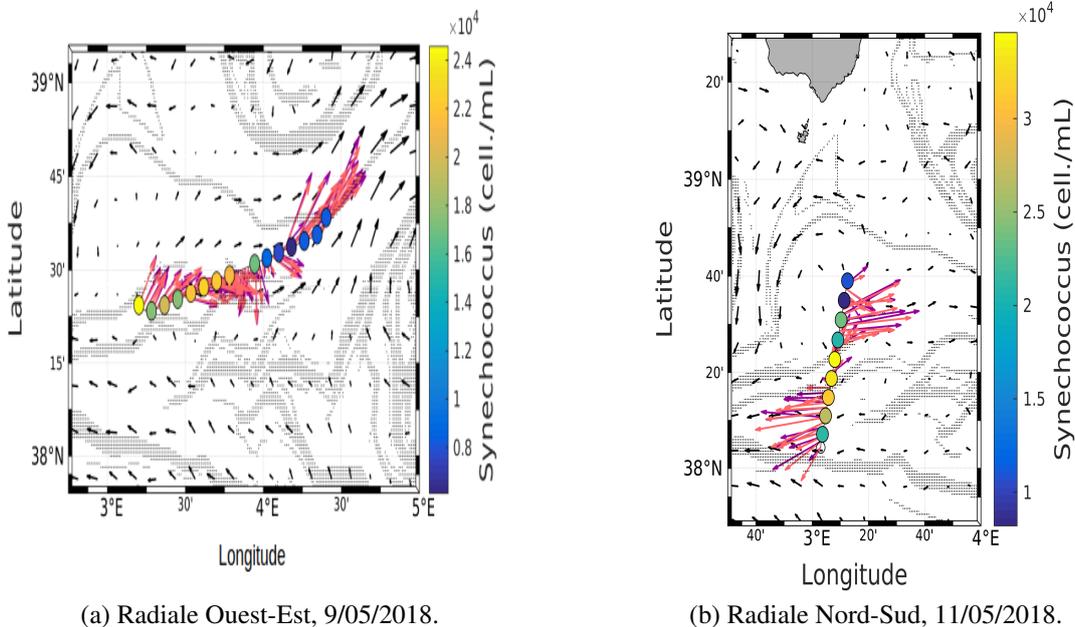
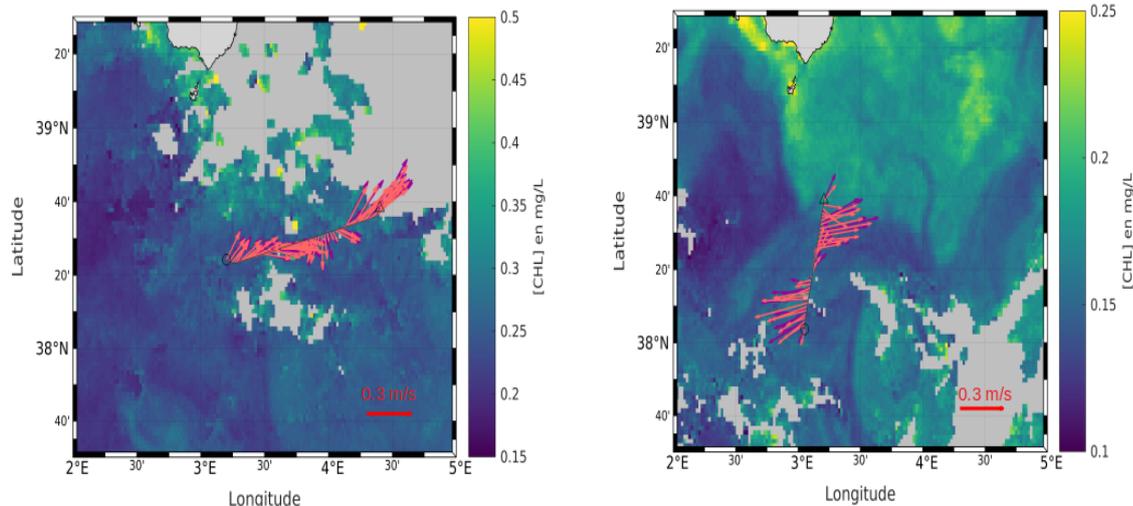


FIGURE 15 – (a) et (b) Cartes FSLE et AVISO, superposées aux abondances des *Synechococcus* en cell./mL, le long des radiales Ouest-Est et Nord-Sud.

Un gradient d'abondance est visible sur les deux radiales. Les *Synechococcus*, semblent en effet plus abondantes entre 3°E et 4°E et entre 38°N et 38.5°N. Ces deux zones sont séparées, par les fronts précédemment identifiés, ce qui met en évidence l'impact que peut jouer les structures de méso-échelle sur les communautés phytoplanctoniques. D'autre part, la zone dans laquelle les *Synechococcus* sont les plus abondantes, correspond à l'inclusion d'eau Atlantique (AW) jeune, (cf diagrammes TS Fig.9) en provenance du bassin Algérien.

Les cartes de chlorophylle obtenues par satellite (Fig.16a et Fig.16b) apportent un complément d'information, en mettant en évidence des zones plus ou moins concentrées. A l'est de l'île entre 3°E et 5°E et 38.5°N et 39.4°N, la concentration de chlorophylle est plus élevée qu'à l'ouest de l'île, sauf en bordure de la côte. Ces variations de concentration peuvent être caractéristiques de la présence de deux masses d'eau différentes de part et d'autre de l'île.



(a) Carte satellite de chlorophylle du 08/05/2018 au 10/05/2018.

(b) Carte satellite de chlorophylle du 10/05/2018 au 12/05/2018

FIGURE 16 – (a) et (b) Cartes satellites de chlorophylle en mg/L, superposées aux radiales Ouest-Est et Nord-Sud de mesure des courants horizontaux par ADCP.

## 4 Conclusion et perspectives

L'analyse des données collectées durant la campagne PROTEVS-SWOT a permis d'obtenir une meilleure vision de la dynamique au sud des Baléares qui est résumée de façon schématique sur la figure 17. Les caractéristiques de salinité et de température de l'eau de surface ont permis d'identifier de l'eau Atlantique dans cette zone. De l'eau Atlantique jeune (AW1) c'est à dire venant de pénétrer en Méditerranée par le détroit de Gibraltar, possédant une faible salinité, remonte vers les Baléares depuis le bassin Algérien. L'eau Atlantique circule autour du bassin Méditerranéen occidental, et durant son parcours les effets du vent et les changements de température ont tendance à augmenter sa salinité. Cette eau Atlantique plus ancienne (AW2) en provenance du nord du bassin Méditerranéen, est également présente dans la zone des Baléares. La rencontre de ces deux eaux Atlantique est également visible par le cisaillement des courants horizontaux, qui met en évidence la remontée vers le nord de l'eau Atlantique jeune (AW1), et la descente vers le sud de l'eau Atlantique plus ancienne (AW2). Cette veine d'eau (AW2) se scinde en deux de part et d'autre de l'île. Cette distinction de l'AW2 en deux veines est déterminée par le gradient de concentration en chlorophylle (CHL) visible sur les cartes satellites (Fig.16a et Fig.16b). La biologie apporte quant à elle un supplément d'information pour la distinction des masses d'eau, en permettant d'identifier des zones de plus ou moins grande abondance en *Synechococcus* (SYN), ce qui confirme la nécessité d'effectuer des campagnes en mer couplant physique et biologie.

Il serait intéressant de poursuivre l'exploitation des données de la campagne PROTEVS-SWOT. En particulier en ce qui concerne l'estimation des vitesses verticales, des améliorations pourraient être amenées. Tout d'abord, des tests pourraient permettre de sélectionner la fonction la plus adéquate pour l'interpolation d'une zone de front avec l'*objective-mapping*. D'autre part, les ondulations en profondeur du Seasoar, auraient nécessité de recouper les données pour pouvoir effectuer un *objective-mapping*. Il est également nécessaire de préciser que les données du Seasoar n'ont pas été soumises à un traitement en amont, en particulier des corrections de température associées au phénomène de thermaleg auraient pu être effectuées. La

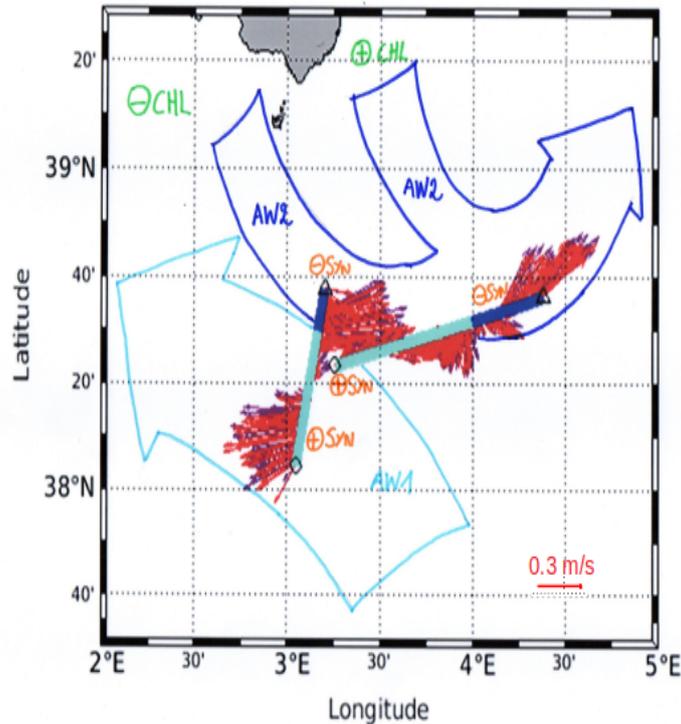


FIGURE 17 – Schéma bilan. Les flèches bleues représentent les deux eaux Atlantiques, en bleu clair l’eau Atlantique jeune (AW1), et en bleu marine l’eau Atlantique plus ancienne (AW2). Il est également indiqué en vert les zones de concentrations en chlorophylle (CHL), et en orange les zones d’abondance des *Synechococcus* (SYN).

poursuite de la collaboration avec l’équipe de recherche espagnole pourrait amener à faire des comparaisons entre le calcul des vitesses verticales issues de leur jeu de données, et celui de PROTEVS-SWOT. Il serait également intéressant d’utiliser leur modèle WMOP pour l’estimation des vitesses verticales, centré sur la zone de PROTEVS-SWOT. L’estimation des vitesses verticales par le calcul ou issues du modèle WMOP soulignent le besoin d’effectuer des mesures *in situ* de vitesses verticales, comme cela a été mis en place à travers diverses méthodes au cours de la récente campagne FUMSECK.

La campagne FUMSECK<sup>7</sup> (chef de mission S. Barrillon, MIO) durant laquelle il m’a été donné l’opportunité d’embarquer à bord du Téthys II, s’est déroulée en Méditerranée dans le golfe de Gênes du 30 avril au 7 mai 2019. Cette campagne a permis d’effectuer des tests technologiques sur les instruments employés pour l’étude des processus et de la dynamique à fine échelle. Une première série de test s’est portée sur l’étude du comportement des sondes tractées par le MVP, puis dans un deuxième temps un dispositif de largage d’un échantillon de micro-particules biodégradables colorées a été expérimenté afin d’étudier la dispersion et la détectabilité de ces micro-particules par cytométrie. Enfin, plusieurs techniques de mesure de la composante verticale des vitesses de courant ont été utilisées, à l’aide des différents ADCP (coque, L-ADCP en surface ou en profil, FF-ADCP (*Free Fall ADCP*) en chute libre), d’un prototype de profileur de vitesses verticales VVP (*Vertical Velocities Profiler*), et d’un glider. Cette campagne va donc permettre de poursuivre les études de fine échelle couplées physique-biologie, en appliquant ces nouvelles méthodologies.

D’autre part, tout comme PROTEVS-SWOT la campagne FUMSECK s’insère dans le projet BIOSWOT qui vise à ouvrir la voie à l’exploitation scientifique des observations du futur satellite SWOT. En plus de

7. <https://www.mio.osupytheas.fr/fr/des-nouvelles-de-la-campagne-fumseck>

garantir une exploitation optimale des données SWOT dès le début de sa mission en 2022 par une vaste communauté interdisciplinaire, cette activité préparatoire est essentielle pour développer des expériences interdisciplinaires *in situ* au cours de la mission SWOT.

## Références

- Allen, J., Cornell, V., Moore, C.M., Crisp, N., & Dunning, J. 2002. Operational oceanography using the 'new' SeaSoar ocean undulator. *Sea Technology*, **43**(4), 35–40.
- Aurell, E, Boffetta, Guido, Crisanti, A, Paladin, G, & Vulpiani, A. 1997. Predictability in the large : an extension of the concept of Lyapunov exponent. *Journal of Physics A : Mathematical and General*, **30**(1), 1.
- Barceló-Llull, Bàrbara, Pascual, Ananda, Día-Barroso, Lara, Sánchez-Román, Antonio, Casas, Benjamín, Muñoz, Cristian, Torner, Marc, Alou-Font, Eva, Cutolo, Eugenio, Mourre, Baptiste, *et al.* . 2018. PRE-SWOT Cruise Report. Mesoscale and sub-mesoscale vertical exchanges from multi-platform experiments and supporting modeling simulations : anticipating SWOT launch (CTM2016-78607-P).
- Doglioli, Andrea. 2015. OSCAHR cruise, RV Téthys II. <https://doi.org/10.17600/15008800>.
- Doglioli, Andrea M, Nencioli, Francesco, Petrenko, Anne A, Rougier, Gilles, Fuda, Jean-Luc, & Grima, Nicolas. 2013. A software package and hardware tools for in situ experiments in a Lagrangian reference frame. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**(8), 1940–1950.
- d'Ovidio, F., Fernández, V., Hernández-García, E., & López, C. 2004. Mixing structures in the Mediterranean Sea from finite-size Lyapunov exponents. *Geophysical Research Letters*, **31**(17).
- d'Ovidio, F., De Monte, S., Alvain, S., Dandonneau, Y., & Lévy, M. 2010. Fluid dynamical niches of phytoplankton types. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **107**(43), 18366–18370.
- Garau, Bartolomé, Ruiz, Simón, Zhang, Weifeng G, Pascual, Ananda, Heslop, Emma, Kerfoot, John, & Tintoré, Joaquín. 2011. Thermal lag correction on Slocum CTD glider data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **28**(9), 1065–1071.
- Gaultier, L., Ubelmann, C., & Fu, L.L. 2016. The challenge of using future SWOT data for oceanic field reconstruction. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **33**(1), 119–126.
- Giordani, H., Prieur, L., & Caniaux, G. 2006. Advanced insights into sources of vertical velocity in the ocean. *Ocean Dynamics*, **56**(5-6), 513–524.
- Hoskins, BJ, Draghici, I, & Davies, HC. 1978. A new look at the  $\omega$ -equation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **104**(439), 31–38.
- Hu, ZY, Doglioli, AM, Petrenko, AA, Marsaleix, P, & Dekeyser, I. 2009. Numerical simulations of eddies in the Gulf of Lion. *Ocean Modelling*, **28**(4), 203–208.
- Le Traon, PY. 1990. A method for optimal analysis of fields with spatially variable mean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **95**(C8), 13543–13547.
- Lévy, M., Klein, P., & Treguier, A.M. 2001. Impact of sub-mesoscale physics on production and subduction of phytoplankton in an oligotrophic regime. *Journal of marine research*, **59**(4), 535–565.

- Lévy, M., Franks, P. JS, & Smith, K.S. 2018. The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems. *Nature communications*, **9**(1), 4758.
- Mahadevan, Amala. 2016. The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton. *Annual review of marine science*, **8**, 161–184.
- Marrec, P., Grégori, G., Doglioli, A.M., Dugenne, M., Della Penna, A., Bhairy, N., Cariou, T., Nunige, S.H., Lahbib, S., Rougier, G., & Wagener, T. 2018. Coupling physics and biogeochemistry thanks to high-resolution observations of the phytoplankton community structure in the northwestern Mediterranean Sea. *Biogeosciences*, **15**(5), 1579–1606.
- McGillicuddy, J., D.J. 2016. Mechanisms of physical-biological-biogeochemical interaction at the oceanic mesoscale. *Annual Review of Marine Science*, **8**, 125–159.
- McWilliams, James C. 2016. Submesoscale currents in the ocean. *Proceedings of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **472**(2189), 20160117.
- Millot, C. 1999. Circulation in the western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, **20**(1-4), 423–442.
- Millot, Claude. 1985. Some features of the Algerian Current. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **90**(C4), 7169–7176.
- Morison, James, Andersen, Roger, Larson, Nordeen, D’Asaro, Eric, & Boyd, Tim. 1994. The correction for thermal-lag effects in Sea-Bird CTD data. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, **11**(4), 1151–1164.
- Moutin, Thierry, Wambeke, F Van, & Prieur, Louis. 2012. Introduction to the Biogeochemistry from the Oligotrophic to the Ultraoligotrophic Mediterranean (BOUM) experiment. *Biogeosciences*, **9**(10), 3817–3825.
- Nencioli, Francesco, d’Ovidio, Francesco, Doglioli, AM, & Petrenko, AA. 2011. Surface coastal circulation patterns by in-situ detection of Lagrangian coherent structures. *Geophysical Research Letters*, **38**(17).
- Petrenko, Anne A, Doglioli, Andrea M, Nencioli, Francesco, Kersalé, Marion, Hu, Ziyuan, & d’Ovidio, Francesco. 2017. A review of the LATEX project : mesoscale to submesoscale processes in a coastal environment. *Ocean Dynamics*, **67**(3-4), 513–533.
- Pietri, Alice, Testor, Pierre, Echevin, Vincent, Chaigneau, Alexis, Mortier, Laurent, Eldin, Gerard, & Grados, Carmen. 2013. Finescale vertical structure of the upwelling system off southern Peru as observed from glider data. *Journal of Physical Oceanography*, **43**(3), 631–646.
- Richardson, P.L. 1983. Eddy kinetic energy in the North Atlantic from surface drifters. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **88**(C7), 4355–4367.

- Rousselet, Louise, Doglioli, Andrea, Verneil, A, Pietri, A, Penna, Alice, Berline, Leo, Marrec, Pierre, Gré-  
gori, Gérald, Thyssen, Melilotus, Carlotti, F, Barillon, S, Simon-Bot, F, Bonal, Mathias, d'Ovidio, F, &  
Petrenko, A. 2019. Vertical motions and their effects on a biogeochemical tracer in a cyclonic structure  
finely observed in the Ligurian Sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 04.
- Rudnick, Daniel L. 1996. Intensive surveys of the Azores Front : 2. Inferring the geostrophic and vertical  
velocity fields. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **101**(C7), 16291–16303.
- Schloesser, F., Cornillon, P., Donohue, K., Boussidi, B., & Iskin, E. 2016. Evaluation of thermosalinograph  
and VIIRS data for the characterization of near-surface temperature fields. *Journal of Atmospheric and  
Oceanic Technology*, **33**(9), 1843–1858.
- Strass, Volker H. 1994. Mesoscale instability and upwelling. Part 2 : Testing the diagnostics of vertical  
motion with a three-dimensional ocean front model. *Journal of Physical Oceanography*, **24**(8), 1759–  
1767.
- Unesco. 1981. Tent report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards. *Technical papers in  
Marine Science*.
- Watson, DF, & Philip, GM. 1984. Triangle based interpolation. *Journal of the International Association  
for Mathematical Geology*, **16**(8), 779–795.