
MASTER SCIENCES DE LA MER

PARCOURS : PHYSIQUE DU MILIEU POUR L'ÉVALUATION DES RISQUES

Pierre AGIUS

Étude de la circulation océanique dans le détroit de Gibraltar et en mer d'Alboran pendant la campagne **PROTEVS-GIB 2020**

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

SOUS LA DIRECTION DE : ANDREA DOGLIOLI, LUCIE BORDOIS

ENCADRANT DE LA FORMATION : YANN OURMIÈRES

Engagement de non plagiat.

Je soussigné, Pierre Agius.....

N° carte d'étudiant : 21911303.....

Déclare avoir pris connaissance de la charte des examens et notamment du paragraphe spécifique au plagiat.

Je suis pleinement conscient(e) que la copie intégrale sans citation ni référence de documents ou d'une partie de document publiés sous quelques formes que ce soit (ouvrages, publications, rapports d'étudiant, internet etc...) est un plagiat et constitue une violation des droits d'auteur ainsi qu'une fraude caractérisée.

En conséquence, je m'engage à citer toutes les sources que j'ai utilisées pour produire et écrire ce document.

Fait le 01/06/2021

Signature(s)



Ce document doit être inséré en première page de tous les rapports, dossiers et/ou mémoires.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mes deux encadrants de stage, Andrea Doglioli et Lucie Bordoïs, qui m'ont permis de réaliser ce stage grandement intéressant. Je suis aussi reconnaissant pour leur grande disponibilité tout au long du stage et pour leur précieuse aide pour de la rédaction de ce rapport.

J'aimerais également remercier Roxane Tzortzis pour l'aide qu'elle m'a apportée notamment avec les programmes de l'*objective mapping* ainsi que pour tous les autres scripts Matlab, et plus généralement pour toute l'aide fournie pendant mon stage.

Je souhaite aussi remercier Anne Petrenko qui m'a initié au logiciel Cascade Exploitation ce qui m'a permis d'effectuer le traitement des données ADCP de la campagne. Je tiens également à la remercier pour ses suggestions et conseils, au même titre que Stéphanie Barrillon et Caroline Comby, qui ont pris part aux points d'avancement de mon stage.

Mes remerciements vont aussi à Jean-Luc Fuda qui m'a permis de prendre part à la sortie en mer de test du VVP (*Vertical Velocity Profiler*) qui est en cours de développement.

Table des matières

1	Introduction	2
2	Matériel et méthode	7
2.1	Partie hydrologique	7
2.1.1	Instruments de mesure	7
2.1.2	Étalonnage des données MVP	7
2.1.3	Choix des valeurs théoriques des masses d'eau	9
2.1.4	Méthode d'obtention des diagrammes T-S	10
2.1.5	Méthode d'obtention des profils verticaux	10
2.2	Partie hydrodynamique	11
2.2.1	Instruments de mesure	11
2.2.2	Traitement des données à l'aide du logiciel Cascade	11
2.2.3	Comparaison des données mesurées par les différents ADCP	12
2.2.4	Interpolation des données par la méthode d'objective mapping	13
2.2.5	Comparaison à différents niveaux de profondeur	14
2.2.6	Comparaison aux données satellites	15
3	Résultats	16
3.1	Partie hydrologique	16
3.1.1	Visualisation de l'ensemble des données	16
3.1.2	Caractérisation des masses d'eau	17
3.2	Partie hydrodynamique	20
3.2.1	Comparaison aux données satellites	20
3.2.2	Évolution des données interpolées en fonction de la profondeur	22
3.2.3	Confrontation avec les données des bouées dérivantes	23
4	Discussion	26
5	Conclusion	28

1 Introduction

L'évaporation de la mer Méditerranée est plus importante que les apports en eaux de précipitation et de ruissellement. La mer Méditerranée étant une mer semi-fermée, l'équilibre des bilans hydriques s'effectue grâce aux échanges se produisant dans le détroit de Gibraltar (Millot et al., 2006). Ce dernier représente donc une région de transition entre deux bassins aux caractéristiques océanographiques contrastées (Parrilla, 1990), la mer Méditerranée et l'Océan Atlantique. Le détroit de Gibraltar régit une circulation de surface à grande échelle très complexe (Parrilla et al., 1986), soumise à d'importantes variations saisonnières (Vargas-Yáñez et al., 2002). De plus, on observe dans le détroit une forte interaction entre l'hydrodynamique et la topographie particulière de cette zone (Romero-Cózar et al., 2021). L'échange dans le détroit est habituellement décrit comme une circulation à deux couches, avec en surface les eaux atlantiques s'écoulant vers la Méditerranée tandis qu'en profondeur les eaux méditerranéennes plus denses sortent vers l'Atlantique (Armi and Farmer, 1988). Un lieu singulier dans ce détroit est le seuil de Camarinal (*Camarinal Sill*), situé dans la partie Ouest du détroit. On y observe une profondeur de seulement 200m environ, accompagnée d'une forte variabilité sur une courte distance. (Macías et al., 2006). L'interaction de la marée avec ce seuil bathymétrique abrupte génère des processus ondulatoires intenses, tels que des ondes internes qui induisent un mélange des différentes masses d'eau présentes au niveau seuil (Bruno et al. (2002), Wesson and Gregg (1994)).

Le flux entrant en Méditerranée par le détroit de Gibraltar est composé de deux eaux atlantiques, la *Surface Atlantic Water* (SAW) et la *North Atlantic Central Water* (NACW) (Naranjo et al., 2015). En traversant le détroit, le flux atlantique interagit avec les eaux méditerranéennes et se transforme en eau plus salée et plus froide, et donc plus dense (Millot et al., 2006). Les masses d'eau formées dans les sous-bassins de la mer Méditerranée sont appelées *typical Mediterranean Waters* (tMWs), et présentent chacune des caractéristiques hydrologiques différentes. Ces tMWs sont plus ou moins différenciées selon la zone de la mer Méditerranée que l'on étudie, et certaines se mélangent pour former de nouvelles masses d'eau. Ce processus de mélange peut s'avérer si intense à certains endroits spécifiques que les masses d'eau peuvent devenir complètement non-identifiables (Millot, 2009). Les tMWs circulent à l'intérieur de la mer Méditerranée par le canal de Sicile reliant les bassins Est et Ouest, et s'écoulent vers l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar (Millot et al., 2006).

Le flux méditerranéen sortant du détroit de Gibraltar est quant à lui formé de quatre masses d'eau de différentes origines (García-Lafuente et al., 2017). La *Levantine Intermediate Water* (LIW) et la *Western Mediterranean Deep Water* (WMDW) sont historiquement les masses d'eau contribuant le plus au flux méditerranéen sortant du détroit. La LIW est de loin la plus majoritaire et la plus anciennement admise comme faisant partie de ce flux sortant (Naranjo et al., 2012). C'est la tMW la plus chaude et la plus salée, elle est ainsi facilement reconnaissable sur les diagrammes T-S en mer d'Alboran (Millot et al., 2006). Elle a été décrite par Millot (1999) comme s'écoulant dans la partie nord du détroit de Gibraltar à une profondeur de 100 à 200 m. L'hypothèse que la WMDW participe de manière significative au flux sortant du détroit a été présentée pour la première fois par Stommel et al. (1973), qui a attribué sa présence à l'Effet Venturi de cette eau depuis une grande profondeur au niveau du seuil de Camarinal. Il est désormais admis que cette eau profonde fait partie en permanence du flux sortant du détroit (Naranjo et al., 2015). Les études portant sur l'écoulement sortant du détroit se concentraient donc initialement sur ces deux principales eaux méditerranéennes, la LIW et la WMDW, facilement identifiables par leurs caractéristiques hydrologiques (Naranjo et al., 2015). Cependant, depuis quelques années, des études portant sur les caractéristiques hydrologiques des masses d'eau quittant la mer Méditerranée par l'intermédiaire du détroit de Gibraltar ont suggéré la présence d'autres masses d'eau méditerranéennes impliquées dans le flux sortant. Ces masses d'eau sont la *Thyrrhenian Dense Water* (TDW) et la *Winter Intermediate Water* (WIW) (Millot, 2009). La WIW est formée de façon saisonnière le long du plateau continental du bassin Liguro-Provençal et de la côte espagnole (Vargas-Yáñez et al., 2012). Elle présente des fluctuations interannuelles importantes, qui comprennent même des années sans formation (García-Lafuente et al., 2017). Son transport est bien inférieur à celui de la LIW et elle s'écoule à des profondeurs peu importantes. La TDW quant à elle résulte du processus de mélange entre la WMDW résidant en mer Tyrrhénienne, et une LIW entrant dans le bassin

ouest méditerranéen par le canal de Sicile (Millot et al., 2006). Elle est légèrement plus dense que la LIW mais moins que la WMDW et se propage entre ces deux masses d'eau (García-Lafuente et al., 2017).

Ces eaux méditerranéennes sont assez bien différenciées du côté Est du détroit de Gibraltar (Millot, 2009), mais les théories divergent sur le fait de savoir si elles sont encore distinguables une fois qu'elles ont traversé le seuil de Camarinal. On observe une distribution spatiale des masses d'eau très différente dans les parties Est et Ouest du détroit, notamment à cause de la dynamique exceptionnelle causée par la marée et de la topographie complexe dans cette zone (Naranjo et al., 2015). Les courants de marée interagissent avec la topographie du détroit, surtout avec le seuil de Camarinal, et peuvent induire des phénomènes d'ondes internes remarquables (Candela et al., 1990). Les transitions de l'écoulement supercritique à sous-critique dans les différentes sections critiques du détroit engendrent des phénomènes de ressaut hydraulique se produisant à des moments précis du cycle des marées. Ces processus mélangent de manière significative les masses d'eau méditerranéennes et atlantiques, altérant leur identité dans la partie Ouest du détroit (García Lafuente et al., 2013). A chaque flux de marée sortant, tous les 12.5h environ, les eaux méditerranéennes sont poussées vers l'océan Atlantique et sont confrontées à la topographie contraignante du seuil de Camarinal (Sánchez-Garrido et al., 2011). Au fil que la marée monte l'énergie s'accumule aux alentours du seuil, jusqu'à ce que celle-ci soit relâchée soudainement autour de la pleine mer, induisant un train d'ondes internes se déplaçant vers l'Est jusqu'à 2m/s (Sánchez-Garrido et al., 2011). Ainsi la marée induit des événements de mélange périodiques au niveau du seuil de Camarinal. Ceux-ci peuvent enrichir la couche de surface atlantique en apportant une eau profonde chargée en nutriments (Macías et al., 2006).

D'après l'étude de Millot (2014) les quatre masses d'eau méditerranéennes peuvent encore être détectées à l'Ouest du seuil de Camarinal, et même repérées dans l'Océan Atlantique dans le golfe de Cadix jusqu'à 6°15' W de longitude. Cette idée diffère de la vue largement répandue d'une eau méditerranéenne sortant du détroit comme un panache mélangé dans lequel les masses d'eau ne sont pas reconnaissables de par leurs caractéristiques hydrologiques (Baringer and Price, 1997). Le flux méditerranéen sortant du détroit plonge à l'Ouest du seuil, se mélangeant aux eaux environnantes et créant une "langue" chaude et saline qui peut être identifiée dans tout l'Atlantique Nord à des profondeurs de 1000 à 1200 m (Millot et al., 2006).

Les eaux méditerranéennes atteignent le détroit en prenant différents trajets dans la mer d'Alboran, la LIW et la WIW longent le plateau continental espagnol tandis que la WMDW suit la côte marocaine (Naranjo et al., 2012). La LIW va préférenciellement s'écouler par le canal nord du seuil de Camarinal, tandis que la WMDW se propagera plutôt dans le canal sud (García-Lafuente et al., 2017). La TDW quant à elle s'écoulera à travers ces deux canaux. D'après l'étude de García-Lafuente et al. (2017), le *Western Alboran Gyre* (WAG) pourrait avoir une forte influence sur les flux sortants de LIW et WMDW. En effet, étant donné que ces masses d'eau circulent en mer d'Alboran chacune d'un côté du WAG (qui évolue dans le sens anti-cyclonique), le flux sortant de WMDW profiterait d'un WAG fort, tandis que la circulation de la LIW serait favorisée par un WAG faible. La saisonnalité rentre ici en jeu, puisque le WAG est généralement plus développé et fort pendant la période d'été et d'automne, tandis qu'il est moins présent voire absent en conditions d'hiver, particulièrement à chaque début d'année (García-Lafuente et al., 2017).

La mer d'Alboran est la zone la plus à l'Ouest de la mer Méditerranée. Elle s'étend du détroit de Gibraltar jusqu'à la ligne imaginaire entre Almeria (Espagne) et le Cap Figalo (Algérie). Une des particularités océanographiques de cette région est le flux d'eau Atlantique entrant en mer d'Alboran sous forme de *jet stream*, appelé *Atlantic Jet* (AJ) (Romero-Cózar et al., 2021). Ce courant-jet entoure une accumulation d'eau, le WAG, formant le système AJ-WAG (Renault et al., 2012). Le WAG, dont le centre est situé autour de 4° W, a un diamètre typique de 100 à 150 km environ. Il est localisé approximativement entre le détroit de Gibraltar et 3,5° W de longitude (Renault et al., 2012). Il s'étend verticalement jusqu'à 220m de profondeur maximum et est en moyenne présent jusqu'à 150m (Kinder and Parrilla, 1982). L'AJ est le principal facteur de forçage des processus hydrodynamiques en mer d'Alboran. Il s'écoule avec une vitesse moyenne comprise entre 0.5 et 1.7m/s mais pouvant atteindre jusqu'à 2.5m/s par endroits, peu importe la saison (Lorente et al., 2019). L'AJ alimente également un second gyre en mer d'Alboran, le *Eastern Anticyclonic Gyre* (EAG) (figure 1.b). L'EAG est moins intense et récurrent que le WAG, et est lorsqu'il existe localisé autour de 2.5-1.5° W (Renault et al., 2012). L'AJ actionne ainsi la circulation dans la mer d'Alboran, influençant

aussi l'upwelling côtier dans le secteur nord-ouest du bassin (Macias et al., 2016). Lorsque certaines conditions sont réunies, le flux de l'AJ peut se ralentir et s'inverser. Ces rares événements peuvent durer jusqu'à 48h et sont induits par de forts régimes de vents d'Est combinés à de fortes pressions (Lorente et al., 2019).

Des tourbillons anticycloniques de submésos-échelle peuvent être induits par la marée et formés à l'embouchure Est du détroit de Gibraltar (Romero-Cózar et al., 2021). Ils jouent un rôle important dans l'explication des caractéristiques à méso-échelle du système AJ-WAG. En effet, ces tourbillons peuvent contribuer à la déstabilisation du système AJ-WAG, lorsque des vents d'Est forts et persistants coïncident avec des périodes de forte amplitude du courant de marée. Dans ce cas, ce forçage météorologique produit un AJ faible et dévié vers le sud, presque déconnecté du WAG lui déplacé vers l'Est (Romero-Cózar et al., 2021).

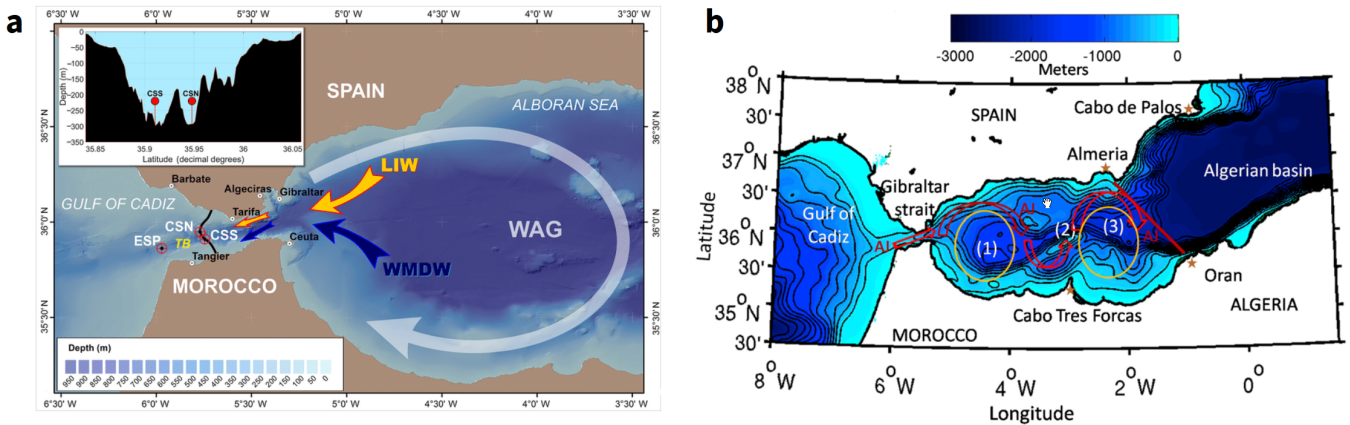


FIGURE 1 – (a) Carte du détroit de Gibraltar et de la partie Ouest de la mer d'Alboran. La flèche blanche représente la circulation du WAG, tandis que les deux flèches colorées indiquent la trajectoire principale de la LIW et de la WMDW. La position des seuils de Camarinal et Espartel est également indiquée, CSS/CSN pour *Camarinal Sill South/North* et ESP pour *Espartel* (figure tirée de García-Lafuente et al., 2017). (b) Carte représentant la circulation de l'AJ ainsi que celle du WAG et de l'EAG en mer d'Alboran (figure tirée de Renault et al., 2012). Les deux gyres sont indiqués en orange, l'AJ en rouge et les numéros 1,2,3 désignent respectivement le bassin ouest, la crête d'Alboran (*Alboran ridge*) séparant les deux bassins, et le bassin est de la mer d'Alboran.

Les effets de vents le long d'une côte induisent avec la force de Coriolis deux phénomènes principaux : une remontée d'eau côtière (*upwelling*) causée par la divergence de l'eau en surface ou une élévation du niveau de la mer le long de la côte conduisant à une plongée des eaux (*downwelling*), dépendant du sens dans lequel le vent souffle et de l'hémisphère dans lequel on se trouve (Stanichny et al., 2005). Ainsi, lors d'un épisode de vent d'Est par exemple, les eaux à l'intérieur du détroit de Gibraltar seront soumises aux forçages des courants associés à un upwelling généré le long de la côte Sud (Maroc) et à un downwelling le long de la côte Nord (Espagne). L'upwelling côtier se développe rapidement après l'apparition de vents favorables, et affecte fortement les mouvements verticaux et horizontaux de l'eau. Il contribue aussi à la redistribution des composantes physique, biologique et chimique de la mer (Macias et al., 2016). Les courants induits par l'upwelling interagissent avec la circulation de l'AJ et les mouvements de marée, modulant ainsi la circulation typique dans le détroit de Gibraltar et régulant les échanges entre les masses d'eau (Stanichny et al., 2005). L'upwelling le long de la côte africaine du détroit apparaît comme un phénomène fréquent, qui affecte fortement le transport de l'eau. Les côtes espagnoles et marocaines sont éloignées d'une quinzaine de kilomètres dans le détroit de Gibraltar, ce qui correspond environ au rayon de Rossby. Cela provoque donc des différences en comparaison avec un système plus classique d'upwelling en mer ouverte (Stanichny et al., 2005). En effet, l'augmentation du gradient de l'élévation de la surface de mer induit par le vent, conduit à l'apparition d'un courant géostrophique additionnel dirigé vers l'Atlantique (Stanichny et al., 2005). Les vents d'Est génèrent ainsi des courants dans la couche de surface qui vont dans la direction opposée aux eaux atlantiques entrantes, ce qui module fortement les échanges dans le détroit de Gibraltar (Stanichny

et al., 2005).

La campagne PROTEVS-GIB 2020 (PRévision Océanique Turbidité Écoulement Vagues et Sédimentologie – GIBraltar) s’est déroulée du 3 au 23 octobre 2020 à bord du RV (*Research Vessel*) L’Atalante. Cette campagne menée par le SHOM en collaboration avec les laboratoires d’Aérodologie, LEGOS-IRD, MIO, LOPS ainsi que la DHOC marocaine et EODYN, avait pour objectif l’observation des processus de fine échelle générés par la marée, ainsi que l’étude de la circulation océanique dans le détroit de Gibraltar. De nombreux moyens d’observation ont été déployés au cours de cette campagne tels que des engins remorqués oscillants (MVP et Seasoar), des sondeurs acoustiques (ADCP de coque, échosondeur ER60) permettant la visualisation de structures dynamiques, des profils CTD et mouillages permettant l’acquisition de multiples paramètres, ainsi que des bouées dérivantes. En complément de cela, des données satellites ainsi que des données de modélisation ont été utilisées. Les données AIS (position, route, vitesse,...) des navires traversant le détroit ont aussi été exploitées afin d’évaluer les courants de surface (Bordois, 2020).

Le stage s’est déroulé en deux parties, une première portant sur l’étude des données hydrologiques de la campagne fournies par les engins oscillants ainsi que par la bathysonde et les flotteurs ARGO, et une seconde partie sur l’étude des données hydrodynamiques apportées par les ADCP de coque et les flotteurs dérivants. L’objectif de la première partie est de comparer deux schémas différents concernant la disposition des masses d’eau méditerranéennes et atlantiques traversant le détroit de Gibraltar. Le premier schéma, tirée de l’étude de Naranjo et al. (2015) soutient l’idée que les différentes masses d’eau méditerranéennes sont empilées verticalement (les unes sur les autres) en mer d’Alboran et jusqu’à la moitié du détroit de Gibraltar. Ces masses d’eau deviennent plus à l’Ouest difficilement distinguables, à partir du seuil de Camarinal, dû à la topographie restrictive de la zone altérant leurs caractéristiques hydrologiques. L’article de Naranjo et al. (2015) soutient donc plutôt l’idée d’un flux sortant composée d’eau méditerranéenne unique et mélangée, qui est la théorie prépondérante depuis plusieurs dizaines d’années.

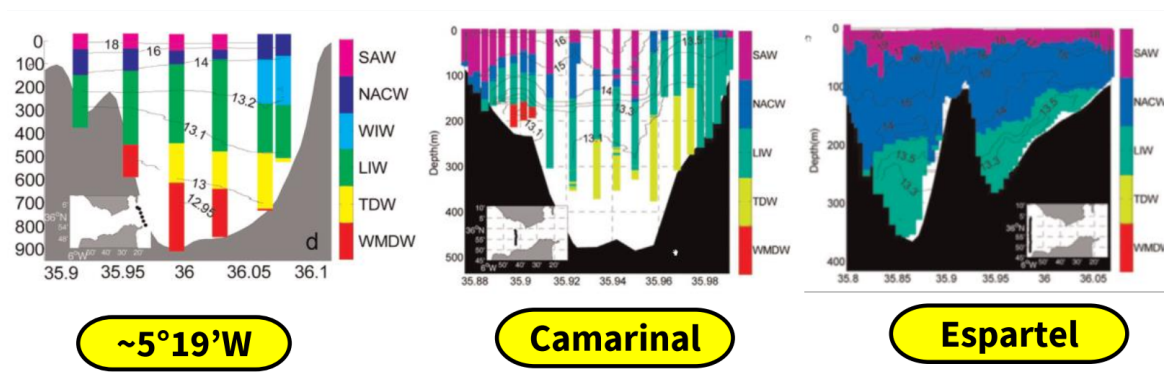


FIGURE 2 – Distribution schématique des masses d’eau méditerranéennes et atlantiques déterminées par analyse de cluster (figure tirée de Naranjo et al., 2015).

Le second, tiré de l’article de Millot (2014) indique que l’empilement des masses d’eau peut varier selon la longitude. On aurait ainsi en mer d’Alboran et dans la première partie du détroit les masses d’eau méditerranéennes empilées les unes au dessus des autres comme le décrit Naranjo et al. (2015), cependant au fur et à mesure que l’on traverse le détroit il est fait l’hypothèse que les masses d’eau méditerranéennes s’écoulent plutôt côtes à côtes. Cette vision de la répartition des masses d’eau impliquerait que les eaux méditerranéennes ne sortent pas du détroit de Gibraltar sous la forme d’un unique panache composé d’une masse d’eau homogène, mais sous la forme de différentes veines d’eaux aux caractéristiques hétérogènes. Notre objectif est donc de voir si l’analyse de notre jeu de données penche plutôt pour l’un ou de l’autre de ces schémas.

Pour la partie hydrodynamique, nous nous sommes concentrés sur l’étude des courants horizontaux en mer d’Alboran, où notre objectif a été de comparer dans un premiers temps les données mesurées par les différents modèles d’ADCP utilisés pendant la campagne. Cela nous a permis par la suite de reconstruire les

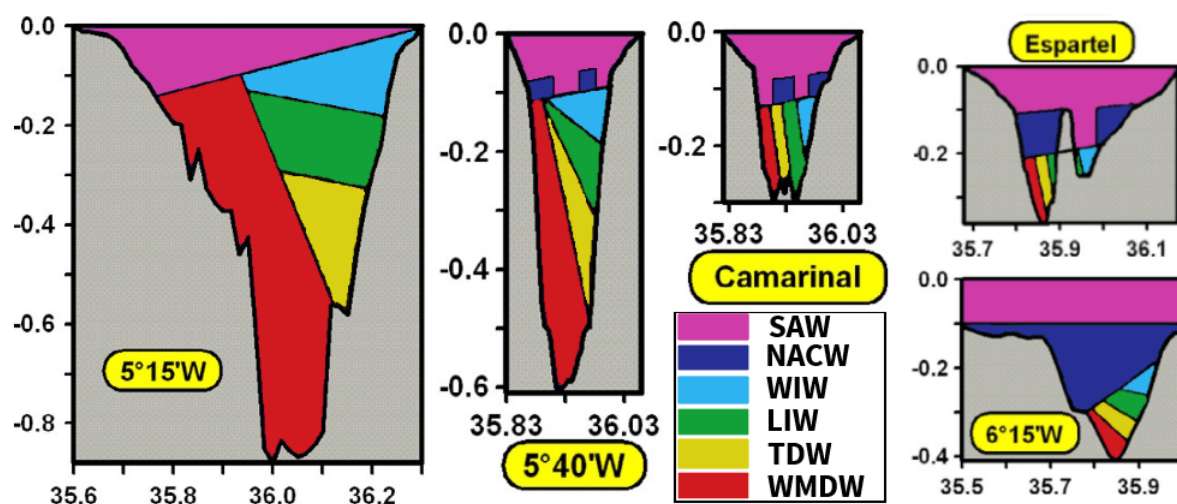


FIGURE 3 – Schématisation de la structure des flux atlantiques (SAW, NACW) et méditerranéens (WIW, LIW, TDW, WMDW) entrants et sortants du détroit de Gibraltar, (figure tirée de Millot, 2014, et adaptée pour les besoins de notre étude).

champs de courant horizontaux par interpolation dans cette zone notamment afin de les comparer aux données satellites. Nous avons également confronté nos champs reconstruits aux données des bouées dérivantes déployés lors de la campagne.

2 Matériel et méthode

2.1 Partie hydrologique

2.1.1 Instruments de mesure

L'objectif du stage était dans un premier temps de s'intéresser au caractère hydrologique des données de la campagne. Les données qui ont été traitées dans cette partie sont issues principalement de l'instrumentation de deux engins remorqués oscillants : le MVP et le Seasoar. Le MVP (*Moving Vessel Profiler*) fonctionne selon une phase de chute libre de la sonde suivie d'une phase de remontée à l'aide d'un treuil, ce qui donne des profils "en dent de scie" en répétant ces deux phases. Il est équipé de capteurs CTD (*Conductivity Temperature and Depth*) et a été déployé pendant la campagne PROTEVS-GIBRALTAR 2020 jusqu'à une profondeur de 350m.

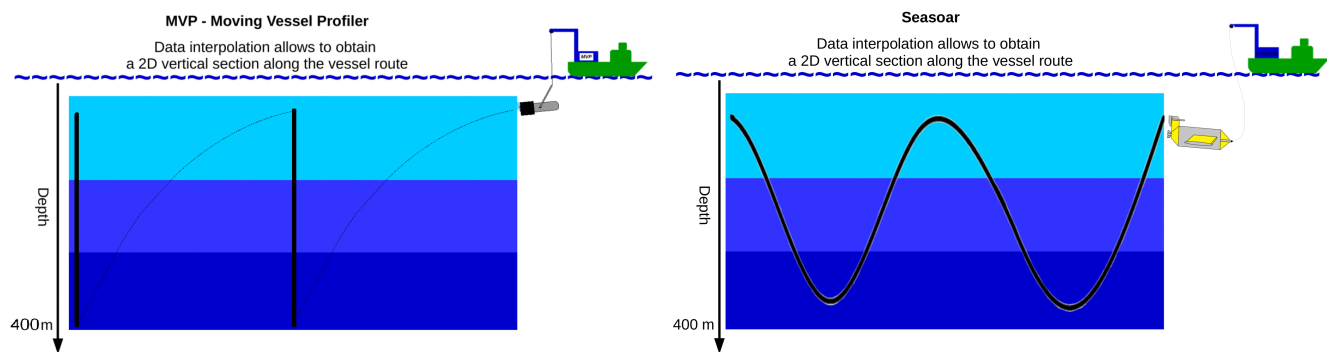


FIGURE 4 – Schémas de fonctionnement des deux engins remorqués oscillants utilisés pendant la campagne : le MVP (à gauche) et du Seasoar (à droite)

Le Seasoar quant à lui est équipé d'ailettes pivotantes permettant de moduler sa profondeur, ce qui donne des profils de type sinusoïdaux. Il est équipé comme le MVP de capteurs CTD mais il permet également d'obtenir des données biologiques et chimiques complémentaires telle que la concentration en oxygène dissous. Il a procuré des données jusqu'à 350m de profondeur pendant la campagne.

L'interpolation des données brutes du MVP et du Seasoar nous permet d'obtenir des profils verticaux le long de la route du bateau.

Afin de compléter ces données, on utilisera également les données bathysonde (aussi couramment appelé sonde CTD) et les données des flotteurs profileurs dérivants ARGO, qui nous permettront d'obtenir des données plus profondes que le MVP et le Seasoar, limités à 350m pendant la campagne.

Cet ensemble de données de la campagne PROTEVS-GIB représente ainsi une grande quantité de fichiers à traiter, avec notamment 50 radiales effectuées et plus de 1200 fichiers pour le MVP, qui a été l'instrument le plus déployé. Les trois autres instruments apportent une quantité de données plus faible mais néanmoins très intéressante permettant de compléter celles du MVP, avec une vingtaine de profils CTD réalisés ainsi que 8 transects Seasoar.

2.1.2 Étalonnage des données MVP

Afin de comparer les deux théories sur la répartition des masses d'eau, abordées par Millot (2014) et Naranjo et al. (2015), on choisit d'étudier une série de radiales MVP et bathysonde transverses au détroit (figure 5). Cela nous permet de visualiser l'évolution de la disposition des différentes masses d'eau en fonction de la longitude. On souhaite donc tracer pour chaque radiale un diagramme T-S ainsi que des profils de température et salinité.

Il est cependant nécessaire d'effectuer au préalable une étape d'étalonnage des données MVP par rapport aux données bathysonde. Les deux instruments peuvent en effet avoir un certain décalage de sur les capteurs CTD, ce qui pourrait impacter assez fortement nos résultats. On va donc effectuer deux comparaisons de

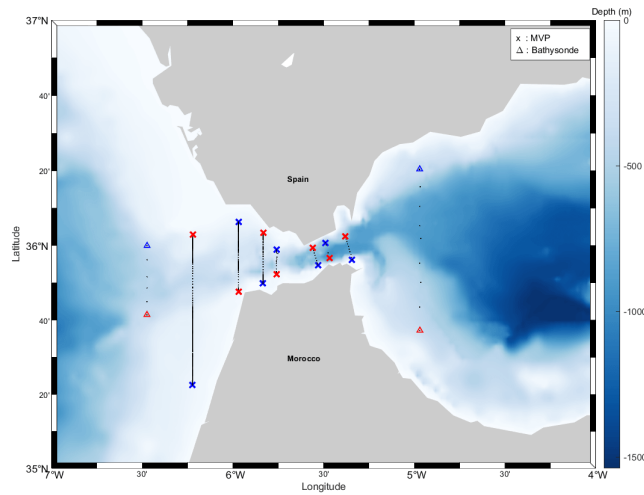


FIGURE 5 – Carte du détroit de Gibraltar montrant les radiales MVP et bathysonde utilisées pour la caractérisation des masses d’eau atlantiques et méditerranéennes.

profils MVP et bathysonde qui ont été réalisés quasiment à la même localisation et au même moment. La première étape est de comparer la température in-situ de chaque instrument. Si on repère un écart significatif du MVP par rapport à la bathysonde, on corrige les données de température in-situ puis on calcule la salinité à partir de la conductivité, la température étalonnée ainsi que la pression (package GSW sur Matlab). Dans notre cas, on va comparer deux profils MVP avec deux profils CTD (figure 6.a). On ne détecte pas de différence significative entre les températures in-situ des deux instruments, on n’effectue donc pas de correction sur cette variable (figures 6.b et 6.c).

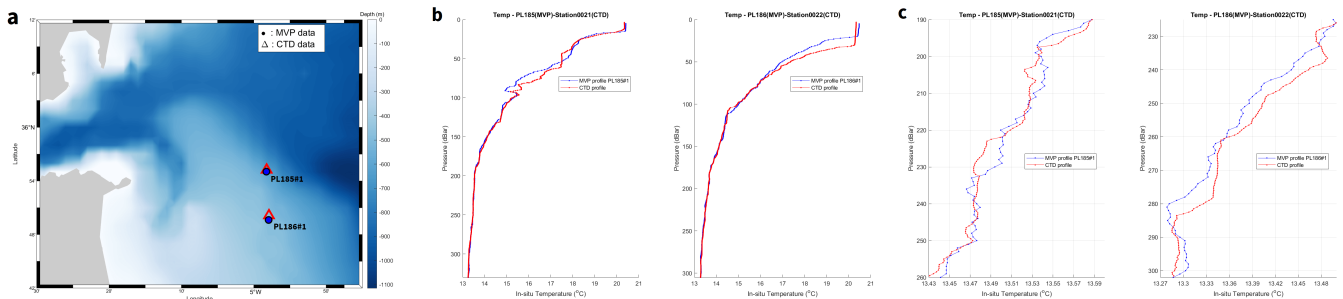


FIGURE 6 – Carte des données bathysonde (CTD) et MVP utilisées pour l’étalonnage (a), comparaison des profils de température in-situ (b) et zoom sur la partie basse (c). Données CTD en rouge et MVP en bleu.

On peut alors passer à la comparaison de la salinité pratique du MVP et de la bathysonde (figures 7.a et 7.b). On visualise ici facilement un décalage de 0.06 en salinité entre les deux profils, que l’on va donc pouvoir corriger. On peut par la suite calculer d’autres variables telles que la salinité absolue, les températures potentielle et conservatives, la densité à partir de ces données corrigées, en utilisant comme expliqué auparavant les scripts Matlab des packages GSW. On a ainsi étalonné nos données MVP à l’aide des données bathysonde. Ces données MVP corrigées représenteront les données de niveau L3 qui est le niveau de traitement le plus élevé. Les niveaux inférieurs de traitement sont les niveaux L0 représentant les données brutes, L1 où les données passent par un contrôle qualité, et enfin L2 où les phases de remontée du MVP sont supprimées et où sont déterminés les autres paramètres telles que la salinité absolue et la température conservative comme expliqué précédemment. On utilisera pour notre étude uniquement les données de niveau L3.

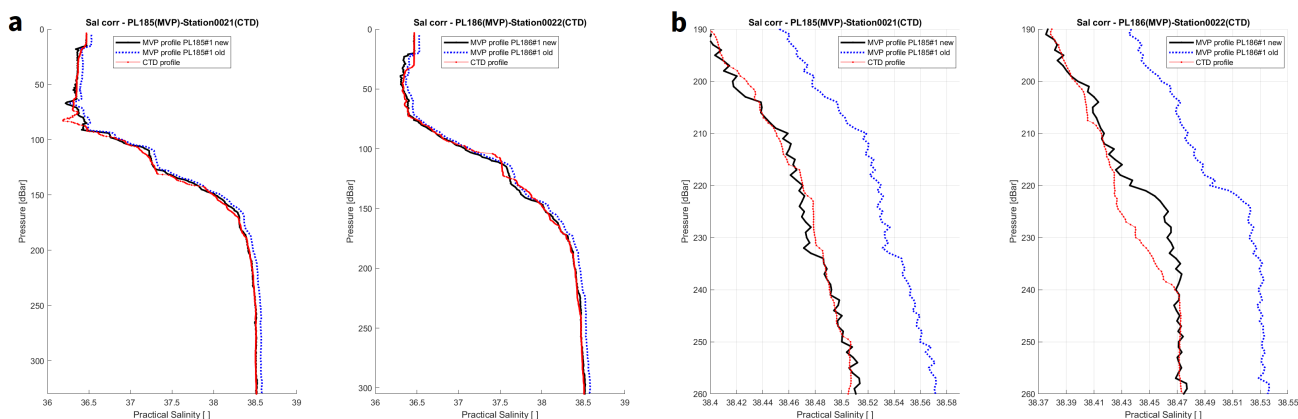


FIGURE 7 – Comparaison des profils de salinité pratique (a) et zoom sur la partie basse (b). Données CTD en rouge, MVP en bleu, et MVP étalonné de -0.06 en noir.

2.1.3 Choix des valeurs théoriques des masses d'eau

Afin de pouvoir caractériser les différentes masses d'eau sur nos graphiques, que ce soit sur le diagramme T-S ou sur les profils verticaux, on va s'appuyer sur les valeurs théoriques de température et salinité répertoriées dans l'article de Naranjo et al. (2015). Ils ont pour leur étude utilisé les valeurs théoriques GIC et INGRES déterminées en utilisant plusieurs jeux de données de février 2005 à décembre 2014. On utilisera pour notre part les valeurs extrêmes de température et de salinité du tableau ci-dessous (table I). Les masses d'eau auxquelles on s'intéressera sont d'une part les eaux atlantiques SAW et NACW et d'autre part les eaux méditerranéennes LIW, WIW, TDW et WMDW. Les valeurs théoriques de ces six masses d'eau nous permettront de déterminer la présence ou non de celles-ci sur les diagrammes T-S et sur les profils de température et salinité.

Water mass	Author	θ (°C)	Salinity (PSU)
SAW	Bray et al. (1995)	15.9–22.7	36.2–36.5
	Criado-Aldeanueva et al. (2006)	16	36.4
	GIC&INGRES March to June	17	36.3
	July to November	19.7	36.3
NACW	Bray et al. (1995)	12.7–13.3	35.7–35.8
	Criado-Aldeanueva et al. (2006)	11–17	35.6–36.5
	GIC&INGRES	13.5	35.75
LIW	Smith et al. (2008)	> 13.2	38.45–38.75
	Font (1987)	13.3	38.5
	Parrilla and Kinder (1987)	13.15–13.25	38.47–38.51
	Millot (1999)	13.2–14.0	38.5–38.7
	J. García Lafuente et al. (2007)	13.22	38.56
	GIC&INGRES	13.23	38.50
WMDW	Bray et al. (1995)	12.8–12.9	38.4–38.5
	Salat and Font (1987)	12.75–12.9	38.4–38.48
	Parrilla et al. (1986)	13.15–13.25	38.47–38.51
	Fuda et al. (2000)	12.70–13.03	38.40–38.50
	J. García Lafuente et al. (2007)	12.80	38.45
	GIC&INGRES	12.90	38.48
WIW	Vargas-Yáñez et al. (2002)	12.5 – 13.0	38.1–38.3
	Smith et al. (2008)	12.821	37.9–38.1
	Salat and Font (1987)	12.5–13.0	38.1–38.3
	Ben Ismail et al. (2014)	< 13.8	39.9–38.2
	Ribó et al. (2015)	12.7	38.1
	GIC&INGRES	13	38.3
TDW	Millot (2009)	13.0–13.1	38.48–38.51
	Santinelli et al. (2008)	12.8–13.1	38.44–38.58
	GIC&INGRES	13.06	38.52

TABLE I – Tableau des valeurs historiques des caractéristiques hydrologiques des six masses d'eau impliquées dans l'échange du détroit de Gibraltar (tiré de l'article de Naranjo et al., 2015). Les valeurs extrêmes pour chaque masse d'eau sont encadrées en orange, et les valeurs GIC et INGRES utilisées dans l'étude des masses d'eau de Naranjo et al. (2015) en violet.

2.1.4 Méthode d'obtention des diagrammes T-S

La première étape consiste à mettre nos données de température et salinité sous forme de température potentielle et salinité pratique. Ce choix de variable s'explique par le fait que les valeurs théoriques des masses d'eau de l'article de Naranjo et al. (2015) sont elles mêmes exprimées en température potentielle et salinité pratique, et il faut donc avoir nos données sous cette forme si l'on veut pouvoir effectuer des comparaisons pertinentes. En ne faisant pas attention à cela on pourrait obtenir des écarts allant jusqu'à 0.2°C entre la température potentielle et la température conservative et de 0.2 entre la salinité pratique et la salinité absolue, créant des écarts significatifs et empêchant ainsi une interprétation correcte des données. On peut maintenant tracer la base de notre diagramme T-S. On affiche en arrière plan de notre diagramme les isolignes de l'anomalie de densité exprimée en kg/m³ et calculée avec la formule $\sigma_t = \rho - 1000$, ρ désignant la densité de l'eau de mer. On peut également choisir d'ajouter une troisième variable pour chaque point en utilisant une plage de couleur pour cette variable, en plus de la température et de la salinité qui déterminent la position de chaque point. Cela permet d'indiquer par exemple de quel instrument provient tel ou tel point, ou encore d'afficher les valeurs de pression, longitude, latitude ou de concentration en oxygène dissous. On peut enfin rajouter les valeurs théoriques de température et salinité permettant la caractérisation des différentes masses d'eau sur notre jeu de données. Comme expliqué précédemment, on choisit les valeurs extrêmes depuis 1986 répertoriées dans l'article de Naranjo et al. (2015), ce qui nous permettra d'obtenir une large plage de température et de salinité correspondant à chaque masse d'eau. Cette plage sera donc représentée par un rectangle sur le diagramme T-S où les quatre coins représentent donc le minimum et le maximum de température et salinité. On fera également apparaître les valeurs GIC et INGRES (qu'on a choisi Naranjo et al. pour leur étude) par une croix sur notre diagramme.

2.1.5 Méthode d'obtention des profils verticaux

On va désormais détailler la méthode utilisée pour tracer nos transects de température et salinité. Les données CTD et MVP ne comportent que les phases de descente, les phases de remontée de ces deux instruments ayant été reitrées au préalable lors des premiers traitements. En traçant les données telles qu'elles, on visualise une série de profils verticaux séparés par des zones blanches sans données récoltées (figure 8), notre premier objectif est donc de combler ce manque de donnée afin d'obtenir une coupe verticale complète.

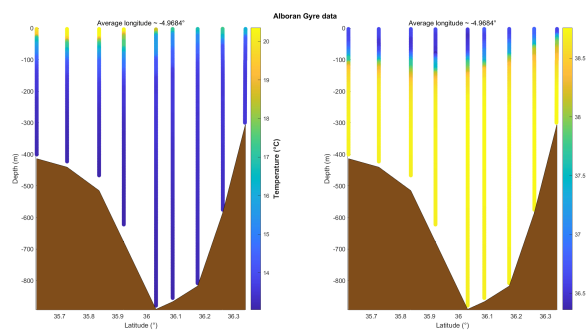


FIGURE 8 – Profils verticaux bathysonde de température et salinité non-interpolés.

La solution la plus simple pour effectuer cela serait de procéder à une interpolation lors du tracé des figures à l'aide de la fonction *pcolor*, cependant il nous est nécessaire d'avoir accès à la matrice de données interpolées obtenue pour la suite de la caractérisation de masse d'eau, ce qui n'est pas possible avec cette fonction. On va donc en premier lieu définir une grille de résolution plus importante que les données brutes en latitude/longitude et en profondeur, puis effectuer une interpolation en se basant sur les dimensions de cette nouvelle grille. Il est possible de paramétrer la méthode d'interpolation utilisée, on choisit ici la méthode linéaire qui semble être la plus pertinente, d'après divers tests de sensibilité effectués. On veut maintenant retrouver les points de nos matrices interpolées de température et salinité qui correspondent à chacune des

masses d'eau. On utilise donc a nouveau les valeurs théoriques de l'article de Naranjo et al. (2015). On regarde alors si chaque valeur de température et salinité est comprise dans la plage de donnée théorique d'une certaine masse d'eau. Une fois que l'on a les deux matrices contenant les indices des valeurs rentrant dans la plage de température et dans celle de salinité, il nous suffit de comparer ces deux matrices l'une à l'autre afin de ne garder que les valeurs qu'elles ont en commun. On a ainsi récupéré les indices des données qui rentrent à la fois dans la gamme théorique de température mais aussi dans celle de salinité, et cela pour chaque masse d'eau. Afin de différencier ces 6 masses d'eau, on associe chacune d'elle à une symbole que l'on affiche sur les profils verticaux au dessus des données interpolées (figure 9). Pour ne pas trop surcharger les graphiques avec trop de symboles, on effectue un sous-échantillonnage des indices des données comprises dans l'intervalle des valeurs théoriques afin de n'afficher que 1% de ces symboles. Il ne reste alors plus qu'à ajouter la bathymétrie correspondante sur ces profils verticaux. On utilise la bathymétrie du SHOM, qui a une résolution de 100 mètres.

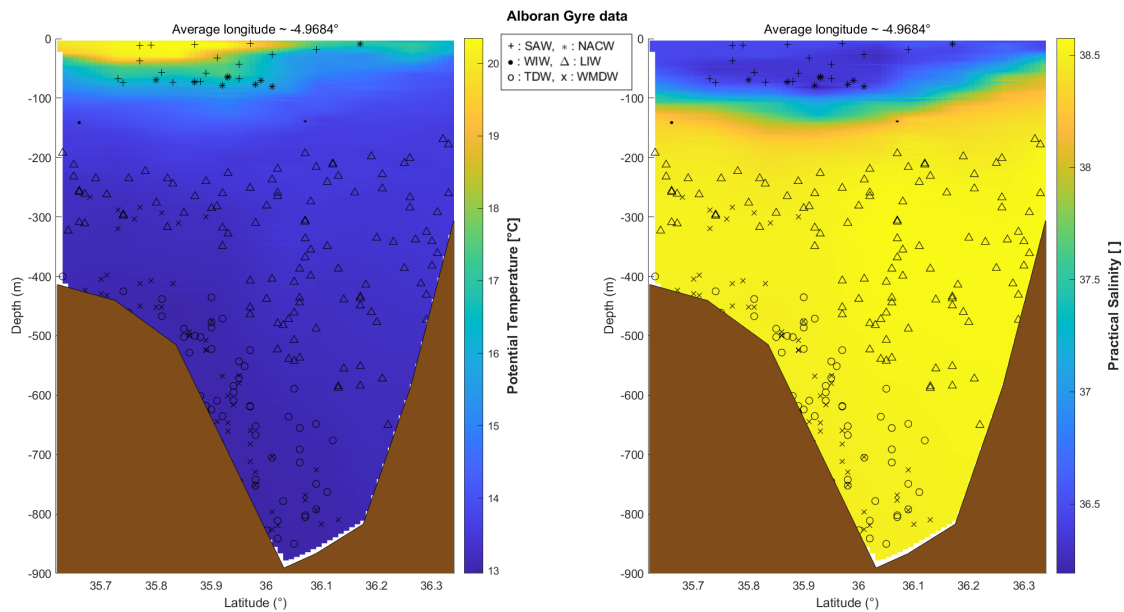


FIGURE 9 – Profils verticaux de température et salinité interpolés de la radiale bathysonde effectuée en mer d'Alboran. Chaque masse d'eau est représentée par un symbole : SAW (+), NACW (*), WIW (.), LIW(Δ), TDW (o), WMDW (X).

2.2 Partie hydrodynamique

2.2.1 Instruments de mesure

Les données de courants horizontaux ont été obtenues à l'aide de trois ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), le Sentinel V50, l'OceanSurveyor 38 et l'OceanSurveyor 150, effectuant respectivement des mesures à des fréquences de 500kHz, 38 kHz et 150 kHz. Les vitesses des courants peuvent ainsi être estimées entre 0 et 1000m selon le modèle d'ADCP utilisé. Le traitement des données ADCP de la campagne représente plus de 100 radiales pour chaque modèle, et chacune d'elle étant déclinée en deux versions de fichiers, .STA et .LTA (short-term average et long-term average). On se concentre pour notre part sur l'étude des courants en mer d'Alboran, où notre objectif est tout d'abord de comparer les données mesurées par ces 3 modèles d'ADCP, puis de reconstruire les champs de courant par interpolation dans cette zone afin de le comparer aux données satellites.

2.2.2 Traitement des données à l'aide du logiciel Cascade

On traite au préalable les données brutes avec Cascade Exploitation. Ce logiciel développé par le LOPS et fonctionnant ainsi en sortie des données validées et nettoyées.

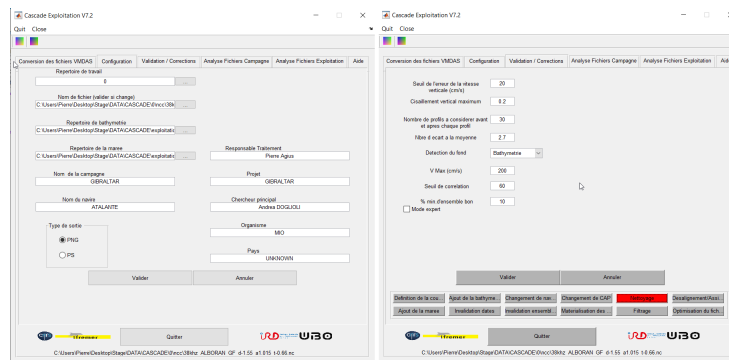


FIGURE 10 – Interface du logiciel Cascade Exploitation V7.2. Onglet de configuration des données utilisées (à gauche) et onglet de validations et corrections (à droite).

Deux configurations différentes ont été utilisées pour les deux ADCP OceanSurveyor pendant la campagne afin de s'adapter à la bathymétrie très changeante du détroit de Gibraltar : la configuration rapide grand fond et lente petit fond. Le traitement Cascade ne peut s'effectuer que pour un ensemble de fichiers concaténés de même configuration, on s'intéresse donc aux radiales faites avec la première configuration qui représente la très grande majorité des données ADCP acquises en Alboran. On utilise ainsi un jeu de données d'une grosse trentaine de radiales étalées sur 4 jours. Il est nécessaire de concaténer ces fichiers bruts (.STA ou .LTA), car Cascade a besoin d'une quantité suffisante de données pour effectuer certaines étapes du traitement.

La première étape du traitement consiste à convertir notre fichier concaténé au format NetCDF. On passe ensuite à la phase de correction et validation, permettant d'ajouter des données de bathymétrie et de marée, ainsi que de nettoyer les données en se basant sur de nombreux paramètres. Cascade permet également de corriger des éventuelles erreurs sur le désalignement de l'ADCP par rapport au navire, sur le tangage ou sur le facteur d'amplitude, qui ont pu impacter les données ADCP. Pour faire cela, on passe d'abord par une étape d'analyse des fichiers, où le logiciel va estimer les erreurs sur ces 3 variables. On peut ensuite revenir à la phase de correction et rentrer ces valeurs. D'autres outils d'analyse tels que la possibilité de tracer des sections verticales peuvent aussi être utilisés. Ils permettent de s'assurer de la bonne qualité du traitement. Pour finir on peut effectuer un filtrage des données sur le temps et/ou la profondeur afin de réduire le bruit. Il ne reste plus qu'à enregistrer le fichier .nc optimisé par Cascade, contenant non seulement les données de courant nettoyées et validées mais également tous les paramètres de navigation (cap, vitesse du navire, tangage...), la bathymétrie, etc. Il est important de noter que Cascade ne supprime pas de données lors du processus de traitement. En effet, lors de l'étape de nettoyage chaque donnée va se voir associer un "flag" caractérisant son niveau de qualité. Les données supposées valides sont ainsi "flaguées" à 1, celles douteuses définies à 2, celles sous le fond à 8, etc. L'utilisateur est ainsi libre de choisir quelles données garder lors de leur exploitation.

2.2.3 Comparaison des données mesurées par les différents ADCP

On souhaite maintenant comparer les données fournies par les différents types d'ADCP, afin d'évaluer si on retrouve bien les mêmes valeurs de courants horizontaux. On choisit un niveau de profondeur d'environ 53m puisqu'il n'y a pas de mesures au dessus de ce niveau pour l'OS38. Les deux OceanSurveyor (OS38 et OS150) fournissent des données quasi identiques pour l'intégralité des radiales choisies (figures 11.a et 11.b), cependant ce n'est pas le cas pour le Sentinel V50 (figure 11.c). En effet, une grande partie des données de cet instrument en mer d'Alboran est totalement incohérente, avec des vitesses trop importantes et des directions illogiques. Ces radiales n'apparaissent pas sur la figure car on a représenté que les données d'une qualité suffisante, laissant ainsi peu de données exploitables. Ce grand nombre de données incohérentes s'explique en partie par un problème de communication entre l'ADCP et les systèmes de navigation du bateau fournissant la position, le cap ainsi que la vitesse du navire, qui sont des données essentielles au bon fonctionnement de l'ADCP. Certains fichiers bruts acquis pendant cette période de mauvaise com-

munication entre les différents instruments ne sont même pas lisibles par Cascade. Les quelques radiales restantes semblent cependant en accord avec les données de courant des deux autres ADCP. On souhaitera plus tard comparer nos données avec les données satellites de surface, on se focalisera donc pour la suite de ce rapport sur le traitement de l’OceanSurveyor à 150kHz dont les premières données mesurées se situent à une vingtaine de mètres de la surface.

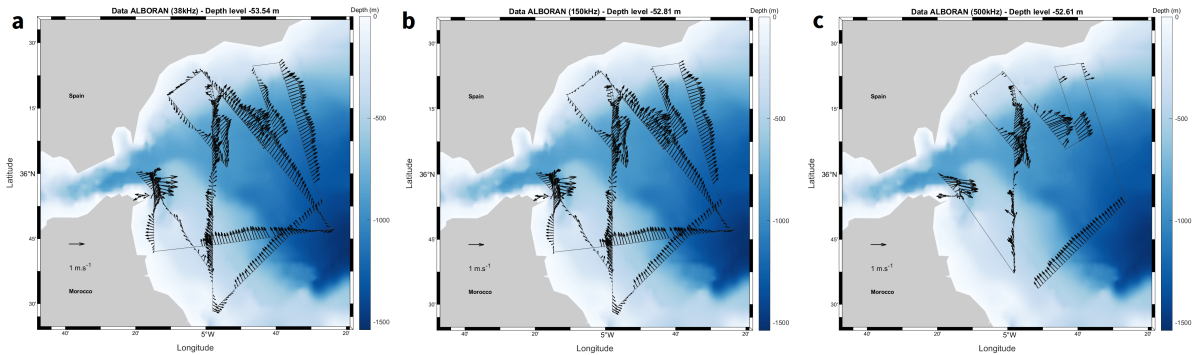


FIGURE 11 – Comparaison des données récoltées en mer d’Alboran par les 3 modèles d’ADCP à une profondeur de 53m environ. ADCP OceanSurveyor 38kHz (a), OceanSurveyor 150kHz (b), Sentinel V50 500kHz (c).

2.2.4 Interpolation des données par la méthode d’objective mapping

On souhaite maintenant obtenir un champ de courant dans la partie Ouest de la mer d’Alboran, on doit donc interpoler nos données nettoyées par Cascade. On effectue ici une interpolation en utilisant la méthode d’objective mapping (ou analyse objective) au lieu d’une interpolation simple, afin d’obtenir une reconstruction des champs de vitesses horizontales de courant. On suit la méthode de Roxane Tzortzis (2020) qui se base sur l’algorithme de Rudnick (1996) et la méthode présentée par Le Traon (1990). L’intérêt de cette méthode est qu’elle nous permet d’obtenir une grille d’erreur des données interpolées à chaque niveau de profondeur, ce qui est utile pour se limiter à des données au dessus d’un certain seuil de confiance. Ces matrices d’erreur sont calculées comme le ratio entre l’erreur et la variance du signal (Tzortzis, 2019). On choisit une taille de grille de 70 par 70 points pour ce processus d’interpolation, ce qui induit une résolution suffisante pour nos données en mer d’Alboran variant en longitude et latitude d’environ un degré.

On peut désormais afficher les champs de vitesses horizontales avec l’intensité des courants associés. Comme on peut l’observer sur la figure 12.b, la méthode d’objective mapping ne tient pas en compte des conditions aux frontières et on peut ainsi avoir des données interpolées au delà des côtes ce qui ne fait pas de sens. De plus, les données très proches de la côte sont de ce fait aussi incohérentes. C’est là que l’on voit l’intérêt d’obtenir une grille d’erreur grâce à l’objective mapping, car on peut enlever les données interpolées ayant une erreur trop importante, et ainsi retirer une majeure partie des données sur la côte. Comme on le voit sur la figure 12.a représentant la carte de la matrice d’erreur, au plus on s’éloigne de la trajectoire du bateau au plus les valeurs d’erreur augmentent ce qui est logique. Un seuil d’erreur maximal de 0.2 semble être une bonne option de façon à enlever un maximum de données incohérentes tout en n’en éliminant pas trop. Il est également possible d’affiner manuellement la sélection de données "correctes" en définissant certains points comme NaN (*Not a Number*), ce qui est utile notamment pour les données proches de la trajectoire du bateau et donc avec une erreur faible, mais qui sont trop à proximité des côtes et doivent être enlevées pour plus de pertinence dans nos cartes. On a donc sur la figure 12.c les données de l’objective mapping affichées avec un seuil maximal d’erreur de 0.2, ce qui est bien plus cohérent que la carte du milieu sans seuil défini.

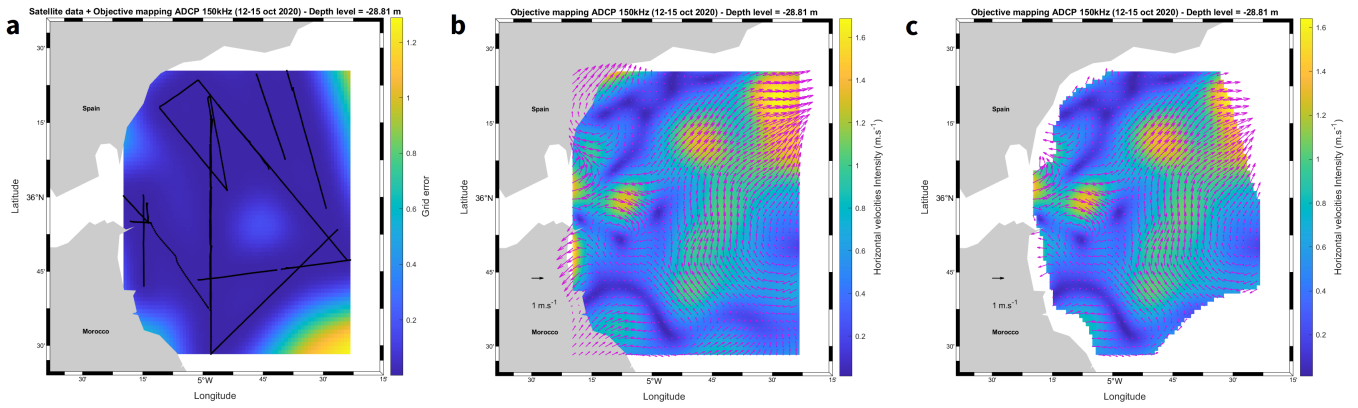


FIGURE 12 – Cartes montrant la matrice d’erreur des données issues de l’objective mapping (a), les données de courants horizontaux sans seuil d’erreur appliqué (b) et avec un seuil de 0.2 (c).

2.2.5 Comparaison à différents niveaux de profondeur

Le traitement Cascade pour l’OS 150kHz produit des données sur 26 niveaux de profondeur, allant de 21.81 à 221.81m. On s’intéresse ici à comparer les données de l’objective mapping sur les deux premières couches, afin de déterminer laquelle utiliser pour la comparaison avec les données satellites de surface. On remarque sur la figure 13 des différences conséquentes entre les deux cartes, malgré les 8 mètres d’écart seulement. On observe notamment que la circulation du gyre d’Alboran pour la première couche (figure 13.a) est moins identifiable comparé à la couche suivante. Il est fréquent que la première couche des données ADCP soit impactée par des artefacts, ce qui semble se confirmer ici. De plus, les 24 autres couches sont semblables au deuxième niveau de profondeur, seul le premier niveau est assez différent, ce qui confirmerait plutôt l’hypothèse des données imprécises qui n’ont pas été filtrées par le logiciel Cascade. Les normes de vitesse ne sont pas fondamentalement différentes entre les deux premières couches, contrairement à la direction des champs de vitesses. En effet, la structure anticyclonique de ces derniers est facilement identifiable sur la deuxième figure, ce qui correspond bien au gyre d’Alboran que l’on devrait visualiser dans cette zone. Le deuxième niveau de profondeur semble ainsi le meilleur choix pour la suite de notre étude.

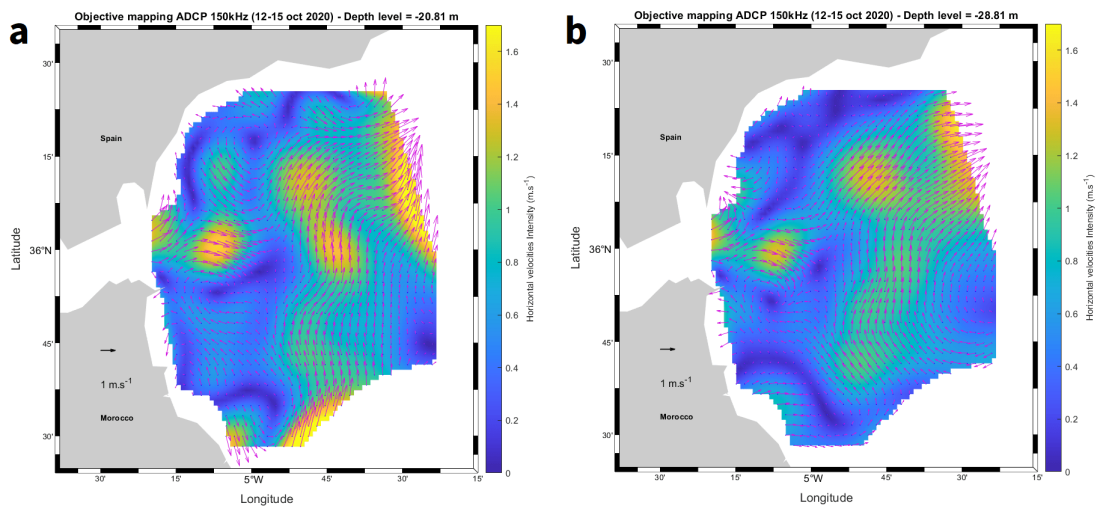


FIGURE 13 – Comparaison entre les champs de vitesses horizontales issues de l’objective mapping au premier (a) et au deuxième niveau de profondeur (b).

2.2.6 Comparaison aux données satellites

On souhaite désormais confronter nos données interpolées à des données d'observations. On compare ainsi nos données de l'analyse objective aux données satellites de SST (*Sea Surface Temperature*), de chlorophylle a, d'altimétrie et de vitesses horizontales des courants, tirées du catalogue en libre accès du CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service). On utilise des données de niveau L3 et/ou L4, qui sont donc déjà passées par un contrôle qualité et par certains traitements permettant d'assembler les données issues de différents satellites (dans le cas où le produit choisi utilise bien plusieurs jeux de données satellites différents). Les données de niveau L3 contiennent certaines zones blanches, causées par exemple par la présence de nuages gênant l'observation satellite, tandis que les données L4 ont été re-traitées et interpolées afin de combler ces zones vides de données. Le niveau L3 a été utilisé en complément des données L4 afin de vérifier la bonne concordance entre les deux. Les fichiers récupérés de toutes ces données satellites contiennent les moyennes journalières. Les données de SST utilisées sont issues de capteurs infrarouges de plusieurs satellites sur la zone méditerranéenne, et ont une résolution de $0.01^\circ \times 0.01^\circ$. Les données de CHLA ont quant à elles une résolution de $1\text{km} \times 1\text{km}$ et proviennent également des observations combinées de plusieurs satellites. C'est aussi le cas pour les données d'altimétrie, qui nous fournissent les composantes géostrophiques du courant à une résolution de $0.125^\circ \times 0.125^\circ$, obtenues à partir des données satellites de SLA (*Sea Level Anomaly*), elles-même estimées par interpolation optimale.

3 Résultats

3.1 Partie hydrologique

3.1.1 Visualisation de l'ensemble des données

Le diagramme T-S affichant l'ensemble des données MVP, Seasoar, Bathysonde et Argo de la campagne (figure 14) nous permet d'obtenir une vision globale de notre jeu de données. On note que seulement 10% des données sont affichées sur ce diagramme, en effectuant un sous-échantillonnage afin de ne pas surcharger la figure par la grosse quantité de points que constitue l'ensemble de notre jeu de données.

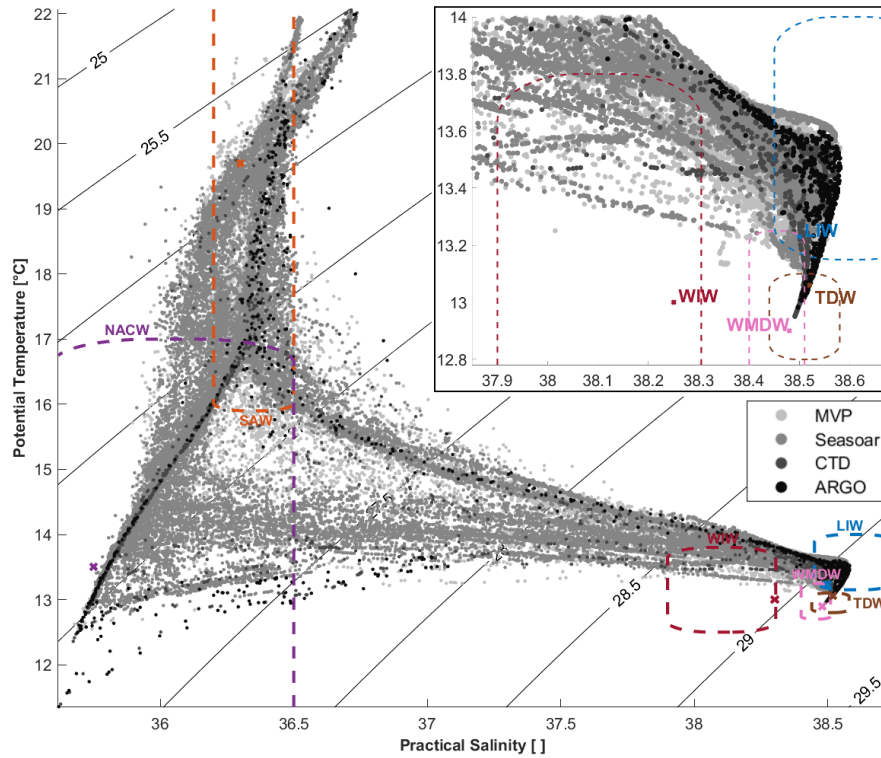


FIGURE 14 – Diagramme T-S des données MVP, Seasoar, Bathysonde et Argo de la campagne, avec chaque nuance de gris correspondant à un instrument. Les valeurs caractéristiques des masses d'eau tirées de l'article de Naranjo et al. (2015) sont représentées par des rectangles. Seulement 10% des données sont affichées en effectuant un sous-échantillonnage aléatoire afin de ne pas surcharger le diagramme.

La première chose que l'on remarque est que la SAW est fortement repérée si l'on regarde la densité des points, ce qui semble logique car cette eau est présente à la surface de la colonne d'eau, dans toute la région où s'est déroulée la campagne. De plus, les instruments apportant la très grande majorité des données, le MVP et le Seasoar, ont été limités à 350m de profondeur pour cette campagne. Il fait donc sens de retrouver une forte signature de SAW dans les données, qui est une eau présente jusqu'à 50-200m selon la longitude à laquelle on se trouve. L'autre masse d'eau atlantique, la NACW, apparaît aussi en grande quantité. Les différentes masses d'eau méditerranéennes sont quant à elles toutes représentées, avec cela dit la LIW en proportion plus importante. Cela semble encore une fois logique, car c'est une masse d'eau située à une profondeur intermédiaire alors que la TDW et la WMDW sont plus en profondeur, là où on a peu de données MVP et Seasoar. La WIW en revanche est aussi censée être visible à une profondeur intermédiaire, mais sa plus faible abondance peut s'expliquer par la saisonnalité. En effet, c'est une eau formée en conditions hivernales or la campagne s'étant déroulée en octobre il semble donc normal que sa signature soit relativement faible.

3.1.2 Caractérisation des masses d'eau

On analyse désormais les figures les plus intéressantes obtenues pour la caractérisation des masses d'eau, afin de comparer nos données aux théories de Millot (2014) et Naranjo et al. (2015). On étudie les résultats en partant des radiales les plus à l'Est pour finir à l'Ouest du détroit dans le golfe de Cadix.

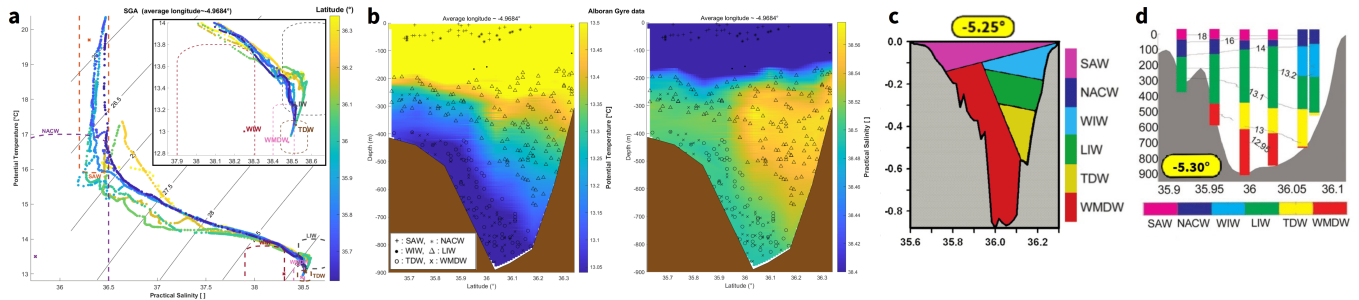


FIGURE 15 – Diagramme T-S de la radiale bathysonde effectuée en mer d'Alboran (-4.97° de longitude) avec les valeurs théoriques de température et salinité de chaque masse d'eau représentées par un rectangle (a), profils verticaux de température et salinité avec des symboles indiquant chaque masse d'eau (b), schématisation de la structure des flux méditerranéens et atlantiques issue de l'article de Millot (2014) (c), distribution schématique des différentes masses d'eau déterminées par Naranjo et al. (2015) (d). Chaque masse d'eau est représentée par un symbole : SAW (+), NACW (*), WIW (\cdot), LIW(Δ), TDW (o), WMDW (X).

On commence donc par regarder la radiale bathysonde effectuée en mer d'Alboran (figure 15). Il est important de noter que l'on a centré les échelles des profils verticaux sur les valeurs des eaux méditerranéennes, car c'est le flux sortant du détroit qui nous intéresse le plus. Le diagramme T-S et les profils montrent que les quatre masses d'eau méditerranéennes sont repérées, cependant en des proportions très différentes. La LIW est comme sur le diagramme T-S global largement prédominante en comparaison aux autres masses d'eau. Au niveau de la structure des masses d'eau, les profils sont plutôt cohérents avec les schémas de distribution de Millot (2014) et Naranjo et al. (2015). En effet, la position des masses d'eau est conforme à ce qu'on devrait observer avec la WIW, la LIW la TDW empilées. La WMDW est observée un peu plus difficilement mais on la trouve en profondeur dans les basses latitudes. La NACW est repérée en petite proportion, rejoignant la théorie de Naranjo et al. (2015) sur ce point. On peut observer que les schémas sont concordants entre eux, ce qui est logique car les deux théories sont en accord jusqu'à la moitié du détroit. Notons ici tout de même que les schémas ne correspondent pas exactement à la même position que notre radiale.

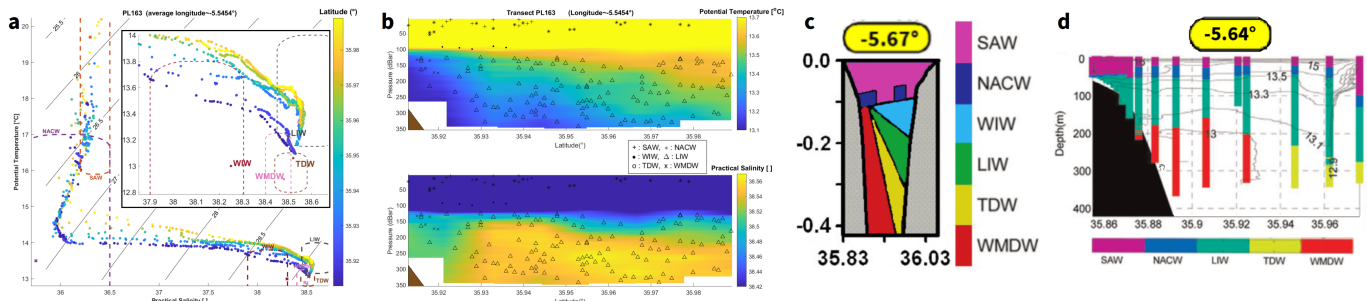


FIGURE 16 – Comme la figure 15, pour la radiale MVP PL163 effectuée au milieu du détroit de Gibraltar (-5.55° de longitude).

La deuxième radiale (figure 16) a été effectuée un peu avant la moitié du détroit de Gibraltar. C'est à partir de cette position que les deux théories commencent à diverger. Concernant les eaux atlantiques, la SAW et la NACW sont facilement identifiées dans la couche de surface. Pour les eaux méditerranéennes, on ne distingue plus que la LIW en grande majorité, avec un peu de WIW. Cette radiale ne correspond à

aucune des deux théories, se rapprochant un peu de celle de Naranjo et al. (2015) concernant la dominance de la LIW mais n'étant pas en accord avec les plages de profondeur de chaque masse d'eau. Les données de cette radiale ont été acquises avec le MVP (comme toutes les suivantes), ce qui explique le faible signal des eaux méditerranéennes profondes. On aurait cependant dû pouvoir identifier la TDW et la WMDW même à partir de 200-300m d'après les deux schémas, ce qui n'est pas le cas ici.

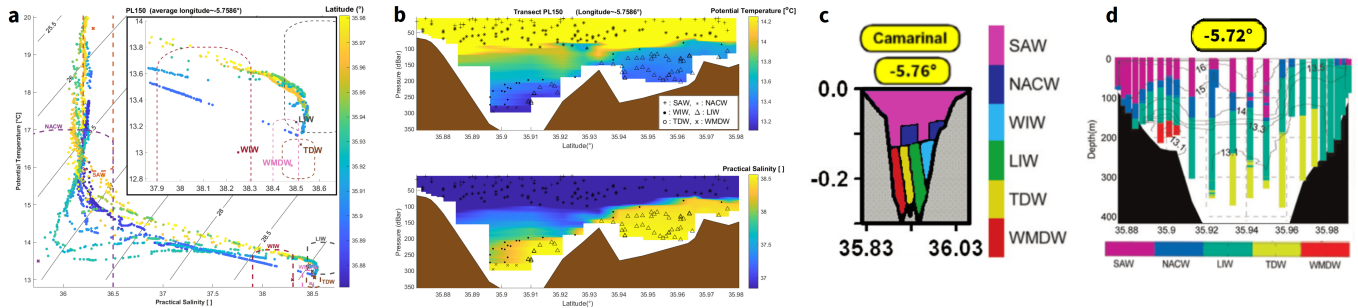


FIGURE 17 – Comme la figure 15, pour la radiale MVP PL150 effectuée au niveau du seuil de Camarinal (-5.76° de longitude).

La troisième radiale (figure 17) que l'on présente a été réalisée au niveau du seuil de Camarinal, le lieu clef du détroit de Gibraltar. Les deux théories sont en ce point radicalement différentes si l'on compare les deux schémas associés. Les masses d'eau méditerranéennes sont représentées côtes à côtes selon Millot (2014) tandis que Naranjo et al. (2015) opte plutôt pour une superposition de LIW et TDW avec un léger signal de WMDW au sud du détroit. Nos données sont plutôt en accord avec le deuxième schéma. En effet, la LIW est identifiée entre 100 et 300m tout le long de la radiale, mais en quantité plus importante aux hautes latitudes. La WMDW est quant à elle bien présente dans les plus basses latitudes, conformément aux deux articles. De plus, ce point est aussi en cohésion avec ce qu'on trouve dans la littérature, où la LIW s'écoulerait plutôt dans le canal nord du seuil de Camarinal tandis que la WMDW sortirait par le canal sud. La TDW n'est une nouvelle fois pas repérée alors qu'elle était en proportion conséquente notamment sur le deuxième schéma. La distribution des masses d'eau méditerranéennes ne semble pas organisée, sauf peut être pour la LIW. Le flux sortant ressemble ici plutôt à un mélange de plusieurs masses d'eau, apparaissant désordonnées, particulièrement au sud de la radiale. Un point qui confirmerait cette idée est l'aspect du diagramme T-S. En effet, on a une grande zone vide entre les données identifiées comme de la LIW et les quelques points de WIW. Cela pourrait s'apparenter aux effets d'un brassage, qui serait venu altérer les caractéristiques hydrologiques des masses d'eau présentes pour en former une nouvelle avec des caractéristiques s'identifiant à la LIW. Le schéma de Millot (2014) semble ici assez éloigné de ce que nos données nous permettent de visualiser pour les masses d'eau méditerranéennes qui paraissent circuler de façon plus désordonnée, correspondant davantage au schéma de Naranjo et al. (2015).

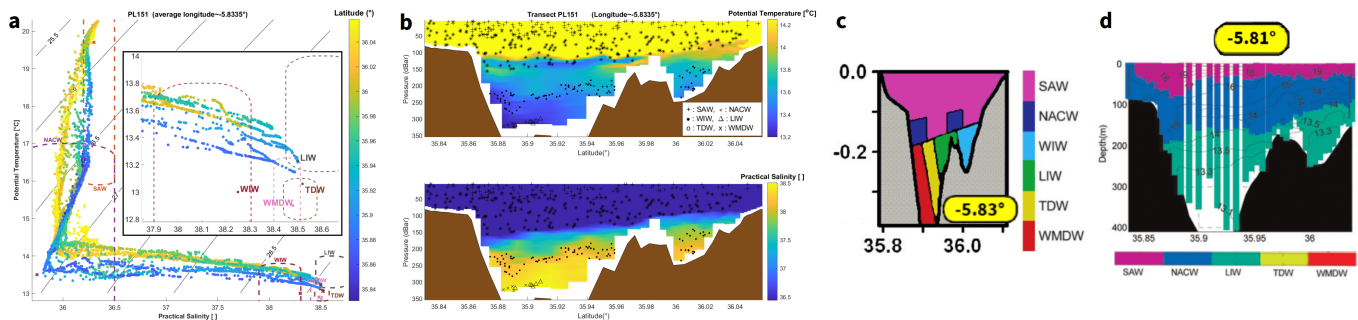


FIGURE 18 – Comme la figure 15, pour la radiale MVP PL151 effectuée juste après le seuil de Camarinal (-5.83° de longitude).

La radiale suivante (figure 18) a été effectuée entre les seuils de Camarinal et Espartel. A partir de cette longitude les analyse de cluster de Naranjo et al. (2015) n'identifient plus que les deux masses d'eau atlant-

tiques et la LIW. En effet les eaux méditerranéennes sont fortement mélangées au niveau de Camarinal ce qui érode leurs caractéristiques hydrologiques les distinguant. On obtient alors dans leur étude un mélange de masses d'eau étant détecté comme de la LIW. Cela rejoindrait l'hypothèse que l'on a faite pour la figure précédente concernant la désorganisation des masses d'eau au niveau du seuil. On remarque aussi que le diagramme T-S ne présente plus de "trous" de données comme on l'a vu auparavant, ce qui pourrait aussi étayer cette hypothèse d'un potentiel mélange sur la radiale précédente. Le schéma de Millot (2014) reste similaire à celui au niveau du seuil de Camarinal (figure 17.c). On est sur cette radiale bien plus en accord avec une distribution spatiale des masses d'eau côtes à côtes. En effet on retrouve bien la WIW majoritairement nord de la radiale, la WMDW à l'extrémité sud et la LIW entre les deux. Ce schéma est donc plutôt très cohérent avec la distribution proposée par Millot (2014), même s'il manque la TDW qui n'a pas été identifiée. La proportion des masses d'eau atlantiques est en revanche plus en accord avec la distribution de Naranjo et al. (2015), avec une part de NACW bien plus conséquente que la SAW.

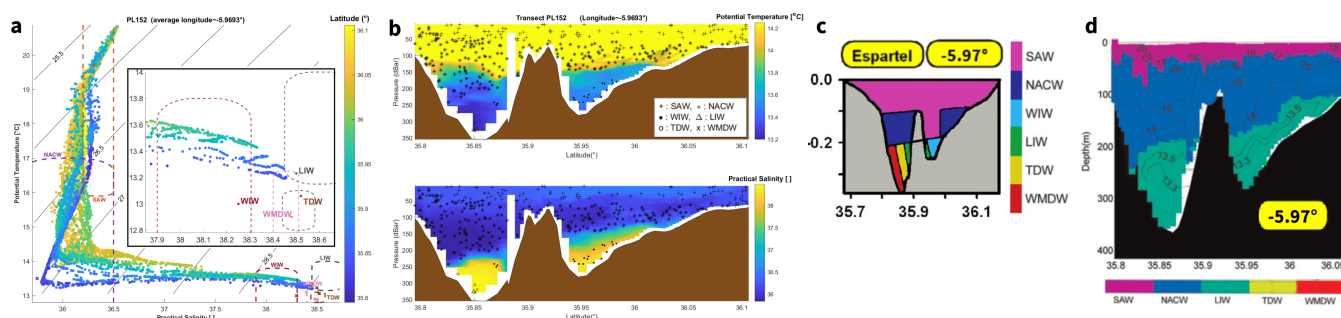


FIGURE 19 – Comme la figure 15, pour la radiale MVP PL152 effectuée au niveau du seuil d'Espartel (-5.97° de longitude).

La figure 19 montre les données de la radiale réalisée au niveau du seuil d'Espartel. L'avantage de cette radiale est qu'on se situe exactement aux mêmes coordonnées que les schémas structuraux, ce qui nous permet de comparer assez précisément la distribution spatiale. Les schémas structuraux restent semblables à ceux de la figure 18, avec un flux méditerranéen mélangé selon Naranjo et al. (2015) et des masses d'eau côtes à côtes selon Millot (2014). Pour le flux atlantiques, on se situe entre les deux théories avec un front entre la SAW et la NACW autour de 60m environ. Le front avec le flux méditerranéen se situe en revanche bien autour de 200m. Concernant la répartition des masses d'eau méditerranéennes, on est très proche de celle proposée par Millot (2014). En effet, la WIW est cantonnée dans le chenal nord tandis que la WMDW et la LIW circulent côtes à côtes dans les profondeurs du canal sud. On n'identifie en revanche toujours pas la TDW. En regardant le diagramme T-S (figure 18.a) on peut observer un écart de 0.1° entre la température la plus basse du jeu de données et la valeur maximal théorique de cette masse d'eau, ce qui semble assez peu. Il faut aussi noter les valeurs théoriques caractéristiques de salinité et température de la TDW étaient moins documentées que les autres masses d'eau, donc la plage de valeurs utilisée est moins large que celle de la WIW ou la LIW par exemple. L'étude de Naranjo et al. (2015) évoque aussi

La dernière radiale (figure 20) a été effectuée à la sortie du détroit dans le golfe de Cadix. On ne dispose pour cette longitude que du schéma de distribution de Millot (2014) à titre de comparaison. Celui-ci indique des masses d'eau méditerranéennes toujours différenciables à ces coordonnées, distribuées le long de la pente continentale ibérique. Le schéma de la figure 19.d de Naranjo et al. (2015) reste cependant le même concernant le flux méditerranéen, qui serait non-identifiable. La distribution spatiale du flux atlantique est concordante avec la figure 20.c de Millot (2014). On observe en effet la limite de la NACW avec le flux méditerranéen entre 300m à 35.75° et 200m à 35.9° de latitude, et le front avec la SAW autour de 50-100m, ce qui correspond parfaitement avec la distribution schématique. En revanche la composition du flux méditerranéen n'est pas identifiable, on a ici une eau mélangée dont les caractéristiques hydrologiques renvoient le signal de la WIW, plus chaude et moins salée. Le flux méditerranéen s'est donc aussi probablement mélangé avec le flux atlantique se dirigeant en sens inverse, cela ayant fortement altéré ses caractéristiques comme on peut l'observer sur le diagramme T-S.

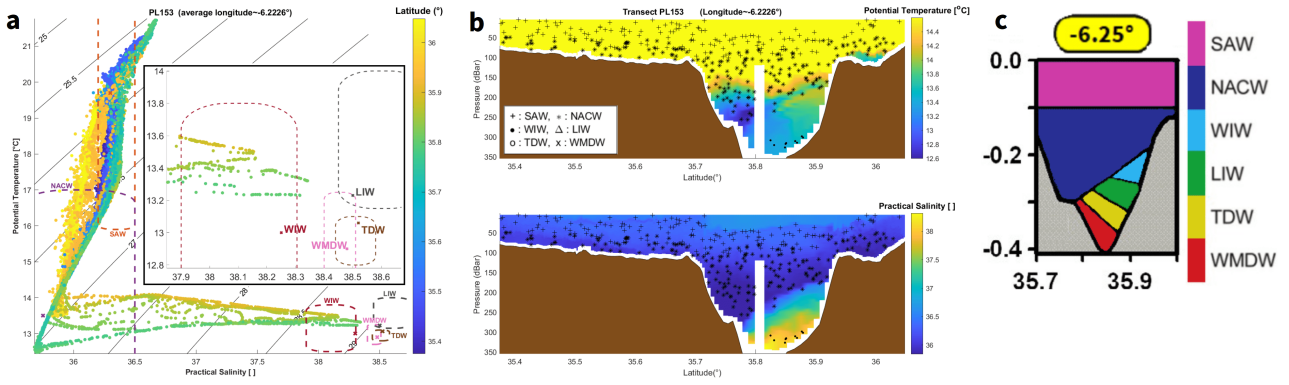


FIGURE 20 – Comme la figure 15, pour la radiale MVP PL153 effectuée dans le golfe de Cadix (-6.22° de longitude).

3.2 Partie hydrodynamique

3.2.1 Comparaison aux données satellites

Afin de valider les données obtenues par l'objective mapping, on a superposé les champs de vitesses horizontales mesurées par l'ADCP et ceux issus de l'interpolation avec les champs des données satellites de SST et CHLA, qui sont les produits satellites les plus résolus et donc qui nous permettent de mieux vérifier la cohérence des données de l'analyse objective. On remarque sur ces deux cartes (figure 21), d'une part que les champs de vitesses sont cohérents entre eux et donc que l'analyse objective n'a pas trop dénaturée les données brutes par le processus d'interpolation, et d'autre part qu'on a une bonne correspondance entre les fronts des données satellites et les champs de vitesses. En effet si l'on se concentre sur la figure 21.a, les fronts de température coïcident remarquablement bien aux variations des champs de vitesses, notamment sur la partie centrale du gyre d'Alboran.

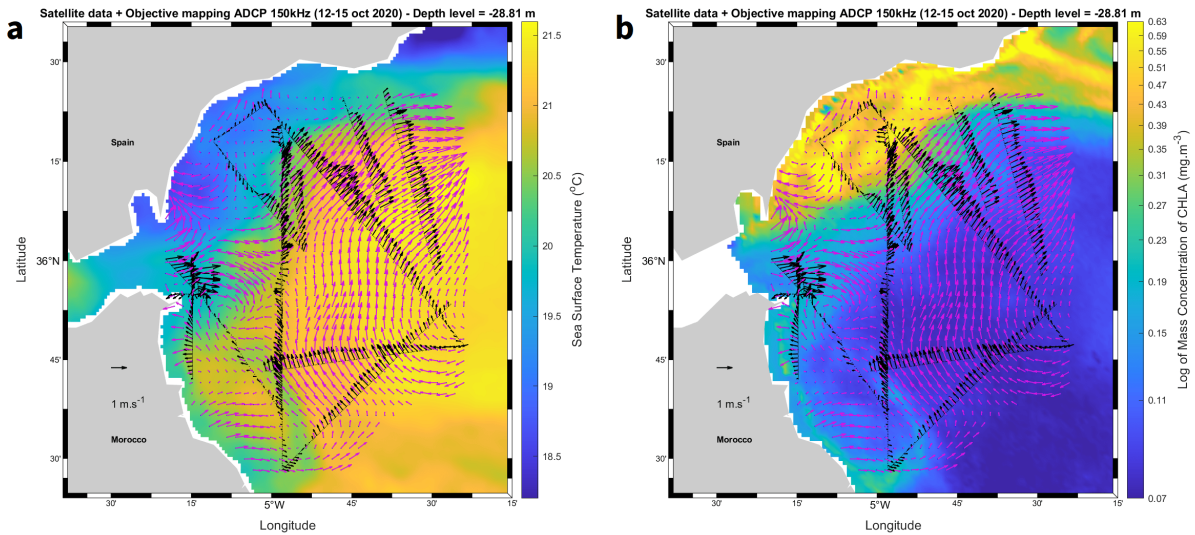


FIGURE 21 – Cartes de comparaison des champs de vitesses horizontales issues de l'objective mapping avec les données satellites de température de surface (a) et de chlorophylle (b). Le fond de carte est affiché avec les données satellites, les champs de vitesses horizontales de l'analyse objective en violet et ceux initiaux mesurés par l'ADCP en noir.

Les données qui correspondent le moins bien se situent au niveau des côtes, ce que l'on avait déjà observé précédemment dans la partie méthode. Il faut aussi noter que les cartes satellites ont été moyennées sur les quatre jours pour correspondre aux données ADCP utilisées, ce qui peut expliquer certaines incohérences entre les deux types de données. De plus, le fait d'avoir plusieurs radiales ADCP qui se superposent

a pu induire des imprécisions dans l'objective mapping, en particulier à l'entrée de Gibraltar. En effet cette zone induit de fortes variations temporelles du courant liées à tous les processus ondulatoires survenant dans le détroit. Les données de l'objective mapping semblent néanmoins très pertinentes.

On retrouve bien sur la figure 22.a le gyre d'Alboran avec un centre un peu décalé au Sud-Ouest comparé aux données satellites (figure 22.b). On a également de grosses différences en terme d'intensité des courants entre les deux types de données. En effet, les données satellites ne dépassent pas les 1 m/s tandis que l'objective mapping des données ADCP donne un maximum entre 1.5 et 2 m/s selon la couche étudiée. Cela s'explique tout d'abord par le fait que les données d'altimétrie satellites ne prennent en compte que la composante géostrophique des vitesses horizontales. De plus ces données satellites ont une résolution assez faible de $1/8^\circ$ en latitude et longitude, ce qui ne doit pas aider à déterminer avec précision les vitesses horizontales sur des zones restreintes. Ces deux facteurs contribuent donc au fait que l'intensité des vitesses apparaisse plus faible sur les données satellites. Les zones de forte intensité sont réparties spatialement différemment et sont plus abondantes sur la première figure. On ne retrouve pas aussi nettement deux zones marquées, une au nord et au sud du gyre. On observe facilement les zones de forte intensité liées au problème de frontières de l'objective mapping (à la côte). Les vitesses importantes à la sortie du détroit ne semblent en revanche pas incohérentes, l'*Atlantic Jet* pouvant atteindre des vitesses jusqu'à 2.5m/s. La résolution limitée des données satellites rend difficile la possibilité d'effectuer des comparaisons plus poussées entre les deux cartes.

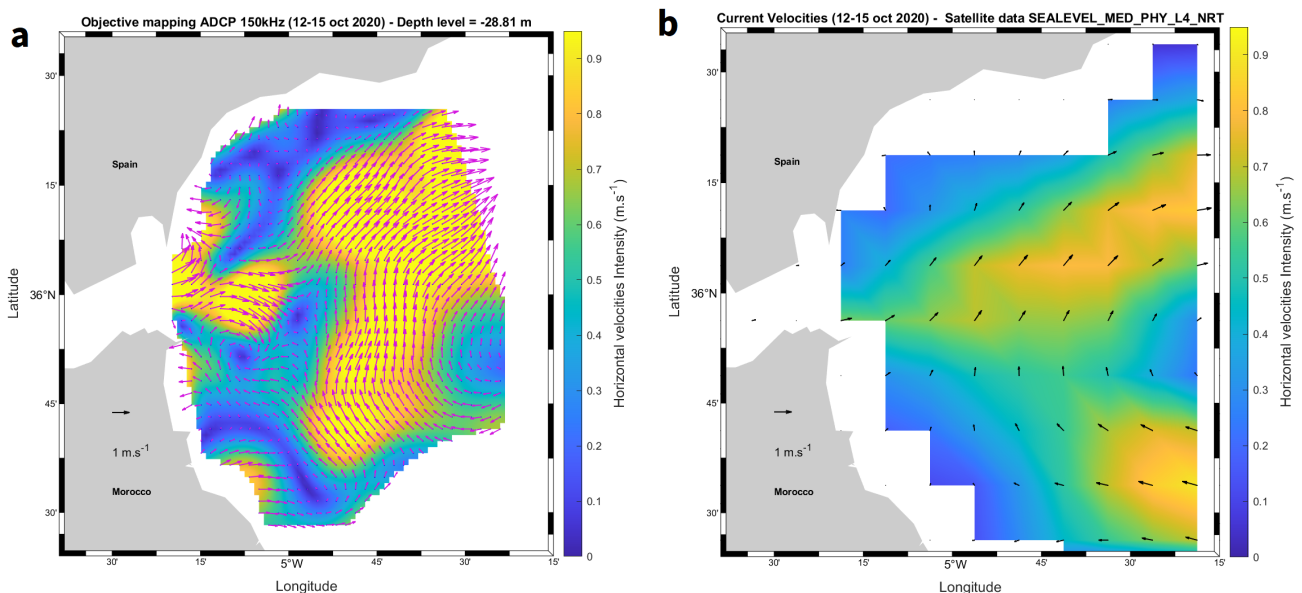


FIGURE 22 – Carte des données d'intensité du courant issues de l'objective mapping et champs de vitesses horizontales associées (a), et carte des données satellites d'intensité des vitesses horizontales du courant (b). L'échelle de l'intensité des courants de l'objective mapping est forcée pour correspondre à celle des données satellites.

On s'intéresse désormais aux données satellites d'anomalie du niveau de mer. La première chose que l'on observe sur la figure 23.b est le fait que le centre du gyre d'Alboran semble légèrement décalé au Nord comparé à celui des données satellites de vitesses horizontales. Cette observation est un peu curieuse car ces deux données sont issues du même produit satellite et il aurait semblé logique que les deux centres du gyre correspondent parfaitement, d'autant plus que les vitesses horizontales sont déduites des observations de *Sea Level Anomaly*. Cela donne la même impression en comparant cette carte avec celle de la figure 23.a de l'objective mapping. On peut cependant visualiser sur celle-ci la circulation de l'*Atlantic Jet* qui vient s'enrouler autour de la partie nord du *Western Alboran Gyre*. on retrouve donc bien sur nos données les deux acteurs principaux de la circulation en mer d'Alboran. Sa vitesse moyenne observée sur notre figure est de l'ordre de 1m/s ce qui correspond bien à ce qu'on peut trouver dans la littérature (Lorente et al. (2019), Lafuente et al. (2000)).

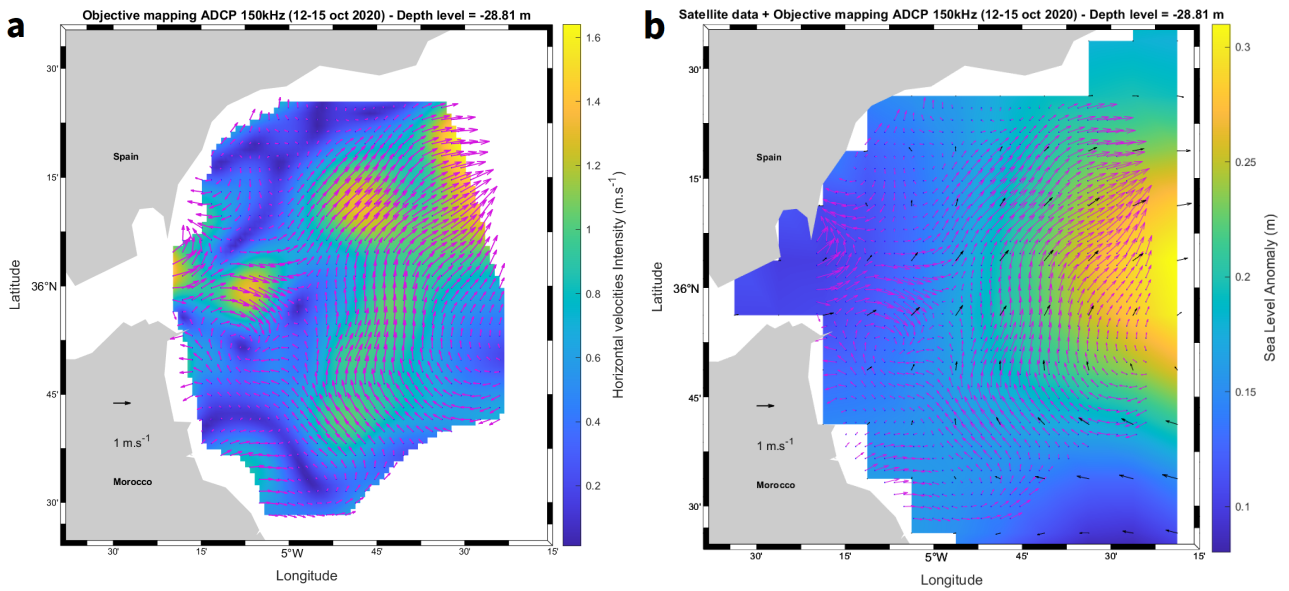


FIGURE 23 – Cartes des champs de vitesses horizontales issues de l’objective mapping (a), et données satellites d’altimétrie (*Sea Level Anomaly*) superposées aux champs de vitesses de l’objective mapping (en violet) et ceux des données satellites (en noir) (b).

3.2.2 Évolution des données interpolées en fonction de la profondeur

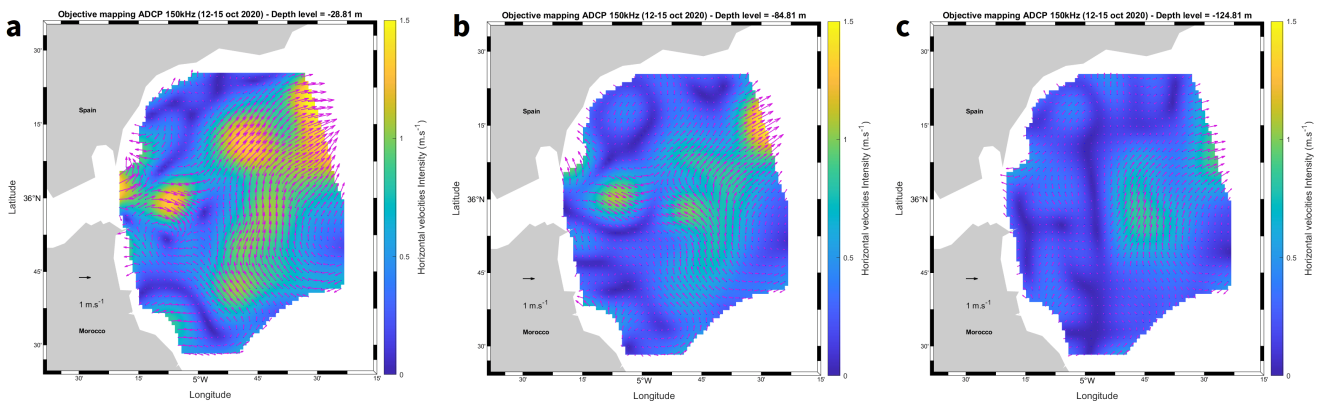


FIGURE 24 – Cartes représentant les champs de vitesses horizontales de l’objective mapping à des profondeurs de 28.81, 84.81 et 124.81m.

Il serait désormais intéressant de regarder jusqu’à quelle profondeur nos données nous permettent de visualiser le gyre d’Alboran. La figure 24 nous permet de comparer les données de courant de l’objective mapping à trois profondeurs différentes, 28.81m, 84.81m et 124.81m. La carte 24.b laisse toujours apparaître le gyre ainsi que l’*Atlantic Jet*. Leurs intensité est plus faible que sur la carte 24.a, ce qui fait sens car les vitesses horizontales diminuent avec la profondeur. Ces deux cartes sont d’ailleurs très similaires en terme de direction des champs de vitesse, la différence principale entre les deux couches venant de l’intensité. La dernière carte (figure 24.c) montre une intensité encore plus faible que les précédentes. La circulation de l’*Atlantic Jet* n’est en revanche plus visible à cette profondeur ce qui concorde avec ce qu’on a vu dans la partie hydrologique. En effet, d’après les schémas de distribution de Millot (2014) et Naranjo et al. (2015) ainsi que la caractérisation des masses d’eau sur les profils verticaux (figure 15), la couche de surface des eaux atlantiques est d’une épaisseur inférieure à la centaine de mètres en mer d’Alboran. Le gyre d’Alboran est toujours visible sur cette dernière carte, avec une circulation cependant faible. La direction des champs de vitesses est différente des deux autres cartes, notamment au niveau de la sortie du détroit. En effet on observe des vitesses en sens inverse comparé aux précédentes couches puisque l’on

s'approche des profondeurs à partir desquelles on peut observer le flux méditerranéen sortant. En dessous de 125m, nos données ADCP ne nous permettent plus de visualiser la circulation du gyre d'Alboran. Il est difficile de trouver des articles faisant référence à une profondeur maximale précise pour ce gyre, qui serait probablement de l'ordre de plusieurs centaines de mètres.

3.2.3 Confrontation avec les données des bouées dérivantes

Lors de la campagne PROTEVS-GIB 2020, des flotteurs dérivants équipés de drogue ont été déployés. Ce système permet de mesurer le courant à différentes profondeurs. Une vingtaine de flotteurs ont ainsi été lâchés dans le détroit de Gibraltar et qu'en mer d'Alboran, entre 0.5 et 200m de profondeur. Ces données nous permettront d'une part d'évaluer la profondeur du gyre, afin de vérifier s'il persiste bien au delà de la centaine de mètres. D'autre part, on pourra aussi effectuer une comparaison avec les données de l'objective mapping afin d'observer le degré de concordance entre les deux types de données courant.

La figure 25 décrit la trajectoire des différentes bouées déployées entre le 15 et le 23 octobre 2020. La circulation en mer d'Alboran durant cette période est ainsi facilement visualisée. On repère en effet le *Western Alboran Gyre*, autour duquel s'enroule l'*Atlantic Jet*. Un déploiement sur une période plus longue aurait peut être permis la visualisation du *Eastern Anticyclonic Gyre*, qui se situe un peu plus à l'Est.

On observe sur cette figure que sur les 6 flotteurs (3 du modèle à 0.5m et 3 à 7m) lâchés à la même position à la sortie du détroit, quatre d'entre eux ont suivi la circulation de l'AJ, contournant le WAG. Seulement deux d'entre eux (modèle à 7m) ont donc été pris dans la circulation anticyclonique du WAG. Les flotteurs à 15m ont été déployés à la sortie du détroit un peu plus au sud que les autres et semblent avoir été pris dans des phénomènes tourbillonnaires les deux premiers jours, puis ont été emporté par la circulation du WAG et ont même effectué un tour complet de celui-ci. Les 3 flotteurs à 50m ont quant à eux dérivés vers la côte espagnole. Pour les drifters à 75m, le premier a été déployé en plein centre du WAG et est resté proche du milieu en faisant plusieurs tours, tandis que le second, mis à l'eau sur le bord Est du WAG, a suivi la trajectoire de l'AJ puis a quitté celui-ci pour finir son parcours dans une zone de faible courant. Un flotteur 100m a été déployé à la même position que le dernier 75m, mais a en revanche lui suivi la circulation du gyre. Le deuxième flotteur à cette profondeur mis à l'eau dans la partie centrale du gyre est restée dans cette zone. Pour finir, le premier flotteur à 200m déployé au nord de l'AJ a suivi le parcours de celui-ci, tandis que celui mis à l'eau dans la partie centrale du gyre y est resté.

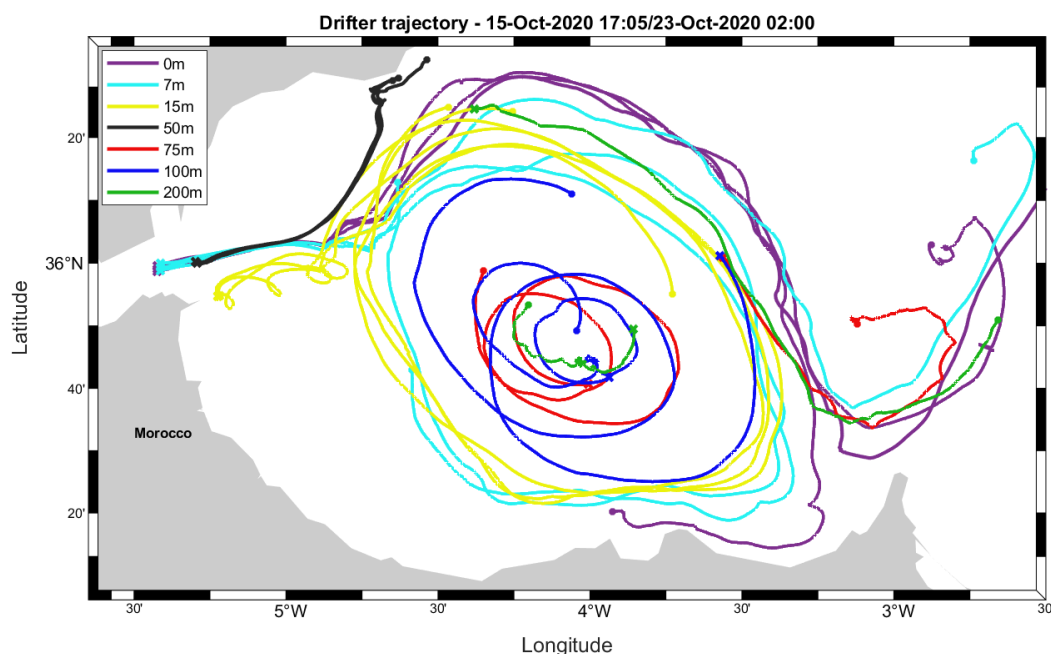


FIGURE 25 – Carte représentant les trajectoires des bouées dérivantes du 15 au 23 octobre 2020 de 0.5 à 200m en mer d'Alboran.

Ce que l'on peut noter de toutes ces observations et le fait que certains flotteurs déployés aux mêmes coordonnées au même moment mais avec des configurations de profondeur différentes n'ont pas du tout suivi la même trajectoire, par exemple entre les deux drifters à 75m et 100m. Cela pourrait potentiellement indiquer que la structure du WAG n'est pas identique sur la verticale et que celui-ci pourrait se décaler avec la profondeur. Un autre point intéressant est qu'un flotteur déployé en plein centre du gyre aura tendance à rester autour de cette zone.

Les flotteurs à 200m déployés vers le milieu du WAG semblent avoir également suivi la circulation anticyclonique. Bien que sa vitesse de déplacement ait été faible, on peut conclure que le WAG est développé jusqu'à au moins 200m de profondeur. On peut donc se questionner sur les raisons de sa non-visualisation sur les données ADCP sous 125m (figure 24). La première possibilité est que la structure du WAG se décale avec la profondeur. En effet, nos données sont déjà à la limite Ouest du WAG, qui n'apparaît que en partie. Si celui vient donc à se déplacer vers l'Est avec la profondeur il pourrait ainsi sortir de notre champ d'étude. Une autre possibilité serait liée à la faiblesse du signal. Si l'intensité de sa circulation devient minime à partir d'une certaine couche, il pourrait devenir difficile à distinguer sur les cartes. On note également que la circulation du WAG n'est pas non plus visualisable avec les données de l'ADCP 38kHz, ayant acquis des données jusqu'à plus de 1000m, contrairement au modèle 150kHz s'arrêtant vers 220m. D'après la littérature (García-Lafuente et al., 2017), le WAG est le plus fortement développé pendant les saisons d'été et d'automne, ce qui aurait pu laisser penser qu'il aurait été facilement identifiable même en profondeur, vu que la campagne s'est déroulée pendant le mois d'octobre.

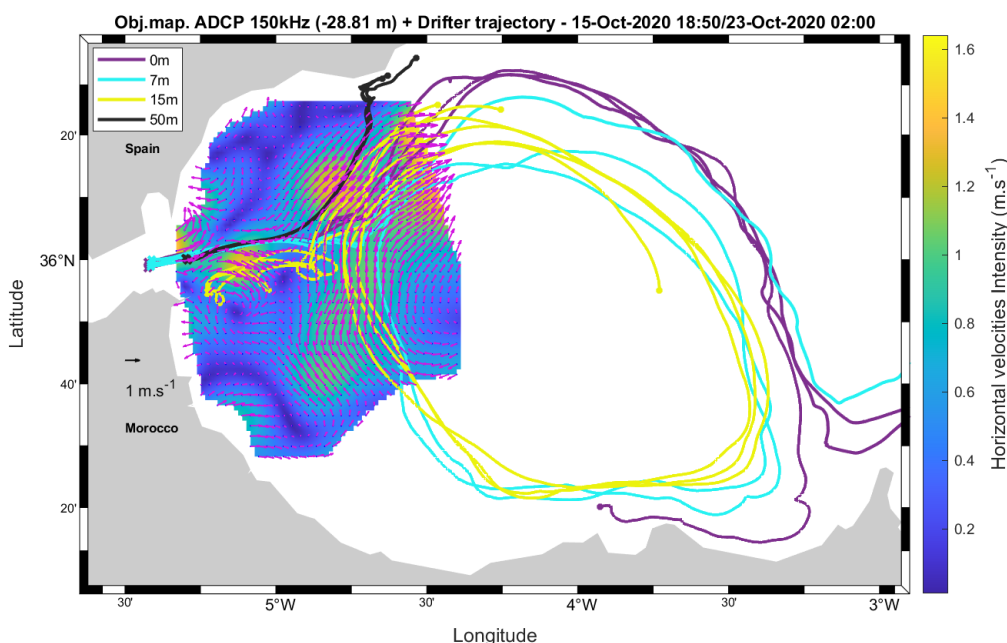


FIGURE 26 – Carte représentant les trajectoires des bouées dérivantes du 15 au 23 octobre 2020 de 0.5 à 50m en mer d'Alboran superposées aux champs de vitesses horizontales de l'objective mapping à une profondeur de 28.81m.

On observe sur la figure 26 la comparaison entre les données de l'objective mapping et les trajectoires des bouées dérivantes jusqu'à 50m. Les données ADCP utilisées se situent vers 28m donc la comparaison avec les bouées entre la surface et 50m de profondeur semble assez pertinente, surtout que les cartes données d'objective mapping sont quasi-identiques entre 28 et 50m. Les drifters à 15m semblent être ceux dont la trajectoire s'accorde le mieux avec nos données ADCP, surtout pour les parties à l'est et au sud du gyre. Les structures tourbillonnaires ne sont pas visibles sur nos données interpolées. Cela semble normal, d'une part car ce sont des structures assez difficilement visualisables avec la quantité de données ADCP initiale que nous avons et sa répartition. De plus, il ne faut pas oublier l'aspect temporel. En effet, notre fond de carte correspond à des données moyennées puis interpolées entre le 12 et le 15 octobre, tandis que les flotteurs à 15m ont été déployés à partir de 18h le 15 octobre. Les données de l'objective mapping restent cependant

très satisfaisantes pour cette première comparaison. Mêmes observations pour les flotteurs à 7m, qui ont eux mis à l'eau le 16 octobre autour de minuit. Les deux dernières configurations de flotteurs correspondent en revanche un peu moins bien. Pour celle à 50m, cela peut s'expliquer par la date de déploiement. En effet, les 3 drifters ont été mis à l'eau le 19 octobre dans la soirée. Cela fait donc un écart de près de 4 jours ce qui est conséquent quand on souhaite comparer ces deux types de données dans le détail. Il est donc très probable que les champs de vitesses aient changé durant ce laps de temps. Pour les drifters d'*ultrasurface* (0.5m), déployés le 16 octobre à minuit, ce sont ceux les plus soumis à des variations rapides et importantes. En effet, la couche de surface est la plus fortement impactée par les forçages météorologiques. Il est donc probable que ces écarts soient liés à cela. Il aurait été intéressant pour cette partie d'avoir eu des données exploitables issues de l'ADCP V50, qui se focalise sur les premières couches de la mer, ce qui aurait permis d'effectuer des comparaisons plus précises.

4 Discussion

On est entre les deux théories avec nos données. Différence dans les données utilisées pour chaque article (Naranjo, Millot) Figures de Millot sont très schématiques Question de la saisonnalité. Schémas de Millot-Naranjo non-disponibles pour toutes les longitudes, ou a des longitudes éloignées de nos radiales

WIW pas/presque pas détectée par Naranjo : Rappelons la grande différence dans les valeurs théoriques utilisées. Naranjo ne visualise pas/peu de WIW alors que nos données oui, mais nous avons utilisé une plage de données plus large qu'eux donc cette différence est logique. TDW ? signature également faible ? question de réchauffement climatique ?

Notion temporelle importante sur la caractérisation des masses d'eau, car les MW franchissent Camarinal avec l'aide de la marée Donc à certains moments le flux méditerranéen devrait être moins important en fctn du moment du cycle Impacte bcp les observations, et pourrait expliquer un mélange(ou flux désordonné) comme sur la radiale Camarinal puis un flux ordonné et spatialement clairement distribué sur les deux radiales suivantes (effectuées quelques heures après) PL150 camarinal 17-18h le 8oct / PL151 19-21h le 8 oct / PL152 espartel 22h30-1h30 8-9oct / PL153 cadix 5h-11h30 9oct pourrait aussi potentiellement expliquer la différence de la radiale dans le golfe de Cadix ?

Camarinal -> effet de mélange au niveau du seuil, signature des masses d'eau modifiée Peut on vraiment donc différencier ces masses d'eau ? Si oui, jusqu'à quelle longitude ? Jusqu'à Espartel plutôt ok, mais à 6.0° masse d'eau uniforme de la signature de la LIW sur les diag TS et profils.

Organisation Nord Sud des masses d'eau dans le détroit pas évidente à visualiser sur les diagrammes T-S de la série de radiale étudiées car peu de données sur chaque radiale. Donc intéressant de tracer un TS-diag regroupant plusieurs données voir si on arrive à retrouver cette organisation théorique. En effet, la LIW apparaît sur le graphique plus aux hautes latitudes à l'intérieur du détroit. La signature de la WMDW est faible sur ce diagramme puisque les données MVP ne vont pas au delà de 350m, cependant les quelques points correspondants à ses valeurs caractéristiques de température et salinité sont à des basses latitudes. On retrouve ainsi bien le schéma de circulation dans le détroit de la LIW et de la WMDW décrit dans la littérature.

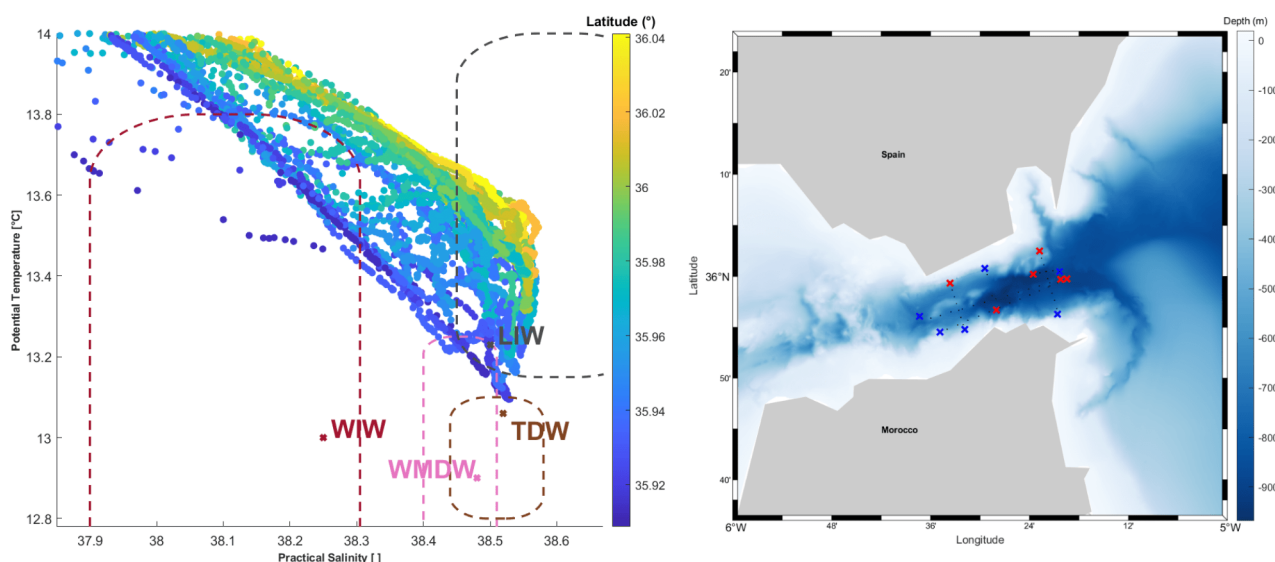


FIGURE 27 – Diagramme T-S tracé en fonction de la latitude avec les données de 6 radiales MVP acquises dans la moitié Est du détroit de Gibraltar, zoomé sur les masses d'eau méditerranéennes, et carte représentant les données utilisées.

Différenciation des AWs à l'ouest de Camarinal ? comme Naranjo Narnajo : cluster analysis ne renvoie que la présence de LIW comme MWs à l'Ouest de CS Mélange qui érode les caractéristiques hydrologiques de MWs ? (Naranjo)

comparaison avec la littérature : flux sortant du détroit majoritairement LIW et WMDW LIW s'écoule ds partie Nord et WMDW partie Sud camarinal En accord avec les schémas de Millot Et c'est ce qu'on

observe sur les profils Difficile à voir sur les TS diag car peu de données juste sur une radiale -> prendre quelques radiales MVP et montrer un TS diag pour avoir plus de données ?

Il est important de noter que nous avons fait le choix de prendre des gammes de température et salinité très larges, regroupant toutes les valeurs historiques. Certaines valeurs caractéristiques de ces masses d'eau ne sont probablement plus valides aujourd'hui, à cause du réchauffement climatique rendant les eaux plus chaudes et plus salées. Selon Naranjo et al. (2015), la WIW subit une augmentation de $0.03^{\circ}/\text{an}$ par exemple.

lien entre partie hydrologique et hydrodynamique : voir si on a le signal de circulation la LIW en profondeur dans la partie Nord de la mer d'Alboran sur l'OS 38khz -> identification compliquée car bcp d'artefacts dans les données ADCP sur les couches les plus profondes, et donc compliqué d'y voir clair

Première fois que Cascade a été utilisé pour le V50 V50 a été installé spécialement sur l'Atalante pour la campagne V50 est un 5 beams alors que les autres sont 4 beams cela explique le fait qu'il y ait eu des problèmes car c'est une première tentative qui reste tout de même prometteuse pour la suite permettra d'apporter des données complémentaires aux autres ADCP sur les couches de surface.

ADCP permet d'apporter des données de courants en profondeur ce que ne permettent pas les données Sat Les drifters permettent de compléter aussi cela Complémentarité drifters et adcp : adcp -> vision spatiale et drifters -> vision temporelle

perspectives pour la suite ? Campagne PROTEVS-GIB 2022/2023 pourrait être intéressante pour approfondir acquérir plus de data en profondeur (350m est assez peu au final) pour voir les masses d'eau plus profondes tels que la WMDW et la TDW Plus de data en Alboran, surtout après -4.25°C ce qu'il nous a manqué dans cette étude pour avoir une vision plus globale de la reconstruction des champs de vitesses horizontales. pour voir le WAG dans sa totalité. Il sera aussi intéressant de réutiliser le Sentinel V50 qui apportera davantage de données sur les couches de surface, ce qui nous a un peu manqué sur cette campagne étant donné les problèmes rencontrés avec l'ADCP 500kHz. Il serait intéressant d'obtenir plus de données dans le golfe de Cadix où nous avons pour cette campagne seulement 4 radiales MVP, 2 Seasoar et quelques profils CTD. L'acquisition de plus de données dans cette région permettrait d'étudier plus en détail le flux sortant méditerranéen, afin de déterminer plus précisément à partir de quelle longitude les identités des masses d'eau sont altérées et deviennent non-identifiables.

zones spécifiques ? essayer de visualiser les phénomènes tels que le ressaut hydraulique

courant que le signal de la première cellule des OS soit altérée par des phénomènes de bullage (voir pour la partie comparaison des 2 cellules de l'OS150

perspectives : utilisation de l'oxygène comme traceur pour les masses d'eau (traceur biologique pouvant compléter la température et la salinité) + nitrates ?

préciser taille de grille pour les profils 1m pour la prof x 0.01° de latitude

intervertir sst/chla avec la comparaison des cartes de courant et enlever le terme "validation" et retirer les radiales ADCP dessus

5 Conclusion

Campagne ayant permise l'acquisition d'un jeu de données très intéressant et varié. Avec lequel on a pu effectuer de la caractérisation de masses d'eau

Cela promet de bonnes perspectives pour la campagne PROTEVS-GIB 2022

Références

- Armi and Farmer (1988). The flow of atlantic water through the strait of gibraltar. *Progress in Oceanography*, 21 :1–105.
- Baringer, M. and Price, J. (1997). Mixing and spreading of the mediterranean outflow. *J. Phys. Oceanogr.*, 27 :1654–1677.
- Bordoís, L. (2020). Protevs-gib 2020 cruise. <https://campagnes.flotteoceanographique.fr/campagnes/18001894/fr/>.
- Bruno, M., Alonso, J., Cózar, A., Vidal, J., Ruiz-Cañavate, A., Echeverría, F., and Ruiz, J. (2002). The boiling-water phenomena at camarinal sill, the strait of gibraltar. *Deep-Sea Research Part II*, 49 :4097–4113.
- Candela, J., Winant, C., and Ruiz, A. (1990). Tides in the strait of gibraltar. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 95(C5) :7313–7335.
- García-Lafuente, J., Naranjo, C., Sammartino, S., Sánchez-Garrido, J., and Delgado, J. (2017). The mediterranean outflow in the strait of gibraltar and its connection with upstream conditions in the alborán sea. *Ocean Science*, 13 :195–207.
- García Lafuente, J., Bruque Pozas, E., Sánchez Garrido, J. C., Sannino, G., and Sammartino, S. (2013). The interface mixing layer and the tidal dynamics at the eastern part of the strait of gibraltar. *Journal of Marine Systems*, 117-118 :31–42.
- Kinder, T. and Parrilla, G. (1982). The hydrographic structure of the alboran sea gyre. *Donde Va ?*
- Lafuente, J. G., Vargas, J. M., Plaza, F., Sarhan, T., Candela, J., and Bascheck, B. (2000). Tide at the eastern section of the strait of gibraltar. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C6) :14197–14213.
- Le Traon, P. Y. (1990). A method for optimal analysis of fields with spatially variable mean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 95(C8) :13543–13547.
- Lorente, P., Piedracoba, S., Sotillo, M., and Alvarez Fanjul, E. (2019). Long-term monitoring of the atlantic jet through the strait of gibraltar with hf radar observations. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7 :16.
- Macías, D., García, C., Echeverría Navas, F., Vásquez-López-Escobar, A., and Bruno Mejías, M. (2006). Tidal induced variability of mixing processes on camarinal sill (strait of gibraltar), a pulsating event. *Journal of Marine Systems*, 60 :177–192.
- Macias, D., Garcia-Gorritz, E., and Stips, A. (2016). The seasonal cycle of the atlantic jet dynamics in the alboran sea : direct atmospheric forcing versus mediterranean thermohaline circulation. *Ocean Dynamics*, 66 :137–151.
- Millot, C. (1999). Circulation in the western mediterranean sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1) :423–442.
- Millot, C. (2009). Another description of the mediterranean sea outflow. *Progress in Oceanography*, 82(2) :101–124.
- Millot, C. (2014). Heterogeneities of in- and out-flows in the mediterranean sea. *Progress in Oceanography*, 120 :254–278.
- Millot, C., Candela, J., Fuda, J.-L., and Tber, Y. (2006). Large warming and salinification of the mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep-Sea Research Part I*, 53 :655–666.

- Naranjo, C., García Lafuente, J., Sánchez Garrido, J. C., Sánchez Román, A., and Delgado Cabello, J. (2012). The western alboran gyre helps ventilate the western mediterranean deep water through gibraltar. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 63 :157–163.
- Naranjo, C., Sammartino, S., García-Lafuente, J., Bellanco, M., and Taupier-Letage, I. (2015). Mediterranean waters along and across the strait of gibraltar, characterization and zonal modification. *Deep-Sea Research Part I*, 105 :41–52.
- Parrilla, G. (1990). Woce and the gibraltar experiment third objective. In *The Physical Oceanography of Sea Straits*, volume 318, pages 237–242. Springer.
- Parrilla, G., Kinder, T. H., and Preller, R. H. (1986). Deep and intermediate mediterranean water in the western alboran sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 33(1) :55–88.
- Renault, L., Pascual, A., Oguz, T., Vizoso, G., and Tintoré, J. (2012). Surface circulation in the alboran sea (western mediterranean) inferred from remotely sensed data. *Journal of Geophysical Research*, 117.
- Romero-Cózar, J., Chioua, J., Bolado-Penagos, M., Reyes-Pérez, J., Gómiz-Pascual, J., Vázquez, A., Sirviente, S., and Bruno, M. (2021). Tidally-induced submesoscale features in the atlantic jet and western alboran gyre. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 250 :107–122.
- Rudnick, D. 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.
- Stanichny, S., Tigny, V., Stanichnaya, R., and Djenidi, S. (2005). Wind driven upwelling along the african coast of the strait of gibraltar. *Geophysical Research Letters*, 32.
- Stommel, H., Bryden, H., and Mangelsdorf, P. (1973). Does some of the mediterranean outflow come from great depth ? *Pure and applied geophysics*, 105 :879–889.
- Sánchez-Garrido, J. C., Sannino, G., Liberti, L., García Lafuente, J., and Pratt, L. (2011). Numerical modeling of three-dimensional stratified tidal flow over camarinal sill, strait of gibraltar. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C12).
- Tzortzis, R. (2019). Étude de la circulation à sous méso-échelle et ses implications sur la biogéochimie grâce aux mesures de la campagne PROTEVS-SWOT 2018. Master's thesis, Institut Pythéas : Observatoire des Sciences de l'Univers.
- Tzortzis, R. (2020). Estimation des vitesses verticales. unpublished.
- Vargas-Yáñez, M., Plaza, F., García-Lafuente, J., Sarhan, T., Vargas, J., and Vélez-Belchi, P. (2002). About the seasonal variability of the alboran sea circulation. *Journal of Marine Systems*, 35(3) :229–248.
- Vargas-Yáñez, M., Zunino, P., Schroeder, K., López-Jurado, J., Plaza, F., Serra, M., Castro, C., García-Martínez, M., Moya, F., and Salat, J. (2012). Extreme western intermediate water formation in winter 2010. *Journal of Marine Systems*, 105-108 :52–59.
- Wesson, J. C. and Gregg, M. C. (1994). Mixing at camarinal sill in the strait of gibraltar. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 99(C5) :9847–9878.

Résumé

Abstract