

MASTER SCIENCES DE LA MER

Parcours : Océanographie Physique et Biogéochimique

Élisabeth CHEVILLON

**Étude du couplage physique-biologie à
(sous)mésoéchelle à partir de données
océanographiques multidisciplinaires**

Rapport de Stage réalisé au sein du laboratoire :
Institut Méditerranéen d'Océanologie (MIO) à Marseille

Sous la direction de :

Anthony BOSSE

et le co-encadrement de :

Léo BERLINE et Melilotus THYSSEN

Année universitaire : 2021-2022

Remerciements

Je tiens à remercier grandement Anthony BOSSE, Léo BERLINE et Melilotus THYSSEN pour m'avoir donné l'opportunité de travailler à leur côté sur ce sujet de stage. Je souhaite aussi les remercier pour leur pédagogie, leur patience, leur implication et surtout pour leur disponibilité à chaque fois que j'ai pu en éprouver le besoin, ce fut pour moi une expérience très enrichissante.

Nous remercions l'IR-ILICO (Infrastructure de Recherche Littorale et Côtière, <https://www.ir-ilico.fr/>) qui a financé ce stage grâce à un appel d'offre pour le financement de stage de Master. Ce stage a bénéficié des données acquises par l'IR-ILICO à travers le Service National d'Observation labellisé MOOSE (Système d'Observation intégré, multi-plateforme et multi-disciplinaire en Méditerranée Nord-Occidentale, <https://www.moose-network.fr/>).



Table des matières

1	Introduction	2
1.1	Fonctionnement général de la Mer Méditerranée	2
1.2	La Méditerranée Occidentale	3
1.3	Campagnes océanographiques : MOOSE-GE et PEACETIME	5
2	Matériel et méthodes	6
2.1	Données récoltées pendant les campagnes océanographiques	6
2.1.1	Échantillonnage vertical	6
2.1.2	Échantillonnage vertical à haute résolution	6
2.1.3	Mesures en continu	7
2.1.4	Cytométrie en flux automatisée	7
2.2	Méthodologie d'étude d'un tourbillon	8
2.2.1	Détermination du centre de rotation	8
2.2.2	Détermination de la vitesse orthoradiale v_θ	9
2.2.3	Modèle du tourbillon de Rankine	9
2.2.4	Nombres adimensionnés et grandeurs physiques	10
3	Résultats	11
3.1	Tourbillons de subsurface (LION,AJCA)	12
3.1.1	Sections de température, de salinité et de fluorescence	12
3.1.2	Caractéristiques physiques	13
3.1.3	Sections de particules (UVP)	14
3.1.4	Communautés phytoplanctoniques de surface	16
3.2	Tourbillon de surface (PEACETIME)	17
3.2.1	Sections de température, de salinité et de fluorescence	17
3.2.2	Caractéristiques physiques	18
3.2.3	Sections de particules (LOPC)	18
3.2.4	Communautés phytoplanctoniques de surface	19
4	Discussion	21
5	Conclusions et perspectives	22
	Bibliographie	23

1 Introduction

Dans l'océan, une échelle spatio-temporelle émerge naturellement de l'équilibre entre les gradients de pression et la rotation de la Terre. On associe ces courants, ou tourbillons dits de mésoéchelle, aux échelles comprises entre 10 à 200 km, selon la région de l'océan considérée. Aux échelles inférieures, la sous-mésoéchelle désigne des structures physiques plus énergétiques (McWilliams, 2016), ayant une échelle horizontale comprise entre 1 à 10 km.

Un des grands questionnements scientifiques actuel concerne la caractérisation des impacts de la dynamique à fine-échelle sur les flux verticaux et horizontaux des traceurs physiques et biogéochimiques, ainsi que leurs rôles dans la structuration des écosystèmes marins (Lévy et al., 2018). Ces flux peuvent résulter d'écoulements verticaux activés par la dynamique de sous-mésoéchelle (Bosse et al., 2021), la dynamique tourbillonnaire (Bosse et al., 2017) ou bien par des flux turbulents à micro-échelle dont la distribution à méso-échelle est encore mal connue (Whalen et al., 2018). La compréhension de cette dynamique à (sous)mésoéchelle et de ses flux associés, qui permettent la connexion entre l'océan superficiel et les couches profondes, fait l'objet d'un grand intérêt au sein de la communauté océanographique.

L'objectif de ce stage est d'explorer les processus physiques et leurs couplages avec la biologie dans l'océan puisque l'impact des courants sur la matière en suspension ainsi que sur les communautés phytoplanctoniques, fait aussi partie des questionnements essentiels de l'océanographie moderne.

1.1 Fonctionnement général de la Mer Méditerranée

La Mer Méditerranée est une mer semi-fermée d'une superficie d'environ 2,5 millions de kilomètres carrés avec une profondeur moyenne de 1500 m (profondeur maximale de 5267 m atteinte au niveau de la fosse Calypso à l'ouest de la Grèce dans la mer Ionienne) et reliée à l'océan Atlantique via le détroit de Gibraltar large d'environ 20 km et profond de 300 m. Elle est divisée en deux grands bassins individualisés qui sont tous deux séparés par de hauts fonds d'une profondeur d'environ 400 m entre la Sicile et la Tunisie : le bassin occidental et le bassin oriental. Ces deux bassins sont de même compartimentés en sous-bassins. À l'est, au niveau du bassin occidental, on retrouve au nord la zone du Golfe du Lion et la mer Ligure, au sud le bassin Algérien et à l'est de la Corse et de la Sardaigne on trouve la mer Tyrrhénienne. En ce qui concerne le bassin oriental, on trouve de l'est à l'ouest la mer Adriatique, la mer Ionienne, la mer Egée et le bassin Levantin.

En raison de son climat, la Méditerranée perd plus d'eau par évaporation qu'elle n'en reçoit par les précipitations et les fleuves. Son bilan hydrique est donc négatif, ce qui fait de cette mer un bassin d'accumulation induisant une circulation en surface des eaux provenant de l'Atlantique et inversement, une circulation en profondeur des eaux quittant la Méditerranée au niveau du détroit de Gibraltar. De façon très général, les eaux de l'Atlantique "peu salées" (salinité inférieure à 37 g kg^{-1} *) s'engouffrant en

*. On désigne par "salinité", ici et dans la suite du document, la grandeur de salinité absolue (S_A en g kg^{-1}) calculée par

Méditerranée vont venir longer en surface les côtes du bassin en suivant une circulation cyclonique. En hiver, les vents froids et secs provenant des continents (de l'ouest à l'est : le Mistral, la Tramontane, la Bora et l'Étésien) vont venir refroidir les eaux de surface dans le nord du bassin, ce qui va entraîner une évaporation et rendre les eaux de surface plus salées et plus denses. Elles vont par la suite commencer à plonger et venir se mélanger avec les eaux intermédiaires salées, accentuant le processus de mélange vertical mis en place. Ce processus de mélange vertical est important puisqu'il permet d'oxygéner une partie de la colonne d'eau et de remettre, au niveau de la couche éclairée de surface, les éléments nutritifs nécessaires au développement du phytoplancton (d'Ortenzio and Ribera d'Alcalà, 2009). Les autres spécificités importantes de la Méditerranée sont sa température qui, même en profondeur, ne chute pas en dessous d'environ 13°C et la présence d'un phénomène rare à l'échelle de l'océan global qui est la convection profonde, en particulier au niveau de la zone du Golfe du Lion (Testor et al., 2018). Ce phénomène est en lien direct avec une production primaire importante associée à l'efflorescence printanière soutenant un écosystème spécifique contrôlant la séquestration de carbone en profondeur et les échanges particuliers (Leblanc et al., 2018; Durrieu De Madron et al., 2017). Enfin, malgré sa faible superficie en comparaison aux autres océans, la Méditerranée est un hotspot de biodiversité. Les organismes marins qui y vivent représentent 4 à 18% des espèces marines mondiales (Bianchi and Morri, 2000).

De part son fonctionnement et ses spécificités, l'étude de la Mer Méditerranée est essentielle, car s'apparentant à un modèle réduit de l'océan global, elle permet d'explorer notamment les possibles effets du réchauffement climatique par exemple (Bethoux et al., 1999). En effet, il est estimé que le temps de résidence des eaux en Méditerranée est d'environ 100 ans ce qui est bien inférieur au temps de résidence des eaux au sein de la circulation thermohaline globale qui est estimé à environ 1000 ans. Par conséquent, cette mer est donc plus réactive et plus sensible aux changements climatiques. On va donc, entre autres, pouvoir percevoir plus rapidement les effets des perturbations climatiques et anthropiques sur la biodiversité marine.

1.2 La Méditerranée Occidentale

Le travail effectué au cours de ce stage concerne l'étude du couplage physique-biologie au sein de structures de mésoéchelle au niveau de la Méditerranée Occidentale visibles sur la figure 1.

l'équation d'état thermodynamique de l'eau de mer TEOS-10 (<http://www.teos-10.org/>). La salinité absolue est supérieure d'environ 0.17 g kg^{-1} par rapport à la salinité pratique.

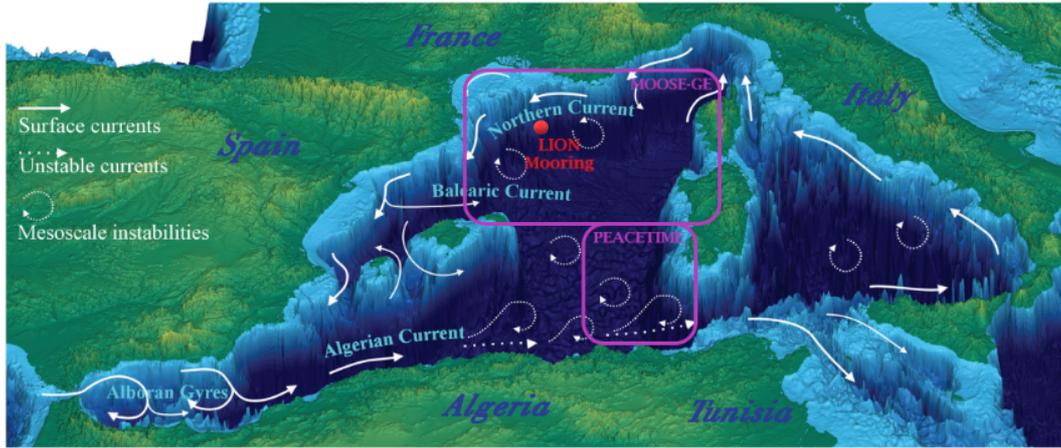


FIGURE 1 – Représentation de la bathymétrie, des caractéristiques dynamiques et des zones d’études des campagnes océanographiques utilisées au sein de la Méditerranée Occidentale (adapté de Escudier et al. (2016)).

Au sein de ce bassin, on y dénombre quatre masses d’eau distinctes (Millot, 1999) que l’on peut identifier sur un diagramme T-S (figure 2) :

- L’Eau Atlantique Modifiée (MAW), qui se trouve de la surface jusqu’à une profondeur de 100 à 350 m avec une salinité de l’ordre de $38\text{-}38.5 \text{ g kg}^{-1}$ en Méditerranée nord-occidentale.
- L’Eau d’Hiver Intermédiaire (WIW), formée en hiver sous l’effet des vents froids et secs (Mistral et Tramontane) et caractérisée par un minimum de température autour de 13.5°C à profondeur intermédiaire (entre 150 et 300 m).
- L’Eau Levantine Intermédiaire (LIW), formée dans le bassin oriental en hiver et arrivant dans le bassin occidental par le canal de Sicile, elle est située entre 250 et 800 m de profondeur et est identifiable par un maximum de température et de salinité (environ 14°C et 38.9 g kg^{-1})*.
- L’Eau Profonde de la Méditerranée Occidentale (WMDW), qui tapisse le fond du bassin, et qui est renouvelée en hiver suite au processus de convection profonde dans le Golfe du Lion.

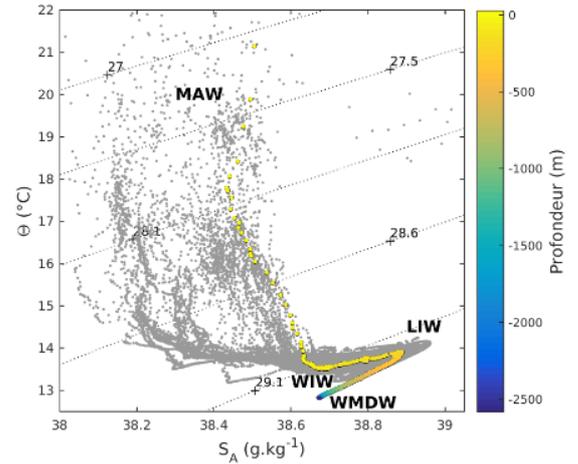


FIGURE 2 – Diagramme T-S (température conservative et salinité absolue) de toutes les stations du leg 1 de la campagne MOOSE-GE 2021 avec, pour la station 66, une représentation de la profondeur.

*. Ces valeurs, issues de la figure 2, sont différentes des valeurs historiques reportées par Millot (1999) en salinité pratique du fait d’une augmentation récente de température et de salinité reportée notamment par Margirier et al. (2020).

Ces différentes masses d'eau suivent une circulation cyclonique au sein du bassin et de part leurs caractéristiques propres, alliées aux conditions atmosphériques et/ou à la topographie, peuvent participer à la génération de structures tourbillonnaires de mésoéchelles. On trouve par exemple les Weddies qui sont des tourbillons de WIW formés par mélange diapycnale suite à l'action des vents violents en hiver et advectés le long de la France et de l'Espagne (Forryan et al., 2012). La phase de restratification et d'étalement des eaux profondes nouvellement formées du phénomène de convection profonde est aussi génératrice de structures tourbillonnaires avec en surface des tourbillons générés par l'instabilité de la circulation bordant la zone de convection (Visbeck et al., 1996) et en subsurface un export d'une partie des eaux profondes nouvellement formées par des tourbillons d'un rayon proche de 5 km et qui gardent leur cohérence pendant plus d'un an, exportant le contenu piégé à travers tout le bassin occidental (Testor and Gascard, 2003). Enfin, parmi les structures pouvant atteindre une grande durée de vie, on trouve les tourbillons algériens (AEs). Ces structures anticycloniques naissent suite aux instabilités du Courant Algérien (Millot, 1991). Avec un diamètre compris entre 50 et 250 km, certains des AEs au lieu de se dissiper en interagissant avec la topographie du chenal de Sardaigne-Sicile, se détachent de la pente Algérienne, se propagent le long de la pente continentale sarde jusqu'au sud-ouest de la Sardaigne et se dirigent ensuite vers l'ouest à travers le bassin. Il est courant d'observer des durées de vie excédant les 9 mois pour ces tourbillons (Millot et al., 1990) mais il a aussi été montré que certains pouvaient avoir des durées de vie de plus de 3 ans en effectuant plusieurs fois un circuit cyclonique dans le bassin algérien (Puillat et al., 2002; Escudier et al., 2016).

1.3 Campagnes océanographiques : MOOSE-GE et PEACETIME

Afin d'explorer le couplage entre les processus physiques à (sous)mésoéchelle et la biologie, les données issues de la campagne MOOSE-GE 2021 et de la campagne PEACETIME ont été utilisées. Le réseau MOOSE (Mediterranean Ocean Observing System for the Environnement) est un Service National d'Observation (SNO) mis en place en 2010 et fait partie des réseaux élémentaires de l'IR-ILICO (Infrastructure de recherche littorale et côtière, <https://www.ir-ilico.fr>). Il a pour ambition de suivre à long terme l'évolution des différentes caractéristiques physiques, biologiques et biogéochimiques du bassin Nord-occidental de la Méditerranée (mer Ligure, golfe du Lion et bassin Provençal) en réponse au changement climatique et à la pression anthropique toujours plus forte. Pour ce faire, le réseau MOOSE repose sur des observations continues au niveau de différents sites et plateformes situés de la côte au large avec des instruments à terre afin de suivre les apports à la mer de matière atmosphériques et fluviales. Les suivis sont de type Eulérien (mouillages, radars, stations hydrologiques) et mobile (planeurs, flotteurs/profileurs) pour collecter les variables nécessaires au suivi du bassin. Dans le cadre du stage, les données de la campagne annuelle MOOSE-GE de 2021 ont été utilisées. Cette campagne est divisée en deux legs (Leg 1 : du 9 au 20 juin 2021 / Leg 2 : du 23 juin au 2 juillet 2021) à bord du Navire Océanographique (NO) « Thalassa ».

La campagne PEACETIME (ProcEss studies at the Air-sEa Interface after dust deposition in the

Mediterranean sea) a elle eu lieu à la fin du printemps du 10 mai au 11 juin 2017 en Méditerranée Occidentale et centrale à bord du NO « Pourquoi Pas ? ». L'objectif de cette campagne était d'étudier le rôle d'un dépôt de poussière atmosphérique sur les flux biogéochimiques et le fonctionnement de l'écosystème pélagique. Parmi les 4300 km de transect qui ont été couverts, les données du transect T2-T3 et du transect T3-T4 au sud de la Sardaigne, révélant des structures dynamiques intéressantes, ont été analysées.

2 Matériel et méthodes

2.1 Données récoltées pendant les campagnes océanographiques

2.1.1 Échantillonnage vertical

Pour les 137 stations de la campagne MOOSE-GE 2021, les stations ont été échantillonnées à l'aide d'une bathysonde composée de divers instruments. Le système était équipé de capteurs de pression, de température et de conductivité (Sea-Bird SBE9plus), deux capteurs de concentration en oxygène dissous (capteur électro-chimique SBE43 et optode JFE-RINKO), d'un fluorimètre, d'un UVP5 (Underwater Vision Profileur) et de 2 LADCP (Lowered Acoustic Doppler Current Profiler, 300 kHz RDI Monitor down et uplooker).

L'UVP est un instrument qui a été développé au Laboratoire d'Océanographie de Villefranche sur mer (LOV) pour quantifier la distribution verticale des particules ayant une taille comprise entre 100 μm et 4 mm grâce à une caméra sous-marine résistante à la pression qui peut prendre des images jusqu'à une profondeur pouvant aller jusqu'à 6000 m (Picheral et al., 2010). Pour le cas de MOOSE-GE, on a des données tous les 5 m entre 2.5 m et jusqu'à la profondeur de la station.

Un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) permet quant à lui de faire des mesures de courant grâce à l'effet Doppler (modification de la fréquence d'une onde acoustique par la réflexion sur un objet en mouvement). Les LADCP sont des ADCP installés sur une bathysonde lors de l'échantillonnage des stations. Ces appareils ont une portée d'environ 130 m et effectuent des mesures de courant au fur et à mesure de la descente de la bathysonde. Une méthode inverse contrainte à la surface par l'SADCP (voir section 2.1.3) et au fond par le bottom-track permet de reconstituer le profil de vitesse horizontale des courants entre la surface et le fond (Visbeck, 2002). Pour cette campagne, on a des données tous les 8 m à partir de 8 m jusqu'à la profondeur maximale de la station, traitées par l'équipe DITM du LOCEAN (H. Le Goff).

2.1.2 Échantillonnage vertical à haute résolution

Lors de la campagne PEACETIME, des mesures le long des transects ont été effectuées grâce au MVP (Moving Vessel Profileur). Le MVP200 de ODIM Brooke Ocean a effectué des profils verticaux

allant jusqu'à une profondeur d'environ 300 m et disposait d'un capteur microCTD de chez AML, d'un fluorimètre WetLabs ECO et d'un ODIM Brooke Ocean LOPC (Laser Optical Plankton Counter). Les données de température et de salinité de la microCTD ont été calibrées avec le capteur CTD (Conductivity–Temperature–Depth) de la bathysonde déployée lors des stations.

Le LOPC, à l'instar de l'UVP déployé pendant MOOSE-GE, donne les distributions de taille allant de 100 μm à quelques cm . Pour cela, l'instrument enregistre la surface de la section transversale de chaque particule qui traverse un faisceau laser émis. Si la particule est perçue par au moins trois éléments de la diode, elle sera considérée comme appartenant à la classe de taille du plancton multi-élémentaire (MEP), dans le cas contraire elle appartiendra à la classe du plancton mono-élémentaire (SEP). Concernant le volume d'échantillonnage, il a été estimé en utilisant la surface du tunnel d'échantillonnage du LOPC multipliée par l'incrément de profondeur estimé avec le capteur de pression. La vitesse de chute libre du MVP étant de $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et la fréquence d'acquisition du LOPC de 2 Hz, les données ont été regroupées au sein d'intervalles verticales de 5 m en commençant à 7.5 m de profondeur. Étant donné que le poisson est en accélération, les données ne sont pas fiables en surface. On a finalement accès à des profils verticaux de l'abondance total de particules ($\text{part}\cdot\text{m}^3$) avec une résolution d'environ 1 km durant les transects.

2.1.3 Mesures en continu

Pour les deux campagnes, les vitesses horizontales ont également été mesurées avec l'ADCP de coque (SADCP). Un SADCP Ocean Surveyor 150 kHz a été utilisé lors des deux campagnes, permettant d'avoir des données de vitesses tous les 4 m entre 20 et 200 m de profondeur. Durant MOOSE-GE, cet SADCP précédent était couplé à un autre SADCP à 38 kHz fournissant des données de vitesse tous les 16 m entre 46 et 1100 m de profondeur. Le traitement des données a ensuite été effectué à l'aide du logiciel Cascade V7.

2.1.4 Cytométrie en flux automatisée

Lors des deux campagnes, les communautés phytoplanctoniques de surface ont été analysées à haute résolution grâce à l'automatisation des prélèvements toutes les heures en utilisant un cytomètre en flux (CytoSense). Cet instrument permet une analyse automatisée des cellules phytoplanctoniques dans la classe de taille 0.7-1000 μm . Il est équipé d'un laser bleu (488 nm, 120 mV) et possède des photo-multiplicateurs (PMT) comme récepteurs de l'auto-fluorescence rouge et orange provoquées par la chlorophylle et la phycoérythrine respectivement, ainsi que pour la diffusion aux grands angles (SideWard Scatter SWS) émise par les cellules. Concernant la diffusion aux petits angles (Forward Scatter FWS), une photo-diode est utilisée. Le cytomètre enregistre les profils optiques générés par chaque particule et dispose d'une caméra CCD qui permet de photographier les micro-organismes ayant une taille supérieur à 20 μm afin de les identifier. Un schéma du fonctionnement d'un cytomètre en flux est présenté sur la figure 3 suivante :

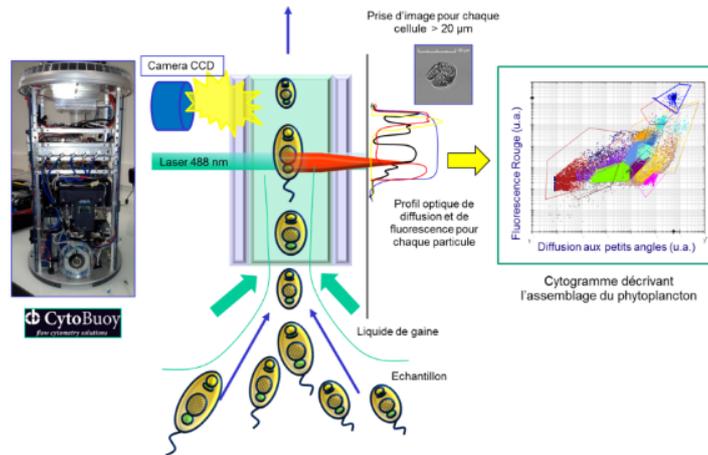


FIGURE 3 – Schéma du fonctionnement d'un cytomètre en flux (source : M.Thyssen).

Les fichiers d'acquisition sont par la suite analysés grâce au logiciel Cytoclus R qui permet de visualiser les profils optiques des particules sous forme de cytogrammes à deux dimensions. Le regroupement des particules montrant des propriétés optiques similaires permet de différencier des groupes phytoplanctonique sur la base de leur taille et de leur contenu pigmentaire. Le FWS est un indicateur de la taille des particules donc pour estimer la taille des différents groupes du phytoplancton sur la base de leur diffusion moyenne, le cytomètre en flux est calibré grâce à l'utilisation de billes en silice et polystyrène de taille connues (1,2,3,5,7 μm). La régression obtenue permet de convertir la FWS des groupes du phytoplancton vers leur diamètre moyen (Foladori et al., 2008). Enfin, la biomasse de carbone est estimée, elle, en utilisant des facteurs de conversion issus de Verity et al. (1992).

TABLE 1 – Résumé des données utilisées en fonction de la campagne

Campagne	CTD	SADCP	LADCP	UVP	MVP (CTD+LOPC)	Cytométrie
MOOSE-GE 2021	×	×	×	×		×
PEACETIME	×	×			×	×

2.2 Méthodologie d'étude d'un tourbillon

Le travail au cours de ce stage consiste à : analyser les données de campagnes afin de déceler des tourbillons, décrire finement leur physique et leur dynamique et enfin décrire leur impact sur la distribution des particules et sur les communautés phytoplanctoniques de surface.

2.2.1 Détermination du centre de rotation

Après avoir sélectionné les données de vitesses (ADCP) sur un transect montrant une structure tourbillonnaire, on cherche à estimer la position de rotation. Pour cela, on minimise la fonction de coût

g définie comme suit (Bosse et al., 2015) :

$$g(x, y) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(v_i \cdot \frac{r_i(x, y)}{\|r_i(x, y)\|} \right)^2 \quad (1)$$

avec v_i qui est la vitesse estimée à la position (x_i, y_i) et $r_i(x, y)$ qui est le vecteur (x, y) vers (x_i, y_i) . Minimiser cette fonction de coût permet de trouver la position dans l'espace qui rend les courants considérés les plus perpendiculaires aux directions reliant cette position aux emplacements où les courants sont mesurés comme le montre la figure 4. Pour déterminer sur quelles profondeurs moyenner les vitesses, on s'est servi des paramètres de température et de salinité en profondeur pour détecter la position possible du coeur du tourbillon.

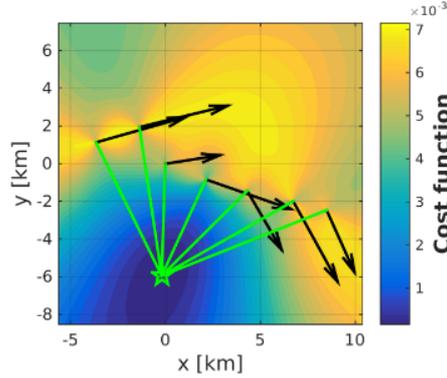


FIGURE 4 – Vecteurs ADCP moyennés entre 148 et 334 m de profondeur au niveau d'un tourbillon à proximité du mouillage LION (42°02N 04°40E). La fonction de coût utilisée pour estimer le centre du tourbillon (étoile verte) est représentée par les contours colorés.

2.2.2 Détermination de la vitesse orthoradiale v_θ

Dans la suite, pour tous les paramètres, on effectue un changement de référentiel en se plaçant dans un référentiel cylindrique lié au tourbillon. On fait ici l'hypothèse d'un tourbillon cylindrique invariant par rotation autour d'un axe localisé au centre. Avec les coordonnées du centre des tourbillons (x_c, y_c) , on peut donc désormais estimer pour chaque mesure de vitesse (u, v) à la position (x_i, y_i) , le champ de vitesse du tourbillon en déterminant la composante orthoradiale de la vitesse v_θ :

$$v_\theta = \vec{e}_\theta \cdot \begin{pmatrix} \vec{u} \\ \vec{v} \end{pmatrix} \quad \text{avec} \quad \vec{e}_\theta = \frac{1}{\sqrt{(y_i - y_c)^2 + (x_i - x_c)^2}} \begin{pmatrix} -(y_i - y_c) \\ x_i - x_c \end{pmatrix} \quad (2)$$

2.2.3 Modèle du tourbillon de Rankine

Maintenant que l'on a déterminé le champ de vitesse lié à la rotation du tourbillon, on va désormais chercher à estimer son rayon (R) et sa vitesse maximale (V_{max}). Pour ce faire, le modèle du tourbillon de Rankine a été appliqué. Le tourbillon de Rankine est un modèle mathématique simple d'un tourbillon

dans un fluide visqueux. Ce modèle suppose une rotation de corps solide (rotation d'une particule sur elle-même et autour de l'axe de rotation et vitesse nulle au centre et maximale sur les bords du tourbillon) à l'intérieur d'un cylindre de rayon R . Le rayon R est appelé rayon du cœur du tourbillon. Les composantes de la vitesse (v_r, v_θ, v_z) du modèle de Rankine, exprimées en coordonnées cylindriques (r, θ, z) sont données par :

$$\begin{cases} v_r = v_z = 0 \\ v_\theta(r) = \frac{V_{max}}{R} r \text{ si } r < R \\ v_\theta(r) = \frac{V_{max}}{r} R \text{ si } r \geq R \end{cases} \quad (3)$$

2.2.4 Nombres adimensionnés et grandeurs physiques

Afin de caractériser la dynamique des tourbillons étudiés, divers paramètres physiques ont été déterminés en commençant par le calcul de deux nombres adimensionnés.

Le nombre de Rossby, tout d'abord, est un nombre très utilisé en dynamique des fluides géophysiques qui représente le rapport entre les forces d'advection et les forces dues à la rotation de la Terre. Grâce à l'application du modèle de Rankine qui nous a permis d'obtenir R et V_{max} , l'expression du nombre de Rossby dans le cas d'un tourbillon cylindrique se définit ainsi :

$$Ro = \frac{\nabla \times v}{f} = \frac{2V_{max}}{Rf} \quad (4)$$

avec $f = 2\Omega \sin(\text{lat})$ qui représente le paramètre de Coriolis avec $\Omega = \frac{2\pi}{T} = 0.729 \cdot 10^{-4} \text{ rad.sec}^{-1}$ où T représente la durée du jour sidéral.

Le nombre de Burger est un autre nombre adimensionné utile pour caractériser les écoulements géophysiques. Il représente le rapport entre la stratification sur la verticale et la rotation de la Terre sur l'horizontale. Il s'exprime de la manière suivante :

$$Bu = \frac{(NH)^2}{(fL)^2} = \frac{Rd^2}{L^2} \quad (5)$$

avec $Rd = NH/f$ qui représente le rayon de déformation de Rossby, L le rayon du tourbillon, H qui correspond à la hauteur du tourbillon et N qui est la fréquence de Brunt-Väisälä défini par $N = (-g/\rho_0 \partial \sigma_0 / \partial z)^{1/2}$. Pour un tourbillon donné, la valeur de N correspond à la moyenne des valeurs de N obtenues sur la hauteur H considérée. La hauteur H s'obtient en prenant, sur une section verticale de vitesse au niveau du rayon R , la hauteur où les vitesses sont supérieures à 20% de la valeur maximale. Un nombre de Burger proche de 1 (soit $L \sim Rd$) correspond à un écoulement en équilibre géostrophique tandis qu'un écoulement à (sous)mésoéchelle ($L \ll Rd$) un aura nombre de Burger supérieur à l'unité.

Pour obtenir les grandeurs physiques qui suivent, nous utiliserons au préalable une technique d'inter-

polation optimale sur le champ de vitesse v_θ . Cette technique utilise des échelles de corrélation (données par le rayon du tourbillon ici, et 50 m sur la verticale) dans le but de reconstruire les données manquantes à partir d'observations ponctuelles (Le Traon, 1990). Cela permet également d'obtenir des champs de vitesse plus lisses pour le calcul de gradients horizontaux.

Nous avons donc, en premier lieu, cherché à obtenir le champ de vortacité des tourbillons. La vortacité ζ exprime la tendance d'un fluide à tourner et se calcule comme suit en coordonnées cylindriques :

$$\zeta(r, z) = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r}(rv_\theta) = \frac{v_\theta}{r} + \frac{\partial v_\theta}{\partial r} \quad (6)$$

avec v_θ qui est la vitesse orthoradiale déterminée précédemment et r qui est la distance depuis le centre du tourbillon.

Dans le but d'observer la cohérence des particules entre elles, on a calculé le taux d'écartement η qui nous indique les positions au niveau du tourbillon où les particules ont le plus tendance à s'écartier à cause des vitesses de rotation :

$$\eta(r, z) = \frac{\partial v_\theta}{\partial r} - \frac{v_\theta}{r} \quad (7)$$

Enfin, grâce à la détermination de ζ et de η , nous pouvons calculer le paramètre d'Okubo Weiss. Ce paramètre permet de séparer l'écoulement en régions dominées par la vortacité et l'écoulement en régions dominées par la déformation, il est donc très utilisé pour la détection et le suivi des tourbillons (Isern-Fontanet et al., 2004).

$$W(r, z) = \eta^2 - \zeta^2 \quad (8)$$

3 Résultats

En parcourant les données ADCP des deux campagnes, nous nous sommes arrêtés sur 3 transects montrant des structures tourbillonnaires anticycloniques, illustrés sur la figure 5. Un premier tourbillon a été identifié à proximité du mouillage LION, échantillonné entre les stations 15 à 21 du leg 1 de la campagne MOOSE-GE, que l'on nommera par la suite le tourbillon LION. Un second tourbillon, situé sur le transect reliant Ajaccio à Cannes, a ensuite pu être repéré entre les stations 61 à 63 du leg 1 de la campagne MOOSE-GE. Il sera renommé le tourbillon AJCA. Et enfin, un dernier tourbillon au niveau du transect T3-T4 de la campagne PEACETIME, que l'on appellera le tourbillon PEACETIME, a été identifié.

Au regard des données ADCP, on a identifié les tourbillons issus de MOOSE-GE comme étant des tourbillons de subsurface contrairement au tourbillon PEACETIME qui présente une signature de surface.

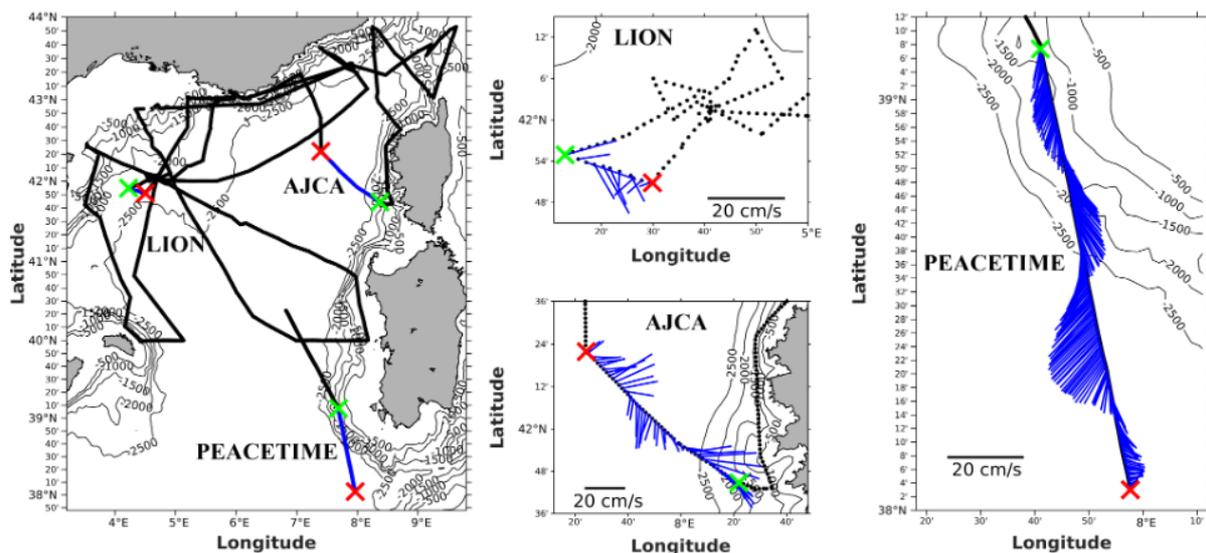


FIGURE 5 – À gauche, une carte montrant en noir le trajet de la campagne MOOSE-GE 2021 au nord et de la campagne PEACETIME au sud. En bleu, on a l'emplacement des 3 transects étudiés avec en haut à gauche le tourbillon LION, à droite le tourbillon AJCA et au sud le tourbillon PEACETIME. Les croix vertes et rouges désignent respectivement le début et la fin du transect. À droite, on a un zoom sur les transects d'intérêt avec en superposition les vecteurs SADCPC moyennés entre 148 et 334 m pour le tourbillon LION, entre 214 et 694 m pour le tourbillon AJCA et entre 18.73 et 106.73 m pour le tourbillon PEACETIME

3.1 Tourbillons de subsurface (LION,AJCA)

3.1.1 Sections de température, de salinité et de fluorescence

Les deux tourbillons LION et AJCA ont été échantillonnés respectivement les 11-12 juin et 18-19 juin 2021. Pour la représentation de ces sections, les stations ont été classées en fonction de leur distance par rapport au centre du tourbillon, permettant de mieux visualiser le contraste possible entre l'intérieur et l'extérieur du tourbillon.

Les sections LION sont représentées sur la figure 6. Plusieurs informations sont à noter, à commencer par les isopycnes qui nous confirment la présence d'un anticyclone de subsurface. Celui-ci est caractérisé par un approfondissement des isopycnes en profondeur et au contraire, un effet de "doming" au dessus du tourbillon. Ensuite, en rappelant que le rayon de LION est de 8 km, on observe assez facilement à partir de cette distance, une diminution de la température conservative ($\sim 13.55^{\circ}\text{C}$ à $\sim 13.25^{\circ}\text{C}$) et de la salinité absolue (38.8 g.kg^{-1} à 38.7 g.kg^{-1}) à l'approche du centre du tourbillon. De plus, on remarque que le signal sur la verticale est plutôt homogène et ne présente pas de maximum en température et en salinité normalement observé autour de la profondeur de la LIW. Enfin, au niveau de la section de fluorescence, on peut observer une légère remontée du DCM (Deep Chlorophyll Maximum) en lien avec la remontée des isopycnes en surface.

Dans le cas de AJCA, les résultats (figure 7) sont plus difficiles à interpréter du fait qu'il n'y ai que 3

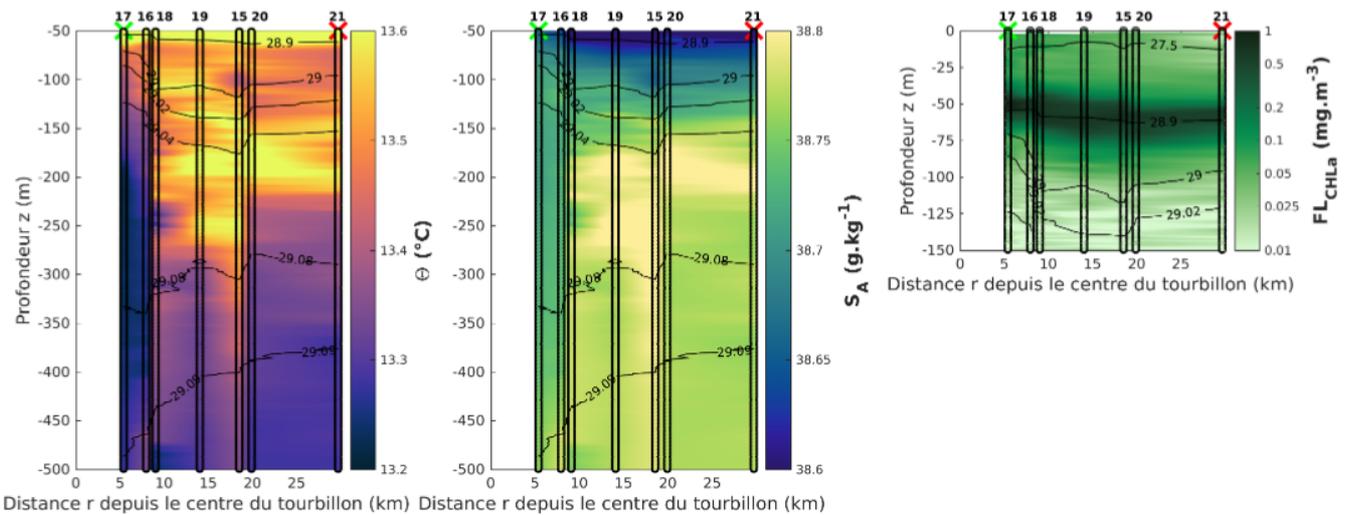


FIGURE 6 – De gauche à droite, représentation orthoradiale des sections de température conservative, de salinité absolue et de fluorescence au niveau du tourbillon LION.

stations, dont deux plutôt éloignées du centre du tourbillon, qui ont été réalisées. On peut tout de même déceler des similitudes avec le tourbillon précédent avec notamment un approfondissement des isopycnas en profondeur, une diminution progressive de la température conservative et de la salinité absolue à l’approche du centre, et la présence d’un coeur homogène sur la verticale entre 400 et 800 m indiquant une formation lors de l’épisode de mélange hivernal. L’absence d’une remontée des isopycnas en surface est sûrement à mettre en relation avec la présence d’un autre tourbillon anticyclonique plus en surface qui semble être mis en avant par la séparation d’eaux plus chaudes et moins salées aux alentours de 300 m de profondeur.

3.1.2 Caractéristiques physiques

Comme vu précédemment, les sections ont révélé un coeur homogène en subsurface caractéristique d’un SCV (Submesoscale Coherent Vortices) possédant une température et une salinité homogène, ainsi qu’une signature en oxygène importante (Bosse et al., 2016). L’application de la fonction de coût appliquée à la profondeur de l’anomalie T/S de subsurface nous indique que le centre du tourbillon LION se trouve à 6 km de la station CTD effectuée la plus proche du centre, et à 5 km pour le tourbillon AJCA. Après détermination du champ de vitesse et utilisation du modèle du tourbillon de Rankine, on apprend que le rayon R du tourbillon LION est de 8 km avec une vitesse maximale V_{max} de -0.12 m.s^{-1} lorsque l’on moyenne les données de vitesse entre 148 et 334m. On obtient des résultats similaires avec le tourbillon AJCA qui a un rayon R de 10.8 km pour une vitesse maximale V_{max} de -0.15 m.s^{-1} pour des données de vitesse moyennées entre 214 et 614 m de profondeur.

Ensuite, en représentant les grandeurs physiques des deux tourbillons, on remarque que le coeur de vorticité du tourbillon LION semble se situer autour des 300 m de profondeur et qu’il a une signature sur une grande partie de la colonne d’eau (figure 8). Concernant η , on remarque qu’il atteint une valeur

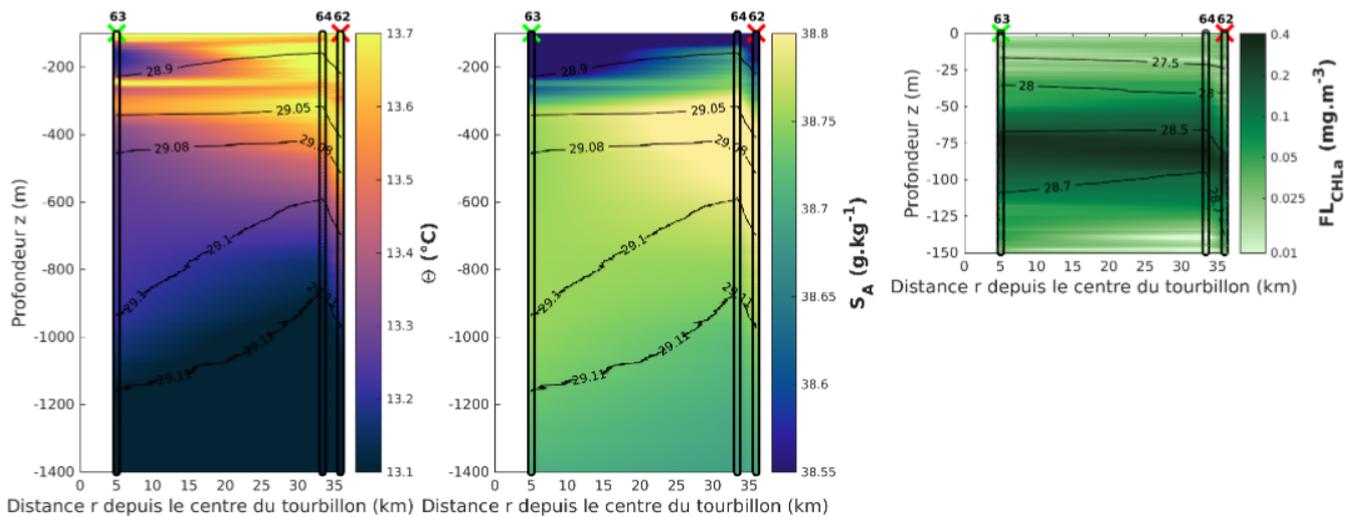


FIGURE 7 – De gauche à droite, représentation orthoradiale des sections de température conservative, de salinité absolue et de fluorescence au niveau du tourbillon AJCA.

maximale sur le bord du tourbillon à la distance de changement de signe de la vorticité et à la profondeur du maximum de vitesse. Enfin, on observe que W est bien négatif au centre avant d’atteindre des valeurs positives au niveau du bord du tourbillon, représenté par une vorticité nulle.

Concernant le tourbillon AJCA, on observe deux coeurs de vorticité avec un coeur situé à 200 m et un autre autour de 600-700 m de profondeur suggérant la présence de deux tourbillons individualisés situés l’un au dessus de l’autre comme le suggère également la représentation du paramètre d’Okubo Weiss qui devient nul à l’approche des 300 m de profondeur ou encore le paramètre η qui devient positif à cette même profondeur (figure 9).

Enfin, en effectuant le calcul des nombres adimensionnés, on obtient un nombre de Rossby égal à -0.3 pour un nombre de Burger proche de l’unité (= 0.74) pour LION. Pour le cas de AJCA, le nombre de Rossby est similaire (= -0.29) mais le nombre de Burger est bien plus important (= 3.7). Ces nombres de Rossby importants montrent que la dynamique n’est pas seulement géostrophique et donc l’importance de la force centrifuge non-linéaire est à considérer. Enfin, le nombre de Burger dépassant l’unité pour AJCA indique des échelles associées à la sous-mésoscale. Ce tourbillon ressemble à un SCV (Bosse et al., 2016).

3.1.3 Sections de particules (UVP)

Pour tenter de comprendre l’impact que peuvent avoir ces tourbillons, nous allons maintenant regarder les données de l’UVP qui, comme pour les autres paramètres, sont classées par rapport à leur distance depuis le centre du tourbillon.

La figure 10 montre la concentration totale des particules pour le tourbillon LION. Sur celle-ci, on peut nettement remarquer la différence de concentration en particules entre l’extérieur du tourbillon où

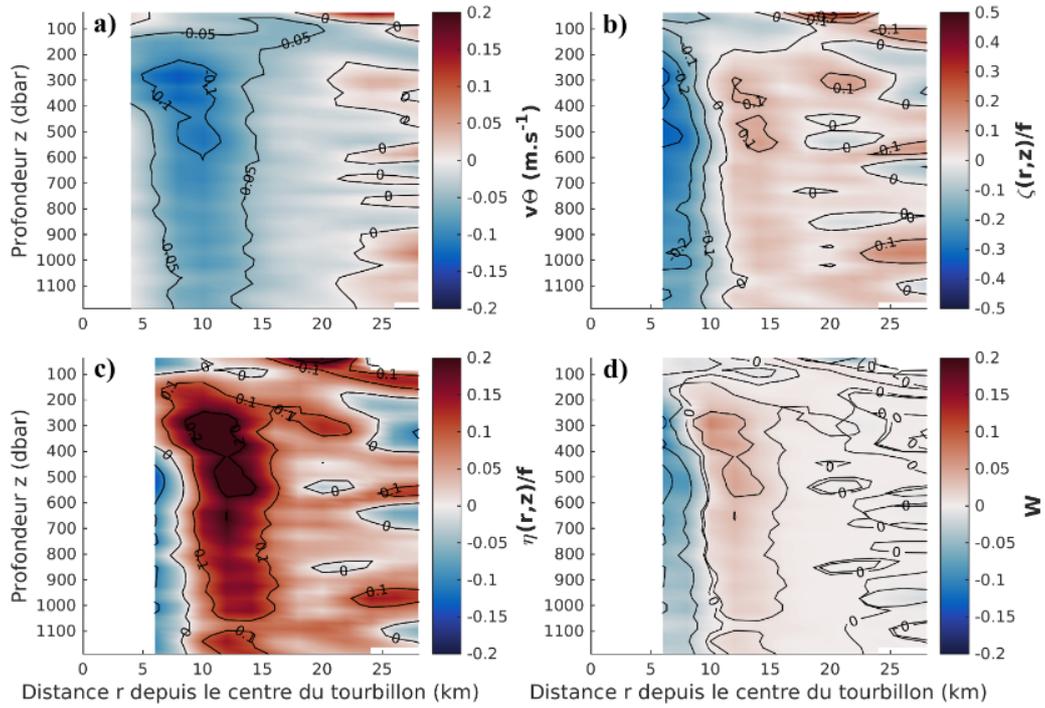


FIGURE 8 – Représentation des différentes grandeurs physiques pour le tourbillon LION avec : a) la vitesse orthoradiale v_θ , b) la vorticité ζ , c) le taux d'écartement η et d) le paramètre d'Okubo Weiss W .

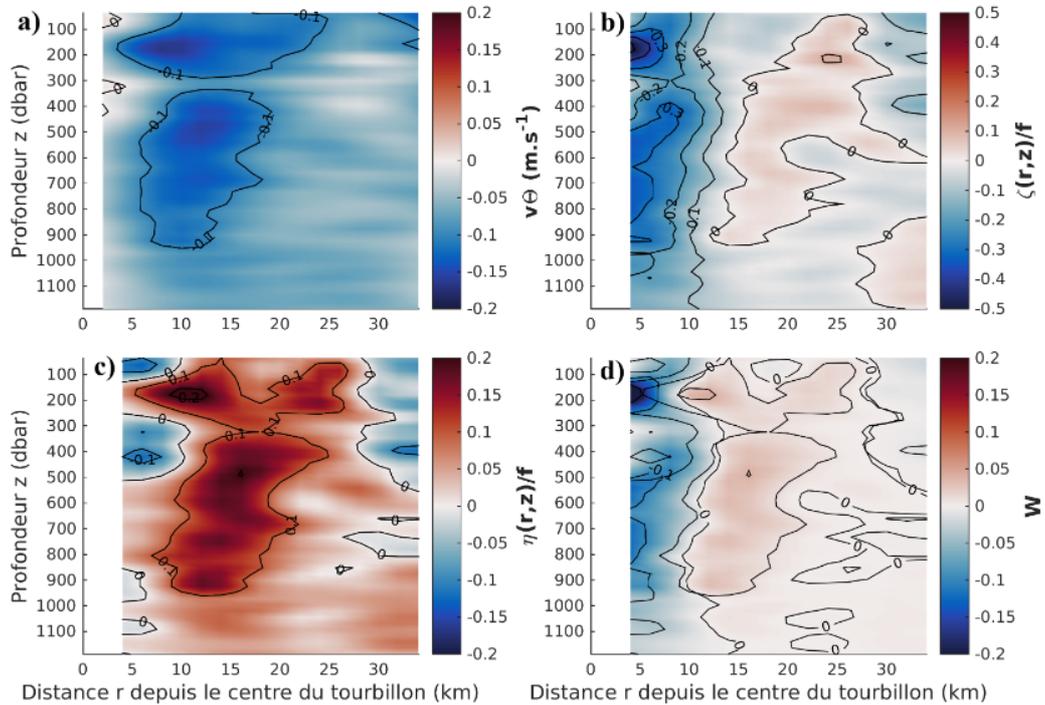


FIGURE 9 – Représentation des différentes grandeurs physiques pour le tourbillon AJCA avec : a) la vitesse orthoradiale v_θ , b) la vorticité ζ , c) le taux d'écartement η et d) le paramètre d'Okubo Weiss W .

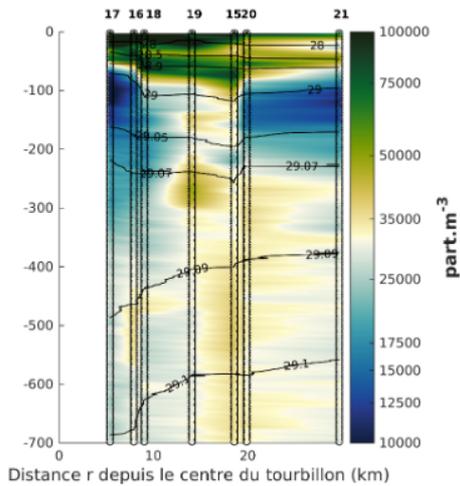


FIGURE 10 – Représentation de la distribution des particules en profondeur depuis le centre du tourbillon LION.

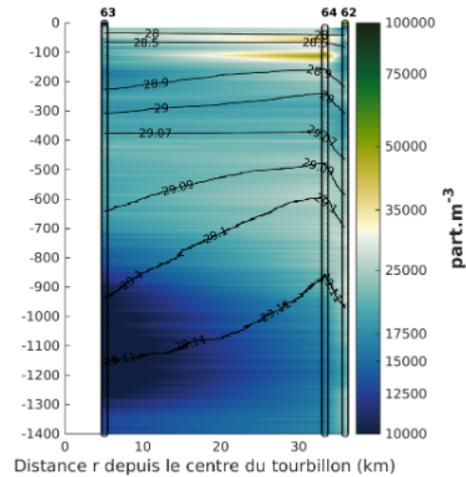


FIGURE 11 – Représentation de la distribution des particules en profondeur depuis le centre du tourbillon AJCA.

elle peut dépasser les $100000 \text{ part.m}^{-3}$ et l'intérieur où la concentration chute d'un facteur proche de 10. En surface, on observe une augmentation de la concentration en particules à l'approche du centre, toujours en lien avec la déformation des isopycnes. Enfin, un dernier point qui attire notre attention est la présence de cette poche de faible concentration en particules ($\sim 10000 \text{ part.m}^{-3}$) située juste en dessus d'une forte concentration en particules, montrant bien la forte séparation entre le milieu piégé par le tourbillon (dominé par une vorticité importante, $W < 0$) et le milieu extérieur où la déformation domine sur la rotation (η maximum et $W > 0$).

En regardant la distribution des particules pour le tourbillon AJCA (figure 11), on observe une concentration qui est bien inférieure à LION, avec des concentration aux alentours de $\sim 20000 \text{ part.m}^{-3}$. Mais le point remarquable de cette section est la présence à nouveau d'une poche de faible concentration particulaire ($10000 \text{ part.m}^{-3}$) qui s'étend ici sur 400 m de profondeur et qui, contrairement à ce qu'on a vu précédemment, s'étend beaucoup plus en profondeur (de 900 à 1300 m) au niveau du coeur de faible température et salinité du tourbillon et dans la zone de forte vorticité et de W négatif.

3.1.4 Communautés phytoplanctoniques de surface

La cytométrie en flux nous permet d'avoir une vision de la composition du phytoplancton en surface. L'instrument met en évidence 7 groupes fonctionnels qui sont : les REDNANOEU, les REDMICRO, les ORGPICOPROK, les REDPICOEU, les ORANANOEU, les Highorange et les REDPICOEU-FLRhigh. Les REDNANOEU et les ORANONEU (cyanobactéries, algues rouges et cryptophytes) représentent le phytoplancton ayant une taille comprise entre 3 et $20 \mu\text{m}$ et diffèrent par une haute signature de fluorescence orange chez les ORANANOEU. Les REDMICRO ont eux une taille supérieure à $20 \mu\text{m}$. Les ORGPICOPROK sont généralement identifiés aux *Synechococcus* tandis que les REDPICOEU aux cyanobactéries photosynthétiques, les *Prochlorococcus*.

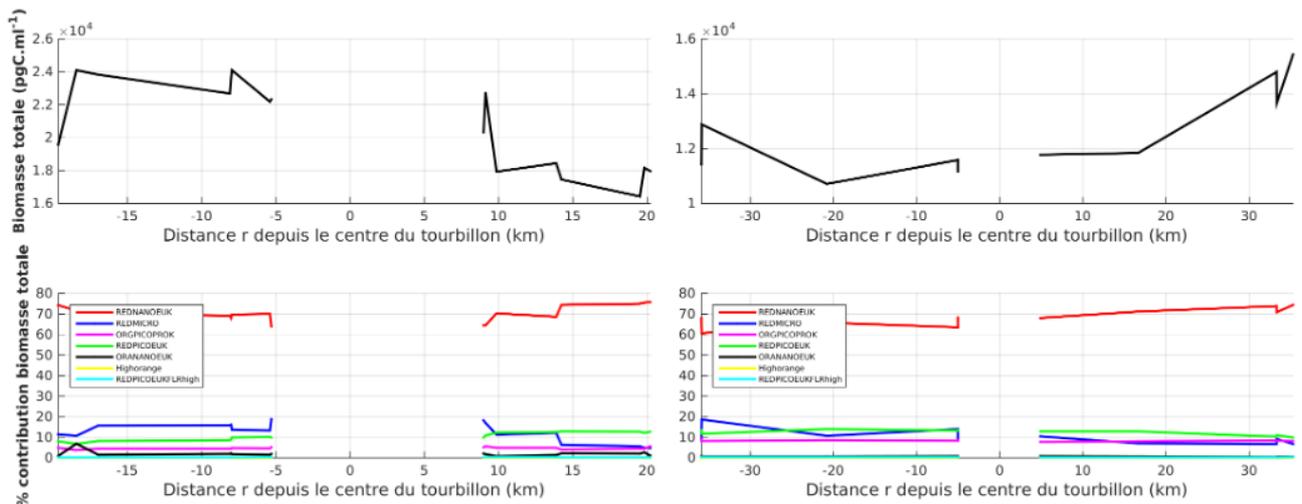


FIGURE 12 – Représentation de la biomasse totale (en haut) et du pourcentage de contribution à la biomasse totale de chaque groupe fonctionnel (en bas) pour le tourbillon LION (deux figures de gauche) et de AJCA (deux figures de droite).

La figure 12 souligne, pour le tourbillon LION, une augmentation de la biomasse totale de plus de 0.6×10^4 pgC.ml⁻¹ à l’approche du centre du tourbillon (1.6×10^4 pgC.ml⁻¹ à plus de 2.2×10^4 pgC.ml⁻¹). Pour AJCA, on remarque au contraire une diminution de la biomasse jusqu’à -0.2×10^4 pgC.ml⁻¹, mais le manque de symétrie du signal à l’approche et en s’éloignant du centre ne nous permet de pas de conclure avec certitude sur la significativité du signal observé.

En regardant les graphiques représentant le pourcentage de contribution à la biomasse totale de chaque groupe fonctionnel, on remarque que la biomasse est dominée à 70% par les nanoeucaryotes, sans impact notable de la présence du tourbillon.

3.2 Tourbillon de surface (PEACETIME)

3.2.1 Sections de température, de salinité et de fluorescence

Le dernier tourbillon étudié durant ce stage est le tourbillon PEACETIME, échantillonné le 14 mai 2017. Les sections radiales au niveau de ce dernier montrent, comme les deux précédents tourbillons, un affaissement des isopycnes à l’approche du centre du tourbillon mais cette fois si en surface, confortant l’idée de la présence d’un anticyclone de surface. Ces sections montrent de même qu’à partir du rayon (ici 28 km), on observe une baisse de la température conservative (de 17°C à $\sim 15^\circ\text{C}$) et de la salinité absolue (d’environ 38.2 g.kg⁻¹ à environ 37.4 g.kg⁻¹). Enfin, si l’on s’intéresse à la section de fluorescence, on remarque une forte remontée de presque 50 m du DCM à l’approche du centre à partir du rayon, ce qui semble contre-intuitif si l’on se fie aux isopycnes qui, elles, s’enfoncent en profondeur.

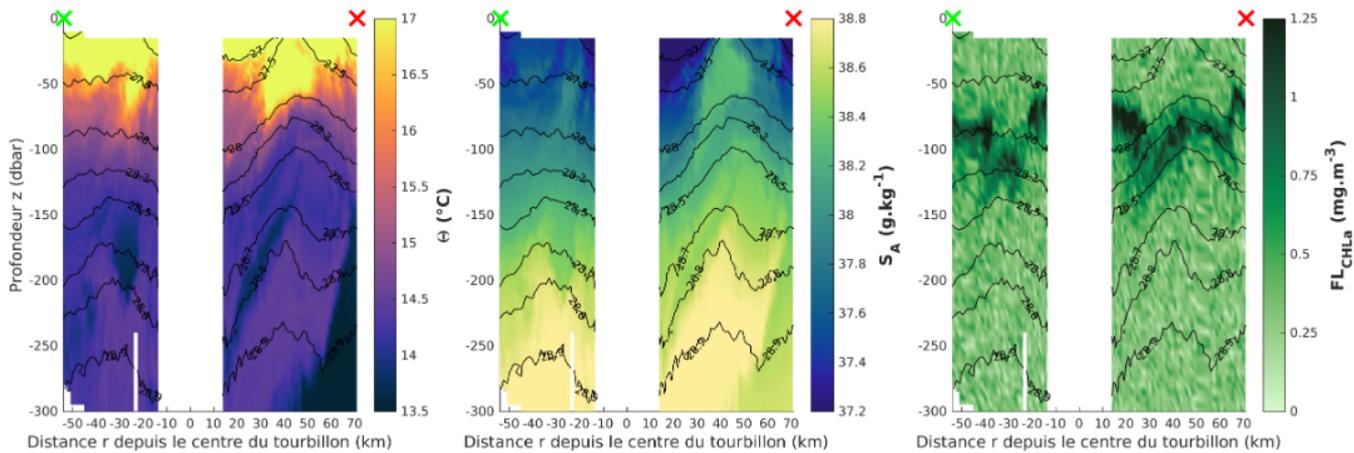


FIGURE 13 – De gauche à droite, représentation radiale des sections de température conservative, de salinité absolue et de fluorescence au niveau du tourbillon PEACETIME.

3.2.2 Caractéristiques physiques

Après avoir utilisé la fonction de coût, on apprend que le centre du tourbillon se situe à environ 13 km du point du transect le plus proche du centre. La détermination de la vitesse orthoradiale et l'utilisation du modèle de Rankine nous renseignent sur le rayon R du tourbillon qui est d'environ 28 km et sur la vitesse maximale V_{max} qui est de -0.52 m.s^{-1} lorsque l'on moyenne les données de vitesse entre 18.73 et 106.73 m de profondeur. Comparé aux deux tourbillons étudiés précédemment, on a affaire ici à un tourbillon pratiquement 3 fois plus grand avec une vitesse maximale presque 5 fois plus élevée.

La représentation des grandeurs physiques sur la figure 14 nous indique que le coeur de vorticité de tourbillon se situe en surface au dessus de 50 m de profondeur et que le tourbillon semble impacter principalement les 150 premiers mètres de la colonne d'eau. De plus, on observe bien que le taux d'écartement η augmente à partir du bord du tourbillon qui est lui même représenté par une valeur nulle du paramètre d'Okubo Weiss (correspondant également au niveau de signe de la vorticité).

Enfin, en calculant les nombres adimensionnés Ro et Bu , on obtient un nombre de Rossby de -0.4 et un nombre de Burger de 0.47. Ro est ici aussi important donc il faut aussi noter l'importance de la force centrifuge non-linéaire. Enfin, le nombre de Burger étant proche de 1, le rayon R du tourbillon est donc de l'ordre du rayon de déformation de Rossby R_d .

3.2.3 Sections de particules (LOPC)

En s'intéressant à la distribution des particules à l'approche du centre du tourbillon à partir des données récoltées par le LOPC (figure 15), on observe une grande similitude avec la position du DCM précédemment décrite. De plus, le nombre de particules au niveau du DCM semble nettement plus important à l'intérieur du tourbillon ($\sim 100000 \text{ part.m}^{-3}$) qu'à l'extérieur où il est aux alentours de $25000 \text{ part.m}^{-3}$. On semble aussi voir en surface qu'on a une légère diminution du nombre de particules en

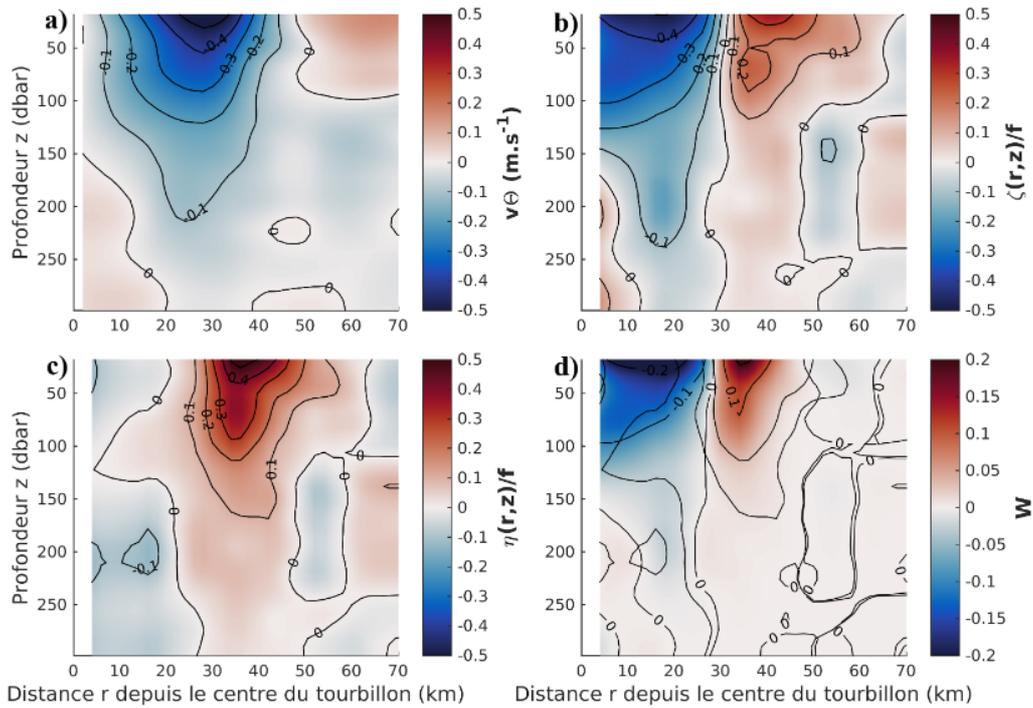


FIGURE 14 – Représentation des différentes grandeurs physiques pour le tourbillon PEACETIME avec : a) la vitesse orthoradiale v_θ , b) la vorticité ζ , c) le taux d'écartement η et d) le paramètre d'Okubo Weiss W .

s'approchant du centre.

On observe également un signal qui est caractérisé par une diminution de la concentration en particules entre 30 et 60 km et 0 et 50 m de profondeur. Cette zone de minimum d'abondance particulière se situe à la transition entre la région dominée par la rotation ($W < 0$) et la région dominé par l'étirement ($W > 0$), indiquant l'importance de la dynamique horizontale liée au tourbillon sur la distribution des particules en suspension.

3.2.4 Communautés phytoplanctoniques de surface

Les résultats de la cytométrie en flux automatisée, illustrés sur la figure 16, décrivent une anomalie négative d'environ -0.4×10^4 pgC.ml⁻¹ de biomasse à l'approche du centre du tourbillon. Cette diminution de biomasse est corrélée avec une baisse de la fluorescence visible sur la dernière carte de la figure 16. Enfin, on observe que le tourbillon PEACETIME est lui aussi dominé par des nanoeucaryotes, mais seulement à hauteur de 40%, suivi de près par les picoeucaryotes à hauteur de 20%. Encore une fois, il semble difficile de détecter un changement significatif des communautés phytoplanctoniques de surface au centre de ce tourbillon.

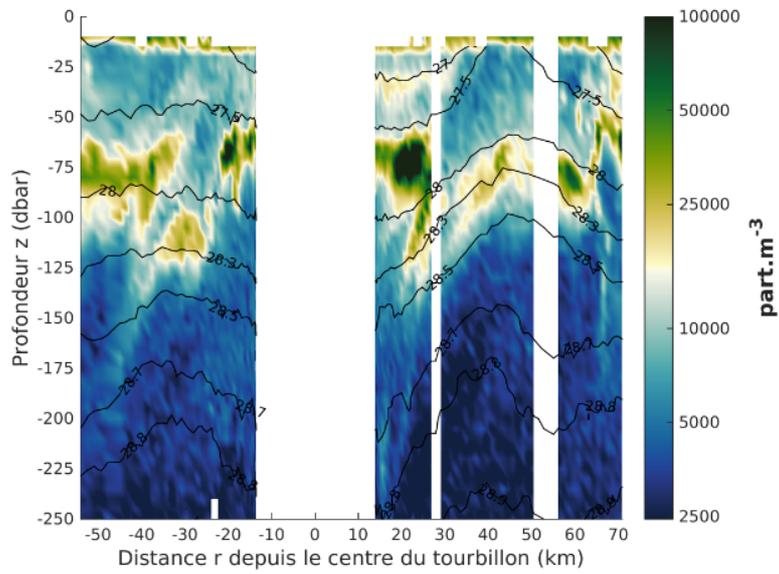


FIGURE 15 – Représentation de la distribution de particules par m^{-3} depuis le centre du tourbillon PEACETIME.

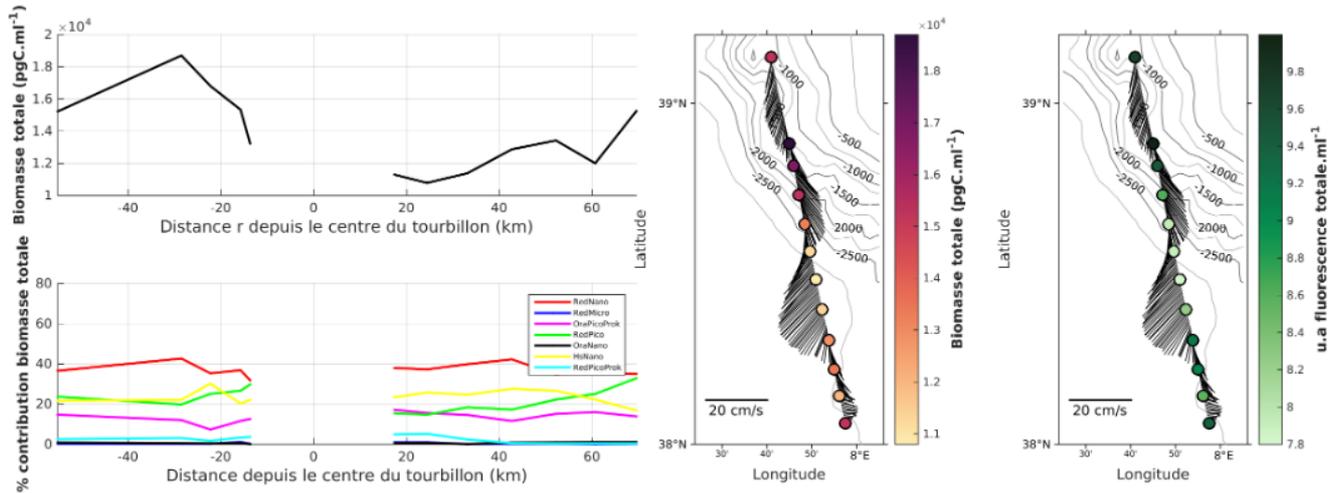


FIGURE 16 – Représentation de la biomasse totale (graphique du haut et carte de gauche), du pourcentage de contribution à la biomasse totale de chaque groupe fonctionnel (graphique du bas) et de la fluorescence de surface (carte de droite) pour le tourbillon PEACETIME.

4 Discussion

Dans ce rapport, nous avons montré au niveau du tourbillon de subsurface LION une remontée du DCM, et une remontée des particules, traduisant une concentration plus importante de particules vers la surface à l’approche du centre du tourbillon. Ces deux observations se sont révélées coïncider avec une augmentation de biomasse des communautés phytoplanctoniques de surface. A l’inverse, l’anticyclone de surface PEACETIME a montré, comme l’on pouvait s’y attendre, une diminution de la biomasse en lien avec une diminution du nombre de particules en surface. Cependant, une forte remontée du DCM sur des isopycnes d’eaux plus légères, était tout de même observée. Cela semble indiquer un changement d’isopycne des nutriclines (zone de gradient où les nutriments faibles en surface augmentent vers une valeur importante).

Pour le tourbillon AJCA, malgré l’analyse plus difficile des résultats du fait d’un nombre plus limité de stations échantillonnées à proximité (ce qui constitue en soit une limitation à l’interprétation des données), on a pu mettre en évidence la présence d’un tourbillon anticyclonique à double cœur. Le cœur situé autour de 200 m de profondeur présente une signature thermique de 13.2°C pour une salinité absolue proche de 38.4 g.kg⁻¹. Sur le diagramme T-S suivant (figure 17), on est tenté de dire cette masse d’eau est de l’WIW, malgré le fait qu’elle ne possède pas les caractéristiques historiques de la WIW décrite par Vargas-Yáñez et al. (2012) (salinité comprise entre 38.1 et 38.3 et une température inférieure à 13.0 °C). Cependant, Garreau et al. (2018) ont aussi échantillonné un tourbillon à double cœur en Méditerranée occidentale dans le bassin Algérien. A 200 m de profondeur, ils trouvent une lentille d’eau ayant pratiquement les mêmes caractéristiques que nos résultats (température inférieure à 13.2°C et une salinité comprise entre 38.3 et 38.4) et la qualifient de WIW. Pour eux, cette lentille était évidemment le résultat d’un processus de génération similaire mais qui se serait formée plus au sud, le long de la limite au large du Courant Nord ou dans la zone du front Nord Baléares, plutôt que sur le plateau du Golfe du Lion où l’on trouve les WIW les plus froides. Les faibles valeurs de salinité du coeur de surface nous indiquent ici une origine à l’extérieur du gyre cyclonique où la convection a été plus profonde.

Plus en profondeur, au niveau du deuxième cœur de ce même tourbillon, on a mis en évidence la présence d’une poche de 400 m d’épaisseur d’eau très faiblement stratifiée et aux faibles concentrations en particules en comparaison avec le milieu environnant. L’une des hypothèses pouvant expliquer ce phénomène serait que la formation de ce tourbillon plus profond ait eu lieu à proximité de la zone de

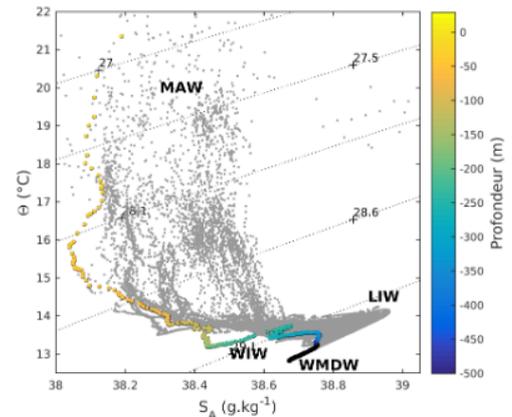


FIGURE 17 – Diagramme T-S de toutes les stations du leg 1 de la campagne MOOSE-GE 2021 avec, pour la station 63 (station la plus proche du tourbillon AJCA), une représentation de la profondeur.

convection profonde, au niveau du Golfe du Lion. En effet, Durrieu De Madron et al. (2017), ont trouvé une concentration de particules d'environ 10 part.L^{-1} (soit $10000 \text{ part.m}^{-3}$) sur toute la colonne d'eau durant la campagne DEWEX 1 en février 2013, campagne couvrant la zone du Golfe du Lion.

Enfin, au niveau des 3 tourbillons étudiés, la cytométrie a révélé une dominance du nanophytoplancton à hauteur de 70-80% pour LION et AJCA et à hauteur de 40% pour PEACETIME. Ce résultat est soutenu par Mayot et al. (2017) qui ont mis en évidence en Méditerranée Nord-occidentale (entre juin 2012 et juin 2013) une dominance du nanophytoplancton à hauteur de 55-80% en été (juin, juillet, août) et à hauteur de 30-60% au printemps (mars, avril, mai) durant les campagnes DEWEX.

5 Conclusions et perspectives

Malgré leur présence dans un même bassin hydrographique et leur aspect anticyclonique, nous venons de décrire 3 tourbillons qui se sont avérés bien différents les uns des autres, que ce soit par rapport à leur rayon, à leur vitesse maximale, à la profondeur de leur cœur de vorticité, à leur impact sur la biogéochimie du milieu ou encore sur leur effet sur la distribution des particules. Cela met en évidence la richesse des structures pouvant exister et le travail qu'il reste encore à accomplir pour appréhender toutes leurs spécificités.

Les structures tourbillonnaires jouent un rôle essentiel dans le milieu océanique puisqu'elles transfèrent des eaux ayant des caractéristiques différentes (en température, en salinité et en contenu biogéochimiques) avec le milieu externe au tourbillon. Ils exercent une influence sur la biogéochimie et la biologie. D'après McGillicuddy Jr and Robinson (1997), les anticyclones n'ont pas d'effets sur la production primaire car ils sont caractérisés par un downwelling d'eau de surface pauvre en nutriments contrairement aux cyclones qui sont caractérisés par un upwelling d'eaux plus riches en nutriments situées en profondeur. Cependant, on trouve plus récemment des études qui viennent soutenir l'importance des tourbillons anticycloniques de subsurface sur la biogéochimie du milieu (McGillicuddy Jr et al., 2007; Sweeney et al., 2003), et en particulier en Méditerranée (Bosse et al., 2017).

Ici, le tourbillon de subsurface LION a montré une remontée des particules ainsi qu'une concentration plus importante de particules vers la surface et à l'approche du centre et une remontée de la profondeur du DCM. Ces observations coïncident avec une augmentation de la biomasse des communautés phytoplanctoniques de surface. Pour le second tourbillon de subsurface, on a pu montrer qu'il possédait deux coeurs de vorticité bien distincts et qu'il ne semblait pas avoir d'impact sur la biomasse de surface. Pour autant, on a émis l'hypothèse que le coeur de surface serait formé de WIW et que le coeur en profondeur se serait formé suite à la convection profonde. Par conséquent, ce tourbillon transfère des masses d'eau ayant des caractéristiques différentes du milieu environnant pouvant par la suite impacter la biogéochimie du milieu lorsque l'anticyclone s'essoufflera. Enfin, le dernier tourbillon étudié est un tourbillon anticyclonique de surface qui a montré une diminution de la biomasse en lien avec une

diminution du nombre de particules en surface à l'approche du centre. Malgré cela, une forte remontée du DCM sur des isopynes d'eaux plus légères a été observée, indiquant sûrement un changement d'isopycne des nutriclines.

Au niveau des perspectives, plusieurs peuvent être mises en avant à commencer par le besoin d'inventer des techniques permettant d'échantillonner à la profondeur du DCM avec la cytométrie en flux du fait de la difficulté à interpréter les données de surface quand la dynamique des tourbillons est plutôt profonde et que la majorité de la biomasse se situe au niveau du DCM. On peut aussi adapter la méthode d'échantillonnage en mettant en place des campagnes de processus qui concentrent les efforts sur le suivi lagrangien d'un tourbillon. Cela permettrait de pouvoir réellement voir l'impact du tourbillon sur la modification de la biologie en surface puisque l'on ne se fie plus à une simple image figée du milieu. Enfin, on peut aussi parler de l'UVP6 (version miniature de l'UVP5) qui peut aussi se monter sur des gliders ce qui peut ainsi constituer une belle perspective pour étudier les tourbillons sur les radiales répétées comme celles maintenues dans MOOSE (Nice-Calvi et Marseille-Minorque).

Références

- Bethoux, J. P., Gentili, B., Morin, P., Nicolas, E., Pierre, C., and Ruiz-Pino, D. (1999). The mediterranean sea : a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the north atlantic. Progress in Oceanography, 44(1-3) :131–146.
- Bianchi, C. N. and Morri, C. (2000). Marine biodiversity of the mediterranean sea : situation, problems and prospects for future research. Marine pollution bulletin, 40(5) :367–376.
- Bosse, A., Testor, P., Damien, P., Estournel, C., Marsaleix, P., Mortier, L., Prieur, L., and Taillandier, V. (2021). Wind-forced submesoscale symmetric instability around deep convection in the northwestern mediterranean sea. Fluids, 6(3) :123.
- Bosse, A., Testor, P., Houpert, L., Damien, P., Prieur, L., Hayes, D., Taillandier, V., Durrieu de Madron, X., d'Ortenzio, F., Coppola, L., et al. (2016). Scales and dynamics of submesoscale coherent vortices formed by deep convection in the northwestern mediterranean sea. Journal of Geophysical Research : Oceans, 121(10) :7716–7742.
- Bosse, A., Testor, P., Mayot, N., Prieur, L., d'Ortenzio, F., Mortier, L., Le Goff, H., Gourcuff, C., Coppola, L., Lavigne, H., et al. (2017). A submesoscale coherent vortex in the ligurian sea : From dynamical barriers to biological implications. Journal of Geophysical Research : Oceans, 122(8) :6196–6217.
- Bosse, A., Testor, P., Mortier, L., Prieur, L., Taillandier, V., d'Ortenzio, F., and Coppola, L. (2015). Spreading of levantine intermediate waters by submesoscale coherent vortices in the northwestern mediterranean sea as observed with gliders. Journal of Geophysical Research : Oceans, 120(3) :1599–1622.
- d'Ortenzio, F. and Ribera d'Alcalà, M. (2009). On the trophic regimes of the mediterranean sea : a satellite analysis. Biogeosciences, 6(2) :139–148.

- Durrieu De Madron, X., Ramondenc, S., Berline, L., Houpert, L., Bosse, A., Martini, S., Guidi, L., Conan, P., Curtil, C., Delsaut, N., et al. (2017). Deep sediment resuspension and thick nepheloid layer generation by open-ocean convection. Journal of Geophysical Research : Oceans, 122(3) :2291–2318.
- Escudier, R., Renault, L., Pascual, A., Brasseur, P., Chelton, D., and Beuvier, J. (2016). Eddy properties in the western mediterranean sea from satellite altimetry and a numerical simulation. Journal of Geophysical Research : Oceans, 121(6) :3990–4006.
- Foladori, P., Quaranta, A., and Ziglio, G. (2008). Use of silica microspheres having refractive index similar to bacteria for conversion of flow cytometric forward light scatter into biovolume. Water research, 42(14) :3757–3766.
- Forryan, A., Allen, J., Edhouse, E., Silburn, B., Reeve, K., and Tesi, E. (2012). Turbulent mixing in the eddy transport of western mediterranean intermediate water to the alboran sea. Journal of Geophysical Research : Oceans, 117(C9).
- Garreau, P., Dumas, F., Louazel, S., Stegner, A., and Le Vu, B. (2018). High-resolution observations and tracking of a dual-core anticyclonic eddy in the algerian basin. Journal of Geophysical Research : Oceans, 123(12) :9320–9339.
- Isern-Fontanet, J., Font, J., García-Ladona, E., Emelianov, M., Millot, C., and Taupier-Letage, I. (2004). Spatial structure of anticyclonic eddies in the algerian basin (mediterranean sea) analyzed using the okubo–weiss parameter. Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography, 51(25–26) :3009–3028.
- 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.
- Leblanc, K., Queguiner, B., Diaz, F., Cornet, V., Michel-Rodriguez, M., Durrieu de Madron, X., Bowler, C., Malviya, S., Thyssen, M., Grégori, G., et al. (2018). Nanoplanktonic diatoms are globally overlooked but play a role in spring blooms and carbon export. Nature Communications, 9(1) :1–12.
- Lévy, M., Franks, P. J., and Smith, K. S. (2018). The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems. Nature communications, 9(1) :1–16.
- Margirier, F., Testor, P., Heslop, E., Mallil, K., Bosse, A., Houpert, L., Mortier, L., Bouin, M.-N., Coppola, L., D’ortenzio, F., et al. (2020). Abrupt warming and salinification of intermediate waters interplays with decline of deep convection in the northwestern mediterranean sea. Scientific Reports, 10(1) :1–11.
- Mayot, N., d’Ortenzio, F., Uitz, J., Gentili, B., Ras, J., Vellucci, V., Golbol, M., Antoine, D., and Claustre, H. (2017). Influence of the phytoplankton community structure on the spring and annual primary production in the northwestern mediterranean sea. Journal of Geophysical Research : Oceans, 122(12) :9918–9936.
- McGillicuddy Jr, D. and Robinson, A. (1997). Eddy-induced nutrient supply and new production in the sargasso sea. Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers, 44(8) :1427–1450.
- McGillicuddy Jr, D. J., Anderson, L. A., Bates, N. R., Bibby, T., Buesseler, K. O., Carlson, C. A., Davis, C. S., Ewart, C., Falkowski, P. G., Goldthwait, S. A., et al. (2007). Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms. Science, 316(5827) :1021–1026.

- McWilliams, J. C. (2016). Submesoscale currents in the ocean. Proceedings of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 472(2189) :20160117.
- Millot, C. (1991). Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western mediterranean. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 15(3-5) :179–214.
- Millot, C. (1999). Circulation in the western mediterranean sea. Journal of Marine Systems, 20(1-4) :423–442.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., and Benzohra, M. (1990). The algerian eddies. Earth-Science Reviews, 27(3) :203–219.
- Picheral, M., Guidi, L., Stemmann, L., Karl, D. M., Iddaoud, G., and Gorsky, G. (2010). The underwater vision profiler 5 : An advanced instrument for high spatial resolution studies of particle size spectra and zooplankton. Limnology and Oceanography : Methods, 8(9) :462–473.
- Puillat, I., Taupier-Letage, I., and Millot, C. (2002). Algerian eddies lifetime can near 3 years. Journal of Marine Systems, 31(4) :245–259.
- Sweeney, E. N., McGillicuddy Jr, D. J., and Buesseler, K. O. (2003). Biogeochemical impacts due to mesoscale eddy activity in the sargasso sea as measured at the bermuda atlantic time-series study (bats). Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography, 50(22-26) :3017–3039.
- Testor, P., Bosse, A., Houpert, L., Margirier, F., Mortier, L., Legoff, H., Dausse, D., Labaste, M., Karstensen, J., Hayes, D., et al. (2018). Multiscale observations of deep convection in the northwestern mediterranean sea during winter 2012–2013 using multiple platforms. Journal of Geophysical Research : Oceans, 123(3) :1745–1776.
- Testor, P. and Gascard, J. (2003). Large-scale spreading of deep waters in the western mediterranean sea by submesoscale coherent eddies. Journal of physical oceanography, 33(1) :75–87.
- Vargas-Yáñez, M., Zunino, P., Schroeder, K., López-Jurado, J. L., 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 :52–59.
- Verity, P. G., Robertson, C. Y., Tronzo, C. R., Andrews, M. G., Nelson, J. R., and Sieracki, M. E. (1992). Relationships between cell volume and the carbon and nitrogen content of marine photosynthetic nanoplankton. Limnology and Oceanography, 37(7) :1434–1446.
- Visbeck, M. (2002). Deep velocity profiling using lowered acoustic doppler current profilers : Bottom track and inverse solutions. Journal of atmospheric and oceanic technology, 19(5) :794–807.
- Visbeck, M., Marshall, J., and Jones, H. (1996). Dynamics of isolated convective regions in the ocean. Journal of Physical Oceanography, 26(9) :1721–1734.
- Whalen, C. B., MacKinnon, J. A., and Talley, L. D. (2018). Large-scale impacts of the mesoscale environment on mixing from wind-driven internal waves. Nature Geoscience, 11(11) :842–847.

Résumé

Dans le but de d'explorer les processus physiques et leurs couplages avec la biologie au sein de structures de (sous)mésoéchelles, 3 tourbillons anticycloniques situés en Méditerranée occidentale ont été étudiés. Malgré leur présence dans un même bassin hydrographique, ces tourbillons se sont révélés bien différents les uns des autres. Le tourbillon de subsurface LION a montré une remontée des particules ainsi qu'une concentration plus importante de particules vers la surface et à l'approche du centre coïncidant avec une remontée de la profondeur du maximum de chlorophylle profond. Ces observations coïncident avec une augmentation de la biomasse des communautés phytoplanctoniques de surface. Le second tourbillon de subsurface AJCA, a montré la présence de deux coeurs de vorticité bien distincts sur la verticale et ne semble pas avoir d'impact sur la biomasse de surface. De part ses caractéristiques, on a émis l'hypothèse que le coeur de surface serait formé d'Eaux d'Hiver Intermédiaires et que le coeur en profondeur se serait formé suite à la convection profonde dans le Golfe du Lion. Par conséquent, ce tourbillon transporte des masses d'eau ayant des caractéristiques bien distinctes du milieu environnant pouvant par la suite impacter la physique et la biogéochimie du milieu au cours de son existence et jusqu'à la dissipation de l'anticyclone. Enfin, le dernier tourbillon étudié est un tourbillon de surface qui a montré une diminution de la biomasse en lien avec une diminution du nombre de particules en surface à l'approche du centre. Malgré cela, une importante remontée du maximum de chlorophylle au niveau d'eaux plus légères a été observée, indiquant sûrement un changement d'isopycne des nutriclines.

Abstract

In order to explore the physical processes and their coupling with biology within (sub)mesoscale structures, three anticyclonic eddies in the western Mediterranean were studied. Despite their presence in the same basin, these eddies were found to be quite different from each other. The LION subsurface eddy showed an upwelling of particles as well as a higher concentration of particles towards the surface and approaching the center as well as an upwelling of the depth of chlorophyll maximum. These observations coincide with an increase in the biomass of surface phytoplankton communities. The second subsurface eddy, AJCA, characterized by the presence of two distinct vorticity cores on the vertical and does not seem to have an impact on the surface biomass. Due to its characteristics, it was hypothesized that the surface core is likely formed from Winter Intermediate Waters and the deep core by deep convection in the Gulf of Lion. Therefore, this eddy transfers water masses with very distinct characteristics from the surrounding environment that can subsequently impact the physics and the biogeochemistry along its life and until the dissipation of the anticyclone. Finally, the last eddy studied is a surface eddy that showed a decrease in biomass related to a decrease in the number of particles at the surface toward its center. Despite this, an important upwelling of the deep chlorophyll maximum toward lighter waters was observed, likely indicating a change in nutriclines density.