



HAL
open science

Caractérisation du front Nord-Baléares : Variabilité et rôle de la circulation des masses d'eau en Méditerranée Occidentale

Quentin-Boris Barral

► **To cite this version:**

Quentin-Boris Barral. Caractérisation du front Nord-Baléares : Variabilité et rôle de la circulation des masses d'eau en Méditerranée Occidentale. Sciences de la Terre. Université de Toulon, 2022. Français. NNT : 2022TOUL0006 . tel-04399738

HAL Id: tel-04399738

<https://theses.hal.science/tel-04399738>

Submitted on 17 Jan 2024

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

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

ECOLE DOCTORALE 548 - Mer & Sciences
UMR 7294 - MIO - Institut Méditerranéen d'Océanologie

THÈSE

présentée par :

M. Quentin-Boris Barral

soutenue le 21 juillet 2022

pour obtenir le grade de Docteur en Sciences de l'Univers
Spécialité : Océanographie Physique

**Caractérisation du Front Nord-Baléares :
variabilité et rôle de la circulation des masses d'eau
en Méditerranée Occidentale**

THÈSE dirigée par :

M. Bruno ZAKARDJIAN	PU, MIO, UTLN, Toulon	Directeur de thèse
M. Pierre GARREAU	CR-HDR, LOPS, Ifremer, Brest	Co-encadrant
M. Franck DUMAS	CR, SHOM, Brest	Co-encadrant

JURY :

Mme. Claude ESTOURNEL	DR, CNRS, LEGOS, Toulouse	Rapportrice
Mme. Sabrina SPEICH	PU, LMD, ENS, IPSL, Paris	Rapportrice
Mme Karina von SCHUCKMANN	CR-HDR, Mercator-Océan, Toulouse	Examinatrice
M. Samuel SOMOT	ICPEF, CNRM, Météo-France, Toulouse	Examinateur
M. Baptiste MOURRE	CR, SOCIB, Palma de Majorque, Espagne	Examinateur

Résumé

EN Méditerranée Occidentale, le front des Baléares (BF) marque l'affrontement des eaux atlantiques (AWs) moins salées et méditerranéennes (mAWs) plus salées ; le front Liguro-Provençal résulte du transport des eaux chaudes tyrrhéniennes dans le Courant Nord ; le front des Pyrénées (PF) est issu du contraste nord-sud des forçages éoliens autour des Pyrénées. Le front Nord-Baléares (NBF) situé entre îles Baléares, Corse et Sardaigne, semble séparer les bassins Provençal et Algérien, et est moins bien défini. Certaines études le considèrent comme un front thermique, d'autres comme un front de salinité, ou encore associé à une possible circulation de fermeture entre Minorque et la Corse du "Gyre Nord" (une boucle cyclonique de courants), voire comme limite sud à la convection hivernale. Cette thèse caractérise ce front. Une méthode de détection est appliquée aux données de température de surface de mer (SST) observées par satellite et à celles d'une simulation (la réanalyse MEDRYS1V2, 1992-2013), ainsi qu'à ses données simulées de salinité de surface de mer (SSS). Deux zones de présence récurrente des fronts apparaissent : deux zones frontales. La première relie Pyrénées et Corse par des fronts thermiques en été-automne en proche surface (0-50m). Elle constitue le prolongement à l'est du PF lorsque ses masses d'eau sont advectées en subsurface par la circulation régionale. La seconde relie Minorque et Sardaigne par des fronts halins sans variabilité saisonnière. Elle caractérise la continuation à l'est du BF et la confrontation entre mAWs, et AWs déplacées par les tourbillons algériens (AEs). En conséquence, ces deux zones de fronts distinctes, précédemment confondues au sens du NBF, sont ici baptisées les Zones Frontales Pyrénées-Corse et Baléares-Sardaigne. La Zone Frontale thermique Pyrénées-Corse n'est pas influencée par la formation d'eau profonde (DWF). En revanche, la Zone Frontale haline Baléares-Sardaigne présente une variabilité spatiale à l'échelle interannuelle. Elle se déplace vers le sud sur une centaine de kilomètres lors des années à DWF, et sans, retrouve sa position stable au nord sous l'influence des AEs.

Un algorithme diagnostique de détection des masses d'eau du bassin occidental a été développé pour les quantifier dans la réanalyse. Il évalue leurs caractéristiques, leurs cœurs, volumes et circulations spécifiques. Le premier résultat est l'oscillation saisonnière latitudinale du courant de fermeture du Gyre Nord. Sont aussi détectés des épisodes irréalistes de circulation et mélange d'eau profonde (1998-1999, 2003 et 2010). Néanmoins, la réanalyse leur est résiliente, si bien qu'une dynamique interannuelle est observée sur les eaux profondes : la DWF disloque le Gyre Algérien profond et cyclonique. Différencier ces deux régimes (avec ou sans DWF) montre que toutes les masses d'eaux sont affectées par la déstabilisation du gyre. En surface, les AWs ne subissent plus l'entraînement cyclonique et leur circulation zonale migre le sud, expliquant le déplacement de la Zone Frontale Baléares-Sardaigne. Autrement, la Transition Ouest-Méditerranéenne (WMT, due à la DWF de 2005) a entraîné un débordement réaliste des eaux profondes dans le canal de Sardaigne en 2009. L'algorithme montre que ce transit profond ouest-est a provoqué en surface un retour est-ouest. Cet événement apporte des mAWs par le canal de Sardaigne au lieu, d'ordinaire, le canal Est-Corse. Il a amené une partie des AWs vers le bassin provençal en 2009, déplaçant de manière atypique mais réaliste la Zone Frontale Baléares-Sardaigne jusqu'à la Corse.

Abstract

IN the Western Mediterranean, the Balearic front (BF) marks the confrontation of less salty Atlantic waters (AWs) and more salty Mediterranean waters (mAWs); the Liguro-Provençal front results from the transport of warm Tyrrhenian waters in the Northern Current; the Pyrenees front (PF) is the result of the north-south contrast of the wind forcing around the Pyrenees. The North Balearic Front (NBF) located between the Balearic Islands, Corsica and Sardinia, seems to separate the Provençal and Algerian basins, and is less well defined. Some studies consider it as a thermal front, others as a salinity front, or associated with a possible closing circulation between Menorca and Corsica of the "North Gyre" (a cyclonic loop of currents), or even as a southern limit to winter convection. This thesis characterizes this front. A detection method is applied to satellite observed sea surface temperature (SST) data and to those of a simulation (the MEDRYS1V2 reanalysis, 1992-2013), as well as to its simulated sea surface salinity (SSS) data. Two areas of recurrent presence of fronts appear : two frontal areas. The first one connects the Pyrenees and Corsica by thermal fronts in summer-autumn at the near surface (0-50m). It constitutes the eastern extension of the PF when its water masses are advected to the subsurface by the regional circulation. The second connects Menorca and Sardinia by haline fronts without seasonal variability. It characterizes the eastern continuation of the BF and the confrontation between mAWs, and AWs displaced by Algerian eddies (AEs). Consequently, these two distinct fronts, previously confused in the sense of the NBF, are here named the Pyrenees-Corsica and Balearic-Sardinia Frontal Zones. The Pyrenees-Corsica Thermal Frontal Zone is not influenced by deep water formation (DWF). On the other hand, the Balearic-Sardinian Haline Frontal Zone shows spatial variability on an interannual scale. It moves southward for about 100 km in DWF years, and without, regains its stable position to the north under the influence of AEs.

A diagnostic algorithm for detecting water masses in the western basin has been developed to quantify them in the reanalysis. It evaluates their characteristics, their specific cores, volumes and circulations. The first result is the latitudinal seasonal oscillation of the North Gyre closing current. Also detected are unrealistic episodes of circulation and deep water mixing (1998-1999, 2003 and 2010). Nevertheless, the reanalysis is resilient to them, so that an interannual dynamic is observed on the deep water : the DWF dislocates the deep and cyclonic Algerian Gyre. Differentiating these two regimes (with or without DWF) shows that all water masses are affected by the destabilization of the gyre. At the surface, the AWs are no longer subject to cyclonic entrainment and their zonal circulation migrates south, explaining the displacement of the Balearic-Sardinian Frontal Zone. Otherwise, the West Mediterranean Transition (WMT, due to the DWF of 2005) led to a realistic overflow of deep water in the Sardinia Channel in 2009. The algorithm shows that this deep west-east transit caused an east-west return at the surface. This event brings mAWs through the Sardinia Channel instead of the usual East-Corsica Channel. It brought part of the AWs to the Provençal basin in 2009, moving in an atypical but realistic way the Balearic-Sardinian Frontal Zone to Corsica.

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier Claude Estournel et Sabrina Speich qui ont bien voulu être rapportrices de mon travail de thèse. Leurs remarques éclairées ont parfait ce manuscrit. Merci aussi à Karina von Schuckmann, Samuel Somot et Baptiste Mourre qui ont accepté d'être mes examinateurs; leurs questions m'ont sincèrement fait réfléchir et m'ont épanoui. Grâce à vous cinq, j'ai pu discuter mon travail sous des angles nouveaux. C'était un réel plaisir et un privilège.

C'est naturellement que je tiens à remercier mon directeur de thèse Bruno Zakardjian. Merci chef, grâce à toi, j'ai tellement appris! Que ce soit en Ferret, sur l'océano, ce qu'est la vie de chercheur, mais aussi d'enseignant, je te dois tout. Nos recherches ont nourri ma soif d'apprendre, ce qui explique mes zèles ou d'avoir été qualifié d'encyclopédiste : tout ça c'est grâce à toi et ton don pour me motiver. Je serai toujours passionné par ce que nous avons fait, ce que nous faisons, et je l'espère, ce que nous ferons. Car ta passion, tu sais la partager, tu me l'as transmise, et tu as le don d'enrichir et d'amener les conversations scientifiques vers un niveau supérieur. Travailler avec toi est un honneur.

Bien évidemment, je tiens aussi à remercier mes co-encadrants de thèse Pierre Garreau et Franck Dumas. Que ce soit en visio ou à Brest, vous m'avez sorti la tête du guidon, pour me donner, à la fois le recul qu'il fallait pour apprécier mes recherches d'une manière nouvelle, mais surtout pour m'apporter une rigueur scientifique qui me manquait pour critiquer mon travail. Grâce à vous, il est devenu complet. Vous m'avez soutenu sans relâche tout au long de ma thèse, vous m'avez même embarqué en campagne, c'était un de mes rêves. Merci pour tout du fond du cœur mes chefs.

Je remercie chaleureusement Jonathan Beuvier et Pierre Testor pour leur participation aux recherches. C'est grâce à vos remarques que nous avons pu boucler les articles, elles ont été précieuses, merci.

Je garde une place particulière dans mon cœur pour toute l'équipe. Vous m'avez tous accueilli à bras ouverts. Je ne me suis jamais senti aussi accepté qu'ici. La vie de chercheur, si compliquée soit-elle, en est devenue agréable à vos côtés. Beaucoup d'entre vous ont été mes professeurs avant, et je suis fier d'être devenu votre collègue parce que je vous admire. Je voudrais pouvoir vous dire à chacun à quel point je vous suis reconnaissant, mais ça me ferait écrire un autre manuscrit. Céline, Fabienne, Camille, Marc, Jean-Luc, Charles-Antoine, Yann, Anne, Didier, Philippe, Isabelle, Rémi, Julien, Vincent, Jacques, Tathy, Mélika, Stéphanie, Virginie et maintenant Dylan. Merci!

J'aimerai aussi remercier Elisabeth Murisasco et Patricia Casanova. Merci pour l'organisation des formations, pour la mise en place des doctoriades, pour avoir géré et nous avoir tous soutenus pendant "Ma thèse en 180 secondes"! C'était de très belles expériences. Sincèrement, bravo et merci.

Évidemment, gloire aux non permanents! Parce que votre présence a été éphémère, vous êtes les plus précieux. Avoir été longtemps au labo m'a habitué à vous dire au revoir, vous que j'aime, et à chérir ainsi d'avance nos instants ensemble, si exquis, à en profiter au maximum. Vous me manquez, mais vous resterez à jamais avec moi, juste là ou à l'autre bout du monde, je vous souhaite le meilleur et je n'ai qu'une hâte, c'est que l'on se retrouve <3. Camille, Dandan, Fatma, Sylvain, Élodie, Gwen, Stéphane, Anthony, Dylan, Baptiste, Caroline, William, Floriane, Luyao, Mélanie, Antoine, Sarah, Pernille, Morgane, Joseph, Océane, Natacha, Alexandra, Alix, Alejandro, Veronica, Maxime, Bastien, Simon, Justine, Cécilia, Goélanne, Élisabeth. Merci d'avoir été les meilleur.e.s.!

Merci à tous mes amis et à toute ma famille, qui m'ont soutenu bien avant cette thèse, énormément pendant, et qui continueront après évidemment. Sans vous je n'y serais pas arrivé, vous m'avez tellement donné, pour m'échapper et relativiser, ou me faire vulgariser et ré-apprécier autrement ce que je faisais. Je ne vous en remercierai jamais assez. Vous avez été mes piliers pour tenir, mes voiles contre vents et marées. Je vous aime.

Merci mon amour, tu es le seul à qui je dédie ce manuscrit. Tu es le seul à qui je dois d'être où j'en suis, et qui je suis aujourd'hui. Mille fois tu aurais pu me laisser me débrouiller seul, mais sans répit, envers et contre tout, tu m'as secouru, défendu, réconforté, encouragé, et puis épousé! Tu m'as porté à bout de bras, je ne t'arrives pas à la cheville. Le docteur, c'est toi. Je t'aime.

Table des matières

1	Introduction générale	1
1.1	Contexte général des recherches	2
1.2	Objectifs spécifiques à la thèse	9
1.3	Stratégie de l'étude et outils utilisés	11
1.4	Organisation du manuscrit	15
2	État de l'art sur la zone d'étude	17
2.1	Forçages, circulation et masses d'eau en Méditerranée	18
2.2	Focus sur le bassin occidental	24
2.2.1	La circulation de surface : AW et mAW	24
2.2.2	La circulation intermédiaire : LIW et WIW	29
2.2.3	La circulation profonde : WMDW et TDW	31
2.3	Les fronts en Méditerranée Occidentale	34
2.3.1	Définition et généralités	34
2.3.2	Les fronts du bassin, par origine	38
2.3.3	Le Front Nord-Baléares	45
3	Le front Nord-Baléares : caractérisation et variabilités	53
3.1	Résumé	54
3.2	Article : "Characterization of fronts in the Western Mediterranean sea with a special focus on the North Balearic Front"	54
4	La dynamique des masses d'eau en Méditerranée Ouest	79
4.1	Résumé	80
4.2	Article : "Assessment of the water mass dynamics over the Western Mediterranean in the MEDRYS1V2 reanalysis"	81
5	Discussions, conclusions, perspectives	133
	Annexes	184
A	Front et zone frontale, détection et validité	185
	Table des figures	196

Liste des abréviations

Principaux acronymes :

ADT	Absolute Dynamic Topography
AVISO	Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques
CTD	Conductivity Temperature Depth
CMEMS	Copernicus Marine Environment Monitoring Service
DWF	Deep Water Formation
EKE	Eddy Kinetic Energy
EMT	Eastern Mediterranean Transient
GoL-GdL	Gulf of Lion
MDT	Mean Dynamic Topography
MEDRYS	MEDiterranean ReanaYSis
MEDSEA	MEDiterranean SEA physical reanalysis
MLD	Mixed Layer Depth
MTHC	Mediterranean ThermoHaline Circulation
MVP	Moving Vessel Profiler
OMP	Optimum MultiParameter
ROFI	Region of Freshwater Influence
SLA	Sea Level Anomaly
SSH	Sea Surface Height
SSS	Sea Surface Salinity
SST	Sea Surface Temperature
TSG	ThermoSalinoGraph
WMT	Western Mediterranean Transition

Masses d'eau :

AW	Atlantic Water
ADW-AeDW	Adriatic Deep Water
CDW	Cretan Deep Water
CIW	Cretan Intermediate Water
DW	Deep Water
EMDW	Eastern Mediterranean Deep Water
tEMDW	transitional Eastern Mediterranean Deep Water

IW	Intermediate Water
LDW	Levantine Deep Water
LIW	Levantine Intermediate Water
mAW	modified Atlantic Water
mIW	<i>mixed</i> Intermediate Water
TDW	Tyrrhenean Deep Water
TIW	Tyrrhenean Intermediate Water
WIW	Western Intermediate Water
WMDW	Western Mediterranean Deep Water

Fronts :

AOF	Almería-Oran Front
BF	Balearic Front
CF	Catalan Front
LPF	Liguro-Provençal Front
NBF	North-Balearic Front
PF	Pyrenees Front

Courants :

AC	Algerian Current
BC	Balearic Current
ECC	Eastern Corsican Current
NC	Northern Current
WCC	Western Corsican Current
WMMC	Western Mediterranean Middle Current
WSC-SSC	Western ou Southern Sardinian Current
WSU	Western Sardinian Undercurrent

Tourbillons et gyres :

AE	Algerian Eddy
EAG	Eastern Alboran Gyre
FE	Frontal Eddy
NG	Northern Gyre
SCV	Submesoscale Coherent Vortice
SE	Sardinian Eddy
WAG	Western Alboran Gyre

Chapitre 1

Introduction générale

Sommaire

1.1 Contexte général des recherches	2
1.2 Objectifs spécifiques à la thèse	9
1.3 Stratégie de l'étude et outils utilisés	11
1.4 Organisation du manuscrit	15

“A smooth sea never made a skillful sailor”

“Mer calme n’a jamais fait marin chevronné”

—Proverbe anglais



Mer Tyrrhénienne, 18 mars 2020, campagne PERLE-3.

1.1 Contexte général des recherches

Mer au milieu des terres (ou « *medi terra* »), la mer Méditerranée est le principal vestige du paléo-océan Tethys. D'une surface de 2.5 millions de km², elle est composée de deux bassins principaux qui sont divisés en une douzaine de sous-bassins et de mers marginales (Fig. 1.1). Son littoral regroupe 22 pays et concentrait une population de 150 millions d'habitants en 2005 tandis que les projections démographiques donnent une population de 200 million en 2030. Ce littoral est une zone privilégiée du tourisme, qui concentre 30% des flux touristiques mondiaux en 2014 principalement sur les côtes françaises, espagnoles et italiennes¹. Enfin, alors qu'elle représente moins de 1% de la superficie de l'océan global, la Méditerranée représente 30% des échanges commerciaux maritimes dans le monde, ce qui la place comme un espace de trafic important. Cette forte densité de population engendre une pression anthropique importante sur l'environnement alors que la biodiversité représente environ 6% des espèces marines connues et 10% de la flore mondiale (avec respectivement 25 et 50% d'espèces endémiques). Outre les impacts de la surpêche (parmi 40% de poissons évalués, 75% sont surexploités²), l'introduction d'espèces invasives (canal de Suez et détroit de Gibraltar)³, l'extraction d'hydrocarbures (nappes en surface et fonds marins⁴), les modifications du littoral⁵, les rejets intensifs de l'agriculture⁶, l'élevage⁷ (e.g. l'eutrophisation⁸) et l'aquaculture⁹, l'acidification de la mer par absorption d'excès de CO₂ atmosphérique¹⁰, la mer Méditerranée est considérée comme une des plus polluées au monde, en particulier par les déchets plastiques¹¹.

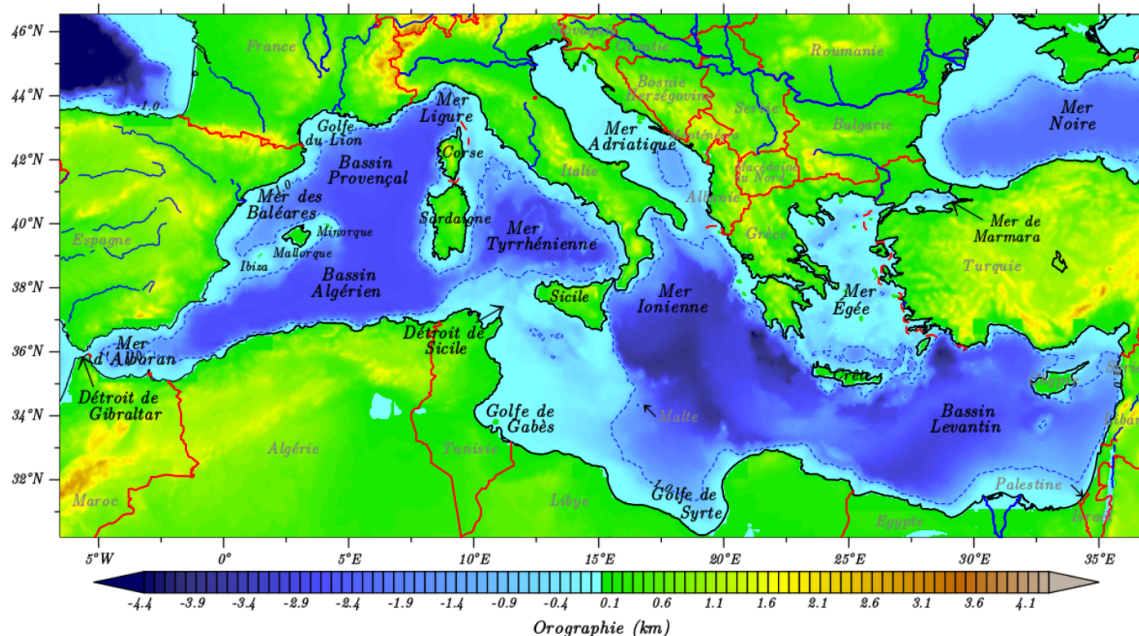


FIGURE 1.1 – Méditerranée physique et géographique.
Sous-bassins, mers marginales, fleuves et nations.

1. ONU Environnement, *Med. 2017 Quality Status Report*. 2. FAO, 2020 3. Mannino et al., 2017 4. Kostianoy et al., 2018 5. Hooke, 2006 6. Zalidis et al., 2002 7. Malagó et al., 2019 8. Karydis et al., 2012; Ontoria et al., 2019 9. Claudet et al., 2010 10. Marcellin Yao et al., 2016; García-Lafuente et al., 2021 11. Lebreton et al., 2012; Mansui et al., 2020

La région méditerranéenne est aussi l'un des deux plus importants points chauds du réchauffement¹². Depuis les années 1990 et pour l'air au niveau du sol, il est deux fois plus fort que la moyenne globale¹³. En mer et pour les eaux de surface, il est quatre fois plus important (0.041 °C/an,¹⁴ 0.011°C/an,¹⁵). Il est légèrement plus faible en bassin occidental qu'en oriental (0.036°C/an, 0.048°C/an) (Fig. 1.2). Le réseau MedECC¹⁶ est un groupe d'experts indépendants fondé en 2015 qui informe, prévient et alerte le grand public mais surtout les décideurs sur les risques du dérèglement régional à l'œuvre en Méditerranée à l'aide des connaissances disponibles et des recherches en cours. Son premier rapport (MARI^{17 18}, SPM¹⁹) est paru en 2020 et rend compte du dérèglement rapide et exacerbé de l'espace Méditerranéen par rapport aux tendances mondiales. Les températures moyennes méditerranéennes atteignent +1.5°C par rapport à l'ère préindustrielle et atteindront en 2100 entre +0.5-2.0°C et +3.8-6.5°C dans les meilleur et pire scénarios. Sur terre comme en mer, les canicules seront plus fortes et longues tandis que les précipitations estivales diminueront de 10-30%, entraînant pénuries d'eau, désertification et pertes de productivité agricole. Le rapport confirme que l'augmentation du dioxyde de carbone atmosphérique provoquera l'acidification de la Méditerranée, et qu'au delà des 6 cm déjà gagné en 20 ans, le niveau de mer aura augmenté d'au moins 43 cm en 2100. Outre les valeurs de réchauffement de surface de l'eau de mer données précédemment (Fig. 1.2), le rapport précise que les eaux profondes se réchaufferont aussi plus vite que celles des océans.

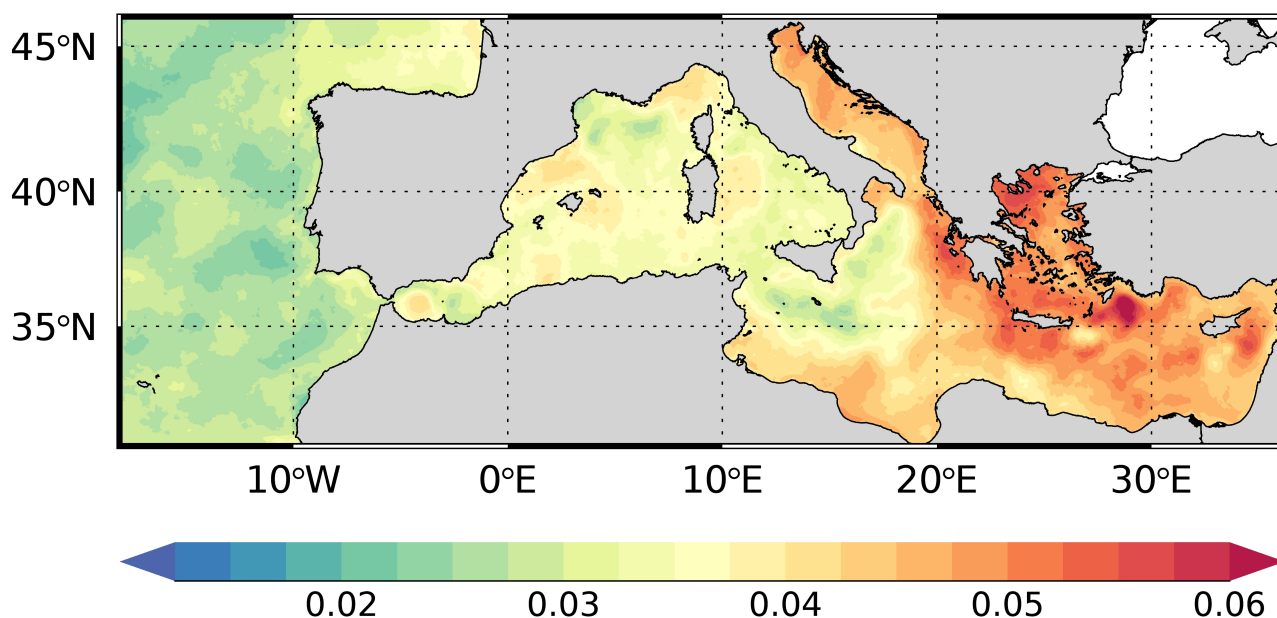


FIGURE 1.2 – Carte du taux de réchauffement des eaux de surface (°C/an).
Moyenne sur la période 1982-2018. (Pisano et al., 2020)

12. Giorgi, 2006; Sherbinin, 2014 13. Cramer et al., 2018 14. Pisano et al., 2020 15. Pachauri et al., 2014 16. Mediterranean Experts on Climate and environmental Change 17. Cramer et al., 2021 18. Mediterranean Assessment Report 19. Summary for Policymakers

Ce dérèglement du climat méditerranéen est particulièrement préoccupant au regard du fonctionnement de la mer Méditerranée qui est, en premier lieu, un bassin d'évaporation du fait de l'action combinée des forçages éoliens et du rayonnement solaire. Le déficit hydrique qui en découle atteint près de 1,5 m/an²⁰, mais est compensé par un flux continu d'eaux atlantiques (AW²¹, ~36 PSU) par le détroit de Gibraltar (~0.8 Sv²²). Ce flux s'écoule jusque dans le bassin oriental (Fig. 1.3) où, peu à peu, le mélange et l'évaporation de surface induisent une salinisation de ses eaux qui atteignent 39 PSU à l'extrême Est dans le bassin Levantin. Parallèlement, le régime hivernal de vents froids et secs qui affecte les parties septentrionales du pourtour de la Méditerranée génère de fortes pertes de chaleur par évaporation des eaux de surface. Elles peuvent alors devenir plus denses que les eaux sous-jacentes, provoquant un mélange convectif avec les eaux de subsurface dans plusieurs zones clefs, et ainsi la formation récurrente de différentes masses d'eau intermédiaires et profondes. Ces zones clefs sont principalement le golfe du Lion (GdL) pour les eaux profondes de la Méditerranée occidentale (WMDW²³), et la mer Adriatique et la mer Égée pour les eaux profondes de la Méditerranée orientale (EMDW²⁴) et le nord du bassin du Levant pour les eaux levantines intermédiaires très salées (LIW). Toutes ces masses d'eau circulent conjointement avec l'AW pour mettre en place et maintenir une circulation thermohaline propre à la Méditerranée. Elle trouve son issue dans un flux de LIW sortant en profondeur par le détroit de Gibraltar vers l'Océan Atlantique²⁵ (Fig. 1.3). Cette circulation thermohaline a une échelle de temps d'environ 100 ans, soit 10 fois moins que celle de l'océan global. Il a été démontré qu'elle peut répondre rapidement à la variabilité climatique de l'hémisphère Nord. Un exemple récent constitue l'EMT (Eastern Mediterranean Transient) dans les années 1990, pendant lequel un changement du régime des vents entre les Balkans et la mer Égée a déplacé la zone de formation principale des EMDWs et affecté l'ensemble des masses d'eau dans les deux parties de la Méditerranée pendant au moins une décennie²⁶.

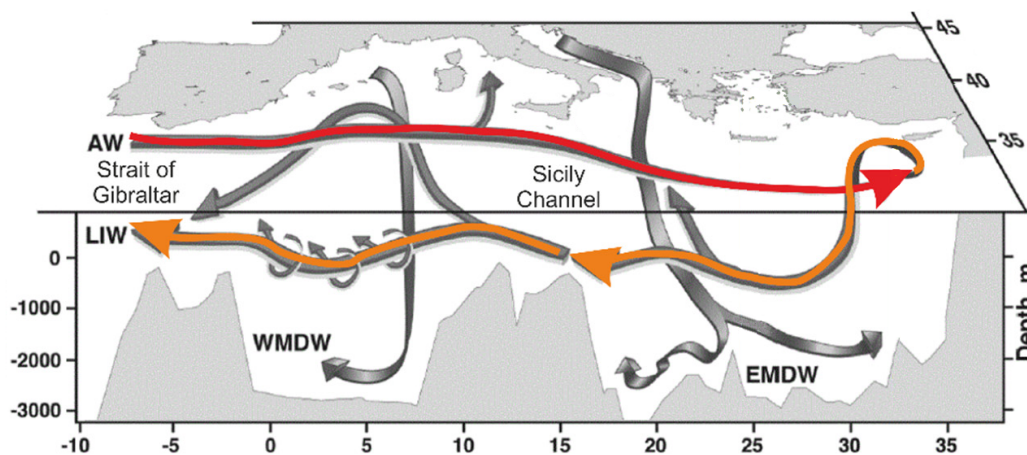


FIGURE 1.3 – *Circulation méditerranéenne (Kubin et al., 2019 adaptée de Tsimplis et al., 2006).*

20. Nof, 1979; Bethoux, 1980 21. Atlantical Water 22. Soto-Navarro et al., 2010 23. Western Mediterranean Deep Water 24. Eastern Mediterranean Deep Water 25. Robinson et al., 1994; Bergamasco et al., 2010; Waldman et al., 2018b; Pinardi et al., 2019 26. Roether et al., 2007; Bergamasco et al., 2010; Cardin et al., 2015; Li et al., 2020; Sisma-Ventura et al., 2021

Seul autre exemple, avec les mers polaires, d'une zone de formation récurrente d'eau profonde et possédant sa propre circulation thermohaline, la Méditerranée est considérée comme un bassin "laboratoire" pour l'étude des processus qui se produisent à l'échelle planétaire²⁷. Depuis le programme pionnier MEDOC²⁸ qui a véritablement initié un effort international à la fin des années 60 pour comprendre la formation d'eau profonde en Méditerranée Nord-Occidentale, de nombreux programmes internationaux ont été mis en place sous l'hospice des instances internationales (CIESM²⁹, IOC, GOOS³⁰) pour comprendre, surveiller et préserver la Méditerranée, en particulier dans les trois dernières décennies face l'urgence climatique et du changement global. Ces programmes ont soutenu des études descriptives et/ou de processus comme PRIMO³¹, MTP-MATER³², Hydrochange³³ et parallèlement le développement de l'océanographie opérationnelle avec MEDAR-MEDATLAS³⁴, MFSTEP³⁵ pour n'en citer que quelques uns. Plus récemment, le programme MISTRALS initié par le CNRS/INSU en 2010 a abordé plusieurs sujets connexes au changement climatique en méditerranée jusqu'à ses interactions avec les sociétés méditerranéennes : cycle de l'eau, évolution de la biogéochimie marine sous pression anthropique, suivi et la vulnérabilité de la biodiversité, composition de l'atmosphère, évolution sociétale par rapport au dérèglement.

Malgré ces nombreux programmes d'envergure, une vision intégrée et quantitative du fonctionnement de la Méditerranée capable d'améliorer le suivi et les prévisions futures des changements induits par le dérèglement du climat qui restent encore un véritable challenge³⁶. L'un des principaux défis à relever dans ce contexte est le large éventail d'échelles (de l'échelle sub-méso à celle du bassin) des processus qui conduisent et régulent la circulation générale. En particulier, l'impact de la variabilité sub-méso (1-10 km) à méso-échelle (10-100 km) sur la circulation océanique et les flux d'eau et de chaleur associés est encore imparfaitement connue, que ce soit à l'échelle globale³⁷ comme à l'échelle de la Méditerranée³⁸. La principale difficulté réside ici dans les caractères tourbillonnaire et instable de ces structures qui restent encore difficilement accessibles par les seules observations en mer. Ces observations manquent souvent autant de synopticités que de résolution spatiale, et la modélisation numérique qui pourrait pallier ces lacunes souffre d'incertitude liée aux forçages, aux conditions initiales et aux processus sous-grille non résolus liés à la sub-méso-échelle. Dans cette gamme de méso-échelle, les fronts océaniques sont des structures omniprésentes qui séparent les masses d'eau de différentes origines et, par conséquent, de caractéristiques thermohalines différentes³⁹. En haute mer, ces fronts sont souvent associés à des courants géostrophiques régionaux ou des structures tourbillonnaires et sont des zones de mouvements verticaux accrus dus à des instabilités qui affectent la productivité et le devenir de la biomasse (*e.g.* pour la Méditerranée, les fronts en mer d'Alboran, des Baléares, Ligurie, en bassin Provençal et dans la zone du front Nord-Baléares⁴⁰).

27. Bergamasco et al., 2010 28. MEDOC GROUP, 1970 29. 30. Drago, 2004 31. Millot, 1995
32. Monaco et al., 2002 33. CIESM 2002 34. Fichaut et al., 2003 35. Pinardi et al., 2010
36. Theocharis, 2008; Somot et al., 2008; Fox-Kemper et al., 2019 37. Lévy, 2008; Capet et al., 2008a;
Griffies et al., 2014 38. Millot, 1991; Robinson et al., 2001; Schroeder et al., 2011; Tintoré et al.,
2019; Aguiar et al., 2020 39. Fedorov, 1986 40. Pinot et al., 1995a; Lévy et al., 1998b; Lévy et al.,
1998a; Zakardjian et al., 1998; Stemmann et al., 2008; Olita et al., 2014

Cette thèse présente une contribution à l'étude du front Nord-Baléares (NBF pour North Balearic Front), une structure frontale importante de la Méditerranée occidentale communément localisée entre l'île de Minorque, la Corse et la Sardaigne (Fig. 1.4a) et qui n'a que rarement fait l'objet d'étude spécifique et encore moins d'envergure, en comparaison avec d'autres structures majeures, comme le front Alméria-Oran ⁴¹, le front des Baléares ⁴² ou le front Liguro Provençal ⁴³. Le NBF a été identifié pour la première fois sur des images satellites de température de surface ⁴⁴ et par la suite décrit soit comme le prolongement à l'Est du Front des Baléares ⁴⁵, soit comme la limite nord de l'extension des eaux atlantiques ⁴⁶.

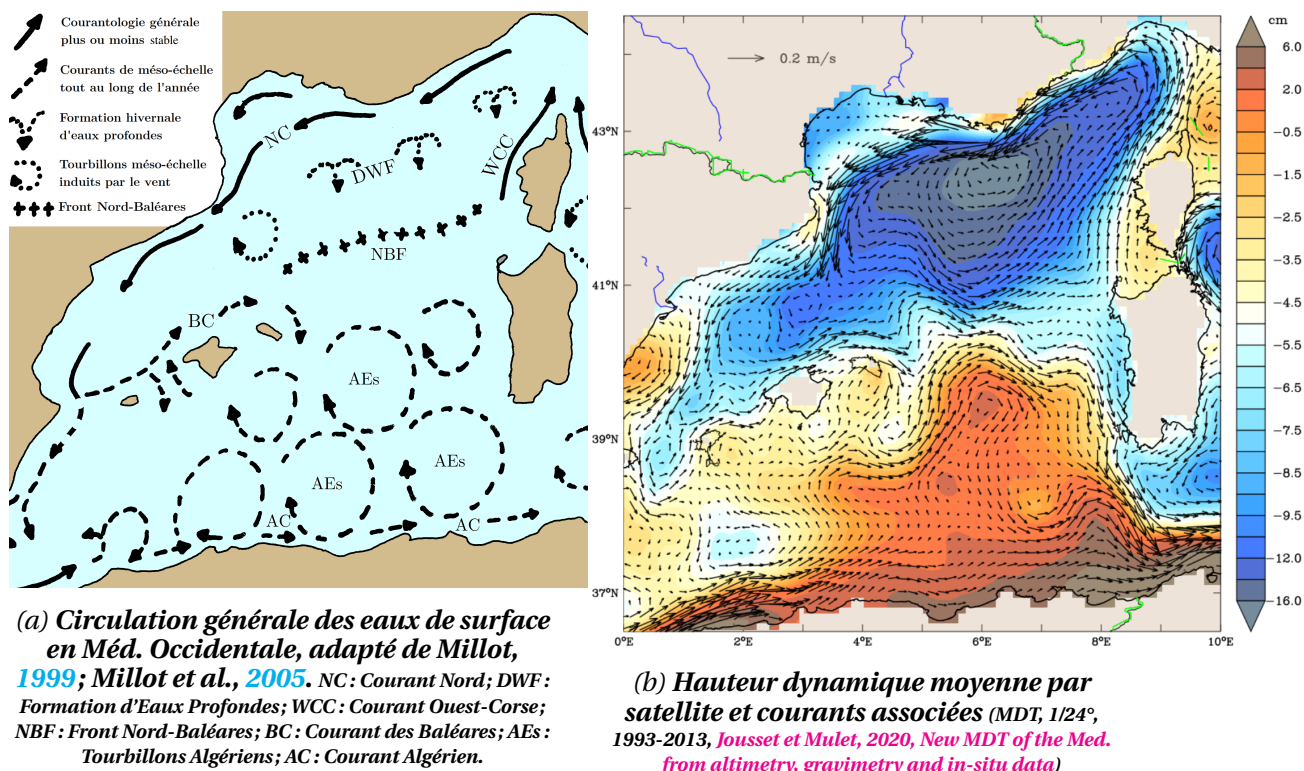


FIGURE 1.4 – Le NBF, frontière de deux systèmes dynamiques différents.

Au delà des ces ambiguïtés de définition, le NBF ainsi « placé » semble marquer la frontière entre les sous-bassins Liguro-Provençal et Algérien qui se différencient par des régimes hydrodynamiques très différents. La circulation régionale du sous-bassin Nord-Ouest est principalement régie par l'écoulement instable du Courant Nord-Méditerranéen (NC) et un forçage éolien soutenu (Tramontane, Mistral) générant des épisodes d'upwellings marqués et, surtout, la formation des eaux profondes Ouest-Méditerranéennes lors des événements de convection hivernale ⁴⁷. Le Bassin Algérien est lui dominé par l'écoulement des eaux atlantiques (AW) récemment entrées par le détroit de Gibraltar et qui forment à la sortie de la mer d'Alboran le Courant Algérien (AC). Les instabilités de l'AC sont à l'origine de la formation de larges (~100 km) tourbillons (Algerian Eddies, AEs) qui entraînent une

41. Prieur et al., 1994; Tintore et al., 1988; Folkard et al., 1994; Pascual et al., 2017; Capó et al., 2021

42. Pinot et al., 1994; Pinot et al., 1995a; Ruiz et al., 2009b 43. Boucher et al., 1987; Goffart et al.,

1995; Piterbarg et al., 2014 44. Deschamps et al., 1984 45. Lopez-Garcia et al., 1994 46. Millot,

1987 47. Millot, 1999; Millot et al., 2005

accumulation de ces AWs dans tout le sous-bassin Sud⁴⁸. La frontière entre ces deux systèmes est clairement visible sur les cartes de hauteur dynamique moyenne (Fig. 1.4b), les courants géostrophiques associés suggérant une quasi-fermeture de la circulation du sous-bassin Nord-Ouest via le courant Ouest-Corse.

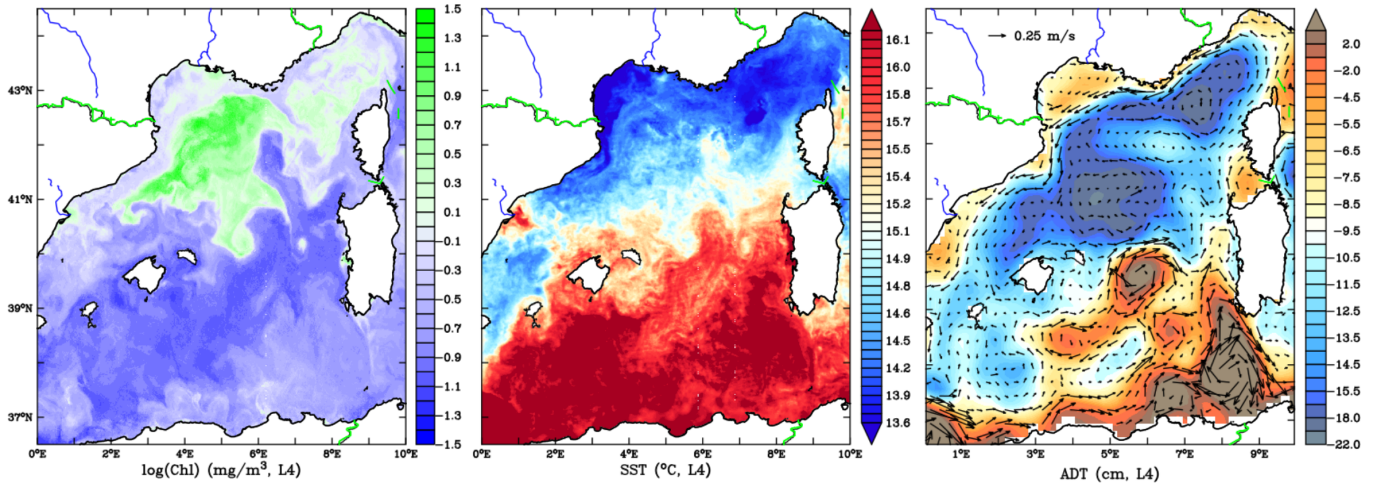


FIGURE 1.5 – *Chl-A, température et hauteur de surface observées (14-15/04/2013, CMEMS).*

Le front Nord Baléares est aussi caractérisé par une circulation tourbillonnaire complexe⁴⁹ qui est généralement visible sur les images instantanées de SST ou de Chl-A, mais imparfaitement vus par l'altimétrie satellitaire (Fig. 1.5). Sous l'influence des vents et de l'instabilité des courants, la région développe une dynamique tourbillonnaire⁵⁰ considérable à mésoéchelle (Fig. 1.5) et submésos-échelle (Fig. 1.6), alors que la dynamique de submésos-échelle est très peu connue pour l'instant⁵¹. Ces dynamiques participent à la dissipation des courants⁵² et à la circulation de type gyre en Méditerranée Nord-Occidentale.

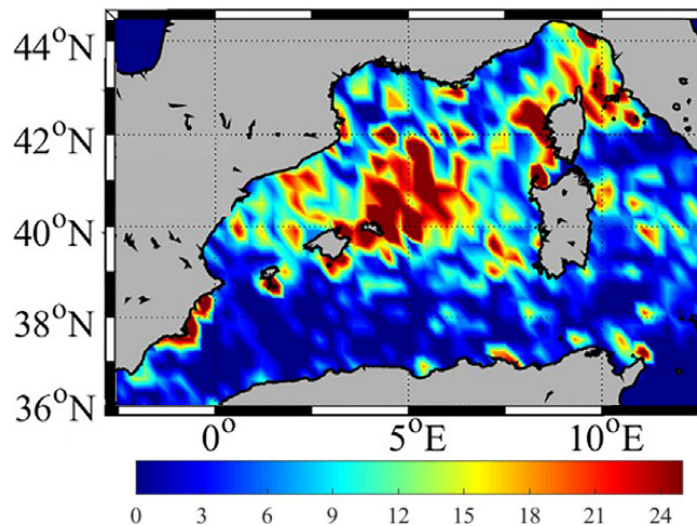


FIGURE 1.6 – *Tourbillons de submésos-échelle (en %, résolution ~30km) estivaux et cycloniques, observés par satellite entre 2014 et 2017, adapté de Stuhlmacher et al., 2020.*

48. Millot, 1999; Millot et al., 2005 49. Millot, 1999; Millot et al., 2005; Fuda et al., 2000 50. Fuda et al., 2000; Garreau et al., 2020 51. Capet et al., 2008b; Stuhlmacher et al., 2020; Onken et al., 2021 52. Jordi et al., 2009

D'autre part, la convection hivernale dans le sous-bassin Nord-Ouest est influencée, en sus d'un forçage atmosphérique ad hoc, par le pré-conditionnement des masses d'eaux de surface susceptibles de l'alimenter; le positionnement du NBF peut impacter l'étendue, voire l'intensité, de la zone de convection, par simple effet barrière ou en jouant un rôle sur le pré-conditionnement des masses d'eau ⁵³. Inversement, il est vraisemblable que l'intensité de ces épisodes de convection puisse affecter le comportement du NBF et ses circulations associés ⁵⁴. Enfin, les récentes études de modélisation des épisodes de précipitations violentes dites pluies cévenoles, suggèrent que la principale zone de chargement en humidité de l'atmosphère à la source de ces épisodes est située dans la mer catalane ⁵⁵, mais déborde également significativement à l'Est sur la zone du front ⁵⁶. Les fronts thermiques influencent le vent de surface ⁵⁷ et les systèmes de précipitation et peuvent favoriser les orages avec quelques degrés d'écart ⁵⁸. Le positionnement du NBF peut donc aussi jouer un rôle sur l'étendue de cette zone de chargement en humidité de l'atmosphère et une meilleure compréhension de sa dynamique pourrait aider à mieux modéliser les événements pluvieux intenses tels que les épisodes cévenoles ⁵⁹, surtout dans le contexte de l'augmentation future de la fréquence de ces épisodes ⁶⁰.

Cette frontière hydrologique et dynamique est tout aussi apparente sur les grandeurs biologiques accessibles par télédétection, principalement la Chl-A et les produits associés de type production primaire, qui montrent des gradients marqués de ces propriétés précisément associés au NBF. La plus forte productivité du Bassin Provençal s'explique classiquement par un plus fort réapprovisionnement en sels nutritifs des couches de surface au cours de la convection hivernale, par opposition notamment à l'AW du Bassin Algérien appauvrie en ressources nutritives et fortement stratifiée. Ces différences de productivité influencent autant le régime saisonnier de production primaire que la part relative des groupes phytoplanctoniques ⁶¹, mais avec une composante inter-annuelle qui reste encore à élucider ⁶². La connaissance sur les distributions de biomasses ou sur la diversité zooplanctonique dans le NBF reste parcellaire alors que l'abondance marquée de cétaqués sur les structures frontales dans la région du NBF ⁶³ suggère une production secondaire accrue. Les fronts constituent des zones d'alimentation pour les maillons trophiques supérieurs (baleine bleue et tortues ⁶⁴ ou en Méditerranée Occidentale : thon rouge, crustacés et surtout cétaqués ⁶⁵). De plus, les fronts sont des barrières de circulation qui peuvent expliquer la séparation des zones de prolifération et de propagation de certaines espèces, comme par exemple les éponges marines dans la région du NBF ⁶⁶. La persistance à long-terme de cet effet barrière peut avoir une signature sédimentaire biogène permettant la reconstruction des paléo-fronts

- ⁵³. Madec et al., 1996; Grignon et al., 2010; Schroeder et al., 2010; Estournel et al., 2016a; Waldman et al., 2017a; Testor et al., 2018; Seyfried et al., 2017; Seyfried et al., 2019 ⁵⁴. Estournel et al., 2016b ⁵⁵. Nuissier et al., 2008 ⁵⁶. Ducrocq et al., 2016; Rainaud et al., 2017; Flamant et al., 2021 ⁵⁷. Chelton et al., 2007; Small et al., 2008; O'Neill et al., 2012; Renault et al., 2021 ⁵⁸. Pastor et al., 2001; Lebeaupin et al., 2006; Miglietta et al., 2011; Romero et al., 2015; Stocchi et al., 2016 ⁵⁹. Rainaud et al., 2017; Sauvage et al., 2020; Flamant et al., 2021; Khodayar et al., 2021 ⁶⁰. Ribes et al., 2019 ⁶¹. Bosc et al., 2004; D'Ortenzio et al., 2009; Uitz et al., 2012; Oguz et al., 2015; Mayot, 2016 ⁶². Olita et al., 2014; Volpe et al., 2012 ⁶³. Gannier et al., 2007 ⁶⁴. Etnoyer et al., 2006 ⁶⁵. Forcada et al., 1996; Druon et al., 2012; Clavel-Henry et al., 2021 ⁶⁶. Mancho et al., 2008; Riesgo et al., 2016; Prants, 2022

et circulations associées. Le NBF contribue à l'étude des courants passés du bassin occidental⁶⁷. La méconnaissance de cet effet barrière de circulation des fronts, ou à l'inverse de leur caractère perméable, participe enfin à l'incertitude sur la dérive des déchets en Méditerranée Occidentale. Dans l'océan global, ils convergent au sein des gyres océaniques et la mesure du taux de présence du plastique s'est améliorée et se révèle être plus haute qu'auparavant⁶⁸, alors que la Méditerranée voit aussi sa densité de plastiques de surface particulièrement élevée mais non concentrée comme dans l'océan global. Elle est localisée le long des côtes par la dispersion cyclonique des courants côtiers⁶⁹ mais aussi dans des zones d'accumulation temporaires de micro-plastiques, notamment, la région du NBF qui apparaît susceptible d'être une de ces zones de convergence et d'accumulation de macro-déchets⁷⁰.

Ces questionnements sont sources d'incertitudes sur le bilan hydrologique de la Méditerranée Occidentale (circulation de l'AW, interactions avec les événements de formation d'eau dense), comme sur le transfert méridien de chaleur et ses effets potentiels sur la météorologie et le climat. La question de la fermeture au sud de la circulation de gyre du sous-bassin Nord-Ouest, comme celle de l'alimentation du courant Ouest-Corse, restent donc largement ouvertes. Au-delà de la problématique physique, la méconnaissance générale sur le degré de perméabilité de cette «frontière» apparente pose aussi des questionnements en terme de flux biogéochimiques, de distributions d'espèces ou de dispersion/accumulation de polluants, tant à l'échelle régionale du point de vue biogéographique que plus localement en réponse à la variabilité de la dynamique frontale. Si les modèles numériques reproduisent globalement la circulation cyclonique de surface dans les deux sous-bassins⁷¹, les rares études de terrain d'ampleur régionale menées plus ou moins sur le NBF n'ont pas permis de pleinement mettre en évidence d'effet barrière ou d'entraînement zonale des AW au travers du front⁷². La région du NBF reste donc mal comprise alors qu'elle constitue une zone clef du fonctionnement de la Méditerranée Occidentale.

1.2 Objectifs spécifiques à la thèse

Le pluralisme des natures de fronts dans la zone centrale du bassin algéro-provençal obscurcit la définition du NBF. En effet, depuis les années 1980 jusqu'à aujourd'hui, plusieurs travaux ont été réalisés autour de celui-ci⁷³ mais sans avoir été centrés sur lui à long-terme. Il fut considéré comme un front thermique⁷⁴, comme un front halin, comme un front de densité, par une différence du niveau de mer, voire utilisé pour nommer la zone du centre du bassin occidental (Fig. 1.3). Ce mélange de notions a développé une confusion sur le sens de l'appellation "Front Nord-Baléares", qui est encore régulièrement confondu avec le Front des Baléares (Balearic Front, BF⁷⁵) et le Front des Pyrénées (Pyrenees Front, PF⁷⁶). Si on définit

67. Flores et al., 1997; Zahn et al., 1999; Quivelli et al., 2020 68. Moore et al., 2001; Ryan, 2015; Cózar et al., 2015; Suaria et al., 2016; Isobe et al., 2021 69. Ryan, 2015; Kane et al., 2020 70. Mansui et al., 2015; Mansui et al., 2020 71. Béranger et al., 2005; Béranger et al., 2010 72. Schroeder et al., 2008 73. Deschamps et al., 1984; Estrada et al., 1999; Seyfried et al., 2019 74. Deschamps et al., 1984 75. Pinot et al., 1994 76. Lopez-Garcia et al., 1994

le NBF comme la "limite nord du réservoir d'AW du bassin algérien", la salinité devrait être le paramètre le plus approprié pour caractériser cette structure. Si le nom du NBF est vraiment approprié pour cette structure haline, comment qualifier les fronts thermiques qui relient le nord de Minorque à la Corse? La nécessité d'une étude approfondie sur les fronts et sur leur occurrence géographique en fonction de leurs caractéristiques semble indispensable à la compréhension, à la dichotomie et à la désignation de ces structures. En outre, la variabilité spatiale des zones de fronts aux échelles saisonnière et interannuelle permettrait de parfaire la compréhension de ses structures. Le premier objectif de cette thèse était de lever ces ambiguïtés. Quelles sont les structures des fronts thermiques et halins récurrents dans la zone géographique dite du NBF, telle qu'identifiée sur la Fig. 1.4 entre les Baléares et la Corse? Quelle est la variabilité spatio-temporelle de ces structures? Comment sont-elles reliées avec les autres structures mieux connues que sont les fronts des Baléares et des Pyrénées?

La formation d'eaux profondes (Deep Water Formation, DWF, Fig. 1.6), moteur de la circulation thermohaline du bassin occidental, crée une multitude de colonnes verticales de convection dont la surface géographique peut s'étendre sur des milliers de kilomètres carrés⁷⁷. Cette vaste surface est donc supposée influencer au sud la position et les mouvements du NBF, une idée déjà soulevée par Claude Millot en 1987 : "Il serait intéressant d'étudier si un déplacement annuel de sa position [la frontière nord de l'AW] peut être observé en fonction [...] de l'intensité des processus de formation d'eau profonde au nord". Il a été démontré que le PF peut se déplacer de 15 km lors d'un épisode de vent de quelques jours en automne⁷⁸ et le BF de 30km⁷⁹. On pourrait en déduire qu'il en est de même pour le NBF, en tant que prolongement du BF à l'Est⁸⁰ mais la DWF est un processus qui modifie radicalement la circulation du bassin Nord pendant plusieurs semaines. On peut donc supposer qu'elle a un impact bien plus important sur la variabilité des fronts halins que celle induite par le vent. Le second objectif de cette thèse était de qualifier et quantifier l'impact de la DWF sur le NBF. La DWF a-t-elle une influence sur le positionnement des fronts thermohalins et du NBF? Auquel cas, comment se caractérisent les variabilités spatiales et temporelles induites?

Enfin, en Méditerranée Nord-Occidentale, les grands courants géostrophiques côtiers que sont le Courant Ouest-Corse (WCC⁸¹), le Courant Nord (NC⁸²) et le Courant des Baléares (BC⁸³) forment un continuum de la mer Ligure à la mer des Baléares (Fig. 1.4). La circulation au sud, entre le BC et WCC, d'un courant permanent au large, le long du NBF, a été suggérée mais jamais réellement établie. L'existence de ce courant de fermeture d'une circulation de gyre de la Méditerranée Nord-Occidentale s'appuie sur un gradient moyen de densité depuis le centre du bassin provençal jusqu'au Sud-Est⁸⁴ et le doming des isopycnes en mer Ligure⁸⁵. La question de son existence subsiste du fait de l'intermittence, l'instabilité et la faiblesse de ce courant. Le troisième objectif de cette thèse était d'estimer si cette fermeture est effective et quel lien est le lien avec le NBF. Existe-t-il un courant de fermeture de ce gyre Nord-Occidental? Si oui, quelle en est la variabilité spatio-temporelle et quel lien y a-t-il avec le NBF?

77. Somot et al., 2018 78. Estrada et al., 1999 79. Estournel et al., 2016a 80. Lopez-Garcia et al., 1994 81. West Corsican Current 82. Northern Current 83. Balearic Current 84. Herbaut et al., 1996 85. Prieur et al., 2020

1.3 Stratégie de l'étude et outils utilisés

1. Stratégie : Approfondir la connaissance des fronts, et des masses d'eau qui les composent, en se concentrant sur leurs natures, structures et variabilités implique plusieurs contraintes. L'étude demande d'utiliser la température et la salinité, et dans une moindre mesure, la hauteur dynamique. Les fronts sont des processus de fine échelle qui demandent à la fois une haute résolution horizontale ($\sim 1\text{km}$) et une haute résolution temporelle⁸⁶ (au moins journalière). Ce type d'étude requiert de pouvoir contextualiser la structure étudiée dans la circulation régionale, i.e. de la mésoéchelle à l'échelle du bassin. De même, la caractère récurrent des structures frontales détectées ne peut s'obtenir qu'avec une étude à l'échelle climatologique, nécessitant donc une longue période temporelle (trois décennies de préférence). Les données d'observation disponibles à la résolution demandée sont d'abord la température de surface de mer (Sea Surface Temperature, SST) détectée par satellite qui existe à l'échelle kilométrique depuis 2008 ainsi que les données *in situ* des gliders qui enregistrent température et salinité à fine échelle. L'altimétrie satellite fournit un produit de hauteur dynamique au huitième de degré. La donnée de salinité observée par satellite est en revanche à trop basse résolution (30km⁸⁷) pour avoir accès à des structures frontales fines en salinité. Ces manques ne peuvent être palliés que par l'utilisation d'une simulation. Les simulations les plus abouties vis-à-vis de la réalité sont les réanalyses grâce à l'assimilation d'observations et sont au douzième de degré. Il n'est pas possible de suppléer ce dernier défaut de résolution vis-à-vis de l'échelle kilométrique, mais ce niveau de précision est acceptable puisqu'il résout au moins la méso-échelle.

2. Modélisations : Une simulation océanique est une grille 4D où chaque point représente la valeur d'une variable d'état ou dérivée (*e.g.* la température de mer) dans l'espace 3D et dans le temps (Fig. 1.7). L'évolution dans le temps du système océanique est calculée via une série d'équations d'évolution, dites primitives : l'équation de Navier-Stokes avec les principes de conservation de la masse (du sel, de la température) et de l'énergie interne (simplifiées sous les hypothèses et approximations de : terre sphérique, de couche fine, hydrostaticité, d'incompressibilité, de Boussinesq, et de fermeture turbulente). Elles régissent l'évolution des variables d'état inconnues (au nombre de 7 : $\theta, S, \rho, P, \vec{U}$, mais possiblement plus nombreuses du fait de la fermeture des schémas de turbulence). La diversité des modélisations tient à leurs organisations spatiales et temporelles (résolution et extension), aux hypothèses qu'elles utilisent (*e.g.*, une simulation non-hydrostatique), et aux schémas numériques de discrétisation des équations d'évolution (forward, backward ou centré, implicite, explicite ou semi-explicite). Les méthodes de discrétisations peuvent aussi différer (*e.g.*, les différences, volumes ou éléments finis, etc.). Les résolutions spatiales des modèles peuvent être régulières (horizontalement et aussi verticalement : les niveaux σ découpent l'océan en autant de couches peu importe la bathymétrie, *e.g.* CROCO⁸⁸), ou suivre les coordonnées sphériques (longitude, latitude, les niveaux z), ou bien

86. Fedorov, 1986 87. Lagerloef et al., 2008; Brook et al., 2017; Olmedo et al., 2018 88. Coastal and Regional Ocean COmmunity model

être alignées sur une variable comme les niveaux isopycnaux, ou encore être hybrides parmi ces systèmes de coordonnées (*e.g.* HYCOM ⁸⁹).

Aujourd'hui, la puissance de calcul disponible limite encore la résolution spatiale d'une simulation. Ainsi, un compromis est nécessaire : une haute résolution horizontale implique une baisse du nombre de couches, tandis que la résolution temporelle est une contrainte numérique fixée. Les résolutions spatio-temporelles pour une modélisation de l'océan global sont actuellement de 1° au 1/12°, de 50 à 75 couches et peuvent être mensuelles ou journalières. Les modèles méditerranéens plus fins vont aujourd'hui du 1/12° au 1/60°, de 70 à 140 niveaux et sont à l'échelle journalière voire horaire. Les simulations peuvent être emboîtées, pour être raffinées sur une zone donnée pour faire de la descente d'échelle, le "downscaling". C'est le cas pour la Méditerranée qui est généralement un downscaling régional, emboîtée et forcée par une modélisation de l'océan global, même si dans les faits, elle peut être considérée comme un océan à elle toute seule avec un forçage d'origine globale limité au détroit de Gibraltar. Pour rendre une simulation la plus réaliste possible, on la guide par assimilation des données d'observation (Fig. 1.7) satellite et *in situ* : des mesures d'anomalie du niveau de mer (Sea Level Anomaly, SLA) et de SST, d'épaisseur et de concentration de glace de mer, des profils verticaux de bouées (ARGO surtout), de CTD, de gliders, voire du courant détecté par radar côtier, etc. Plusieurs méthodes d'assimilation de données se distinguent également (variationnels ou séquentiels). La communauté produit des réanalyses avec des simulations numériques de longue durée guidées par l'assimilation de toutes les données historiques issues des systèmes d'observations disponibles. Il existe plusieurs réanalyses méditerranéennes : MEDRYS au 1/12°, MEDSEA au 1/16° ou au 1/24° ⁹⁰. D'abord, la réanalyse MEDSEA (1/24°) est trop récente (2020) pour avoir pu être prise en considération au début de cette étude (2017). De Même, la réanalyse MEDSEA (1/16°) avait une période d'archivage mensuelle en 2017, pas assez fine pour suivre une variabilité journalière. Notre choix initial s'est donc porté sur la réanalyse MEDRYS1V2 qui remplissait au mieux tout les critères. Les deux décennies de MEDRYS peuvent convenir à une étude climatologique même si trois décennies sont préférables. Enfin, la version MEDRYS1V2 de la réanalyse présente un progrès sur la circulation en mer des Baléares qui la rend adaptée à l'étude par une bonne résolution de la circulation en amont de notre domaine de recherche. Aujourd'hui, MEDSEA au 1/16° et au 1/24° sont disponibles à l'échelle journalière. Ainsi, puisque aucune des réanalyses ne s'approche de la résolution horizontale kilométrique préconisée ⁹¹, nous pouvons estimer ce paramètre comme équivalent entre les réanalyses vis-à-vis d'une étude des fronts idéalement kilométrique.

⁸⁹. [HYbrid Coordinate Ocean Model](#) ⁹⁰. Adani et al., 2011 ; Hamon et al., 2016 ; Escudier et al., 2020

⁹¹. Fedorov, 1986

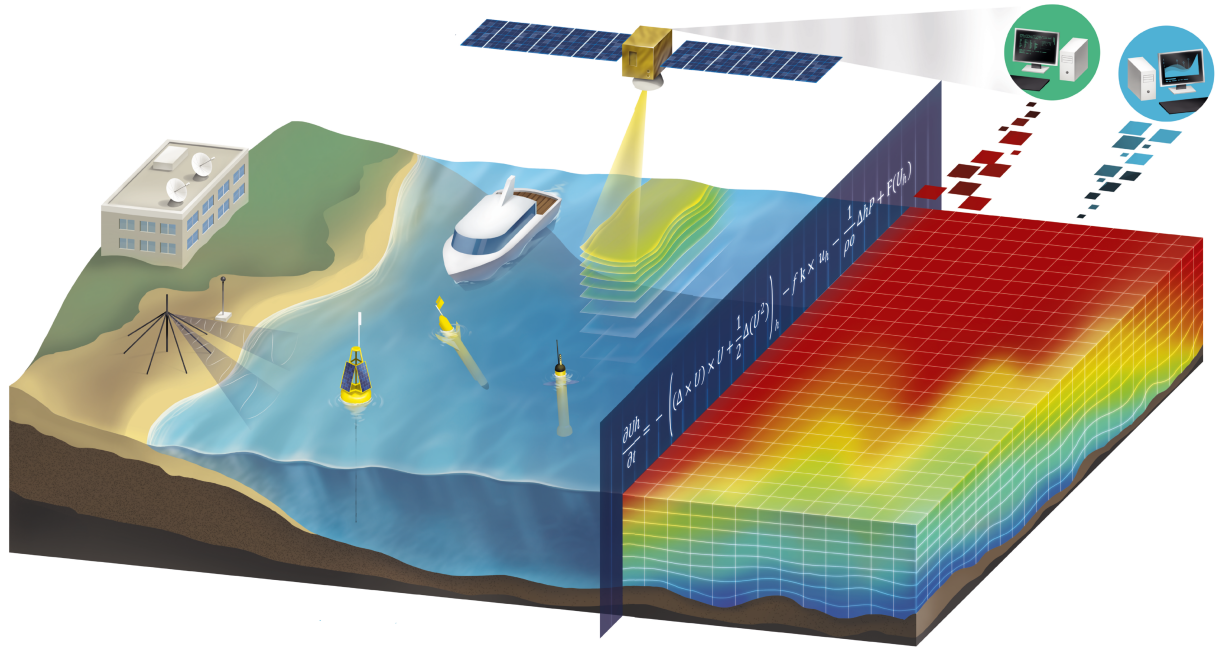


FIGURE 1.7 – *Modélisation océanique : élaboration, assimilation d'observations, prévisions (Mercator-Océan International).*

3. Observations : La détection par satellite permet l'obtention d'informations à l'échelle du bassin occidental qui peuvent être à haute résolution ($\sim 1.4\text{km}$) et à haute fréquence (journalière), mais seulement pour la SST et la chlorophylle-A. La SSS satellite disponible n'est pas adaptée en raison de sa basse résolution (satellite SMOS⁹², $\sim 30\text{-}50\text{km}$ ⁹³) même si les projets tels que SMOS-Next⁹⁴ devraient pallier cette basse résolution dans un futur proche. En revanche, les radiomètres imageurs⁹⁵ embarqués sur satellite produisent une détection de la SST bien plus aboutie. Elle permet d'obtenir en Méditerranée une résolution kilométrique ($1/100^\circ$, depuis 2008⁹⁶) et horaire (depuis 2019⁹⁷ par plateforme géostationnaire). Cette haute résolution horizontale remédie en partie à celle de la réanalyse; nous l'utiliserons pour étudier les fronts (Section 3).

L'altimétrie satellite mesure la hauteur de mer (ADT, Absolute Dynamic Topography) ou la SSH, Sea Surface Height) et les courants géostrophiques déduits de l'ADT. Son utilisation s'impose pour les descriptions de la circulation et des tourbillons océaniques. L'analyse objective des traces de missions de plusieurs satellites altimétriques (TOPEX/Poseidon d'abord, puis vinrent ERS-1/2, Jason-1/2, SARAL/AltiKa, Cryosat-2 et Envisat, puis plus récemment Jason-3, Sentinel-3A/B, HY-2A/2B, GFO et Saral-DP) a permis d'obtenir une mesure de la SLA au $1/8^\circ$ ($\sim 14\text{km}$) et journalière depuis 1993. Sa résolution est supérieure au premier rayon de déformation de Rossby ($10\text{-}20\text{km}$ ⁹⁸); elle est cependant considérée utile pour la détection des tourbillons de diamètres inférieurs à 70km ⁹⁹. Nous nous servirons de ces données (Section 3) pour l'étude des variations de hauteur de

92. Soil Moisture and Ocean Salinity 93. SMOS@ESA 94. (Soldo et al., 2013), CIMR (~ 2028 , $\sim 55\text{km}$), SMOS-HR ($\leq 10\text{km}$, Rodríguez-Fernández et al., 2019), ULID. 95. AVHRR, VIIRS, SEVIRI, etc.

96. Buongiorno Nardelli et al., 2013 97. Marullo et al., 2014 98. Robinson et al., 2001; Escudier et al., 2016a 99. Amores et al., 2018; Ioannou et al., 2019

mer dans la zone et pour leur comparaison aux autres variables (SST, SSS).

Les observations satellitaires ne fournissent pas d'information ni en profondeur, ni à résolution kilométrique en salinité. L'instrumentation *in situ* peut combler nos besoins sauf en terme de répétitivité de l'information. Nombre d'outils, embarqués ou autonomes, sont déployés dans ce but. Ils enregistrent généralement : la conductivité dont est déduite la salinité, la profondeur par la pression, la température, la densité et le courant, données qui nous intéressent. Ils peuvent également mais plus rarement mesurer le taux d'oxygène dissout, la concentration en plancton (via la fluorescence de la chlorophylle-A), la rétrodiffusion optique pour la concentration en particules et en matière jaune (CDOM), la radiance, l'irradiance pour l'exposition solaire, et la bioluminescence. Les données θ , S , σ , \vec{U} nous intéressent tout particulièrement car elles permettent de, à la fois observer le caractère des fronts *in situ*, mais surtout, ces types de variables sont assimilées par les réanalyses (outre la SST et la SLA). Ces données sont essentielles à la validation des fronts établis par la simulation numérique.

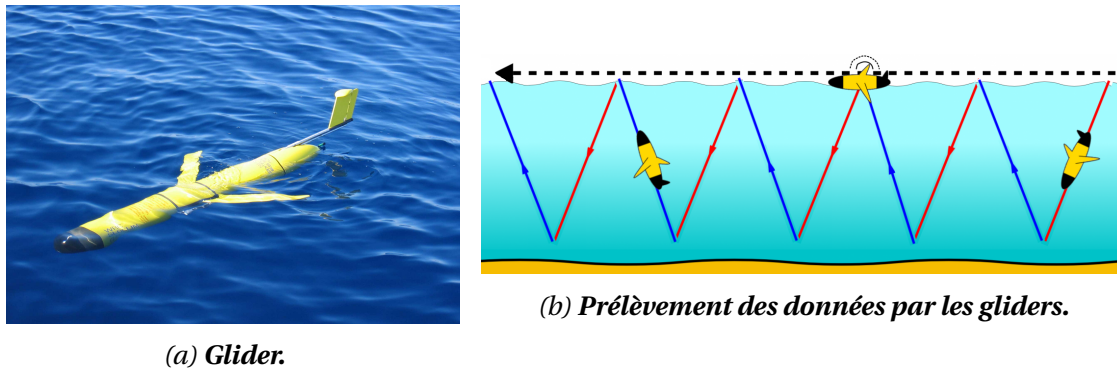


FIGURE 1.8 – *Instrumentation utile à l'océanographie in situ.*

Les instruments autonomes en mer (bouées dérivantes et gliders) sont en général plus abordables que les instruments embarqués même s'il faut les déposer en mer. Cependant, ils sont bien moins maniables ; ils sont soumis au risque de collision, et leur charge utile en capteurs est plus limitée. Les gliders sont des planeurs sous-marins autoguidés (Fig. 1.8ab). Ils utilisent leurs ballasts et lests pour déplacer leur centre de gravité et ainsi piquer du nez et plonger, ou remonter. Comme ils planent, ils ne sont pas motorisés, sont lents et ne peuvent pas contrer de courant trop puissants. En revanche, ils fournissent une haute résolution verticale des données enregistrées ($\sim 0.5\text{-}2\text{m}$ ¹⁰⁰) et une résolution horizontale de quelques kilomètres (2-4km en 2 à 4 heures entre deux remontées à la surface). Ils peuvent plonger jusqu'à 1000m. Ces données servent à l'assimilation de données des modèles et font partie intégrante du programme GOOS¹⁰¹. Le glider est un outil de premier choix pour l'étude des fronts, autorisant à la fois les échelles méso (100 à 10km) mais surtout sub-méso (10 à 1km) et fine (1km à 100m). C'est pourquoi nous exploiterons les gliders dans notre étude des fronts (Section 3).

¹⁰⁰. Bosse et al., 2021 ¹⁰¹. Testor et al., 2019

1.4 Organisation du manuscrit

Ce manuscrit est organisé en 5 chapitres.

Le Chapitre 2 traite de l'état de l'art des connaissances qui se rapportent à la zone d'étude et ses processus. Il détaille la circulation générale des masses d'eau du bassin puis aborde ses fronts pour reconnaître les processus qui touchent au sujet d'étude.

Le Chapitre 3 résume et expose le premier article "Characterization of fronts in the Western Mediterranean sea with a special focus on the North Balearic Front" que nous avons publié dans la revue *"Progress in Oceanography"*.

Le Chapitre 4 résume et expose le deuxième article "Assessment of the water mass dynamics over the Western Mediterranean in the MEDRYS1V2 reanalysis" en préparation sur la caractérisation des circulations de masse d'eau du bassin dans la réanalyse grâce à la conception d'un algorithme de détection.

Le Chapitre 5 discute les résultats obtenus se rapportant aux trois problématiques de cette thèse, critique à la fois les méthodes employées et les apports supplémentaires générés par ces travaux, et conclut cette thèse avec les nouvelles problématiques et perspectives qu'elle soulève.

Chapitre 2

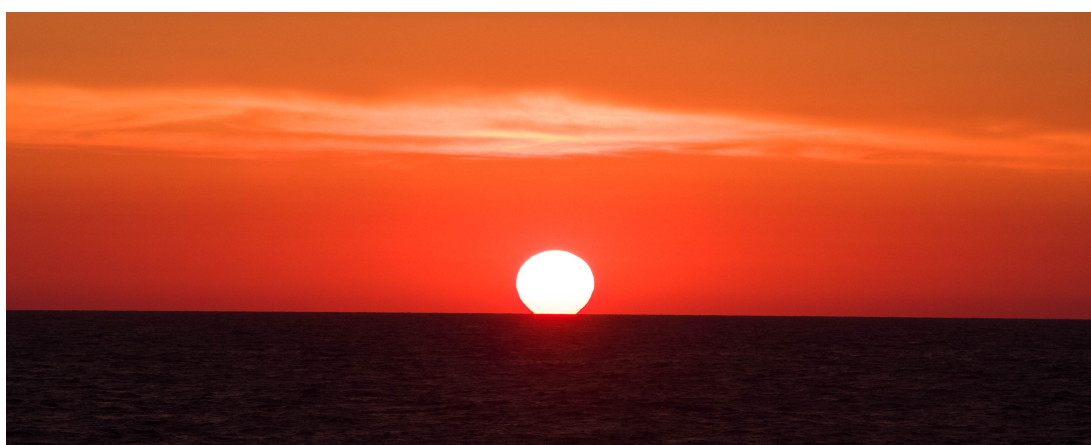
État de l'art sur la zone d'étude

Sommaire

2.1 Forçages, circulation et masses d'eau en Méditerranée	18
2.2 Focus sur le bassin occidental	24
2.2.1 La circulation de surface : AW et mAW	24
2.2.2 La circulation intermédiaire : LIW et WIW	29
2.2.3 La circulation profonde : WMDW et TDW	31
2.3 Les fronts en Méditerranée Occidentale	34
2.3.1 Définition et généralités	34
2.3.2 Les fronts du bassin, par origine	38
2.3.3 Le Front Nord-Baléares	45

“C'est alors que tout a vacillé. La mer a charrié un souffle épais et ardent. Il m'a semblé que le ciel s'ouvrait sur toute son étendue pour laisser pleuvoir du feu.”

—*L'Etranger* (1942), Albert Camus.



Mer Tyrrhénienne, 17 mars 2020, campagne PERLE-3.

2.1 Forçages, circulation et masses d'eau en Méditerranée

Comme dit en introduction, le premier forçage de fonctionnement de la Méditerranée est le déficit hydrique régional du à l'action combinée des forçages éoliens et du rayonnement solaire sur l'ensemble du bassin méditerranéen qui est constamment compensé par un flot continu d'eaux atlantiques (AW, Atlantic Water) entrant par le détroit de Gibraltar. Parallèlement, les eaux méditerranéennes plus salées sortent dans l'Atlantique, sous la couche d'AWs entrantes, et le bilan de flux au niveau du détroit de Gibraltar balance l'excès d'évaporation. Ce fonctionnement, qui s'apparente à un estuaire inversé, a été théorisé depuis déjà près d'un siècle¹ et les ordres de grandeur du déficit hydrique ($\sim 1,5\text{m/an}$) et du transport net au détroit de Gibraltar ($\sim 1\text{ Sv}$) sont bien connus², même s'il persiste des incertitudes sur ce bilan hydrique, particulièrement dans le contexte du dérèglement climatique³. Le flux d'AW s'écoule en surface (0-150 m) de manière cyclonique (Fig. 2.1) le long des côtes, sous l'effet de la force de Coriolis, dans l'ensemble de la Méditerranée et salinise peu à peu jusqu'à atteindre près de 38.7 PSU dans le bassin oriental. Cette salinisation progressive des AW, de 36.2 PSU à plus de 38 PSU sur la majeure partie de la Méditerranée, se traduit dans la littérature par l'utilisation d'appellations spécifiques différenciant les AWs des eaux de surface méditerranéennes : MAW (Modified⁴), MW (Med.)⁵, tMW (typical Med.)⁶, MSW (Med. Surface), oAW (old). L'appellation MAW est la plus usitée⁷ mais le terme n'est pas consacré⁸, et certains auteurs préfèrent garder AW⁹. Un aspect important de nos recherches concerne la différenciation frontale des AWs jeune et vieille. Nous avons choisi le plus usité (MAW), en le diminuant pour signifier que la lettre M ne désigne pas une origine géographique (mAW).

En comparaison, les fleuves ont un impact marqué sur la circulation à l'échelle côtière ou sous-régionale, comme en Mer Adriatique avec le Pô ($\sim 1500 \pm 1000\text{ m}^3/\text{s}$ ¹⁰), en Mer des Baléares avec l'Ebre ($\sim 400 \pm 200\text{ m}^3/\text{s}$,¹¹) et dans le Golfe du Lion (Gulf of Lion, GoL) avec le Rhône ($\sim 1700 \pm 1000\text{ m}^3/\text{s}$,¹²), mais un effet mineur sur la circulation régionale ou générale et ne seront que peu considérés ici.

La circulation des AWs et mAWs se subdivise en deux circulations cycloniques dans chacun des bassins oriental et occidental (les Gyres Est et Ouest¹³), contraintes par la topographie étroite et peu profonde du détroit de Sicile ($\sim 100\text{-}400\text{m}$ de profondeur¹⁴). Cependant, la circulation cyclonique occidentale du Gyre Ouest n'est marquée qu'en hiver¹⁵, rompue en été par la variabilité saisonnière des courants du canal de Sardaigne ($\sim 1900\text{m}$ de profondeur¹⁶). Par ailleurs, les faibles bathymétries des Mers Adriatique et Égée (Fig. 2.1) limitent la circulation cyclonique des mAWs dans ces deux mers marginales. La circulation générale de surface est enfin perturbée par la formation de structure tourbillonnaires plus ou

1. Sverdrup et al., 1942
2. Nof, 1979; Bethoux, 1980
3. Somot et al., 2008; Skliris et al., 2018
4. Theocharis et al., 1993; Lopez-Jurado et al., 1996; Malanotte-Rizzoli et al., 1997; Onken et al., 2001; Puillat et al., 2002; Sorgente et al., 2003a; Allen et al., 2008; Hassoun et al., 2015
5. Millot, 2007; Millot, 2009
6. Millot et al., 2006
7. Millot, 1999
8. 36th CIESM Congress, *Monte Carlo*, 2001.
9. Millot et al., 2005; Béranger et al., 2005; Millot, 2013; Fedele et al., 2021
10. Kokkini et al., 2017
11. Mestres et al., 2003
12. Younes et al., 2003
13. Millot et al., 2005
14. Ben Ismail et al., 2014
15. Astraldi et al., 1994; Iacono et al., 2021
16. Astraldi et al., 1994

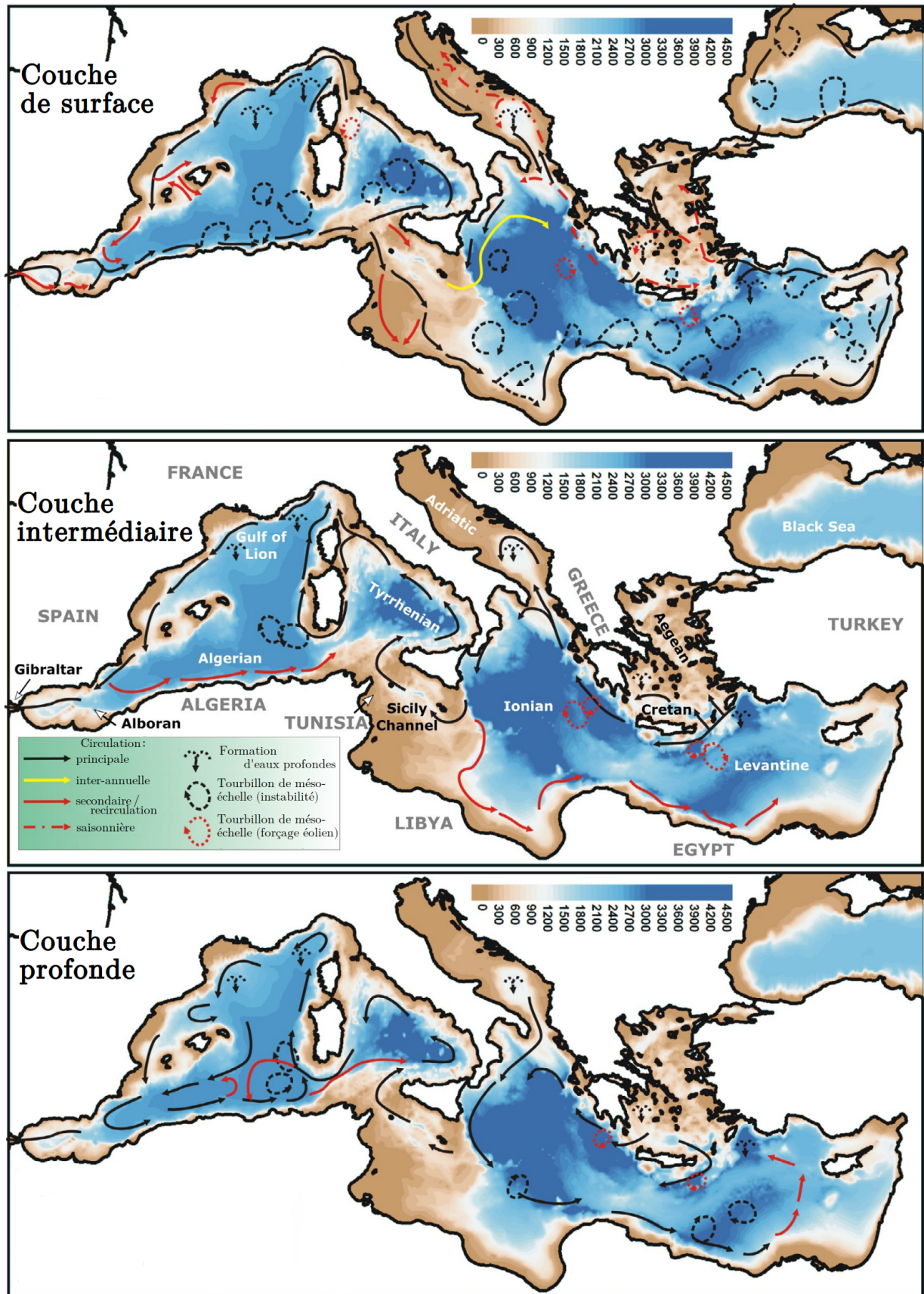


FIGURE 2.1 – Schémas de circulation des couches de surface (AW), intermédiaire (LIW) et profonde (WMDW, EMDW, bathymétrie en mètres, Schroeder, 2019).

moins stables (~100km de diamètre), générées par la forte variabilité mésoéchelle des courants géostrophiques du sud des gyres Ouest et Est (Fig. 2.1), avec les tourbillons algériens (Algerian Eddies, AEs) et lybio-égyptiens respectivement¹⁷. La turbulence mésoéchelle est aussi générée par les forçages éoliens saisonniers récurrents, comme pour la formation (par les vents étésiens dans le bassin levantin) de la circulation en dipôle du gyre cyclonique de Rhodes et du tourbillon anticyclonique de Ierapetra¹⁸, ou pour le gyre de Bonifacio¹⁹ par l'impact du Mistral en bassin Tyrrhénien.

Le second forçage majeur appliqué à la Méditerranée après l'apport d'AW réside dans l'influence des vents hivernaux catabatiques froids et secs qui refroidissent, évaporent et densifient les eaux de surfaces des sous-bassins septentrionaux (Mistral et Tramontane en bassin provençal, Bora en Mer Adriatique). Ces eaux denses, par gravité, plongent et/ou se mélangent. Aux bords des plateaux continentaux, les masses d'eau denses plongent directement; c'est le "cascading"²⁰. Au large, les eaux denses se mélangent avec les eaux intermédiaires sous-jacentes au sein de cellules verticales de mélange convectif. Ce mélange convectif, lorsqu'il est soutenu en surface par le forçage éolien, peut s'approfondir et former de nouvelles eaux profondes, qui, par des colonnes de plongées et de remontées d'eaux, peuvent atteindre le fond marin. Cette convection profonde hauturière est équivalente à celles rencontrées dans les eaux polaires et entraîne un renouvellement régulier des eaux profondes; c'est le moteur de la circulation thermohaline grande échelle²¹. C'est seulement lors de certains hivers, les plus rigoureux, que ce processus crée des eaux profondes, développant donc une variabilité interannuelle de la formation d'eaux profondes (Deep Water Formation, DWF; 900-4500m). La DWF se compose de trois phases majeures : le pré-conditionnement automnal, le mélange vertical hivernal et la dispersion/restratification printanière²². Les principaux sites de la DWF méditerranéenne sont au nombre de trois. Le bassin provençal en Méditerranée Occidentale est le lieu où se forment les eaux profondes de la Méditerranée Ouest (Western Mediterranean Deep Waters, WMDWs, 12.88°C, 38.47, 29.10 kg/m³). En Méditerranée Orientale, les eaux profondes (Eastern Mediterranean Deep Waters, EMDWs, <13.5°C, 38.7, >29.15 kg/m³) se forment en deux endroits. La principale source des EMDWs est la Mer Adriatique via les eaux profondes de l'Adriatique (Adriatic Deep Water, ADW ou AdDW, Fig. 2.2), formées par cascading sur le plateau éponyme. Néanmoins, la mer Égée est parfois le lieu de formation d'autres eaux profondes près de la Crète (Cretan Deep Water, CDW ou AeDW, Fig. 2.2), par convection et qui peuvent être considérées comme à l'origine de la TMW²³).

La circulation des eaux intermédiaire (150m-600m) est gouvernée par la formation des eaux levantines intermédiaires (Levantine Intermediate Water, LIW) qui sont les plus salées du bassin méditerranéen (S >39 PSU, T 15°C, ρ 29.06 kg/m³) principalement dans le Gyre de Rhodes du bassin Levantin par refroidissement des mAWs au sein de tourbillons de mésoéchelle. Les LIWs trouvent leur profondeur d'équilibre de flottabilité vers 200-600m au dessus des EMDWs, s'écoulent sous les mAWs vers l'ouest (Fig. 2.1), mais perdent progressivement leur forte salinité

17. Millot et al., 2005 18. Ioannou et al., 2017; Amitai et al., 2019 19. Moen, 1984; Artale et al., 1994
20. Puig et al., 2013 21. Marshall et al., 1999; Waldman et al., 2018b 22. MEDOC GROUP, 1970; Testor et al., 2018 23. Theocharis et al., 1999

lorsqu'elles se mélangent en suivant des circulations cycloniques dans chacun des sous-bassins et mers marginales. Elles passent dans le bassin occidental par le détroit de Sicile, avant de sortir dans l'Océan Atlantique par le détroit de Gibraltar où elles génèrent des cellules tourbillonnaires intermédiaires appelées Meddies²⁴. Ce cycle d'entrée des AWs et de sortie des LIWs par Gibraltar (Fig. 2.1) correspond à une durée de résidence de l'ordre de 100 ans²⁵ et s'interpréter comme un estuaire en profondeur avec de la LIW sortante par le fond et un estuaire inversé en surface avec un apport d'AW²⁶.

En sus de ces principales masses d'eau, on reconnaît aussi dans la littérature un certain nombre de masses d'eau « secondaires » car plus locales ou irrégulières. Les eaux intermédiaires de l'Ouest (Western ou Winter Intermediate Waters, WIWs) et les eaux intermédiaires tyrrhéniennes (Tyrrhenian Intermediate Waters, TIWs) sont formées en hiver par l'approfondissement de la couche de mélange (sans convection) suite à l'impact saisonnier du Mistral sur le plateau du Golf du Lion pour la WIW, et dans le gyre de Bonifacio pour la TIW. Ces deux masses d'eau sont repérées par un minimum de température. Les eaux profondes tyrrhéniennes (Tyrrhenian Deep Waters, TDWs) sont récurrentes dans la littérature mais ont diverses origines en fonction de l'époque considérée, telles qu'un mélange des WMDW avec la LIW, ou un apport d'EMDW, ou d'EMDW de transition (transitional EMDW, tEMDW ou TMW pour Transitional Med. Water,²⁷) en Mer Tyrrhénienne ou éventuellement une convection hivernale plus importante dans le gyre de Bonifacio. De même, les eaux intermédiaires de Crète (Cretan Intermediate Waters, CIW) sont formées au Nord de la Crète en Mer Égée, par la ventilation de la LIW avec la convection²⁸. Il existe d'autres masses d'eaux spécifiques aux sous-bassins orientaux, comme par exemple les eaux ioniennes et levantines de surface (Ionian & Levantine Surface Water, ISW et LSW,²⁹), qui peuvent être apparentées aux mAWs, ou encore l'eau profonde adriatique (Adriatic Deep Water, ADW ou AddDW, Fig. 2.2).

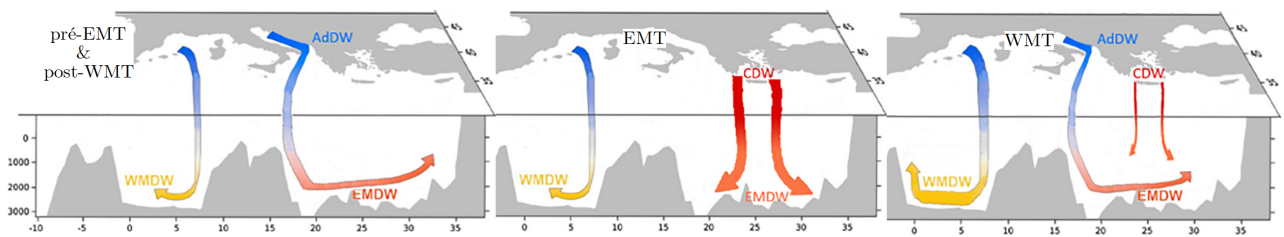


FIGURE 2.2 – DWFs (gauche) avant et après les (milieu) EMT et (droite) WMT (Li et al., 2020).
 Flèches : épaisseur=intensité, couleurs = salinité (rouge=haute, bleu=faible).
 AddW : Eau Profonde Adriatique; CDW : Eau Profonde de Crète.

Lors des années à plus forte DWF, le volume d'eau profonde généré peut être si important qu'une partie des WMDWs peuvent s'échapper par le détroit de Gibraltar, conjointement aux LIWs, et vers l'Est via le canal de Sardaigne. De même, un surplus conséquent d'EMDW dans le bassin oriental peut réussir à passer le détroit de Sicile. Si l'EMDW provient traditionnellement de l'ADW, lors des hivers 92-93 la production de CDW fut trois fois plus importante : c'est l'EMT (Transition Est-

24. Barbosa Aguiar et al., 2013 25. Cacho et al., 2001 26. Nof, 1979; Bethoux et al., 1999 27. Manca et al., 2006; Buffett et al., 2017 28. Tsimplis et al., 1999 29. Manca et al., 2006; Menna et al., 2021

Méditerranéenne, Eastern Med. Transient³⁰, Fig. 2.2). Un transit d'EMDW vers le bassin occidental a été détecté, conduisant à un apport de chaleur et de salinité important vers l'ouest qui, outre la contribution des forçages atmosphériques, a contribué à une DWF plus marquée durant les années 2004 à 2006 dans le bassin provençal³¹. Cette DWF du bassin provençal en 2005 a engendré un changement majeur des caractéristiques des eaux intermédiaires et profondes : c'est la "Western Mediterranean Transition" (WMT³², Fig. 2.2 et 2.3). La WMT s'est propagée jusqu'au détroit de Gibraltar, allant jusqu'à provoquer entre 2008 et 2010 le débordement de la WMDW dans le bassin Tyrrhénien (³³, Fig. 2.3).

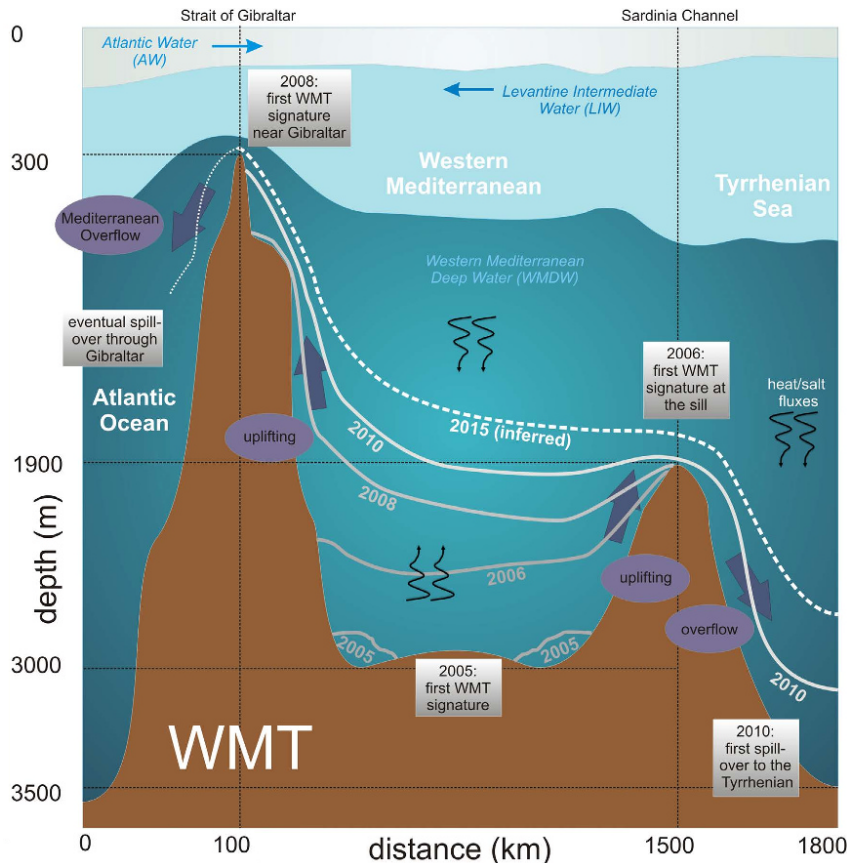


FIGURE 2.3 – Évolutions spatio-temporelles des processus liés à la WMT. Interfaces supérieures des nouvelles WMDWs; celle de 2015 est déduite (Schroeder et al., 2016).

Ces grands évènements de basculement des caractéristiques thermohalines sont provoqués par des régimes climatiques changeants. Actuellement, les tendances de réchauffement et de salinisation des masses d'eau sont principalement induites par le dérèglement climatique accentué en Méditerranée, mais ces évènements ponctuels de bouleversement contribuent à une modification de ces tendances. Par exemple, le réchauffement de la WMDW s'est accéléré après la WMT³⁴, ou, le Système d'Oscillation Bimodal ionien-adriatique (BiOS) modifie les tendances au réchauffement et à la salinisation des masses d'eau de la mer

30. Roether et al., 2007 31. Schröder et al., 2006; Herrmann et al., 2010; Gačić et al., 2013; Schneider et al., 2014; Li et al., 2020; Amitai et al., 2021 32. Schroeder et al., 2008; Schroeder et al., 2010; Zunino et al., 2012; Piñeiro et al., 2019 33. Schneider et al., 2014; Schroeder et al., 2016 34. Vargas-Yáñez et al., 2017; Piñeiro et al., 2019

Adriatique³⁵. Comme la Méditerranée se réchauffe plus fortement en surface que l'océan global (40.10-3 °C/an, Fig. 1.2)³⁶, son évaporation augmente et elle se salinise donc aussi. Ces tendances se diffusent ensemble dans les couches intermédiaires et profondes, et elles se sont aggravées après les années 80, en lien avec le dérèglement climatique, mais aussi par la construction du barrage du Nil qui a créé un déficit d'eau douce³⁷. Ces tendances diffèrent ainsi entre sous-bassins et entre masses d'eau (Tab. 2.1), que ce soit par des différences de conditions climatiques ou par leurs différentes circulations. Les caractéristiques thermohalines et les circulations des masses d'eau sont contraintes à l'échelle du bassin, mais aussi à l'échelle régionale avec l'orographie propre à chaque littoral qui diversifie les forçages éoliens, et à l'échelle du sous bassin, avec la bathymétrie propre à chaque mer marginale et aux détroits qui contraignent fortement les circulations. La circulation générale est développée de la mésoéchelle qui joue un rôle de première importance à l'échelle du sous-bassin. La mésoéchelle peut présenter un processus de dispersion vers la sousméso-échelle, mais aussi une cascade énergétique inverse vers les échelles plus larges³⁸. Le même mécanisme depuis la sousméso-échelle vers la mésoéchelle existe³⁹. La circulation générale méditerranéenne est donc bien plus complexe qu'un schéma global comme celui de la Fig. 2.1, et les circulations spécifiques du bassin occidental et de ses mers marginales, aux échelles méso voire subméso, contribuent pleinement à la variabilité de ce schéma général.

Masse d'eau	Réchauffement (.10 ⁻³ °C/an)	Salinisation (.10 ⁻³ /an)	Période, localisation	Références
AW	30	50	2003-2007, Alb	Millot, 2007
	3.8	0.5	1900-2008, WMed, 0-200m	Vargas-Yáñez et al., 2010b
	25	/	1985-2008, Alb, 0m	Pisano et al., 2020
	26	7	2001-2019, Med	Fedele et al., 2022
mAW	3	1	2003-2007, Alb	Millot, 2007
	4	-1	2001-2019, NWMed	Fedele et al., 2022
WIW	64	3-40	2011-2018, WMed	Juza et al., 2019 Barceló-Llull et al., 2019
IW	/	7	1950-2002, Med	Skliris et al., 2018
	60	12	2007-2017, NWMed	Margirier et al., 2020
	22	6	2001-2019, Med	Fedele et al., 2022
DW	2 avant WMT	1	1943-2015, WMed	Vargas-Yáñez et al., 2017
	4 après WMT 1.6/9.1	0.8/1	1950-2005, Med	Piñeiro et al., 2019 Fedele et al., 2022

TABLE 2.1 – *Tendances de masses d'eau. Med, WMed, NWMed et Alb signifient Méditerranée, bassin Ouest, sous-bassin Nord-Ouest et Mer d'Alboran.*

35. Gačić et al., 2010; Gačić et al., 2013; Fedele et al., 2022 36. Pisano et al., 2020; García-Monteiro et al., 2022 37. Vargas-Yáñez et al., 2010a; Fedele et al., 2022 38. Scott et al., 2005 39. Schubert et al., 2020

2.2 Focus sur le bassin occidental

2.2.1 La circulation de surface : AW et mAW

La circulation de surface dans la partie sud du bassin est principalement régie par le flux d'AW entrant par le détroit de Gibraltar formant le Jet Atlantique. Il transporte en moyenne 0.81 Sv (± 0.06) d'AW en mer d'Alboran, avec une faible variabilité saisonnière de 0.034 Sv⁴⁰ (± 0.011). L'interface profonde du flux d'AW dans le détroit avec les eaux intermédiaires sortantes (~ 150 m) développe des ondes solitaires internes⁴¹, observables en surface et première manifestation de l'affrontement des eaux atlantiques et méditerranéennes. Le Jet Atlantique génère un seul (à l'ouest) ou deux gyres anticycloniques (Ouest et Est) dans la mer d'Alboran, dénommés respectivement Western et Eastern Alboran Gyre, (WAG et EAG,⁴² Fig. 2.1 et 2.4). Le WAG peut se déplacer à l'Est mais il semble que l'EAG soit plus statique⁴³. Le flux d'AW s'écoule ensuite le long du bord sud d'un troisième gyre cyclonique vers 0.5°W-36.5°N, dit Gyre Cyclonique Est ou Gyre Cyclonique Alméria-Oran⁴⁴, Fig. 2.4 et 2.5), puis le long des côtes algériennes pour former le courant algérien (Algerian Current, AC).

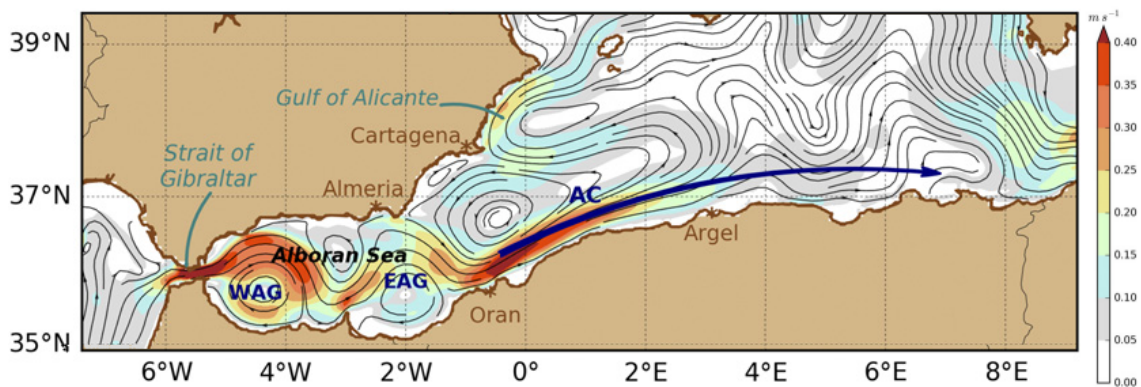


FIGURE 2.4 – *Courant moyen en surface (1995-2012) dans la modélisation ROMSWMED32, (Capó et al., 2019). Courants Nord (NC), des Baléares (BC), et Algérien (AC). L'échelle atteint 40 cm/s, mais 90 cm/s à Gibraltar et à 0,5° W-36° E.*

En équilibre géostrophique, l'AC génère des méandres par instabilité barocline qui peuvent donner naissance à des tourbillons anticycloniques de mésoéchelle [O(100km)] dits tourbillons algériens (Algerian Eddies, AEs)⁴⁵. Les AEs s'étendent en moyenne jusqu'à 600m de profondeur⁴⁶ et peuvent atteindre (mais rarement) le fond marin⁴⁷. Ils progressent au nord et suivent ensuite des trajectoires cycloniques dans les sous-bassins Est- et Ouest-Algériens, dispersant l'AW dans le bassin algérien; la limite nord de l'AW atteint ainsi les îles Baléares. Certains tourbillons peuvent réaliser plusieurs boucles sur quelques années consécutives⁴⁸ (Fig. 2.5). Les AEs, dans leurs trajectoires cycloniques, sont susceptibles de suivre un cycle saisonnier⁴⁹. Les formations d'AEs à la côte sont prédominantes en hiver aux alen-

40. Soto-Navarro et al., 2010; Macias et al., 2016 41. Hilt et al., 2020; Le Goff et al., 2021 42. Viúdez et al., 1996; Viúdez et al., 1998; Vélez-Belchi et al., 2005; Sánchez-Garrido et al., 2013; Peliz et al., 2013 43. Renault et al., 2012; Escudier et al., 2016b 44. Renault et al., 2012; Pinardi et al., 2015 45. Millot, 1985; Millot et al., 1990; Benzohra et al., 1995; Puillat et al., 2002; Testor et al., 2003 46. Escudier, 2015 47. Fuda et al., 2000; Ruiz et al., 2002; Font et al., 2004 48. Puillat et al., 2002 49. Escudier et al., 2016b

tours de 2°E et 6.5°E (saison où l'AC est le plus marqué à la côte⁵⁰), avec des propagations vers le nord à 4°E et 8°E au printemps⁵¹, puis, au nord, des trajectoires vers l'ouest en été⁵² et des retours vers le sud en automne. Ces trajectoires cycloniques semblent suivre les gyres Est- et Ouest-Algériens⁵³ (Fig. 2.5, rouge). Même si les AEs suivent la circulation des gyres algériens (des couches intermédiaire et profonde), la couche de surface des AWs montre en moyenne une circulation zonale et associée à l'AC⁵⁴ (Fig. 2.2).

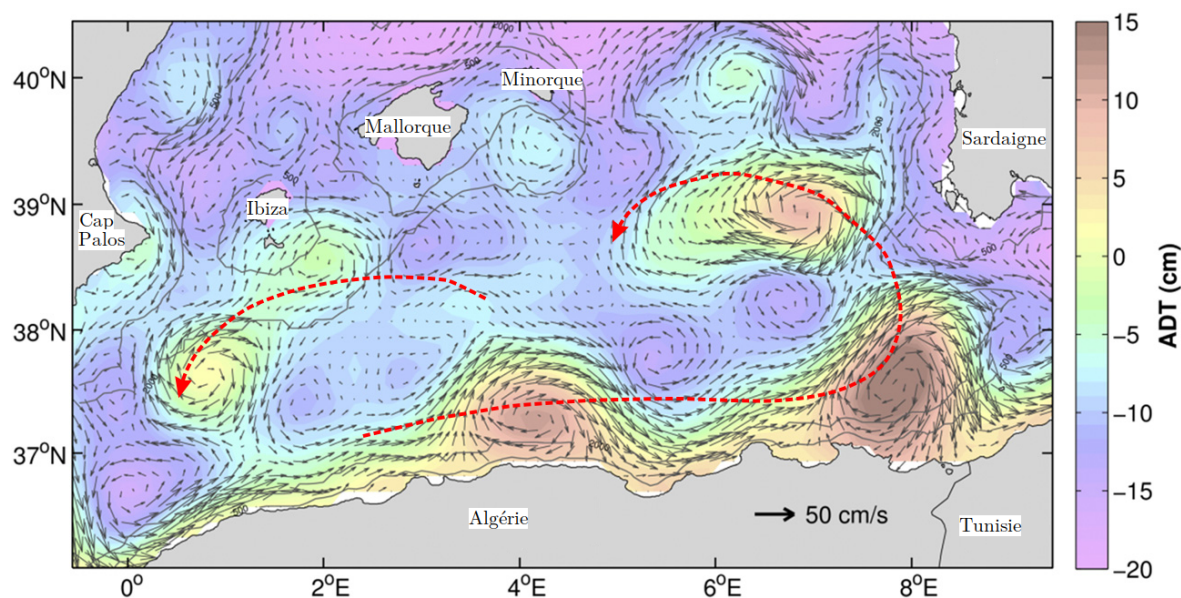


FIGURE 2.5 – *Instantané (19/02/2013) du courant géostrophique de surface dérivé de la Topographie Dynamique Absolue (ADT, $\sim 1/8^\circ$) AVISO, représentant les Tourbillons Algériens (AEs) (adapté de Le Vu et al., 2018; Escudier et al., 2016b : ajout des trajectoires d'AEs en rouge).*

Au nord, la circulation de surface est principalement gouvernée par le Courant Nord et, au second ordre par les forçages éoliens. Le NC prend sa source en mer Ligure par la conjonction des Courants Est- et Ouest-Corses (East et West Corsican Current, ECC et WCC, Fig. 2.6). Le WCC, d'une vingtaine de kilomètres de large avec des courants de l'ordre de 20 cm/s en surface⁵⁵, est un courant principalement en équilibre géostrophique qui s'étend jusqu'à environ 200m de profondeur (avec 10cm/s à 100m) et transporte ~ 1 Sv dans sa couche supérieure (0-200m)⁵⁶. L'ECC apporte des mAW plus chaudes de la mer Tyrrhénienne, semi-protégée des forçages éoliens par la Corse et la Sardaigne, en bassin Liguro-Provençal où les eaux de surface sont sensibles au Mistral et à la Tramontane. Le NC est donc plus chaud que le centre du bassin Provençal ce qui permet de repérer facilement son trajet sur les images satellites de température de surface⁵⁷. L'ECC varie saisonnièrement avec une nette augmentation en automne et en hiver⁵⁸ (de 0 à 0.5 Sv). Le flux de mAW par l'ECC peut être inhibé en été et renversé vers le sud par la présence d'un tourbillon anticyclonique dans le canal Corse⁵⁹ (Fig. 2.7).

50. Jebri et al., 2016 51. Pessini et al., 2018 52. Béranger et al., 2005 53. Testor et al., 2005c; Isern-Fontanet et al., 2006; Escudier et al., 2016b; Pessini et al., 2018; Mallil et al., 2021 54. Pinardi et al., 2015 55. Goffart et al., 1995; Bosse et al., 2015 56. Prieur et al., 2020 57. Taupier-Letage et al., 1986 58. La Violette et al., 1990; Béranger et al., 2005; Prieur et al., 2020 59. Ciuffardi et al., 2016

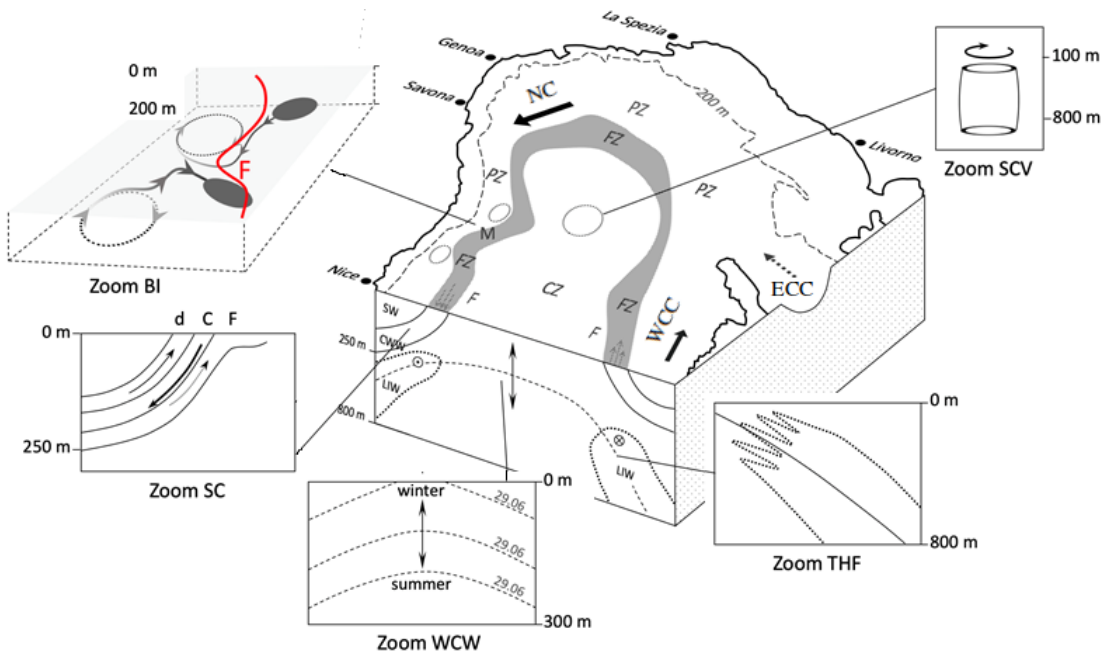


FIGURE 2.6 – *Circulation en mer Ligurie et ses processus (Priour et al., 2020).*
CZ : Zone Centrale; FZ : Zone Frontale; PZ : Zone Périphérique; SW : Eau de Surface
DW : Eau Profonde; WCW : Eau Froide d'Hiver; F : Front; M : Méandre; d : divergence
(upwelling); C : convergence (downwelling); BI : Circulation Barocline; SC : Circulation
Secondaire; THF : Front ThermoHalin. Figure fabriquée avec l'aide d'Antoine Sciandra.

Le débit du NC est de l'ordre de 1-2Sv en moyenne avec des vitesses maximales de courant de ~ 0.5 à 1m/s en été et en hiver, respectivement. Cette variabilité saisonnière suit celle marquée de l'ECC qui contraste avec le flux relativement constant du WCC. L'extension verticale du NC est plus grande en hiver qu'en été (en moyenne $\sim 15\text{cm/s}$ à 100m contre 50m) et s'accompagne d'un resserrement de la veine de courant qui a tendance à se rapprocher de la côte (Fig. 2.7, ⁶⁰). Le NC est turbulent et développe de la variabilité à méso-échelle, i.e. méandres et tourbillons qui sont générés par instabilités baroclines, préférentiellement en automne et en hiver sous l'influence des vents qui refroidissent rapidement les couches de surface et augmentent la baroclinicité du courant ⁶¹. Cette augmentation de l'instabilité barocline du courant est encore amplifiée en période de convection profonde ⁶². Cette variabilité à méso-échelle du NC est importante pour les courants côtiers depuis Gènes jusqu'à Toulon où le plateau continental est pratiquement absent ⁶³.

Le régime des vents dans la partie Nord du bassin est principalement le fait du Mistral et de la Tramontane qui jouent un rôle clé dans la formation d'eaux profondes, mais influencent aussi la circulation de surface. Ces vents soufflent principalement sur le Golfe du Lion mais ont un impact sur tout le bassin Provençal, voire Algérien jusqu'au sud de la Sardaigne (ou même jusqu'en Mer Tyrrhénienne

⁶⁰. Waldman et al., 2018b ⁶¹. Taupier-Letage et al., 1986; Millot, 1987; Alberola et al., 1995; Sammari et al., 1995 ⁶². Bethoux et al., 1982; Font et al., 1990; Madec et al., 1991; Salat et al., 2002; Albérola et al., 2003; Casella et al., 2011; Berta et al., 2018; Bosse et al., 2021 ⁶³. Allou et al., 2010; Ourmières et al., 2011; Guihou et al., 2013; Declerck et al., 2016; Mazoyer et al., 2020; Bosse et al., 2021

par le détroit de Bonifacio mais dans une moindre mesure, bloqué par la Corse et la Sardaigne). Originaires de la différence de pression entre la dépression à l'oeuvre dans le Golfe de Gênes et l'anticyclone des Açores, le Mistral est un vent catabatique canalisé entre les Alpes et le Massif Central. La Tramontane est une forme d'effet de Foehn décuplé par l'effet Venturi forcé par le goulot d'étranglement entre les Pyrénées et le Massif Central ⁶⁴. Lorsqu'ils atteignent la mer, sans obstacles, ces vents accélèrent (sur terre : moyenne de 50 km/h, pointes à 100 km/h). Dans la partie ouest du Golfe du Lion, la Tramontane est à l'origine de la formation en surface de tourbillons anticycloniques ⁶⁵, tandis que dans la partie nord, le Mistral, plus récurrent à Marseille (~130 jours/an contre 80) mais plus fort à Toulon (pointes supérieures à 120km/h contre >100km/h), engendre des remontées d'eaux profondes, les upwellings côtiers qui refroidissent les eaux de surfaces littorales depuis le Golfe du Lion jusqu'à Toulon ⁶⁶. Le vent peut aussi induire des intrusions du NC sur le plateau du GoL, soit en le poussant (vents d'Est), soit en réponse aux upwellings (vent d'ouest) qui, lorsqu'ils s'affaiblissent, induisent une "relaxation" du courant sur le plateau continental ⁶⁷.

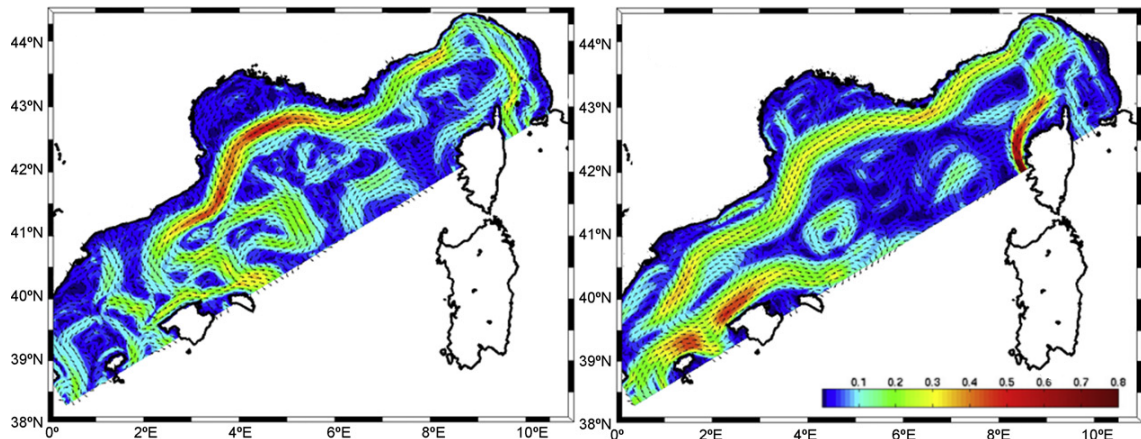


FIGURE 2.7 – *Courant moyen (m/s) de surface dans la modélisation SYMPHONIE (~3km) en mars et août (Qiu et al., 2010).*

En mer des Baléares, le NC longe le talus continental catalan ⁶⁸ avant de se diviser en deux branches; une s'écoule dans les canaux des îles Baléares (canal d'Ibiza et de Mallorca principalement ⁶⁹, Fig. 2.7 et 2.8) et l'autre forme le BC qui s'écoule au Nord de Mallorca jusqu'au Nord-Est de Minorque le long du talus continental promontoire des îles Baléares ⁷⁰. Le BC présente une variabilité saisonnière, inversée par rapport à celle du NC, avec un transport supérieur en été (0.6Sv contre 0.3Sv en hiver) ⁷¹. L'affaiblissement du NC en été autorise l'intrusion d'AW en mer des Baléares, et inversement, son renforcement hivernal les limite en hiver. Les intrusions estivales d'AWs traversent préférentiellement le canal de Mallorca et l'export hivernal de mAW franchi plutôt le canal d'Ibiza (Fig. 2.7 et 2.8). Le long des talus ibérique et du promontoire des îles Baléares, le NC et le BC sont à l'origine de la

⁶⁴. Météo-France : Les vents régionaux ⁶⁵. Estournel et al., 1997; Estournel et al., 2003; Hu et al., 2011; Garreau et al., 2011; Kersalé et al., 2013 ⁶⁶. Millot, 1979; Pairaud et al., 2011; Rey et al., 2020 ⁶⁷. Millot et al., 1980; Barrier et al., 2016; Berta et al., 2018 ⁶⁸. Salat, 1995 ⁶⁹. Vargas-Yáñez et al., 2020 ⁷⁰. Garcia-Ladona et al., 1995 ⁷¹. Garcia-Ladona et al., 1995

formation de tourbillons méso-échelle ⁷², de méandres, de filaments et d'échanges talus-plateau, modifiant l'export de mAWs vers le sud et l'intrusion d'AWs vers le nord au travers des canaux. Au sud-ouest, dans le golfe de Valence, un tourbillon anticyclonique est parfois formé ⁷³ et peut bloquer les échanges AW/mAW. Cependant, les forçages atmosphériques locaux peuvent aussi influencer ces exports et intrusions ⁷⁴.

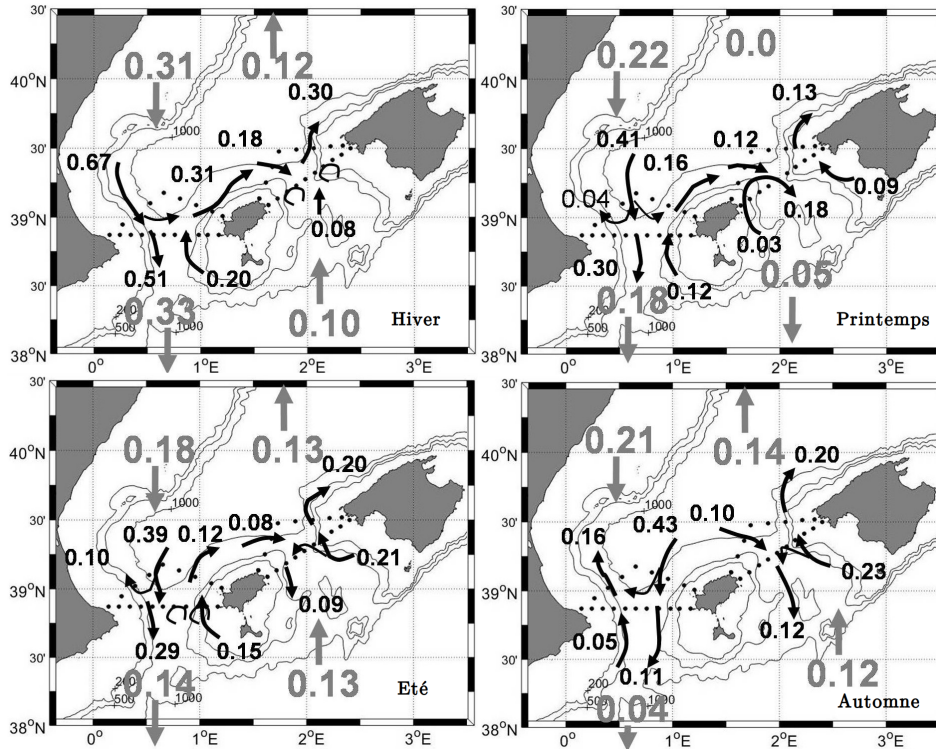


FIGURE 2.8 – *Transport saisonnier (gris = nets, en $10^9 \text{ kg.s}^{-1} \approx 1\text{Sv}$) dans la couche supérieure (AW+mAW+WTW) des canaux Baléares (Vargas-Yañez et al., 2020).*

La continuation du BC en surface de Minorque jusqu'au sud de la Sardaigne a été appelée le Courant du Milieu de la Méditerranée Ouest (Western Mediterranean Mid-Current, WMMC ⁷⁵). La continuation de ce dernier constituerait le Courant Ouest-Sardaigne (Western Sardinian Current, WSC ou SSC ⁷⁶) le long de la côte sud-ouest de la Sardaigne, se poursuivant dans le canal de Sardaigne (Fig. 2.4 et 2.5). Cependant, la région centrale du bassin algéro-provençal nourrit également le WCC le long de la Corse mais par des flux de masses d'eau qui restent obscurs.

La circulation des AWs et des mAWs de la Méditerranée Occidentale est donc régie par les deux courants géostrophiques majeurs que sont l'AC, qui prend sa source en Mer d'Alboran et longe les côtes algériennes jusqu'au canal de Sardaigne, et le NC, qui s'étend de la Mer Ligure jusqu'en Mer des Baléares. Ces deux courants peuvent être associés au Courant du Milieu de la Mer Tyrrhénienne (Middle Tyrrhenian Current, MTC ⁷⁷) de façon à construire le Gyre Ouest-Méditerranéen ⁷⁸, *i.e.* qui représenterait une circulation régionale cyclonique autour des îles Baléares, de la Corse et de la Sardaigne. Cependant, les connexions entre ces trois courants

⁷². Tintoré et al., 1990; Lopez-Garcia et al., 1994; Ruiz et al., 2009a; Mason et al., 2013 ⁷³. Pinot et al., 2002 ⁷⁴. Lana et al., 2016 ⁷⁵. Pinardi et al., 2015 ⁷⁶. Bosse et al., 2015; Pinardi et al., 2015 ⁷⁷. Pinardi et al., 2015 ⁷⁸. Millot et al., 2005

sont discutables étant donné les fortes variations saisonnières de ces flux dans les canaux d'Ibiza, et les détroits de Corse et de Sardaigne. De plus, ce Gyre Ouest-Méditerranéen ne semble pas établi à l'échelle climatologique, ne serait-ce que par exemple entre l'AC et le NC aux îles Baléares (Fig. 2.4 et 2.5,⁷⁹).

2.2.2 La circulation intermédiaire : LIW et WIW

Le bassin Algéro-Provençal reçoit un apport de LIW depuis la Mer Tyrrhénienne par le canal de Sardaigne (Fig. 2.1 et 2.9). Le flux de LIW est dévié vers le nord et entre dans le Bassin Algérien le long de la côte sud-ouest de la Sardaigne (Fig. 2.1 et 2.9) : il peut être appelé le Sous-courant Ouest-Sardaigne (Western Sardinian Undercurrent, WSU⁸⁰). Par détachement de ce courant, les LIWs forment les Tourbillons de Sardaigne (Sardinian Eddies, SEs⁸¹). Situés vers 400-500m de profondeur, ils mesurent environ 50km de diamètre, perdurent quelques mois et se dirigent vers l'île de Minorque où leur rotation signe jusqu'en surface⁸². Une partie de la LIW continue de circuler de manière cyclonique dans les sous-bassins Nord, dans la partie profonde du Courant Nord de la Mer Ligure jusqu'en Mer Baléares. Les canaux des îles Baléares, et surtout le BC, ramènent les LIWs dans le Bassin Algérien où elles s'écoulent ensuite principalement vers la Mer d'Alboran le long du talus continental des Îles Baléares et de la péninsule ibérique. Le WCC apporte une partie des LIWs en provenance du Bassin Algérien dans la Mer Ligure⁸³ et l'ECC est composé à ~20% de LIWs⁸⁴.

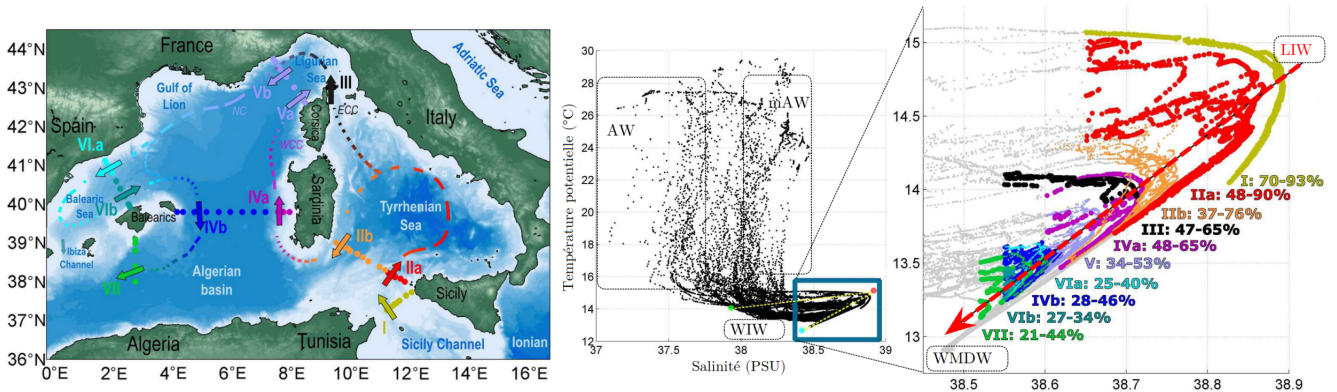


FIGURE 2.9 – (haut) Circulation intermédiaire des LIWs et (bas) diagrammes θ/S associés aux sections transversales. La flèche rouge représente la dilution des LIWs et leur fraction restante (intervalles de %), adapté de Schroeder et al., 2020.

Au delà des LIWs exogènes, les forçages éoliens amènent à la formation de masses d'eau intermédiaires typiques du bassin occidental par l'approfondissement de la couche de mélange en automne-hiver. En l'absence de convection profonde, cette couche mélangée est recouverte au printemps par de la stratification de surface due au réchauffement et il en résulte une couche d'eau froide stagnante sous la mAW qui conserve quelque peu son minimum de température hivernal le reste de l'année. C'est la fabrication de la WIW, communément "Western Intermediate Water" mais parfois "Winter Intermediate Water"⁸⁵, voir "Winter Cold Wa-

79. Pinardi et al., 2015 80. Bosse et al., 2015 81. Testor et al., 2003; Testor et al., 2005b; Bosse et al., 2015 82. Testor et al., 2005b 83. Bosse et al., 2015; Prieur et al., 2020 84. Astraldi et al., 1992 85. Pinot et al., 1999

ter" ⁸⁶, Fig. 2.6 et 2.10). Elle est classiquement caractérisée par $\theta \leq 13^\circ\text{C}$ et sa salinité avoisine 38,3 ⁸⁷. Elle s'écoule le reste de l'année vers $\sim 150\text{-}200\text{m}$ (Fig. 2.10) en dessous de la mAW et au-dessus de la LIW dans les sous-bassins nord ⁸⁸, entraînée dans le NC et le BC avant d'être diffusée dans le bassin Algérien par les canaux d'Ibiza, de Mallorca et le BC ⁸⁹ (Fig. 2.8 et 2.10). La WIW du bassin provençal s'exporte préférentiellement vers le sud dans le canal d'Ibiza en hiver ⁹⁰.

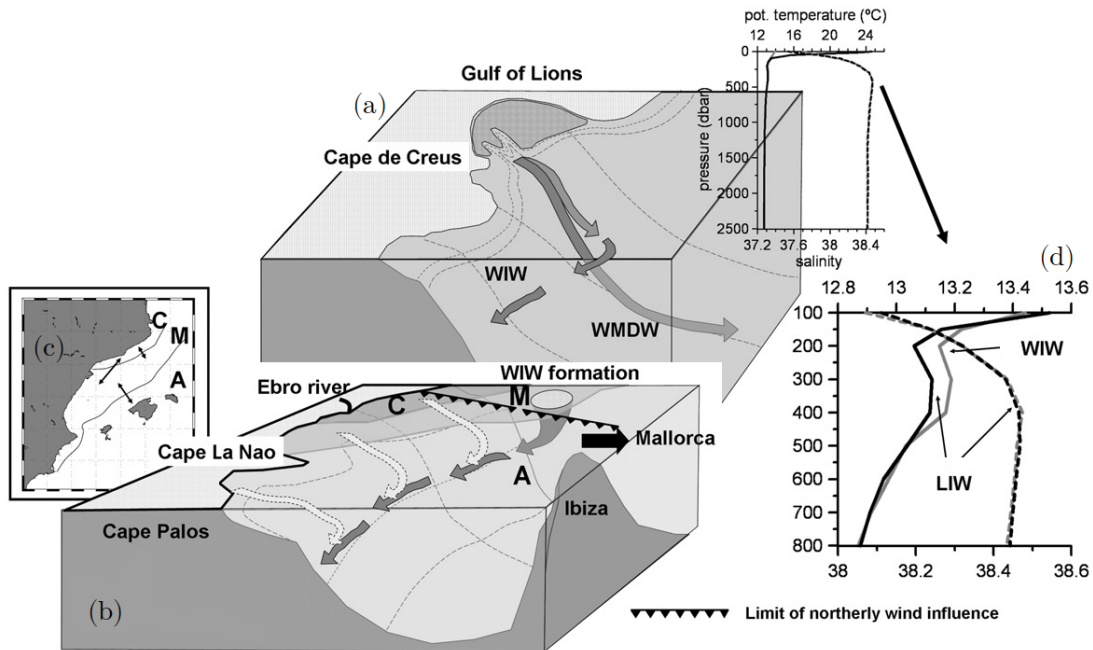


FIGURE 2.10 – *Fabrication de WIW par (a) cascading dans le GoL et (b) convection intermédiaire au large (ovale) (Vargas-Yáñez et al., 2012). (b, c) C, M et A : eaux Continentales, Méditerranéennes et Atlantiques. (d) Profils verticaux de θ (continu) et S (pointillés) : moyennes obtenues par MEDATLAS (1960-1990) en Mer des Baléares, en été (noir) et en hiver (gris).*

Canalisé dans le détroit de Bonifacio, le Mistral produit surtout en hiver le "gyre de Bonifacio", une structure cyclonique qui occupe le Nord de la mer Tyrrhénienne ⁹¹. C'est ici qu'est formée l'eau intermédiaire tyrrhénienne (Tyrrhenian Intermediate Water, TIW), un équivalent de la WIW, mais légèrement plus chaude ($13.5\text{-}14^\circ\text{C}$). La TIW représente jusqu'à 1/3 du transport total hivernal au travers du canal Corse ⁹², mais se mélange et se confond avec la mAW nord-occidentale au cours de sa dilution dans le NC. Au final, les caractéristiques des TIWs sont si proches de celle des mAWs et WIWs (~ 38.3) qu'elles sont difficilement discernables au milieu de ces dernières.

De même, l'appellation LIW est aujourd'hui remise en question du fait du caractère amoindri des caractéristiques thermohalines de ces eaux en comparaison avec leur état d'origine ($\sim 38.5\text{-}38.7\text{PSU}$ et $\sim 13.8^\circ\text{C}$ au canal de Sardaigne contre 39PSU , 15°C en bassin Levantin) et il a été suggéré d'utiliser une appellation plus générique Eaux Intermédiaires de l'Est (Eastern Intermediate Water, EIW ⁹³) pour

⁸⁶. Gasparini et al., 1999; Prieur et al., 2020 ⁸⁷. Juza et al., 2013; Juza et al., 2019

⁸⁸. Dufau-Julliand, 2004 ⁸⁹. Pinot et al., 1995b; Pinot et al., 2002; Monserrat et al., 2008; Var-

gas-Yáñez et al., 2012; Juza et al., 2013; Juza et al., 2019; Vargas-Yáñez et al., 2020 ⁹⁰. Juza et al., 2013; Juza et al., 2019 ⁹¹. Artale et al., 1994 ⁹². Moen, 1984; Hopkins, 1988; Napolitano et al., 2019; Vara et al., 2019 ⁹³. Millot, 2013

les « LIWs » du bassin Algéro-Provençal. De fait, les eaux intermédiaires qui passent le canal de Sardaigne importent aussi les Eaux Intermédiaires de Crête (Cretan Intermediate Water, CIW, ⁹⁴), qui sont plus ou moins mélangées en mer Tyrrhénienne avec les mAWs et les TIWs dans leur partie supérieure, et avec les eaux profondes dans la partie inférieure. Nous avons tout de même gardé l'appellation LIW dans ce travail car elle est encore la plus usitée.

2.2.3 La circulation profonde : WMDW et TDW

La formation d'eaux profondes par convection hivernale est une caractéristique majeure du bassin Liguro-Provençal. Cette convection profonde est rendue possible par un concours d'au moins deux facteurs : un bon pré-conditionnement de la colonne d'eau et des forçages éoliens puissants. Le pré-conditionnement de la colonne d'eau est d'abord le fait de la configuration de la circulation cyclonique régionale du WCC et du NC qui imposent un approfondissement aux côtes et un soulèvement au large des eaux intermédiaires (WIW et LIW) par équilibre géostrophique (Fig. 2.6, ⁹⁵). Ce mécanisme nommé « doming » crée un affleurement près de la surface des isopycnes des eaux intermédiaires qui concourt à déstratifier les couches supérieures ⁹⁶. La DWF hauturière est préparée par d'autres types de pré-conditionnements, tels que thermohalin par l'apport de salinité via la LIW dans le bassin ⁹⁷, par l'apport d'eau froide et salée en surface via les upwellings ⁹⁸, ou encore spatial par la mise à disposition d'une plus grande surface de convection par retrait de l'AW vers le sud ⁹⁹. La plus importante contribution à la DWF est cependant la variabilité atmosphérique saisonnière (2/3 de la perte de flottabilité de surface de l'eau de mer, d'origine diverses ¹⁰⁰) puis ensuite l'impact d'un épisode de Mistral fort (1/3 de la perte de flottabilité de surface, Fig. 2.11 gauche). Pour ce dernier, il semble que la force de l'épisode du vent soit un facteur plus important que sa durée ¹⁰¹.

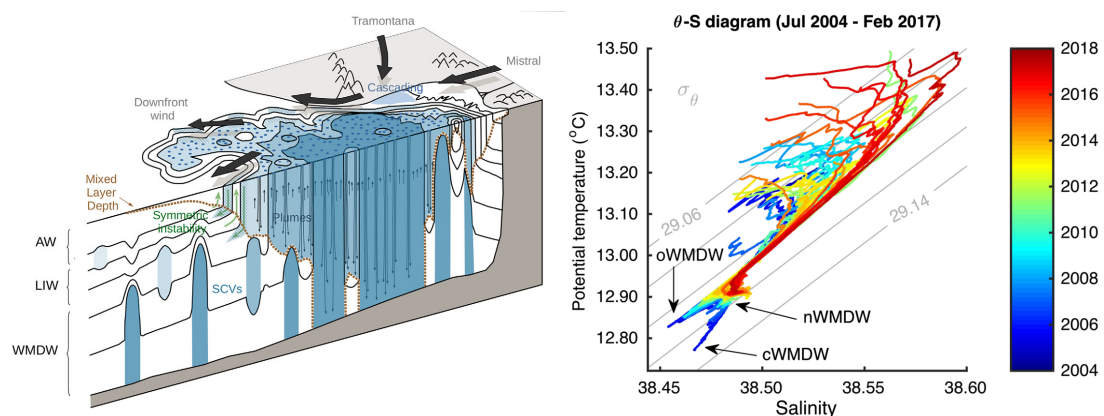


FIGURE 2.11 – (gauche) *Processus et évolution de la DWF (Testor et al., 2018).* (droite) *Évolution du diagramme θ/S de profils verticaux réalisés au N-E de Minorque. o-, n- et cWMDW montrent l'eau profonde âgée, neuve et de cascading (Piñeiro et al., 2019).*

- ⁹⁴. Manca et al., 2006 ⁹⁵. Boucher et al., 1987; Sournia et al., 1990; Niewiadomska et al., 2008; Prieur et al., 2020 ⁹⁶. Madec et al., 1996; Testor et al., 2018; Prieur et al., 2020 ⁹⁷. Herrmann et al., 2010 ⁹⁸. Stanev, 1989 ⁹⁹. Grignon et al., 2010; Estournel et al., 2016a ¹⁰⁰. Keller Jr. et al., 2021; Givon et al., 2021 ¹⁰¹. Keller Jr. et al., 2021

La DWF est définie grâce à la profondeur de la couche de mélange (Mixed Layer Depth, MLD) qui doit être supérieure à 1000m pour mettre en évidence le dépassement de la couche de LIWs. Les WMDWs ainsi produites sont les eaux les plus denses en Méditerranée Occidentale; elles sont donc détectées et définies par une anomalie de densité potentielle, qui dépasse les 29.10 kg/m^3 ¹⁰². Leur densité varie en fonction de l'année de fabrication et atteint $29,13 \text{ kg/m}^3$ quand le « cascading » sur le plateau continental contribue au volume d'eaux profondes nouvellement formées, même s'il ne se mélange pas à la LIW ¹⁰³ (Fig. 2.11 droite, cWMDW). Aux alentours de 1500m de profondeur, l'écoulement des WMDWs vers le sud se fait principalement à l'Est de l'île de Minorque, par le déplacement de tourbillons cohérents de submésos-échelle (Submesoscale Coherent Vortices, SCVs, ¹⁰⁴). D'un diamètre d'environ 10 km (Fig. 2.11 gauche), ils pourraient être source de préconditionnement pour la convection s'ils persistent d'une année à l'autre en bassin provençal ¹⁰⁵. Malgré la bathymétrie des canaux des îles Baléares (~900m), de la WMDW peut aussi y déborder au travers ¹⁰⁶. Au niveau du fond marin, l'apport de WMDW depuis le bassin Provençal est caractérisé par la présence de tourbillons cycloniques de méso-échelle ¹⁰⁷. Ils se dirigent ensuite au sud vers les gyres algériens (Fig. 2.12) en suivant aussi le talus continental des îles Baléares. En bassin algérien, leur énergie cinétique tourbillonnaire, est captée par les deux gyres et redirigée vers l'Est. Ce processus diminuerait le volume de WMDW apporté en Mer d'Alboran et favoriserait le débordement des WMDWs par le canal de Sardaigne ¹⁰⁸.

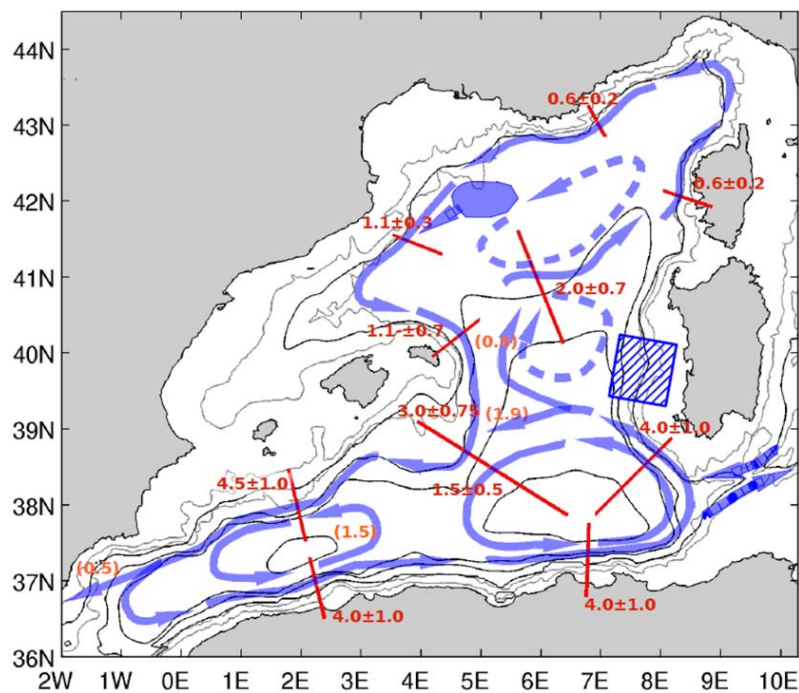


FIGURE 2.12 – *Transport profond moyen (Sv, 1997 – 2002, 1200 – 1900m) mesuré par bouées dérivantes. Celui entre parenthèses est déduit; l'ovale désigne la DWF; les pointillés sont des hypothèses; le carré postule un blocage du courant (Send et al., 2017).*

¹⁰². Schroeder et al., 2010; Waldman et al., 2016; Waldman et al., 2017b; Testor et al., 2018

¹⁰³. Schröder et al., 2006; Puig et al., 2013 ¹⁰⁴. Damien et al., 2017; Testor et al., 2018 ¹⁰⁵. Damien et al., 2017 ¹⁰⁶. Vargas-Yáñez et al., 2020 ¹⁰⁷. Beuvier et al., 2012 ¹⁰⁸. Beuvier et al., 2012

Les eaux de transition entre la LIW et la WMDW autour de 1000-1500 m sont souvent identifiées comme provenant de la Mer Tyrrhénienne et sont appelées les Eaux Profondes Tyrrhéniennes (Tyrrhenian Deep Water, TDW, ¹⁰⁹). Les TDWs entrent dans le bassin algéro-provençal (~700-1500m) comme la LIW par le canal de Sardaigne. Elles développent de la diffusion diapycnale par doigts de sels en escaliers thermohalins ¹¹⁰ ("thermohalin staircase", Fig. 2.3, flèches noires ondulées), caractéristique importante de ces eaux entre 700 et 1500m dans tout le bassin algérien, et le centre du bassin algéro-provençal ¹¹¹, tout comme elles le faisaient en Mer Tyrrhénienne ¹¹². L'origine de la TDW est multiple, résultant du mélange entre WMDW, LIW, EMDW et "transitional" EMDW, ¹¹³. Dans le bassin Provençal, des eaux de caractéristiques semblables peuvent être produites quand la convection profonde n'atteint pas le fond marin mais assimile quand même la couche intermédiaire. La promiscuité de ces eaux avec les TDWs et leur mélange au sein de cette couche dans l'ensemble du bassin algéro-provençal rend leur distinction difficile et certains auteurs ne nomment plus cette couche comme étant de la TDW dans ce bassin ¹¹⁴. La connaissance de leurs circulations respectives est par conséquent ambiguë mais vraisemblablement liée à celle des WMDWs plus profondes ¹¹⁵.

¹⁰⁹. Hopkins, 1988; Rhein et al., 1999; Fuda et al., 2002; Send et al., 2017 ¹¹⁰. Schroeder et al., 2016
¹¹¹. Ribotti et al., 2022 ¹¹². Borghini et al., 2014; Falco et al., 2016; Schroeder et al., 2016; Buffett et al., 2017; Durante et al., 2019 ¹¹³. Fuda et al., 2002; Millot et al., 2005; Buffett et al., 2017; Send et al., 2017; Li et al., 2020 ¹¹⁴. Borghini et al., 2014; Schroeder et al., 2016 ¹¹⁵. Testor et al., 2005c

2.3 Les fronts en Méditerranée Occidentale

2.3.1 Définition et généralités

1. Définir et classifier un front : D'après le U. S. Naval Oceanographic Office (1966), un front est une "situation dans laquelle des eaux d'origines différentes se rejoignent en un point ou, plus couramment, le long d'une ligne dite de convergence". En revanche, Fedorov (1986) rapporte qu'en septembre 1976, une réunion d'océanographes spécifiquement intéressés par les fronts (J. Woods, G. Roden, C. Mooers, A.S. Monin et K.N. Fedorov) n'ont pas réussi à se mettre d'accord sur une définition claire du front étant donné que beaucoup de facteurs rentrent en jeu dans le processus frontal, et que la diversité des fronts implique une diversité de ces facteurs (natures, manifestations externes, échelles de caractérisation). Il serait non seulement impossible, mais inapproprié d'établir une définition brève, univoque et universelle. Pour autant, ils se sont entendus sur le fait qu'une "interface frontale" est assimilable à un "front", et qu'une "zone frontale" leur est singulièrement différente. La définition d'un front de Ye.I. Baranov semble la plus proche de l'interprétation de Fedorov (1986), et ils définissent ensemble un front en définissant d'abord une zone frontale : "Une zone frontale est une zone large, transitoire, et relativement stationnaire dans le temps et l'espace, entre deux masses d'eau de caractéristiques quantitatives différentes des propriétés physico-chimiques". Elle s'appréhende comme l'échelle de la variabilité de déplacement d'un front. La définition d'un front qu'ils en ont dérivé est qu'un front ($\sim 1\text{ km}$) présente un gradient dix fois plus fort que le gradient de la zone frontale ($\sim 100\text{-}300\text{ km}$). Ce dernier étant lui même dix fois plus fort que le gradient latitudinal climatique à l'échelle synoptique ($>1000\text{ km}$). Ces définitions sont ainsi relatives à l'échelle de l'océan global. L'ayant étudiée à plusieurs endroits dans l'océan, Fedorov (1986) assume que cette démarche comme applicable dans tous les océans. À échelle régionale telle qu'en Méditerranée Occidentale, ce rapport 10×10 n'est peut être pas applicable, mais un rapport 10 entre un front et une zone frontale semble toujours acceptable. Ayant quasiment exclusivement étudié des fronts thermiques dans les océans, et les fronts de salinité seulement pour les panaches de fleuves, Fedorov (1986) ajoute que plusieurs fronts d'une même propriété existent au sein d'une zone frontale, sans pour autant que les autres propriétés changent, même si cela reste possible. *In fine*, un front est une bande en surface de mer où les gradients horizontaux des propriétés hydrologiques sont beaucoup plus forts que les gradients ambiants en surface de mer en général ¹¹⁶. Les fronts sont très divers en termes d'échelles de longueur et aussi de largeur, de propriétés des masses d'eau et d'intensité de leurs gradients, ainsi que de durées de vie, d'origines et de structures verticales. L'affrontement de deux masses d'eau de températures et/ou de salinités différentes peut développer un front de densité (Fig. 2.13a), mais pas si les contributions de la dilatation thermique et de la contraction haline se compensent (Fig. 2.13b). Ce gradient de densité peut induire un gradient de pression, et établir à grande échelle un courant géostrophique. Un courant géostrophique est généralement marqué par un fronts thermique.

¹¹⁶. Prants, 2022

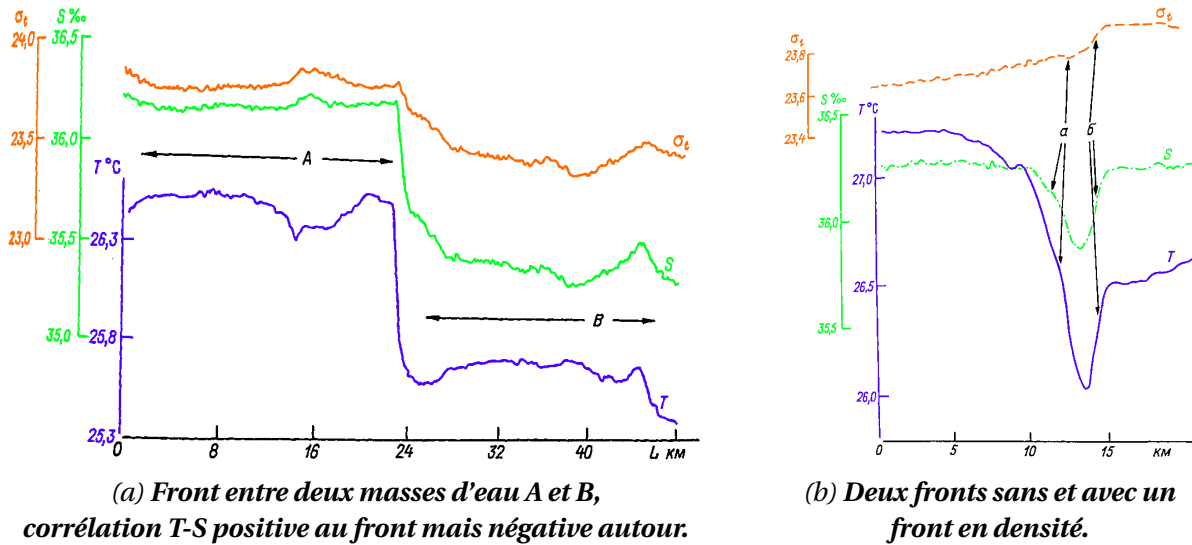


FIGURE 2.13 – Exemples de fronts thermohalins en mer des Sargasses (Sep. 1977), Fedorov, 1986.

Les fronts couvrent toutes les échelles, ils sont observables de l'échelle synoptique¹¹⁷ (100-1000km) à méso¹¹⁸ (10-100km) et sont actuellement plus étudiés aux échelles¹¹⁹ (0,1-10km) et fine¹²⁰ (~1-10m). La largeur d'un front est de l'ordre du kilomètre mais l'échelle de variabilité de ses déplacements peut s'étendre jusqu'au millier de kilomètres en fonction du caractère stationnaire ou non du front¹²¹ (e.g., la zone frontale sur 60-70°S, 100-150°W qui marque la présence d'un front¹²² entre le Gyre de Ross et le Courant Circumpolaire Antarctique en Mer d'Amundsen¹²³). L'extension verticale d'un front varie quant à elle de quelques mètres, pour un panache de fleuve par exemple, à plusieurs kilomètres de profondeur dans les plus grands courants océaniques¹²⁴. Les fronts peuvent être éphémères (e.g. s'ils sont induits par un cycle diurne des températures et n'existent que quelques heures), mais aussi être considérés comme persistants quand ils perdurent plusieurs jours voire plus encore¹²⁵. Certains fronts sont induits par une variabilité saisonnière (des températures, des forçages éoliens), leurs durée de vie et occurrence suivent un cycle annuel, quand d'autres n'apparaissent que par la présence d'un processus spécifique dont l'occurrence suit une variabilité événementielle interannuelle (e.g. les fronts autour d'une convection profonde¹²⁶).

Un front peut être d'origine diverses, i.e. de processus et de propriétés de masses d'eau divers. Elles caractérisent l'intensité du gradient du front et sa structure. Les différents types de fronts peuvent être classés en fonction de leur échelle de variabilité spatiale et de leur nombre de Rossby : les fronts à large échelle quasi-stationnaires d'origine climatique ($Ro < 0.1$, e.g., le front du Gulf Stream, le front polaire antarctique, ou de convergence subtropicale), de type synoptiques et à mésoéchelle ($0.1 < Ro < 10$, e.g., le front de salinité du Golfe du St. Laurent, le front de l'upwelling Sud-Africain) et de petites échelle d'origine locale ($Ro > 10$, e.g., le front de marée dans le détroit de Cook, les fronts estivaux des

117. Belkin et al., 2009 118. Pascual et al., 2017 119. Verma et al., 2021 120. Verma et al., 2019

121. Fedorov, 1986; Belkin, 2021; Prants, 2022 122. Thomas et al., 2021 123. Nakayama et al., 2018

124. Kida et al., 2015 125. Ullman et al., 2000; Mohanty et al., 2017; Mauzole, 2022 126. Bosse et al., 2021

plateaux continentaux de l'Angleterre et de l'Europe, ou les fronts d'upwelling et de panache de fleuve). Les deux extrêmes de ce spectre classent les fronts dans deux régimes géostrophique et agéostrophique. Cependant, la plupart des interfaces frontales peuvent être considérées comme semi-géostrophiques, avec une partie géostrophique le long du front et une autre agéostrophique si l'on considère la circulation secondaire dans le plan normal au front¹²⁷, mais il existe des exceptions comme pour un front de panache par exemple. Parmi chacun de ces deux régimes, de ces deux échelles, les fronts peuvent aussi être classifiés en fonction de leurs processus d'origine tels qu'entre autres, les forçages éoliens (e.g. les fronts d'upwellings), les fleuves et leur front de panache, les courants géostrophiques, ou la dynamique thermohaline : la formation de la glace de mer ou la convection profonde.

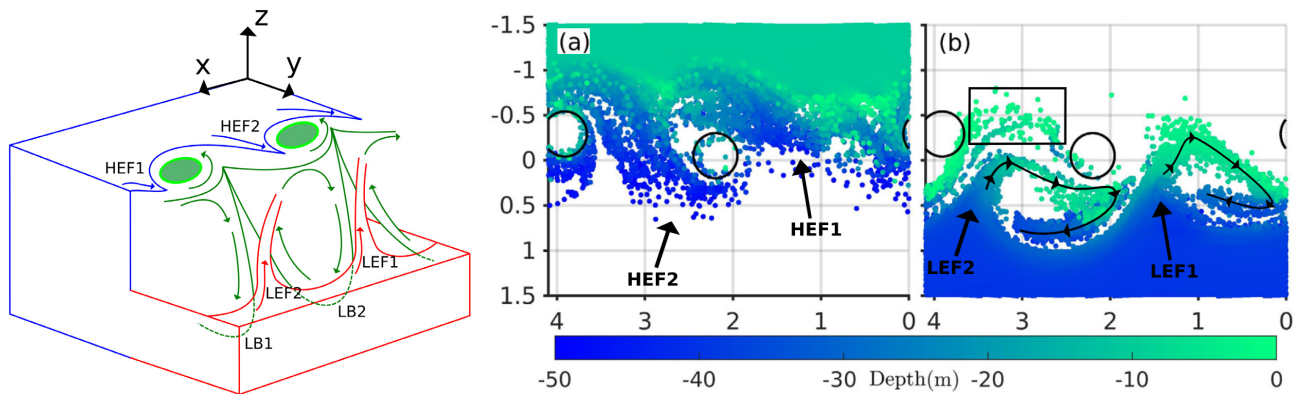
Nous suivrons cette classification dans la section suivante pour exposer les fronts majeurs et relativement récurrents dans le bassin occidental, qui se rapportent à notre sujet (i.e., fleuves, vents, courants et masses d'eau). Les fronts de panache de fleuve sont intenses et très marqués en salinité par l'affrontement de l'eau de mer avec l'eau douce, même si la température peut être aussi un bon marqueur du front. Les fronts d'origine éolienne sont souvent thermiques, mais peuvent être halin lorsqu'un upwelling importe de l'eau profonde de salinité supérieure à l'eau de surface, ou si un vent persistant induit une forte évaporation. Ils ne durent que soit le temps d'une saison soit le temps du coup de vent, et ne sont pas profonds (50m) et liés à la profondeur d'Ekman, sauf pour le cas d'une convection induite par le vent où la structure verticale est bien plus profonde. Les fronts océaniques associés aux courants géostrophiques dépendent des masses d'eau entraînées par le courant, et leur profondeur dépend du courant considéré, mais ils marquent souvent l'affrontement entre l'eau hauturière et l'eau littorale. Ils sont marqués à la fois en température, salinité et densité. Les fronts qui marquent des processus thermohalins sont marqués à la fois en température et en salinité mais leur intensité dépend de celle du processus. Les fronts associés à la formation de la glace de mer sont marqués en salinité. La solidification de l'eau de mer en expulse le sel et sature l'eau à proximité, qui rompt avec la plus faible salinité de l'eau distante. Cette forte salinité peut pré-conditionner une convection quand une désalinisation de la couche de surface (~300m) et un affaiblissement des gradients de salinité peuvent empêcher la convection profonde. Les observations passées et les pires scénarios de prévision de dérèglement semblent l'indiquer dans l'océan Nord Atlantique¹²⁸. Les fronts de salinité du pourtour d'une DWF seulement induite par le vent sont moins intenses.

2. Les circulations secondaires et les tourbillons : Ces origines et processus divers induisent des dynamiques spécifiques, mais toutes caractérisées par des circulations secondaires et verticales. Elles se traduisent par la plongée de la masse d'eau la plus dense sous la masse d'eau la plus légère ; c'est la subduction¹²⁹ (Fig. 2.14). Elle s'explique par la théorie quasi-géostrophique à mésoéchelle¹³⁰, mais la frontogénèse (les mécanismes qui forment et intensifient un front) semble

¹²⁷. Fedorov, 1986 ¹²⁸. Dickson et al., 1988; Jahn et al., 2013 ¹²⁹. Spall, 1995; Allen et al., 2001

¹³⁰. Pascual et al., 2015

être plus importante à submésos-échelle ¹³¹. Dans l'ensemble, les échanges verticaux ont plusieurs origines qui dépendent de l'échelle considérée (pompage et convergence des tourbillons, ou bien d'Ekman, instabilité statique ou bien symétrique, frontogénèse, filaments, etc.), mais ils sont mille fois plus faibles que les vitesses horizontales ($\sim 10\text{m/jour}$ en moyenne, pointes à $\sim 10\text{m/h}$ ¹³², contre $\sim 10\text{cm/s}$ horizontalement). Lors d'une convection, les portions de masse d'eau en subduction peuvent constituer des lentilles d'eau en rotation. En hiver, ce mécanisme engendre des tourbillons cohérents de submésos-échelle ¹³³ (SCVs, Fig. 2.11, gauche).



(a) Schéma 3D des circulations de lobe et d'upwelling.

(b) Dérives de particules aux côtés lourd (a, downwelling) et léger (b, upwelling), axes en km.

FIGURE 2.14 – Circulations tourbillonnaires et verticales d'un front à submésos-échelle, (LEF et HEF : Filaments des côtés léger et lourd, Light & Heavy Edge Filaments; LB=Lobes anticycloniques; cercles=tourbillons cycloniques; circulations fléchées : mouvement des particules dans les filaments, Verma et al., 2021).

L'échelle de variabilité spatiale d'une interface frontale hauturière peut dépendre des forçages atmosphériques ¹³⁴ mais elle est principalement assujettie à des structures comme les courants et les tourbillons. Dans le bassin algéro-provençal, le premier rayon de déformation de Rossby ($\sim 12\text{km}$ en bassin Provençal, $\sim 16\text{km}$ en bassin Algérien, Fig. 2.15a) différencie les ordres de grandeur des tourbillons de mésoéchelle entre le nord et le sud ¹³⁵. L'écart latitudinal de diamètre entre les tourbillons s'explique aussi par la différence de régime de circulation entre les deux sous-bassins ¹³⁶. Cette différence de diamètre marque aussi une différence entre les sens de rotations des tourbillons (Fig. 2.15b). Dans le bassin provençal, les instabilités de fronts thermiques et de couche de mélange génèrent des tourbillons de submésos-échelle cycloniques en automne ¹³⁷ (Fig. 1.6 et 2.15c). Dans le bassin algérien, les tourbillons mésoéchelle anticycloniques sont plus présents (AEs et SEs) sous l'effet des instabilités de l'AC et du WSU, même s'il en existe le long du NC. Cet écart d'échelle induit une différence d'extension verticale des tourbillons entre le nord et le sud, mais à échelle équivalente

¹³¹. Omand et al., 2015; Oguz et al., 2015; Pascual et al., 2017 ¹³². Ruiz et al., 2018; Verma et al., 2021 ¹³³. Testor et al., 2018 ¹³⁴. Estournel et al., 2016a; Seyfried et al., 2019 ¹³⁵. Escudier et al., 2016a ¹³⁶. Karimova, 2017a ¹³⁷. Testor et al., 2005b; Bosse et al., 2015; Karimova, 2017b; Seyfried et al., 2019; Stuhlmacher et al., 2020; Bosse et al., 2021

les tourbillons cycloniques sont aussi moins profonds que les tourbillons anticycloniques : ils soulèvent la pycnocline et les tourbillons anticycloniques l'approfondissent ¹³⁸.

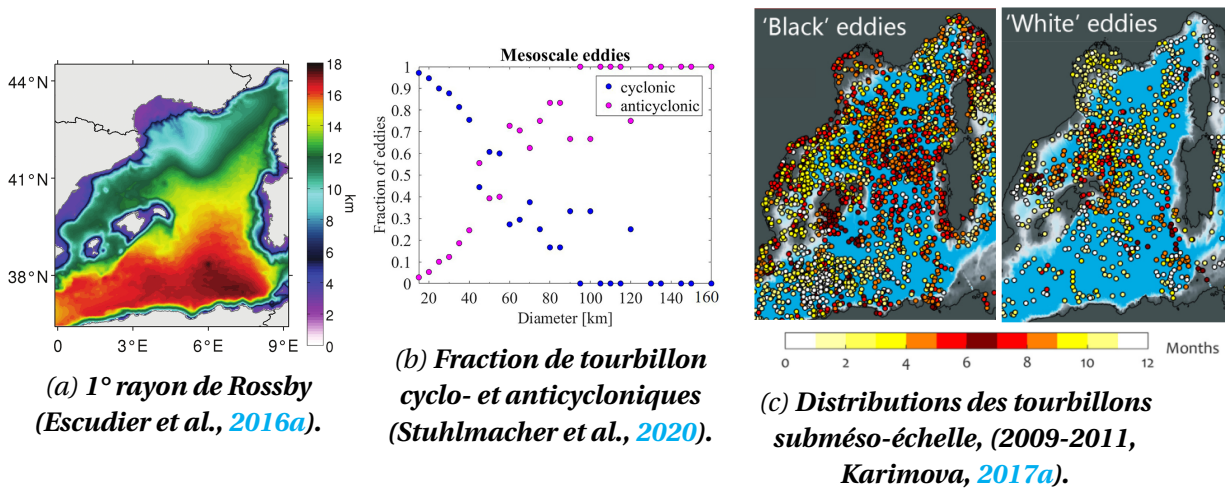


FIGURE 2.15 – Rayon de Rossby, rotation des tourbillons, et saisonnalité de la submésos-échelle. Les "black (white) eddies" signent des vents < (>) à 5m/s. Le "white eddy" correspond plus à un courant fortement cisaillé, avec une plus grande vorticité relative.

2.3.2 Les fronts du bassin, par origine

1. Fronts de panaches : L'apport d'eau douce contribue significativement à la formation de fronts thermohalins en Méditerranée Occidentale, que ce soit dans le Golfe du Lion avec le Rhône principalement, en mer des Baléares par l'Èbre ou via la multitude de rivières et de cours d'eau qui bordent les littoraux. L'écart de salinité entre l'eau douce et de l'eau de mer rend la structure des fronts de panache des fleuves fortement marquée en salinité. Comme l'eau douce est moins dense, elle flotte sur l'eau salée et s'étale en panache sur une vaste surface de mer. Ils peuvent s'étendre sur des dizaines de kilomètres mais sont très peu profonds (1m). Ils sont persistants sauf assèchement du fleuve. La variabilité spatiale du front de panache dépend d'abord de la variation du débit fluvial, puis de la dynamique des courants à proximité, et enfin de l'influence du vent sur le panache au large. Le mélange de l'eau douce augmente avec l'éloignement à l'embouchure. La variabilité spatiale des fronts augmente en conséquence, induisant une diminution de l'intensité des gradients ¹³⁹. Un front de panache montre souvent un gradient thermique, mais la variation saisonnière de la température et sa sensibilité au vent peuvent disséminer les interfaces et effacer l'affleurement. Les gradients halins sont mieux conservés, nonobstant le mélange et les forçages en surface.

Le Rhône a un impact majeur sur la Méditerranée Occidentale car son débit est le plus important des fleuves de Méditerranée. Il est de $\sim 1721 \text{ m}^3/\text{s}$ en moyenne ¹⁴⁰ et montre une variabilité saisonnière variant de $600 \text{ m}^3/\text{s}$ en fin d'été

¹³⁸. Escudier et al., 2016a ¹³⁹. Fedorov, 1986 ¹⁴⁰. Ludwig et al., 2009

jusqu'à 5000 m³/s sur quelques jours seulement en automne ¹⁴¹. La région d'influence de son eau douce, est habituellement à 40km au large ¹⁴² mais peut se diluer jusqu'à 100km et avoir un impact jusqu'en mer des Baléares ¹⁴³ (Fig. 2.16a). Le vent modifie la circulation de l'eau douce ¹⁴⁴ puisqu'elle peut atteindre Marseille ¹⁴⁵ ou être influencée par la présence des upwellings des Calanques et de la Côte Bleue à l'est ¹⁴⁶ (Fig. 2.16a). Les épisodes de pluies intenses augmentent la propagation au large du panache du Rhône et stratifient la colonne d'eau, réduisant la MLD localement ¹⁴⁷. Finalement, le NC et les tourbillons induits par le vent sont les premiers facteurs influençant la circulation des eaux du Rhône dans le Golfe du Lion ¹⁴⁸. La circulation saisonnière tourbillonnaire transporte l'eau douce au sud-est en printemps/été ¹⁴⁹ (Fig. 2.16bc). Elle est habituellement contrainte le long de la côte en automne/hiver, ce qui développe un cycle saisonnier de sa région d'influence. La zone des fronts thermohalins du panache du Rhône présente ainsi un cycle annuel dans le Golfe du Lion, mieux visible avec les fronts halins.

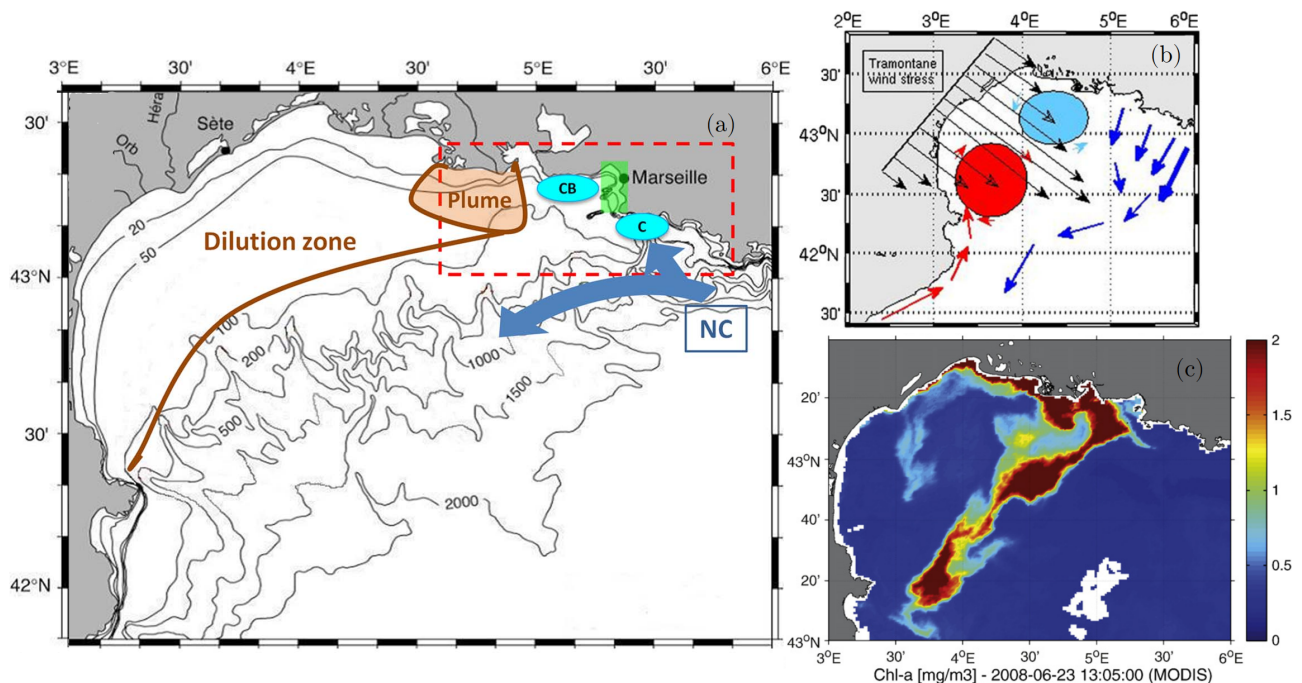


FIGURE 2.16 – (a) Carte du GoL indiquant la Baie de Marseille (vert), les upwellings de la Côte Bleue et des Calanques (bleu clair), du panache du Rhône (marron) et de la zone d'intrusion du NC (Frayse et al., 2013). (b) La Tramontane génère des structures anticycloniques (rouge) et cycloniques (bleu clair). L'upwelling (bleu) isole du large le tourbillon anticyclonique. Un courant chaud nourrit la structure anticyclonique (Garreau et al., 2011). (c) Image satellite de Chl-A trahissant l'entraînement du panache du Rhône par le NC (Pairaud et al., 2011). Le Rhône et les upwellings peuvent induire des fronts thermohalins jusqu'aux Pyrénées.

Le second fleuve le plus conséquent en Méditerranée Occidentale, l'Èbre, se déverse en mer des Baléares. Son débit est de ~ 420 m³/s en moyenne ¹⁵⁰, ~ 100

- ¹⁴¹. Maillet et al., 2006; Gangloff et al., 2017 ¹⁴². Estournel et al., 1997; Gangloff et al., 2017 ¹⁴³. Pascual et al., 2002; Estournel et al., 2003; Pairaud et al., 2011 ¹⁴⁴. Demarq, 1984; Marsaleix et al., 1998; Estournel et al., 2001 ¹⁴⁵. Younes et al., 2003; Fraysse et al., 2014 ¹⁴⁶. Reffray et al., 2004; Fraysse et al., 2013 ¹⁴⁷. Sauvage et al., 2018 ¹⁴⁸. Hu et al., 2011; Garreau et al., 2011; Kersalé et al., 2013 ¹⁴⁹. Garreau et al., 2011 ¹⁵⁰. Ludwig et al., 2009

m³/s en été et ~500 m³/s en hiver¹⁵¹. La région d'influence de son eau douce longe le littoral catalan vers le sud et crée un front à environ 13-21km de la côte. Ce panache est majoritairement affecté par les vents locaux

2. Fronts induits par le vent : Présents sur les littoraux, les upwellings ramènent à la surface l'eau plus froide et plus salée des couches intermédiaires, en l'espace de quelques jours par pompage d'Ekman. Principalement dus à l'action des vents qui repoussent au large les eaux de surface, ils peuvent être aussi induits par les tourbillons anticycloniques¹⁵². Ils peuvent faire dévier des courants¹⁵³, être accompagnés de downwellings de l'autre côté de l'action du vent¹⁵⁴ (voire ensemble tel un dipôle¹⁵⁵). Ils forment des fronts thermohalins qui s'étendent vers le large sur un à dix mètres de profondeur, et peuvent s'étirer jusqu'à des centaines de kilomètres des côtes. On les observe principalement sur le pourtour nord du Golfe du Lion¹⁵⁶, ainsi qu'au nord des mers Ligure¹⁵⁷ et d'Alboran¹⁵⁸, ou le long des côtes algériennes¹⁵⁹ et de l'ouest de la Sardaigne¹⁶⁰ (Fig. 2.16b et 2.20a). Ils ne sont pas pour autant documentés sur tous les littoraux.

Le front des Pyrénées (Pyrenees Front, PF) est un autre type de front induit par le vent. Au printemps, le rayonnement solaire réchauffe l'eau de surface de manière uniforme sur tout le bassin. Il réchauffe la mer des Baléares. En revanche dans le Golfe du Lion, ce réchauffement est contrecarré par la Tramontane contrainte par les Pyrénées. Cette différence de régime induit un front thermique qui se développe progressivement en été depuis les côtes pyrénéennes (~100m, 41-42°N) vers l'est (Fig. 2.17). Le PF est l'un des plus forts gradients thermiques en été¹⁶¹ et s'étend communément jusqu'à ~6°E (~50m). Plus à l'est, il est mal défini. Il disparaît en automne par l'inversion du bilan thermique de surface lorsque la mer des Baléares se refroidit par la diminution de l'ensoleillement et l'augmentation du vent. Le NC et sa mésoéchelle le déforment (Fig. 2.17 gauche), et le vent le déplace vers le sud¹⁶² (Fig. 2.17 milieu et droite). Les forçages atmosphériques agissent sur ce front en automne, de telle manière que si le vent est dans le même sens que le courant jet frontal ("down-front wind"), le front est stabilisé (Fig. 2.23c vert), et, si le vent est opposé au jet frontal ("up-front wind"), le front est déstabilisé (¹⁶³, Fig. 2.23c vert). Le PF est ainsi stabilisé à l'ouest proche des côtes (3°E-41.5°N, le vent est dans le même sens que le NC); plus à l'est (4°E-41°N), il est aussi restratifié¹⁶⁴ (le NC est encore dans le même sens que le vent, Fig. 2.18); et encore plus à l'est (5.5-7°E,41.5°N), il déstratifie. La partie du PF la plus éloignée (7°E-42°N) pourrait être stabilisée (vent et WCC dans le même sens) mais l'impact du vent y est bien plus faible et les interfaces frontales y sont plus dispersées. Le PF peut contribuer à développer un tourbillon anticyclonique de mésoéchelle¹⁶⁵. Enfin, la présence de tourbillons de submésos-

151. Fernández-Nóvoa et al., 2015 152. Millot, 1985 153. Millot et al., 1980; Berta et al., 2018
154. Millot, 1979 155. Moen, 1984; Hopkins, 1988 156. Millot, 1979; Millot et al., 1980; Fraysse et al., 2013 157. Casella et al., 2011; Small et al., 2012 158. Sarhan, 2000; Macías et al., 2008 159. Millot, 1985 160. Ribotti et al., 2004; Olita et al., 2013; Bosse et al., 2015; Knoll et al., 2017 161. Philippe et al., 1982; Lopez-Garcia et al., 1994; Pascual et al., 2002; Alvarez et al., 2007 162. Estournel et al., 2016a; Seyfried et al., 2019 163. Thomas et al., 2005; Thomas et al., 2008; Seyfried et al., 2019
164. Waldman et al., 2017a 165. Tintoré et al., 1990; Pascual et al., 2002; Millot et al., 2005; Garreau et al., 2011; Aguiar et al., 2022

échelle en été à 5°E, 40-42°N ¹⁶⁶ pourrait être liée au développement du PF (Fig. 1.6, 2.15c), tandis que leur abondance en automne peut être liée à sa disparition ¹⁶⁷.

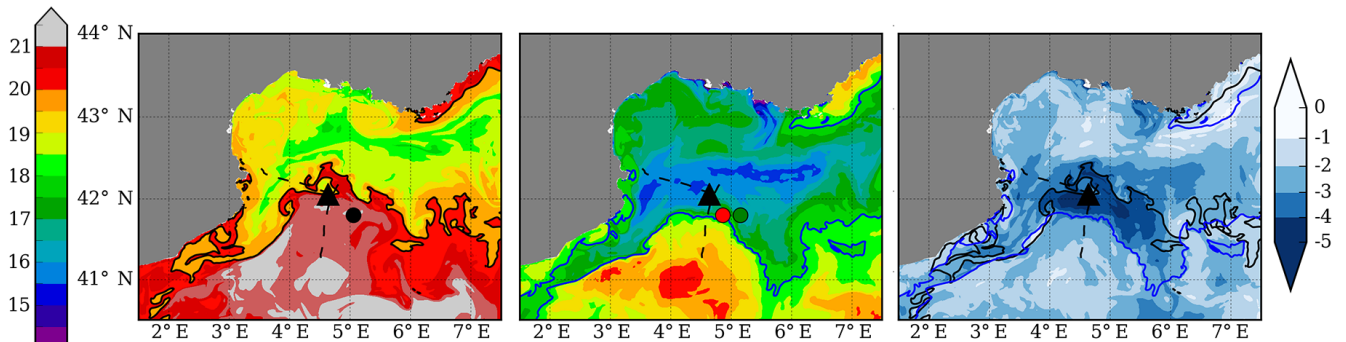


FIGURE 2.17 – (gauche et milieu) SST (°C) dans la modélisation couplée atmosphère-vagues-océan MESONH-SURFEX-SYMPHONIE (25 et 30 octobre 2012) (droite) Différence de SST (°C) entre les deux dates (Seyfried et al., 2019).

3. Entre eaux tyrrhéniennes et liguro-provençales : Le NC sépare les eaux littorales plus chaudes mais surtout moins salées que celles hauturières, formant le Front Liguro-Provençal ¹⁶⁸ (Fig. 2.18, droite). Son gradient de température est issu de l'eau plus chaude de la mer Tyrrhénienne et de l'ECC ¹⁶⁹. Son gradient de salinité provient l'eau côtière moins salée par l'apport d'eau douce des fleuves ¹⁷⁰. Ensemble, ils forment un front de densité ¹⁷¹ dont le gradient induit une composante géostrophique (Fig. 2.6 et 2.18, milieu) observable en amont de la circulation cyclonique jusqu'au WCC. Le front thermique est lié toute l'année en mer Ligure à la péninsule du cap Corse. La mésoéchelle du NC induit une variabilité du front de l'ordre de 2 rayons de déformation sur 3 à 6 jours, mais avec des déplacements plus drastiques sous l'influence des upwellings dus au vent ¹⁷². Plus en aval, son eau chaude se refroidit encore peu à peu sous l'effet des upwellings toulonnais et marseillais. Comme le NC s'écoule de la mer Ligure jusqu'à la Mer des Baléares, le front se poursuit jusqu'en mer des Baléares et devient le front Catalan. Néanmoins, l'apport d'eau douce du Rhône et de l'Èbre définissent le front Catalan comme un front de salinité ¹⁷³. Des côtes provençales aux Pyrénées le long du NC, le gradient de densité peut, en hiver sous l'impact de la DWE, s'approfondir et participer à la plongée nette de la mAW ¹⁷⁴. Enfin, la zone présente de la variabilité submésoscale liée au NC, à ses interfaces frontales, et au vent ¹⁷⁵ (Fig. 2.15b). Encore plus en aval du NC, la dilution du panache de l'Èbre entretient les caractéristiques des eaux continentales en provenance du Golfe du Lion et du Rhône ¹⁷⁶ (Fig. 2.10c, eaux continentales "C"). Ensemble, ces eaux continentales se mélangent et alimentent le Front Catalan qui rompt avec la mAW plus salée et plus dense du centre de la mer des Baléares. Ce dernier longe

¹⁶⁶. Karimova, 2017a; Stuhlmacher et al., 2020 ¹⁶⁷. Stuhlmacher et al., 2020 ¹⁶⁸. Boucher et al., 1987; Sournia et al., 1990; Goffart et al., 1995 ¹⁶⁹. Birol et al., 2010; Napolitano et al., 2019 ¹⁷⁰. Prieur et al., 2020 ¹⁷¹. Prieur et al., 2020 ¹⁷². Crepon et al., 1982; Piterbarg et al., 2014 ¹⁷³. Font et al., 1988; Pascual et al., 2002 ¹⁷⁴. Waldman et al., 2018b; Bosse et al., 2021 ¹⁷⁵. Niewiadomska et al., 2008; Prieur et al., 2020; Bosse et al., 2021 ¹⁷⁶. Font et al., 1990; Salat et al., 2002; Mestres et al., 2003; Fernández-Nóvoa et al., 2015

la pente du talus continental catalan en suivant le NC ¹⁷⁷.

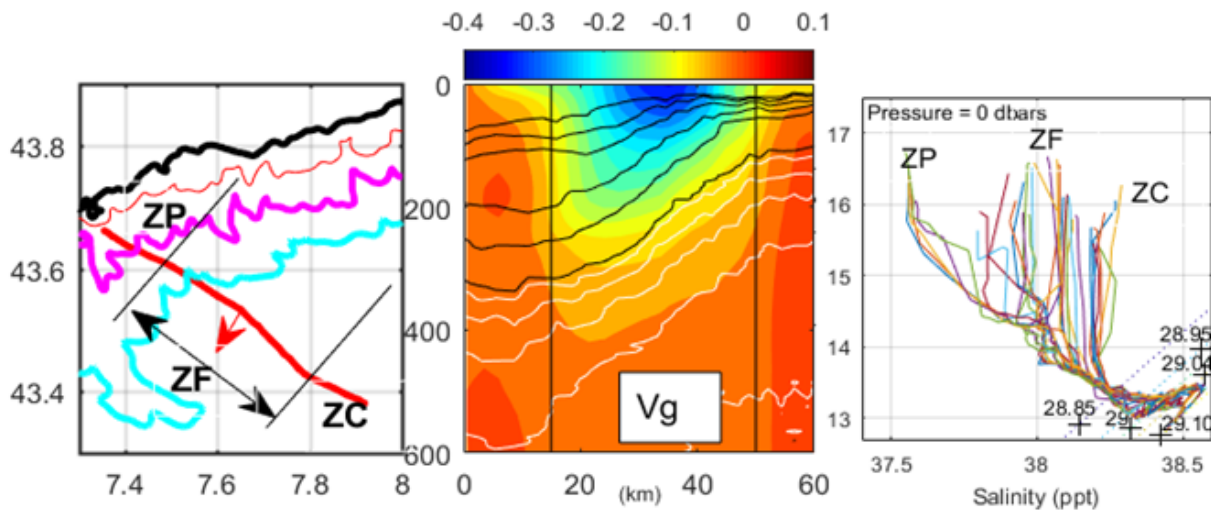


FIGURE 2.18 – *Transect de la campagne YOYO au large de Nice (1989, isobathes 0.2, 1 et 2km, rouge, rose, bleu). ZP, ZF, ZC : Zones côtière, frontale, centrale. Transect du courant géostrophique (cm/s, positif vers le N-E) dérivé de σ_θ par relation du vent thermique (isopycnés 28.5–29.0, noir et 29.01–29.09, blanc). Diagrammes θ/S des 34 profils verticaux (Priour et al., 2020).*

4. Entre AW et mAW : Le flux de l'AW dans le détroit de Gibraltar et sa rencontre avec la mAW plus salée, crée une succession de fronts de salinité, et donc de densité, jusqu'au bassin oriental. Le mélange et la transformation de l'AW en mAW diminue progressivement la différence de salinité entre les masses d'eau de part et d'autre de ces fronts. L'intensité et la variabilité spatiale des fronts dépendent du courant, de l'activité tourbillonnaire et de la morphologie côtière successives. Les premiers fronts AW-mAW en Méditerranée Occidentale sont les upwellings quasi-permanents aux villes d'Estepona et de Malaga en mer d'Alboran (Fig. 2.19). Ils font remonter vers la surface la mAW sous-jacente à l'AW par l'action concomitante des vents et du Jet Atlantique ¹⁷⁸. Puis, à l'Est du EAG, le front Alméria-Oran (Almería-Oran Front, AOF) constitue la deuxième occurrence d'un front relativement stable entre la AW et la mAW ¹⁷⁹. L'AOF est en équilibre géostrophique et forme la limite orientale du système de circulation en mer d'Alboran ¹⁸⁰. Il peut être parfois à peine plus à l'est que la section Alméria-Oran ¹⁸¹ mais ne doit pas être confondu avec le front Carthagène-Ténès ¹⁸² (Fig. 2.19) qui a une plus forte variabilité saisonnière. Le front Carthagène-Ténès est présent un jour sur trois en été et réfrène le transport depuis la mer d'Alboran vers le bassin algérien en été ¹⁸³. L'AOF montre un fort gradient de densité jusqu'à environ 200m de profondeur. Comme il est contigu à l'EAG, il peut migrer avec lui et disparaître en son absence, mais peut aussi être intensifié par le flux nord de mAW depuis la mer des Baléares ¹⁸⁴. L'AOF est souvent repéré par la température plus

¹⁷⁷. Font et al., 1988; Sabatés et al., 1990; Delgado et al., 1992; Garcia-Ladona et al., 1995; Estrada et al., 1999; Pascual et al., 2002; Oguz et al., 2015 ¹⁷⁸. Sarhan, 2000; Vélez-Belchi et al., 2005; Macías et al., 2008 ¹⁷⁹. Tintore et al., 1988; Priour et al., 1994 ¹⁸⁰. Renault et al., 2012 ¹⁸¹. Ruiz et al., 2009b; Renault et al., 2012 ¹⁸². Pascual et al., 2017; Hernández-Carrasco et al., 2018 ¹⁸³. Hernández-Carrasco et al., 2018 ¹⁸⁴. Renault et al., 2012; Peliz et al., 2013

froide de l'AW¹⁸⁵, voire encore refroidie par les upwellings du nord de la mer d'Alboran, par rapport à la mAW plus chaude. Cependant, comme la température de ces masses d'eau s'inverse saisonnièrement (en hiver, les AWs sont plus chaudes que les mAWs), le champ de densité se découple du champ de température¹⁸⁶ et il est plus facile de détecter l'AOF grâce à la salinité (AW<37 et mAW>37.5)¹⁸⁷. Il est finalement sujet aux activités méso- et subméso-échelle et concentre de l'activité biologique¹⁸⁸.

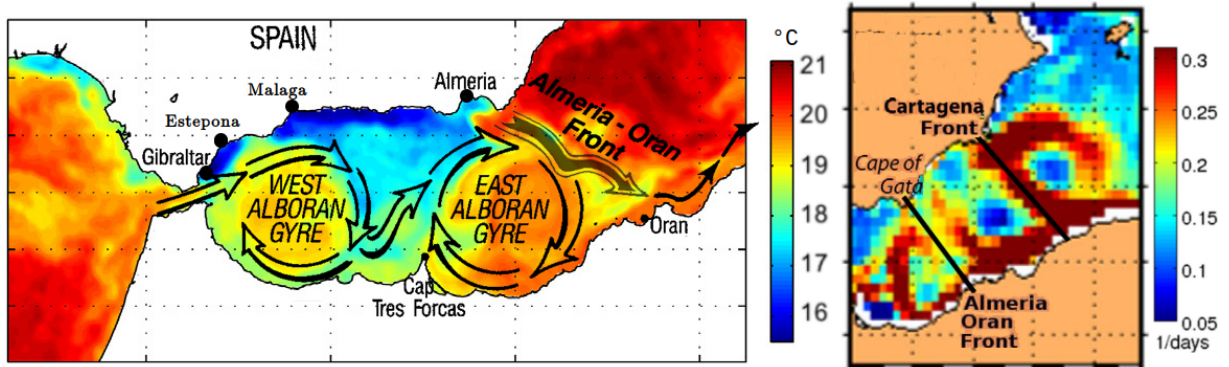


FIGURE 2.19 – (gauche) Schéma de l'AOF, bord de l'EAG, et SST satellite (11/11/2011), adapté de Tintore et al., 1988; Sánchez-Garrido et al., 2013. (droite) Localisation du front estival Carthage-Ténès par FSLE et analyse SOM (2009-2015), Hernández-Carrasco et al., 2018.

Après l'AOF et le front saisonnier Carthage-Ténès, l'AW s'écoule via l'AC principalement, mais aussi vers le nord au travers des îles Baléares. L'AC s'étend jusqu'au canal de Sardaigne mais, avec le Courant Sud- ou Ouest-Sardaigne¹⁸⁹ (SSC ou WSC), composé aussi d'AW, converge en un seul courant. Cette convergence d'AW se divise ensuite en 3 avec une branche en mer Tyrrhénienne et deux dans le canal de Sicile¹⁹⁰. Cette convergence longe le talus continental tunisien au sein du canal de Sardaigne. Au sud de la côte sarde, un courant de mAW en provenance de la mer Tyrrhénienne s'écoule vers l'ouest mais y retourne en suivant aussitôt l'AC. Ce courant de retour, partie ouest du gyre cyclonique stable de la mer Tyrrhénienne (Gyre du Sud-Est de la Sardaigne¹⁹¹, SESG), confronte la mAW tyrrhénienne avec la AW du bassin algérien, ce qui forme le front du canal de Sardaigne.

Le front du canal de Sardaigne est un front de salinité et de densité, intense et permanent en surface ($37.2 \leq AW \leq 37.7$, $mAW \geq 38$)¹⁹². Il montre une variabilité saisonnière (Fig. 2.20, droite) à la fois latitudinale et d'intensité, sous l'influence du cycle du transport d'AW. La couche d'AW est superficielle en hiver (~50m) avec un plus fort transport qu'en été, où elle est plus profonde (~100m) et son transport plus faible (0.7-0.8 Sv en moyenne annuelle¹⁹³). La recirculation de mAW dans le gyre tyrrhénien est en revanche plus forte en été¹⁹⁴. Par conséquent, le

185. Sánchez-Garrido et al., 2013 186. Folkard et al., 1994 187. Allen et al., 2001; Pascual et al., 2017; Olmedo et al., 2018 188. Thibault et al., 1994; Martínez, 1997; Zakardjian et al., 1998; Fielding et al., 2001; Bianchi et al., 2002; Gaudy et al., 2003; Oguz et al., 2014; Pascual et al., 2017 189. Pinardi et al., 2015; Bosse et al., 2015 190. Jebri et al., 2017 191. Marullo et al., 1994; Sorgente et al., 2011; Iacono et al., 2013; Vara et al., 2019 192. Garzoli et al., 1979; Astraldi et al., 1998; Bouzinac et al., 1999; Sammari et al., 1999; Onken et al., 2001; Onken, 2003; Sorgente et al., 2003b; Knoll et al., 2017 193. Iacono et al., 2013; Jebri et al., 2017 194. Sorgente et al., 2003a

front du canal de Sardaigne est bien établi au centre du canal en hiver et se retrouve plus au sud en été.

Après l'AOE, l'AW s'étend vers le nord, et traverse les canaux d'Ibiza et de Majorque, engendrant le BF par sa confrontation avec la mAW du milieu de la mer des Baléares¹⁹⁵. D'abord détecté par un gradient de température¹⁹⁶ (Fig. 2.20, gauche), le BF est plus marqué en salinité, salinité qui permet donc une meilleure détection ($AW \leq 37.5$, $mAW > 38$)¹⁹⁷. Dans le canal d'Ibiza, les déplacements latitudinaux du BF entre les golfes de Valence (été) et d'Alicante (hiver) sont le résultat des intrusions estivales de l'AW en mer des Baléares et des exports hivernaux de WIW en bassin algérien, par l'affaiblissement et le renforcement du NC respectivement¹⁹⁸. Cependant, le BF est moins variable le long du plateau continental de Majorque, fixé par la présence du BC jusqu'au nord de Minorque (Fig. 2.7, 2.8), les échanges du canal de Minorque étant plus faibles. La profondeur de ce dernier est faible (<100m) et celles des canaux d'Ibiza et Majorque (>500m) laissent passer les eaux intermédiaires¹⁹⁹ (Fig. 2.9). Néanmoins, l'activité mésoéchelle du BC déforme le BF et lui donne une variabilité spatiale, quand elle entraîne des échanges dans les canaux d'Ibiza et de Majorque²⁰⁰. Finalement, le BF est mieux connu que le NBF, il est aussi une limite au nord de l'extension de l'AW et des AEs²⁰¹ et « la continuation à l'ouest du NBF »²⁰².

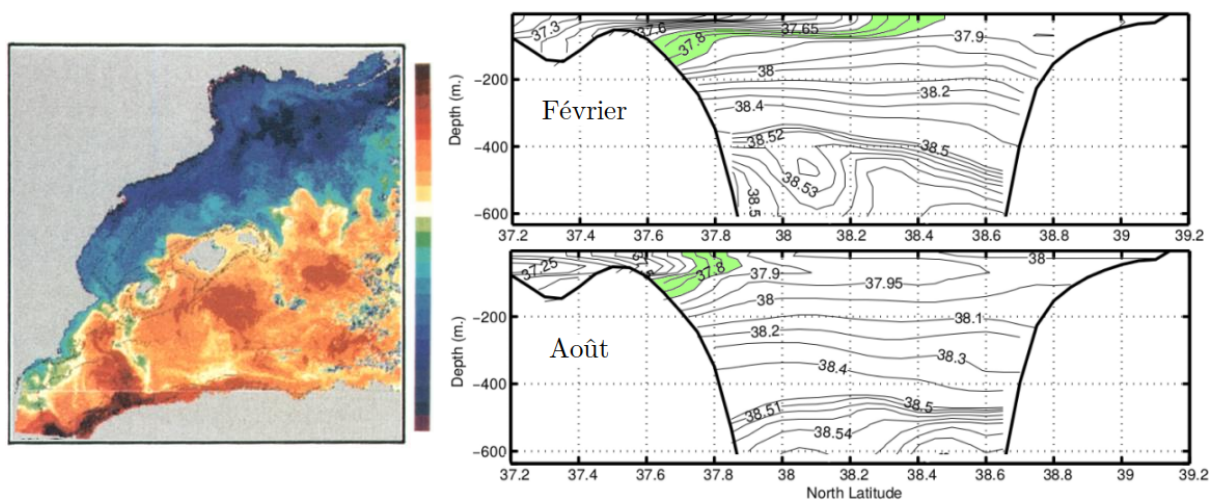


FIGURE 2.20 – (gauche) Image thermique AVHRR de la NOAA (3/02/90, le BF à l'ouest du NBF, Lopez-Garcia et al., 1994). (droite) Salinité dans le canal de Sardaigne simulée en février et août (l'intervalle 37.7-37.85 en vert montre la variation nord-sud, adapté de Sorgente et al., 2003a).

195. Lopez-Garcia et al., 1994 196. Font et al., 1988; Pinot et al., 2002 197. Lopez-Jurado et al., 1996; Pascual et al., 2002; Ruiz et al., 2009a; Vargas-Yáñez et al., 2021 198. Pinot et al., 1995a; Pinot et al., 1995b; Balbín et al., 2014; Vargas-Yáñez et al., 2020 199. Pinot et al., 1994; Pinot et al., 1995b; Garcia-Ladona et al., 1995; Bouffard et al., 2010 200. Bouffard et al., 2012; Amores et al., 2013; Mason et al., 2013 201. Millot, 1987 202. Lopez-Garcia et al., 1994

2.3.3 Le Front Nord-Baléares

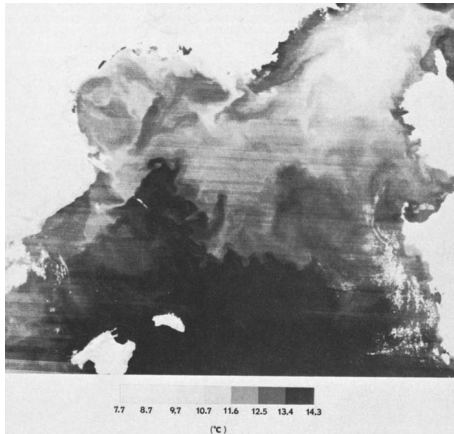
Le NBF, puisqu'il est au milieu de la Méditerranée Occidentale, constitue un enjeu central mais ni synthèse bibliographique, ni étude à larges échelles spatiales et temporelles n'en a fait son principal sujet de recherches. Il a été abordé seulement soit par le nord, soit par le sud. Son histoire n'a pas été décousue pour comprendre la diversité des notions qui le touchent dans son ensemble. Ayant déjà parcouru les fronts thermohalins de surface en Méditerranée Occidentale qui entourent le NBF (BF, PF, front du canal de Sardaigne, eetc.), nous pouvons avoir une vision générale des processus qui touchent à sa zone. Nous ferons l'historique chronologique des connaissances qui portent sur le NBF, puis la synthèse bibliographique des processus qui interfèrent avec sa région par le nord, et enfin par le sud.

1. Historique : Le NBF apparaît dans la littérature chez plusieurs auteurs simultanément au début des années 1980, mais l'auteur, l'article ou la thèse qui est à l'origine de son nom n'est pas défini. Il provient au départ de l'interprétation des cartographies thermiques obtenues par radiomètre (VHRR et AVHRR) satellite (HCMM, NOAA4-5) en été à la fin des années 70 (Fig. 2.21a). Ces photographies ont mis en évidence un front de température depuis les Pyrénées jusqu'au nord de la Corse. Le NBF a été nommé ainsi pour être situé "au nord des îles Baléares" ou bien dans le "bassin Nord-Baléares"²⁰³. Il sera ensuite dit généré par la circulation cyclonique du gyre nord-occidental²⁰⁴. Ce front thermique sera par la suite communément admis comme le résultat de la circulation des AWs du détroit de Gibraltar vers la Corse²⁰⁵, sans pour autant différencier qu'il semble plus encre aux Pyrénées qu'au détroit de Gibraltar, et que son extension à l'Est semble diffuse entre la Corse et la Sardaigne (Fig. 2.21). Il a été défini comme la limite Nord du réservoir d'AW du bassin algérien²⁰⁶, considéré sans courant géostrophique très marqué, et déformé par de l'activité mésoéchelle²⁰⁷. Par la suite, le BF²⁰⁸ a été interprété comme la "continuation à l'ouest du NBF"²⁰⁹ (Fig. 2.20) (le BF a été découvert après²¹⁰). Simultanément, l'appellation PF apparut pour définir le front thermique intense lié aux Pyrénées²¹¹. Cette dernière définition du PF reste jusqu'à nos jours (Section 2.2.3, Fig. 2.21) tandis que la définition de "limite nord des AWs" est aussi entretenue pour les BF et NBF²¹², repérés ensemble par un front halin²¹³. En revanche, certains auteurs²¹⁴ reconnaissent le PF comme le NBF, ou comme sa partie ouest²¹⁵. Finalement, le BF et le NBF sont grossièrement différenciés l'un de l'autre de part et d'autre de l'île de Minorque.

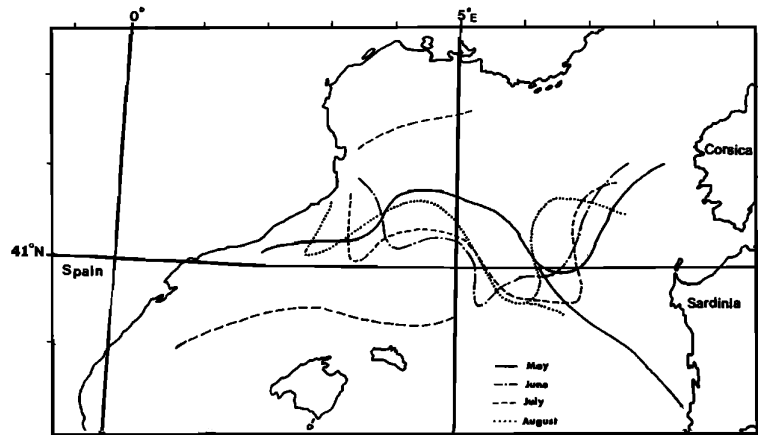
Malgré ces précisions successives, il n'existe pas de nom pour la "continuation" du PF à l'est de $\sim 5^\circ\text{E}$, si ce n'est une l'interprétation du NBF consécutive à l'idée de la "recirculation des AWs vers la Corse"²¹⁶. Ces ambiguïtés ont conséquemment induit que, par exemple, des études ont interprété le NBF à l'ouest

203. Wald, 1980 204. Crepon et al., 1982 205. Deschamps et al., 1984; Wald, 1985 206. Millot, 1985; Millot, 1987 207. Taupier-Letage et al., 1988 208. Font et al., 1988 209. Lopez-Garcia et al., 1994 210. Philippe et al., 1982; Font et al., 1988 211. Lopez-Garcia et al., 1994; Pinot et al., 1995b; Millot, 1999; Pascual et al., 2002 212. Millot, 1999; Estrada et al., 1999; Millot et al., 2005; Mancho et al., 2008 213. Lopez-Garcia et al., 1994 214. Deschamps et al., 1984; Millot, 1987; Millot, 1999; Alvarez et al., 2007; Garreau et al., 2011; Seyfried et al., 2019; Stuhlmacher et al., 2020 215. Millot, 1987; Millot, 1999; Seyfried et al., 2019; Clavel-Henry et al., 2021 216. Deschamps et al., 1984; Wald, 1985; Crepon et al., 1982

de Minorque²¹⁷, ou comme un front thermique²¹⁸, voire de densité²¹⁹. Par exemple, sous le nom de NBF, il fut montré que le vent peut déplacer le BF de 15km²²⁰ et le PF de 30km²²¹, et que même l'extrémité Est du PF y est sensible, quand son bord à l'ouest développe un downwelling (~10m/jour) au niveau des Pyrénées²²².



(a) *Image thermique (12/08/78). Upwelling en GoL, NC, et NBF (aujourd'hui nommé PF).*



(b) *Première étude de variabilité du NBF par images IR (été 1978) : des Pyrénées jusqu'en Corse.*

FIGURE 2.21 – *Origine du NBF par images thermiques, adapté de Deschamps et al., 1984.*

Ainsi, depuis sa création jusqu'à aujourd'hui, les caractères géostrophiques du BC et du WCC, conjoints à l'intuition d'un flux constant de l'AW dans le WCC, ont entretenu la notion que le NBF est simultanément : le BF-Est, le PF et le PF-Est, la limite nord de l'AW du sud ou la partie sud du gyre cyclonique nord²²³.

Pour synthétiser, la divergence des discours sur le NBF réside dans une accumulation d'ambiguïtés. La détection journalière de SST satellite a d'abord servi à la découverte des fronts, alors qu'il a fallu attendre les données à plus long terme pour observer le découplage entre le BF et le PF. Puisque que le BF et le PF sont tous deux au nord des îles Baléares, ils ont aisément continué à être interprétés ensemble comme étant le "North-Balearic" Front, malgré le fait que tous trois aient été bien distingués les uns des autres dès 1994²²⁴ et que le NBF ait été défini à l'Est de Minorque. Enfin, les fronts sont nommés par leur localisation tandis qu'avec une forte variabilité spatiale, ils peuvent se déplacer hors de leur position habituelle et se rapprocher d'autres fronts, se confondre. Dans ces conditions, seules les caractéristiques hydrologiques des masses d'eaux qui structurent les fronts (*i.e.* $\theta, S, \sigma_\theta, z_{max}$ aux interfaces) permettent de les distinguer et elles ont été rarement toutes prises en compte.

Néanmoins, d'autres études ont apporté des informations à l'Est de 5°E sur les processus qui régissent les fronts de surface entre Minorque, la Corse et la

217. Estrada et al., 1999; Mancho et al., 2008 218. Herbaut et al., 1997; Fuda et al., 2000; Bosse et al., 2015; Seyfried et al., 2019 219. Olita et al., 2011; Olita et al., 2014; Estournel et al., 2016a; Waldman et al., 2017a; Seyfried et al., 2019 220. Estrada et al., 1999 221. Estournel et al., 2016a 222. Seyfried et al., 2019 223. Deschamps et al., 1984; Olita et al., 2013; Seyfried et al., 2019 224. Lopez-Garcia et al., 1994

Sardaigne, *i.e.* la zone du NBF. À grande échelle, des études composées d'EOFs, d'analyses par ondelettes et SVD ont été faites sur la SLA et la Chl-A²²⁵ (Fig. 2.22). Elles ont montré que cette zone centrale correspond à une forte variabilité de la SLA et une forte anti-corrélation vers 41°N de SLA / Chl-A qui traduisent l'action des flux verticaux de nutriments associés aux tourbillons méso-échelle (Fig. 2.22, bleu). La zone montre un déplacement du NBF, repéré par un gradient de densité, de ~40.2°N au printemps et ~41°N en automne. La forte décorrélation SLA / Chl-A (Fig. 2.22) suggère que le gradient de hauteur de mer n'est pas corrélé aux fronts de température qui marquent souvent les efflorescences planctoniques du bassin nord à la fin de l'hiver. Ces résultats correspondent à la circulation de surface en amont dans le bassin sud²²⁶, où les fronts thermiques sont décorrélés de la hauteur dynamique et des fronts de salinité.

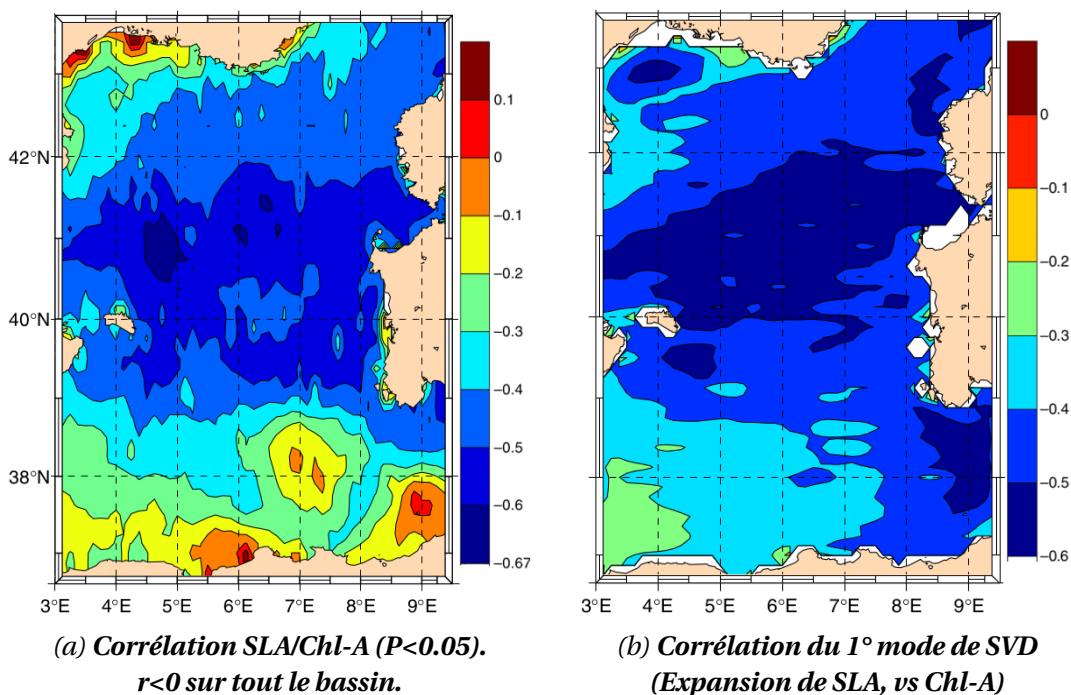


FIGURE 2.22 – Cartes de corrélation SLA/Chl-A, adaptées de Olita et al., 2011.

2. Entre Minorque et la Corse : La zone nord du sous-bassin central est composée vers 50m de profondeur d'une faible veine de courant moyen (~5cm/s)²²⁷ qui nourrit le WCC (Fig. 2.23a). Cette zone est majoritairement étudiée pour ses relations avec les trois phases²²⁸ de la DWF du bassin provençal : pré-conditionnement automnal²²⁹, mélange vertical hivernal²³⁰, re-stratification printanière²³¹. Les deux premières phases se caractérisent par de la variabilité mésoéchelle²³², marquée par un niveau élevé d'énergie cinétique tourbillonnaire transitoire ("Transient" EKE, par opposition à la "Standing" EKE²³³). Elle met en évidence la présence d'une variabilité intrinsèque forte de tourbillons

²²⁵. Bouzinac et al., 2003; Olita et al., 2011 ²²⁶. Folkard et al., 1994 ²²⁷. Waldman et al., 2017a
²²⁸. Testor et al., 2018 ²²⁹. Seyfried et al., 2019 ²³⁰. Giordani et al., 2017; Bosse et al., 2021
²³¹. Waldman et al., 2017a. ²³². Crepon et al., 1982; Taupier-Letage et al., 1986; Waldman et al., 2017a; Seyfried et al., 2019 ²³³. Waldman et al., 2017a

mésoséchelle éphémères, à l'origine de la moitié de l'énergie cinétique²³⁴ (Fig. 2.24b). Cette mécanique réduit la surface de DWF dans cette zone et augmente la restratification. Cependant, le sud-est de la DWF est aussi sujet à une haute variabilité chaotique intrinsèque, générée par l'instabilité barocline du gyre cyclonique hauturier, du BC au nord-est de Minorque²³⁵.

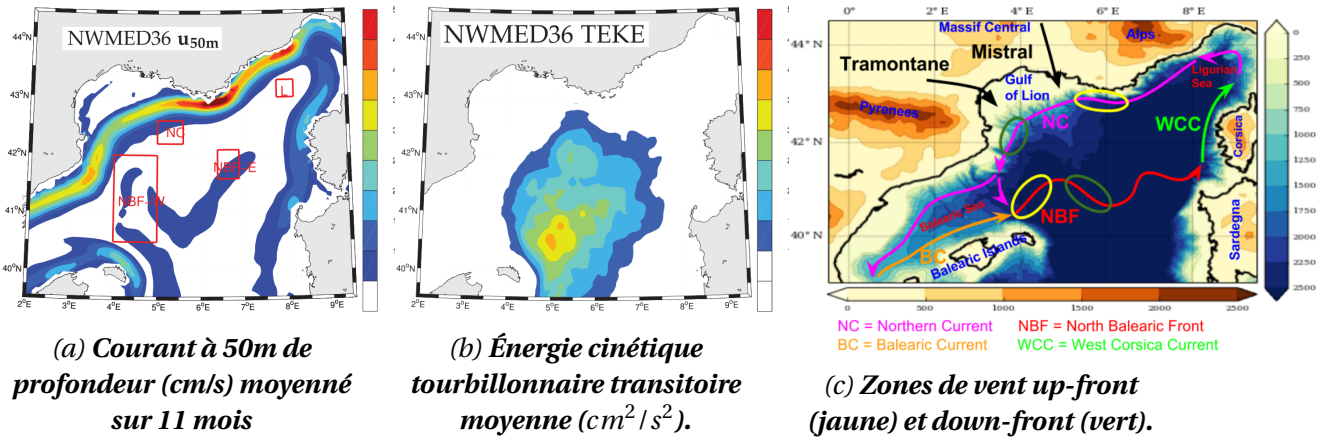


FIGURE 2.23 – *Courantologie, EKE transitoire, et instabilités frontales par forçage éolien (Waldman et al., 2017a; Seyfried et al., 2019).*

À l'automne dans cette zone, la déstabilisation du PF par le vent se développe via un flux de flottabilité d'Ekman qui advecte en surface des eaux denses par dessus les eaux légères, induisant de l'instabilité symétrique, de l'activité submésos-échelle, ainsi qu'un déplacement du front thermique vers le sud²³⁶ (Fig. 2.17). En hiver, la zone des fronts du pourtour sud-est de la DWF est une importante zone d'advection de vorticité potentielle haute fr quence²³⁷, *i.e.* de l'absorption d'énergie turbulente permise au niveau des fronts²³⁸. Elle génère des variabilités méso-²³⁹, puis subméso- chelle²⁴⁰. Celles-ci d stratifient la colonne d'eau en certains endroits, et la stratifient en d'autres, en améliorant ou réduisant l'action de la DWE. Au printemps, la région Minorque-Corse développe de la variabilité subméso-échelle préférentiellement cyclonique jusqu'en fin d'été (Fig. 1.6 et 2.15bc), correspondant à la renaissance du PF et à l'impact du vent²⁴¹.

Ces études ont évalué les processus qui correspondent à l'action du vent sur la surface de mer, et donc aux fronts de températures. Par opposition, mêmes si elles apportent de l'information sur la position et la variabilité des fronts de température, la confrontation AW-mAW au travers d'un front de salinité depuis Minorque et surtout jusqu'à la Corse n'est pas rapport e²⁴². La salinité à 50m pourrait être un bon indicateur de la présence des AWs ($S_{50m} \leq 37.5$, même si 100m serait mieux -couche d'AW jusqu'à 150m-, 50m exclu l'effet dessalé des précipitations et des eaux littorales - $S \sim 37.9$ -). Parmi les nombreux relevés *in situ*

234. Waldman et al., 2017a 235. Waldman et al., 2018a 236. Estournel et al., 2016b; Estournel et al., 2016a; Testor et al., 2018; Seyfried et al., 2019; Bosse et al., 2021 237. Giordani et al., 2017 238. Bosse et al., 2021 239. Waldman et al., 2017a; Bosse et al., 2021 240. Giordani et al., 2017; Stuhlmacher et al., 2020 241. Stuhlmacher et al., 2020 242. Goffart et al., 1995; Vignudelli et al., 2000; Marty et al., 2010; Pensieri et al., 2018; Poulain et al., 2020

entre 1982 et 1991 au nord-ouest de la Corse²⁴³, la salinité à 50m n'est descendue à 37.5 qu'en juin 1985. Autrement, bon nombre d'auteurs ne montrent pas, au nord-ouest de la Corse, de salinité comparable à celle des AWs jeunes autour des îles Baléares, ou dans le WSC/SSC, ou au niveau du front dans le canal de Sardaigne²⁴⁴. En revanche, la connexion du NC et du BC spécifiquement au nord de Minorque par la rétroflexion du NC vers l'est au niveau des Pyrénées a été documentée²⁴⁵ (en 1998, 2010 et 2017). Elle semble être directement causée par la présence d'un tourbillon anticyclonique au nord de Minorque, et avoir induit un apport massif inhabituel d'AW en mer des Baléares en hiver alors qu'habituellement, l'intrusion d'AW en mer de Baléares se fait en été. Ce type d'événement de la Méditerranée Nord-Occidentale est susceptible de déplacer à la fois le BF et le NBF de manières exceptionnelles, par l'apport conséquent d'AW.

3. Entre Minorque et la Sardaigne : De Minorque jusqu'à la Sardaigne, la zone est composée d'un courant de surface nommé le Courant du Centre de la Méditerranée Occidentale (Western Mid-Mediterranean Current, WMMC)²⁴⁶. Il se poursuivrait par le SSC et rejoindrait l'AC dans le canal de Sardaigne. Le WMMC est un courant résiduel obtenu après une moyenne sur plusieurs années; le courant instantané Minorque/Sud-Sardaigne ne montre pas toujours ce modèle car sa dynamique propre et les processus environnants (*e.g.* tourbillons, vent, etc.) le déforment et engendrent des méandres. Composé d'AW au sud dans le bassin Algérien et de mAW au nord apportée par le BC, et de la même manière que le BF est la continuation à l'ouest du BF, le WMMC semble être en moyenne la continuation à l'est du BC²⁴⁷. Par conséquent, le WMMC correspondrait au courant frontal moyen qui associe les interfaces de salinité entre AW et mAW. Puisqu'il n'est visible qu'en moyenne, ses fronts halins éparses à l'échelle journalière se traduisent par un gradient moyen méridional de salinité ($\sim 2,0 \cdot 10^{-3} km^{-1}$, *i.e.* $\sim 0,22/^\circ N$). La succession d'interfaces de salinité est majoritairement redistribuée par les AEs successifs qui se déplacent d'est en ouest vers 39°N (Fig. 2.5) et font recirculer l'AW depuis le nord du bassin algérien.

Néanmoins, d'autres tourbillons plus petits peuvent interagir avec l'extension au nord de l'AW. Les tourbillons frontaux (Frontal Eddies, FE)²⁴⁸, d'un diamètre de 50-100km ont été observés spécifiquement le long du front de température à 41°N en hiver (pareillement à un AE, mais ceux-ci restent plutôt sous 40°N²⁴⁹). Ils semblent être composés d'une lentille double constituée de mAW en surface et de WIW ou de LIW plus profondément. Par ailleurs, les "wedgies" (Winter Intermediate Eddies)²⁵⁰ sont des tourbillons (~ 30 -40km de diamètre) connus pour être composés de WIW. Ils peuvent traverser le canal d'Ibiza et interagir avec l'AOF, mais peuvent aussi suivre le BC et se diriger vers la zone du NBF²⁵¹. En effet, un tourbillon composé d'AW et de WIW a été observé à 5,5°E-40°N²⁵² (Fig. 2.24). De fait, la WIW a interagi avec la limite nord de l'AWs, possiblement via la capture d'un weddy par un AE. Dans le même temps, les tour-

243. Goffart et al., 1995 244. Boucher et al., 1987; Astraldi et al., 1990; Gasparini et al., 1999; Barth et al., 2005; Bosse et al., 2015 245. Aguiar et al., 2022 246. Pinardi et al., 2015 247. Pinardi et al., 2015 248. Fuda et al., 2000 249. Escudier et al., 2016b 250. Pinot et al., 1999; Astraldi et al., 1999; Fuda et al., 2000; Allen et al., 2008; Forryan et al., 2012; Garreau et al., 2018 251. Fuda et al., 2000 252. Garreau et al., 2018

billons de Sardaigne (Sardinian Eddies, SEs)²⁵³ sont des tourbillons anticycloniques mésoéchelle de couche intermédiaire composés de LIW d'origine tyrrhénienne. Ils sont fabriqués par la séparation du gyre cyclonique intermédiaire Est-Algérien, du talus continental du sud-ouest de la Sardaigne (Fig. 2.25). D'un rayon de 30 km environ, les SEs se dirigent vers le nord-ouest en suivant le gyre et sont visibles en surface à l'ouest de Minorque après un mois²⁵⁴ ; ils peuvent donc avoir un impact sur la limite Nord des AWs. Une fois rapprochés de l'île, ils peuvent soit suivre la trajectoire typique des AEs vers le sud dans le gyre Est-Algérien, soit s'en détacher et migrer au nord pour fusionner avec d'autres tourbillons.

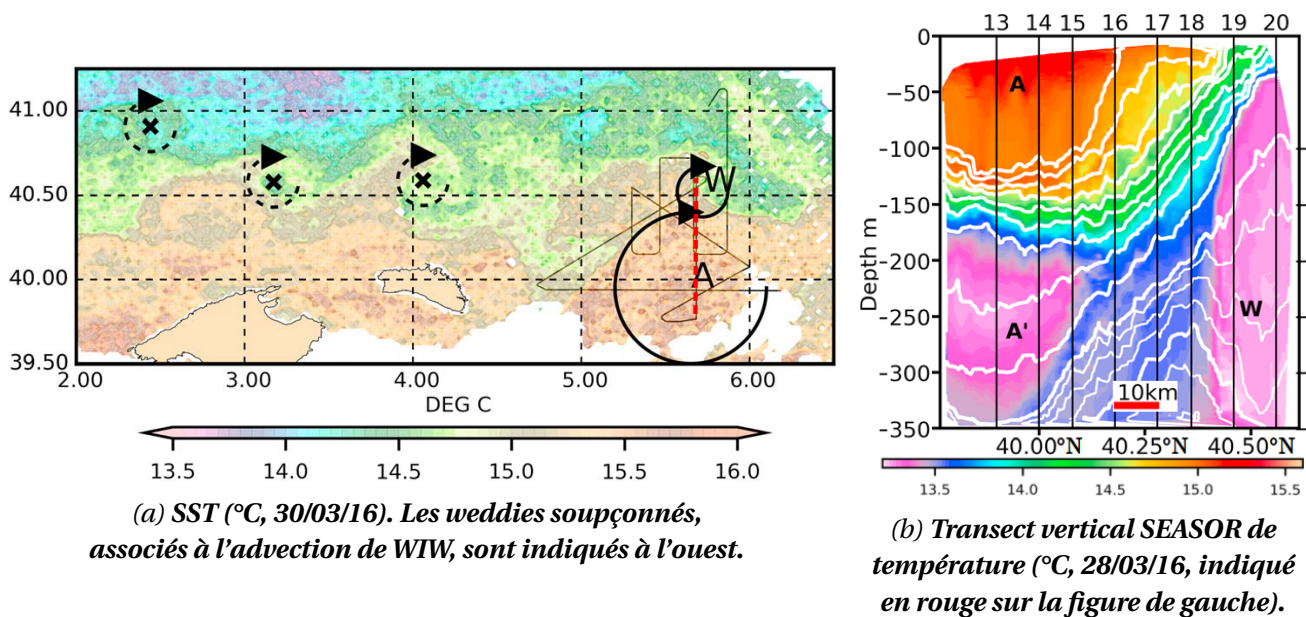


FIGURE 2.24 – Interaction de 2 tourbillons : un weddie (W) et un d'origine AE (AA') présentant un double cœur (AW et WIW), adapté de Garreau et al., 2018.

En ce qui concerne la variabilité méridionale saisonnière de la limite nord de l'AW entre Minorque et la Sardaigne, et de son front de salinité, les auteurs diffèrent. Il est probable que les variabilités du BF et du BC puissent participer à son oscillation, mais l'activité mésoéchelle du BC a d'abord empêché sa compréhension²⁵⁵. Aujourd'hui, les intrusions estivales d'AW dans le canal de Mallorca et réinjectées dans le BC²⁵⁶ pourraient déplacer ce front halin AW-mAW plus au nord en été. La récurrence d'AEs au nord du bassin d'algérien en deuxième moitié d'année pourrait étendre la limite Nord de l'AW²⁵⁷, alors que le vent pourrait repousser le réservoir d'AW vers le sud en hiver²⁵⁸.

Même si les activités méso- et subméso-échelle dispersent l'AW dans la région du NBF et la mélangent avec la mAW, ce mélange ne justifie pas la faible représentation de la AW dans le WCC. En revanche, les caractéristiques du WSC/SCC peuvent expliquer la recirculation de l'AW au travers du canal de Sardaigne. In

253. Testor et al., 2005b 254. Testor et al., 2005b 255. Lopez-Garcia et al., 1994 256. Pinot et al., 2002 ; Mason et al., 2013 ; Vargas-Yáñez et al., 2020 257. Escudier et al., 2016b 258. Millot, 1987 ; Estrada et al., 1999

fine, la zone du NBF semble se caractériser en surface par des fronts thermiques au nord et des fronts de salinité au sud.

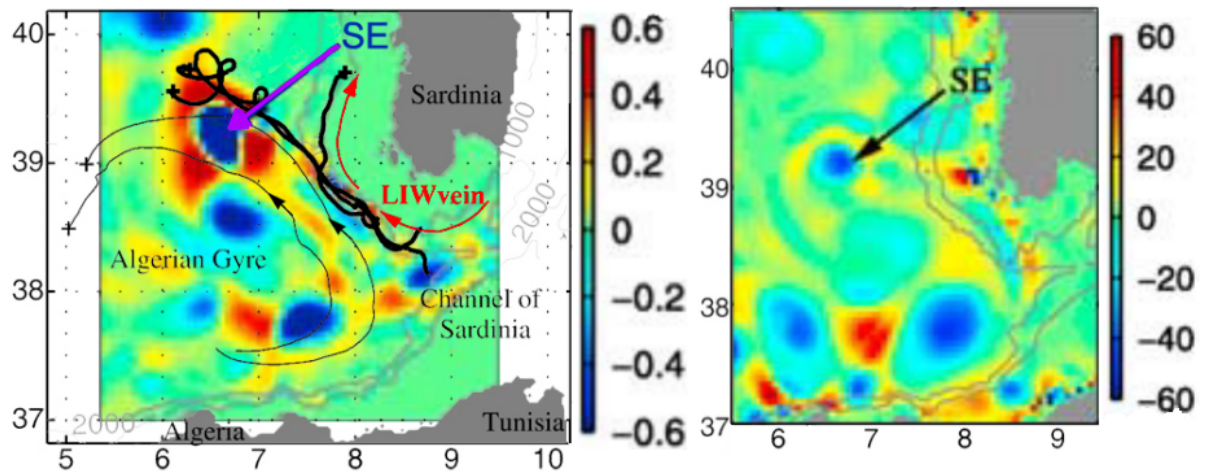


FIGURE 2.25 – Critère Okubo-Weiss à 600m de profondeur (gauche) et en surface (droite). Les échelles montrent la déformation (rouge) et la rotation (bleu). Le Tourbillon de Sardaigne (SE) dérive d'abord vers le nord-ouest comme suggéré par les flotteurs de la couche intermédiaire (noir, épais) et s'observe plus tard en surface (droite), adapté de Testor et al., 2005a et Testor et al., 2005b.

Chapitre 3

Le front Nord-Baléares : caractérisation et variabilités

Sommaire

3.1	Résumé	54
3.2	Article : "Characterization of fronts in the Western Mediterranean sea with a special focus on the North Balearic Front"	54

3.1 Résumé

Le premier article de ce manuscrit présente les résultats de recherches de l'étude des fronts thermohalins en Méditerranée Occidentale. Une réanalyse (MEDRYS1V2, 1/12°, 1992-2013), des données d'observations satellites de la température de surface (~1km, 2008-2017 et ~5km, 1981-2017) et de hauteur de mer (ADT, 1/8°, 1993-2017) et deux gliders ont été utilisés pour la comparaison et la validation de l'étude. L'adaptation d'une théorie simple de reconnaissance de front de surface, en une méthode de calcul de leur occurrence pour la région, a permis de détecter les zones frontales majeures du bassin. De plus, la méthode de détection des zones frontales a été comparée avec celle des EOFs. Les résultats montrent les variabilités spatiales et temporelles (climatologique, saisonnière, interannuelle) des zones de fronts de SST et de SSS dans le centre du bassin algéro-provençal, *i.e.* la zone du NBF. Deux zones de fronts se distinguent. La première est une zone frontale de SST liant les Pyrénées au nord de la Corse. Elle est présente seulement en fin d'été - début d'automne sur une cinquantaine de mètres de profondeur environ. Sa variation saisonnière correspond à la formation du PF sous l'impact du différentiel de vents autour des Pyrénées, et s'étend vers la Corse par la recirculation dans les couches de surface (< 50m), des eaux chaudes de la mer des Baléares et des eaux froides du Golfe du Lion. La deuxième zone frontale montre un récurrence de fronts de SSS depuis l'île de Minorque jusqu'au sud-est de la Sardaigne. Elle s'étend en profondeur jusqu'à 200 mètres par l'affrontement de la couche d'AW aux mAWs plus salées au nord du bassin. Elle s'observe en quasi-permanence, à l'exception de migrations vers le sud (~100km) pendant les années à forte DWF, lui appliquant une variabilité latitudinale interannuelle. Les contributions relatives à son déplacement, des impacts antagonistes de la DWF et de la circulation cyclonique des AEs, sont discutées. Suite à la mise en évidence d'une duplicité dans la notion du NBF, deux nouvelles appellations sont proposées : les zones frontales Pyrénées-Corse et Baléares-Sardaigne.

3.2 Article : "Characterization of fronts in the Western Mediterranean sea with a special focus on the North Balearic Front"



Characterization of fronts in the Western Mediterranean with a special focus on the North Balearic Front

Quentin-Boris Barral^{a,*}, Bruno Zakardjian^a, Franck Dumas^b, Pierre Garreau^c, Pierre Testor^d, Jonathan Beuvier^e

^a Univ Toulon, Aix-Marseille Univ, CNRS/INSU, IRD, MIO UM 110, Mediterranean Institute of Oceanography, La Garde, France

^b SHOM, Service Hydrologique et Océanographique de la Marine, 13 rue de Chatelier, CS592803, 29228 Brest CEDEX2, France

^c IFREMER, UNIV. Brest, CNRS UMR 6523, IRD, Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), IUEM, 29280 Plouzané, France

^d CNRS-Sorbonne Universités (UPMC Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 06)-CNRS-IRD-MNH, UMR 7159, Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie (LOCEAN), Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), Observatoire Ecce Terra, Paris, France

^e Mercator Ocean International, Parc Technologique du Canal, 8-10 rue Hermès, 31520 Ramonville Saint-Agne, France

ARTICLE INFO

Keywords:

Frontal detection
Seasonal variability
Annual variability
Deep water formation
Eddies
Western Mediterranean
North Balearic Front

ABSTRACT

We focus on the characterization of thermohaline fronts in the Western Mediterranean, with a particular focus on the North Balearic Front (NBF), separating the Atlantic Waters that spread into the Algerian Basin from the saltier and colder waters of the Liguro-Provençal area. We use a simple gradient-based method of front detection applied to a 20-year (from June 1993 to June 2013) reanalysis of the Mediterranean. Statistics of daily frontal indices are used to identify areas of recurrent fronts, *i.e.*, frontal zones. Comparisons with data from glider transects and remotely sensed sea surface temperature and altimetry data have been used to validate our approach from daily to seasonal and interannual time scales. Our method yielded two co-existing frontal zones in the area of the NBF. One with an almost permanent haline surface frontal zone extending southeastward from the Balearic Islands to Sardinia, representing the northern limit of the fresher Atlantic Water that spreads via instabilities of the Algerian Current and associated Algerian Eddies. Between years, its position shifts by about 1° of latitude, possibly due to processes associated with both the deep water formation in the Provençal Basin and the spreading of southern Algerian Eddies. The second frontal zone is seasonal and thermally driven extending off the northeast of Menorca to the northwest of Corsica. The Pyrenees Front, a sharp thermal front off Cap de Creus which marks the boundary between the warm surface waters of the Balearic Sea and the cooler waters in the Gulf of Lion in late summer, appears to facilitate the formation of the aforementioned seasonal thermal front through the northeastward advection of its waters toward the West Corsican Current. The divergent eastward extensions of the two frontal zones, and their differences in nature, structure, and spatio-temporal variability, call for a revisit of the NBF appellation and a clarification of its dynamics.

1. Introduction

The Mediterranean Sea is a mid-latitude, semi-enclosed sea and a concentration basin where evaporation exceeds precipitation and run-offs due to a dry, windy, and relatively warm regional climate (Nof, 1979; Béthoux, 1980; Mariotti et al., 2002). The resulting salinity increases and water deficit are compensated by an anti-estuarine circulation through the Strait of Gibraltar that shows an inflow of Atlantic Water (AW) at the surface and an outflow of salty Mediterranean water at depth (Nof, 1979; Millot, 1987). The AW flows cyclonically around all Mediterranean sub-basins including the easternmost Levantine Basin

and is continuously modified along its path by mixing with resident waters and marked air-sea exchanges. This leads to the notion of modified Atlantic Water (mAW) that will be used in this study to denote the older and saltier AW mainly present in the northern part of the Western Basin. In addition, wind forcing in autumn and winter causes intermediate to deep convection along nearly the entire northern Mediterranean coast, from the Gulf of Lion, over the Adriatic and Aegean Seas to the Levantine Basin, leading to the formation of several water masses and the establishment of a specific thermohaline circulation (Robinson and Golnaraghi, 1994; Bergamasco and Malanotte-Rizzoli, 2010; Waldman et al., 2018; Pinardi et al., 2019). This Mediterranean thermohaline circulation (MTHC) has a time scale of about 100 years, *i.*

* Corresponding author.

E-mail address: barral.quentin-boris@mio.osupytheas.fr (Q.-B. Barral).

<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102636>

Received 10 July 2020; Received in revised form 7 May 2021; Accepted 24 June 2021

Available online 15 July 2021

0079-6611/© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Nomenclature

Currents and eddies

AC	Algerian Current
BC	Balearic Current
NC	Northern Current
WCC	West Corsican Current
AE	Algerian Eddy

Fronts

BF	Balearic Front
NBF	North Balearic Front
PF	Pyrenees Front

Water masses

AW	Atlantic Water
LIW	Levantine Intermediate Water
mAW	modified Atlantic Water
WMDW	Western Mediterranean Deep Water
DWF	Deep Water Formation

Other abbreviations

FI	Frontal Indice
FO	Frontal Occurrence
GoL	Gulf of Lion
MEDRYS	MEDiterranean Reanalysis

e., 10 times less than the THC in the global ocean, and was shown to have responded rapidly to climate variability during the last glacial period (Cacho et al., 2000). More recently, an abrupt shift in the intermediate part of the MTHC during the 1990s, the so-called Eastern Mediterranean Transient (EMT), has affected the water mass characteristics in both the eastern and western basins (Roether et al., 2007 for a thorough review of the EMT). All climate models, including IPCC-2007, predict an increase in the interannual rainfall variability in addition to strong warming and drying (Somot et al., 2008; de Sherbinin, 2014; Cramer et al., 2018) in the Mediterranean. Moreover, several recent studies have shown that the Mediterranean surface waters have been warming at $\sim 0.04\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{y}^{-1}$, i.e., four times the global rate over the last four decades, and that this trend affects both the surface, intermediate, and deep waters throughout the Mediterranean (Béthoux et al., 1998; Vargas-Yañez et al., 2008; Nykjaer, 2009; von Schuckmann et al., 2019; Pisano et al., 2020).

One of the main challenges to improve our current understanding of these dynamics in the Mediterranean is the wide range of scales of motion (from sub-meso to basin scale) that drive and regulate general circulation. The impact of sub-mesoscale (1–10 km) to mesoscale (10–100 km) variability on ocean circulation and associated water and heat fluxes is far from clear, neither at the global scale (Lévy et al., 2008; Griffies et al., 2014) nor at the basin scale for the Mediterranean (Millot, 1991; Robinson et al., 2001; Schroeder et al., 2011; Tintoré et al., 2019; Aguiar et al., 2020). In this (sub-) mesoscale range, oceanic fronts are ubiquitous features that separate water masses of different origins and, hence, different thermohaline characteristics (Fedorov, 1986). In the open ocean, they are often associated with regional geostrophic currents and are areas of increased vertical motions due to frontal or current instabilities that affect the productivity and fate of biomass (Pinot et al., 1995b; Lévy et al., 1998a, b; Zakardjian and Prieur, 1998; Stemmann et al., 2008, Olita et al., 2014, as examples for the Mediterranean). Here, we will focus on the characterization and variability of thermohaline fronts in the Western Mediterranean and, more specifically, on the North Balearic Front (NBF) that is thought to separate the Liguro-Provençal and Algerian sub-basins (Fig. 1). Both sub-basins are characterized by marked differences in hydrology and dynamics. The regional circulation of the Liguro-Provençal sub-basin is mainly governed by the Northern

Current (NC), a major pathway of the mAW circulation in the north-western Mediterranean (Millot, 1991), and sustained marked wind forcings (i.e., the Tramontane and Mistral winds) that generate intermittent but pronounced coastal upwellings and, above all, the formation of deep water during winter convection events (MEDOC GROUP, 1970; Schott et al., 1996; Millot 1999; Smith et al., 2008; Estournel et al., 2016b; Herrmann et al., 2017; Somot et al., 2018; Waldman et al., 2017a, b, 2018; Testor et al., 2018). The Algerian sub-basin is dominated by the AW inflow through the Strait of Gibraltar which becomes the Algerian Current (AC) between the eastern end of the Alboran Sea and the Strait of Sicily. AC instabilities generate large (~ 100 km) anticyclonic open sea eddies, called Algerian Eddies (AEs), that follow a cyclonic path and can cause some AW to accumulate in the southern sub-basin with residence times ranging from months to years (Millot et al., 1990; Millot, 1999; Puillat et al., 2002; Isern-Fontanet et al., 2003; Testor et al., 2005b; Escudier et al., 2016a; Garreau et al., 2018; Pessini et al., 2018, 2020). The boundary between these two dynamical systems is clearly visible on maps of averaged dynamic height (Rio et al., 2007) with associated geostrophic currents that suggest a near-closure of the mAW regional circulation between the Balearic Current (BC) toward the West Corsica Current (WCC). While numerical models generally reproduce this mAW cyclonic re-circulation over the northern sub-basin relatively well (Béranger et al., 2005, 2010; Beuvier et al., 2010, 2012), the few regional studies focusing on the NBF have not been able to demonstrate any barrier effect or zonal training of mAWs along the NBF (Schroeder et al., 2008). Thus, both the closing of the circulation of the saltier mAW over the northwestern sub-basin along the NBF and the supply of the WCC remain largely unexplained issues.

This dynamic and hydrological frontier is also apparent in remotely sensed chlorophyll-a concentrations and associated proxies of primary production, which show marked gradients between the northern and southern sub-basins, i.e., within the NBF area (Bosc et al., 2004; D'Ortenzio and Ribera d'Alcalà, 2009; Uitz et al., 2012; Mayot et al., 2016; Salgado-Hernanz et al., 2019). The higher productivity of the north-western sub-basin is traditionally explained by a more efficient replenishment of the surface layers with nutrients during winter convection, especially when compared to the waters of the south-western sub-basin which contains more oligotrophic and highly stratified AW. Separating these two biological sub-systems, the NBF area has been characterized as an area of intermittent productivity in response to frontal instabilities (Uitz et al., 2012; Olita et al., 2014; Mayot et al., 2016), but with an important interannual component that has yet to be elucidated (Olita et al., 2011, Mayot et al., 2016). While increases in secondary production is routinely assessed in the Balearic, Ligurian, and Alboran fronts (Boucher et al., 1987; Thibault et al., 1994; Stemmann et al., 2002; Fernández de Puelles et al., 2003, 2014), current knowledge on the biomass distributions or zooplankton diversity in the offshore NBF remains much more elusive (F. Carlotti, pers. com.), where a significantly increased secondary production can be deduced from a higher abundance of Bluefin tuna and cetaceans (Gannier and Praca, 2007; Fromentin et al., 2014).

These uncertainties regarding the possible role of the NBF in the regional circulation and biological productivity in the western Mediterranean, are mostly due to the high variability in surface conditions in the area of the suspected location of the NBF. The thermal front often exhibits meandering and eddy shedding on remotely sensed SST (Deschamps et al., 1984) and chlorophyll-A images (Olita et al., 2014). Several studies have shown that deep and intermediate eddies could cross the entire basin, e.g., as sub-mesoscale eddies consisting of Western Mediterranean Deep Water (WMDW) formed after convection events and spreading southeastward (Testor and Gascard, 2003; Beuvier et al., 2012, Bosse et al., 2016) or of Levantine Intermediate Water (LIW) moving northwestward from Sardinia (Sardinian Eddy, SE; Testor et al., 2005b; Bosse et al., 2015). In contrast, vortex structures overlaying or interacting with the NBF are much less documented (Fuda et al., 2000, Pessini et al., 2018, Garreau et al., 2018) as are their interactions with

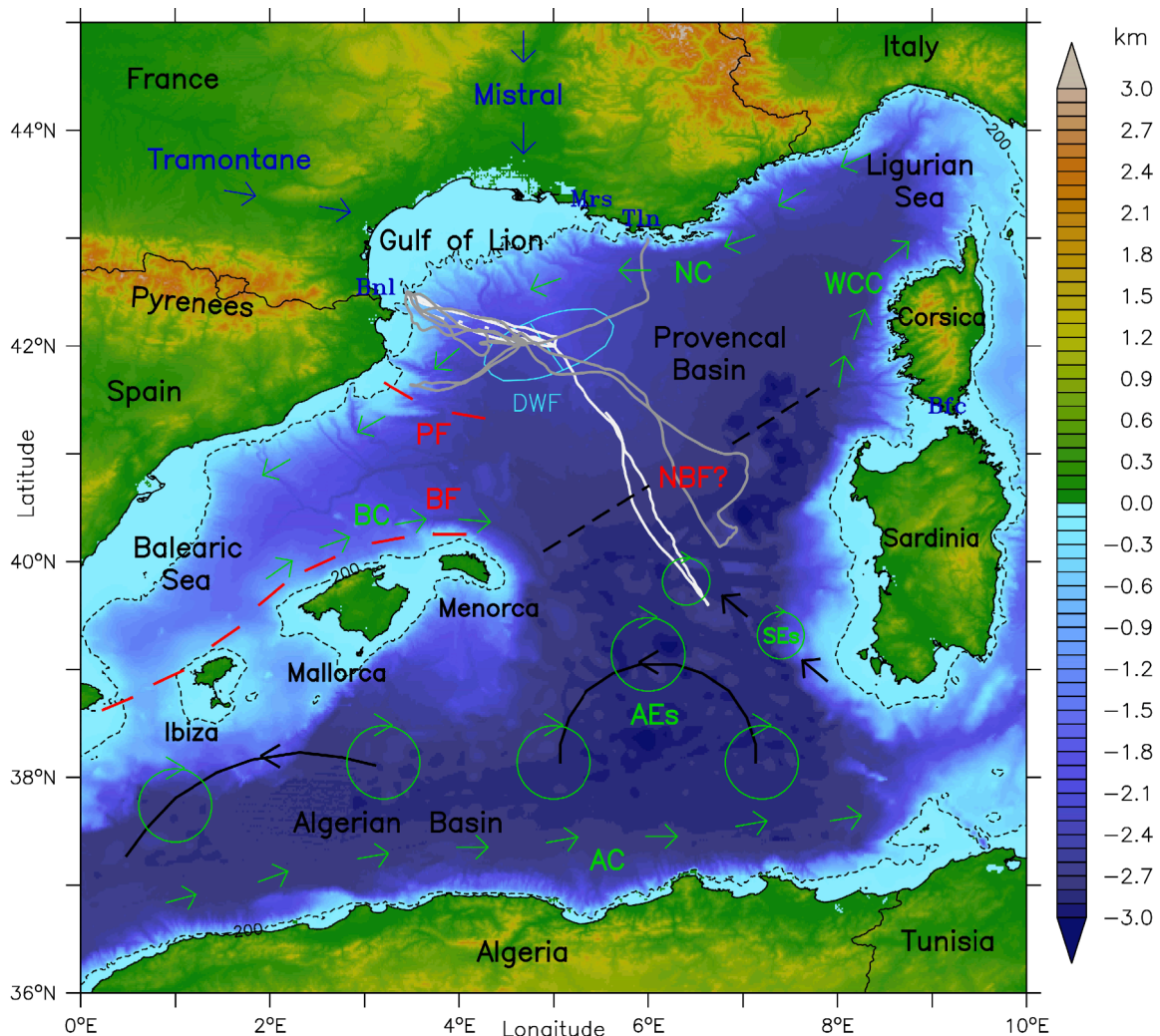


Fig. 1. Overview of the main surface circulatory features and frontal structures in the studied area: AC, BC, NC, and WCC respectively denote the Algerian Current, the Balearic Current, the Northern Current, and the West Corsica Current; circular arrows denote the Algerian Eddies (AEs) and Sardinian Eddies (SEs); DWF stands for Deep Water Formation; black arrows show the typical paths taken by the AEs; approximate locations of the main frontal structures are shown using red dashed lines for the Pyrenees Front (PF) and Balearic Front (BF) while the North Balearic Front (NBF) is indicated with a black dashed line; white and grey lines shows the paths of the two gliders used in Section 3.2 (respectively, CAMPE/MistralsT02_00 in fall 2012 and MILOU/ASICSMED in winter 2013); Tln, Mrs, Bnl, and Bfc show the locations of Toulon, Marseille, Banyuls-sur-mer, and Bonifacio.

the deep and intermediate ones. In addition, it has been shown that the NBF may rapidly shift by tens of kilometers under prevailing cross-front wind forcing (Estrada et al., 1999) and this horizontal displacement may be even more pronounced with strong northerly winds during Deep Water Formation (DWF) events (Estournel et al., 2016a).

Moreover, some ambiguities exist regarding the definition of the NBF in the literature. Early definitions used remote sensing data on sea surface temperature (SST) to identify the NBF as a thermal front northeast of the Balearic archipelago extending toward the north of Corsica (Deschamps et al., 1984). For Millot (1987, 1999), the NBF represented the northern edge of the AW reservoir in the Algerian Basin, while López-García et al. (1994) and Salat (1995) considered it as the eastward continuation of the Balearic Front (BF) toward Corsica, hence as the southern branch of the northwestern gyre of mAW re-circulation (see also Garreau et al., 2018; Seyfried et al., 2019). Estrada et al. (1999) defined the NBF as the northern edge of the Balearic Current, hence of the BF. Pascual et al. (2002) identified the BF (and consequently the NBF) based on AW-related salinity gradients, and distinguished it from the Pyrenees Front (PF) which marks the boundary between the warm surface waters of the Balearic Sea and the cooler waters in the Gulf of Lion in late summer. Most of these studies had a limited spatial coverage

and focused mainly on the waters off the north and northeast of Menorca and the suggested eastward extension of the NBF toward 5°E only rests on the ordinary interpretation of the remotely sensed SST data.

The fuzzy definition of the NBF and the uncertainties regarding its possible role in the regional circulation of the western Mediterranean are finally due to the scarcity of dedicated observations in the NBF eddy-like complex area and the lack of objective criteria to define the front itself. The present study attempts to remedy this issue by providing a more precise characterization of the frontal interfaces associated with the NBF and their daily, seasonal, and pluri-annual variability. We used a simple but robust approach of normalized gradients to detect haline and thermal fronts in a high-resolution and long-term (20 y) reanalysis of the Mediterranean Sea (the MEDRYS reanalysis in Hamon et al. (2016) and Beuvier et al. (2016)). By using a reanalysis, i.e., a numerical model coupled with a multi-platform data assimilation system, allows to limit the potential bias and long-term tendencies often inherent in such hindcasts due to uncertainties in forcing and initial conditions and unresolved sub-grid processes (Balmaseda et al., 2015). This approach makes it possible to construct the missing climatological statistics associated with the occurrences of temperature and salinity fronts, to characterize their main modes of variability, and identify the links with

the main regional circulation patterns. This document is organized as follows. The *in-situ*, remotely sensed, and reanalysis data sets as well as the normalized gradient method are described in Section 2. In Section 3, we apply our method to detect temperature and salinity fronts in both modelled and observed data and evaluate their variability from the daily to the pluri-annual time scales. In Section 4, we discuss our method and the results, specifically the nature and variability of the most recurrent fronts in the NBF area, and we present our overall conclusion in Section 5.

2. Data and method

2.1. Modeling and observational datasets

The present study uses data from the MEDRYS1V2 reanalysis that covers the period from October 1992 to June 2013 (Hamon et al., 2016; Beuvier et al., 2016). The reanalysis is based on the NEMO-MED12 model (spatial resolution of $1/12^\circ$ or ~ 7 km and 75 z levels with higher vertical resolution near the surface) and the SAM2 assimilation scheme, as described in Lellouche et al., (2013) using satellite SST, altimetry, and *in situ* profiles of temperature and salinity (TS). The model was forced with ALDERA data, a downscaled version of the ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011). The NOAA 0.25° interpolated radiometry products (Reynolds et al., 2007) were used for the assimilation of SST at a resolution of 1° . The reanalysis also assimilates the AVISO along-track Sea Level Anomaly (SLA) product, by one every two points (to avoid taking into account redundant information) and without observations from within 50 km of the coasts. SLA data were then combined with the Mediterranean Mean Dynamic Topography (MDT) from Rio et al. (2011) to obtain ADT fields as the equivalent of the Sea Surface Height (SSH) of the model. TS profiles from the CORA4.1 database (Cabanes et al., 2013) were also assimilated, using only one profile per 0.1° of latitude/longitude, day, and platform, and again omitting any observations from within 50 km of a coast.

We used L4 satellite SST observations from two different datasets of the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS): (1) a high resolution (HR, $1/25^\circ$, ~ 4.5 km, Pisano et al., 2016) dataset of daily averages stretching 35 years (1981–2017), used to calculate the long-term statistics for the occurrence of surface temperature fronts during the reanalysis period; (2) a very high resolution (VHR, $1/40^\circ$, ~ 1.4 km) dataset, ideally suited for front detection but with a limited temporal coverage of 2008–2017 (Buongiorno Nardelli et al., 2013), used to validate the detection of daily surface thermal fronts from 2008 onwards (for years prior to 2008 the HR SST dataset was used). In order to be able to unambiguously compare the three datasets (*i.e.*, the reanalysis and the two CMEMS SST data), the VHR SST data was spatially filtered (boxcar smoother) for space scales smaller than 7 km.

Satellite-derived Sea Surface Salinity (SSS) data were not used in this study as the only available sources for such data, the Aquarius (SAC-D mission) and SMOS satellites, offer and insufficient spatial resolution for our purposes, of greater than 100 km and ~ 30 km, respectively (Lagerloef et al., 2008; Olmedo et al., 2018). SLA L4 altimetry data from AVISO/CMEMS for the period 1993–2017 (24 years) at $1/16^\circ$ (~ 7 km) spatial resolution were used to compare absolute dynamic topography (ADT) to MEDRYS simulated sea surface height (SSH).

Two glider datasets collected as part of the French CNRS/INSU program MISTRALS were used to test the ability of the reanalysis to conserve water mass distributions and associated gradients. Gliders move along saw-tooth-shaped trajectories oscillating between the surface and a maximum depth of 1000 m, and capable of covering horizontal distances of 2–4 km in 2–4 h between two surfacings. They recorded temperature and salinity as well as biogeochemical properties

at high temporal and spatial resolution which makes them particularly well-suited for observing fine-scale frontal features. The glider deployments were carried out during fall 2012 (glider CAMPE/MistralST02_00 in the EGO database) and winter 2013 (glider MILOU/ASIGSMED, EGO database). The gliders were equipped with pumped and unpumped CTD probes (SBE-41) that require offset correction as a first-order correction for each single deployment (see Bosse et al., 2016; Margirier et al., 2017; and Testor et al., 2018) and for the thermal lag issue of the CTD probe that can affect salinity measurements in strong thermoclines of the order of $0.1\text{--}1.0^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ (Garau et al., 2011). To compare the glider data with our reanalysis we concatenated vertical profiles taken from the reanalysis using linear interpolation between the dates and geographical positions that correspond to the recorded surface positions of the glider dataset. Note that the glider data are used in the CORA4.1 database, but only for one profile per day, platform and 0.1° of latitude/longitude. Thus, even if they are not strictly independent from the reanalyzed fields (being partially assimilated), we assume they can be used to verify that the reanalysis is well constrained by the observations, preserving the thermohaline characteristics of the water masses and associated gradients.

2.2. Detecting frontal interfaces and localizing frontal zones

Fedorov (1986) introduced concepts and definitions that distinguish between frontal interfaces and frontal zones. A frontal interface (or front) is the surface outcrop of an isotherm and/or isohaline that marks the horizontal boundary between two water masses. The frontal zone (or front area) is the relatively stationary zone in time and space where the two water masses meet, hence where the front is frequently observed. The front and underlying stratified water mass structures may vary in time and space, jointly or individually, depending on the type of situation (*i.e.*, open ocean vs. coastal or estuarine fronts) in response to wind forcing or local frontal dynamics. The spatial scale relevant for an offshore front roughly corresponds to the Rossby radius of deformation ($5\text{--}12$ km in the Western Mediterranean, Escudier et al., 2016b) and is slightly less for a sub-mesoscale front. The frontal zone is rather dependent on the low-frequency regional dynamics causing the two water masses to meet. The spatial scale of a frontal zone is thus larger than the spatial scale of a front and should be relevant to regional gradients in thermohaline properties. Given these considerations, a front detection index can be defined as the area where the local gradient of thermohaline properties significantly exceeds the regional gradient. Based on numerous SST observations, Fedorov (1986) proposed an empirical ratio of 10 between the local and regional gradients to mark the presence of a frontal interface.

We used the same simple criterion to define a frontal index (FI) used on a daily basis to identify the location of surface front. Specifically, we first computed the norm of the local bi-dimensional spatial gradient, in order to account for oblique or curvilinear structures as:

$$\nabla_h X = \sqrt{(\nabla_{lon} X)^2 + (\nabla_{lat} X)^2} \quad (1)$$

where X stands for temperature or salinity and both gradients have been estimated using centered discrete operators. These local gradients are then normalized using a climatological-mean gradient representative of the large scale distribution of the thermohaline properties over the Western Mediterranean:

$$\nabla_N X = \frac{|\nabla_h X|}{\nabla_{lim} X} \quad (2)$$

where is the climatological-mean large scale gradient (for temperature or salinity). Lastly, the frontal indices (FIs) were defined for each time

step and model grid point as binary variables for a given threshold ratio, R_t as follows:

$$\text{if } \nabla_N X \geq R_t \Rightarrow FI = 1, \text{ else } 0 \tag{3}$$

This is a binary index of daily frontal interfaces that can be tagged, while its time average gives the spatial distribution of front occurrence (FO) in percent (%) over the considered period (*i.e.*, month, season, year, etc.), resulting in a map of frontal zones.

$$FO = \frac{100}{Nt} \sum_{N_t} FI(t) \tag{4}$$

As the NBF represents the boundary between the southern and northern sub-basins of the Western Mediterranean, a natural choice for the climatological mean gradient is the mean latitudinal gradient of the long-term (20-year) averaged fields, while avoiding river fronts (mainly the Rhône and Ebro rivers) which give much stronger salinity gradients. These climatological temperature and salinity gradients are calculated as:

$$\nabla_{clim} = \frac{1}{N_{lon} \cdot N_{lat}} \sum_{N_{lon}} \sum_{N_{lat}} \nabla_{lat} \left(\frac{1}{N_t} \sum_{N_t} X \right) \tag{5}$$

where X is the field and i and j are the model grid points in both horizontal directions of the area bounded by 4.72°E to 7.65°E and from the Algerian coast in the south to 42.23°N (Fig. 2). In the top 60 m of the

water column, these computations lead to climatological mean gradients of $5.0 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$ and $2.0 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$ for temperature and salinity, respectively. Below a depth of 60 m, these gradients decrease rapidly by one order of magnitude down to 300 m (Fig. 2c and f). This marked decrease is consistent with the limited vertical extent of the AW in the south and, likewise, the oldest and saltier mAW in the north. A slight climatological latitudinal gradient, more marked for temperature, is noticeable in the depth range of the LIW (300–800 m), while the deepest layers are almost homogeneous. The corresponding longitudinal gradients (not shown) are 10 times weaker in the 0–300 m depth range and almost nonexistent at greater depths. We therefore assumed that these 0–60 m averaged latitudinal gradients are adequate representations of a regional gradient and can be used to scale the intensity of the temperature and salinity fronts.

As with any front detection method, the choice of the threshold ratio (R_t in Equation (3)) used to identify frontal interfaces is pivotal. Fedorov (1986) primarily used continuous observations of temperature to establish the threshold ratio of 10 between the local and regional temperature gradients. He assessed the robustness of this value in different regions and for various dynamics systems. Running some preliminary tests on our dataset using $R_t = 10$ showed that the temperature-based FI yielded several spatially coherent (*i.e.*, patterns that are continuous over several tens of kilometers) SST fronts (Fig. 3). When we applied the same threshold to salinity, the FI showed fronts mainly in the vicinity of the Rhône and Ebro river plumes, but only very few in the central part of the

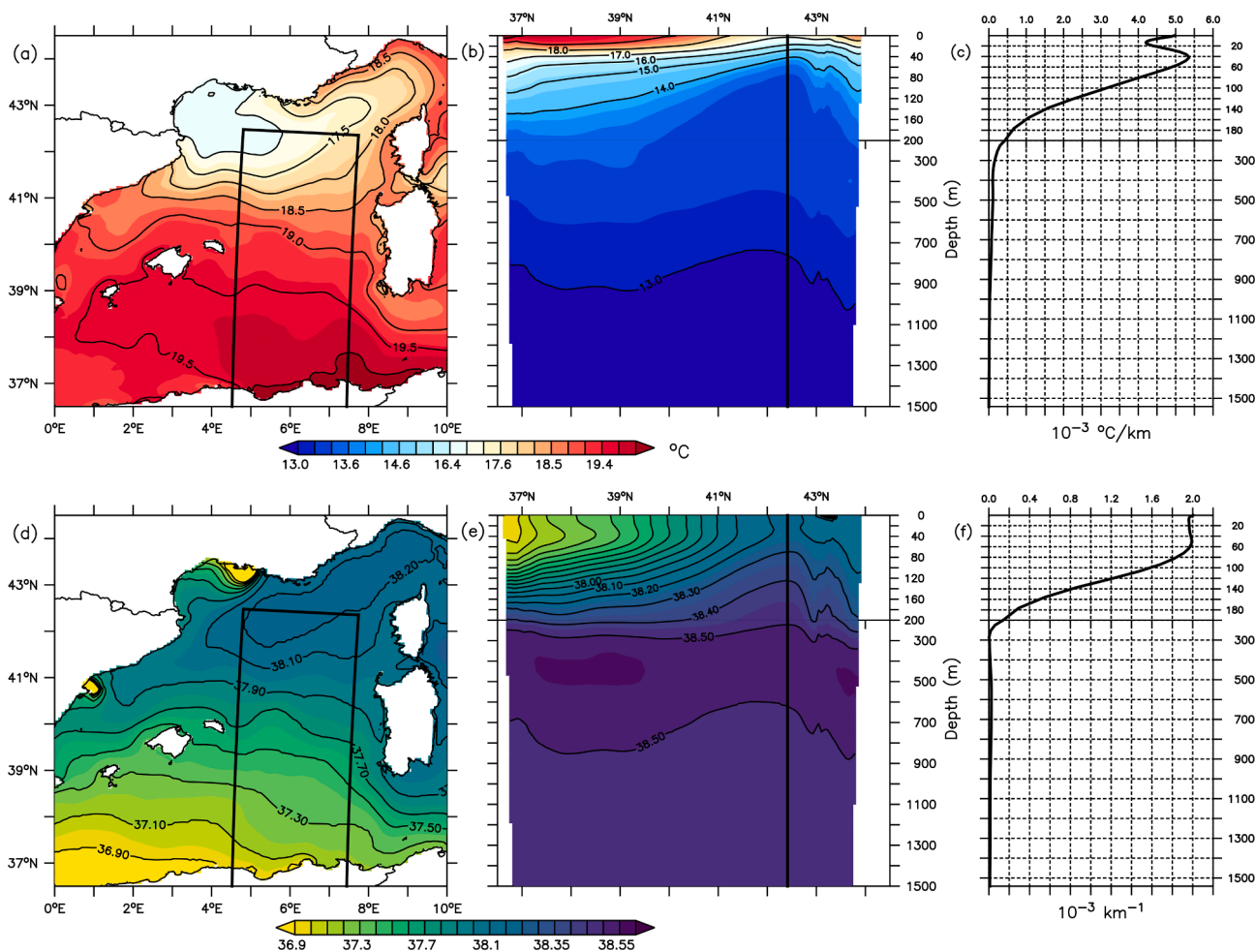


Fig. 2. Climatology (20-year average) of surface fields and vertical distributions of temperature (a-b) and salinity (d-e) over the Western Mediterranean Basin as simulated in the reanalysis and used to compute the corresponding regional north-south gradients (panels c and f); the black rectangle delineates the domain in which spatial averages are computed. Note that the vertical scale has been exaggerated in the upper 200 m on the center and right panels.

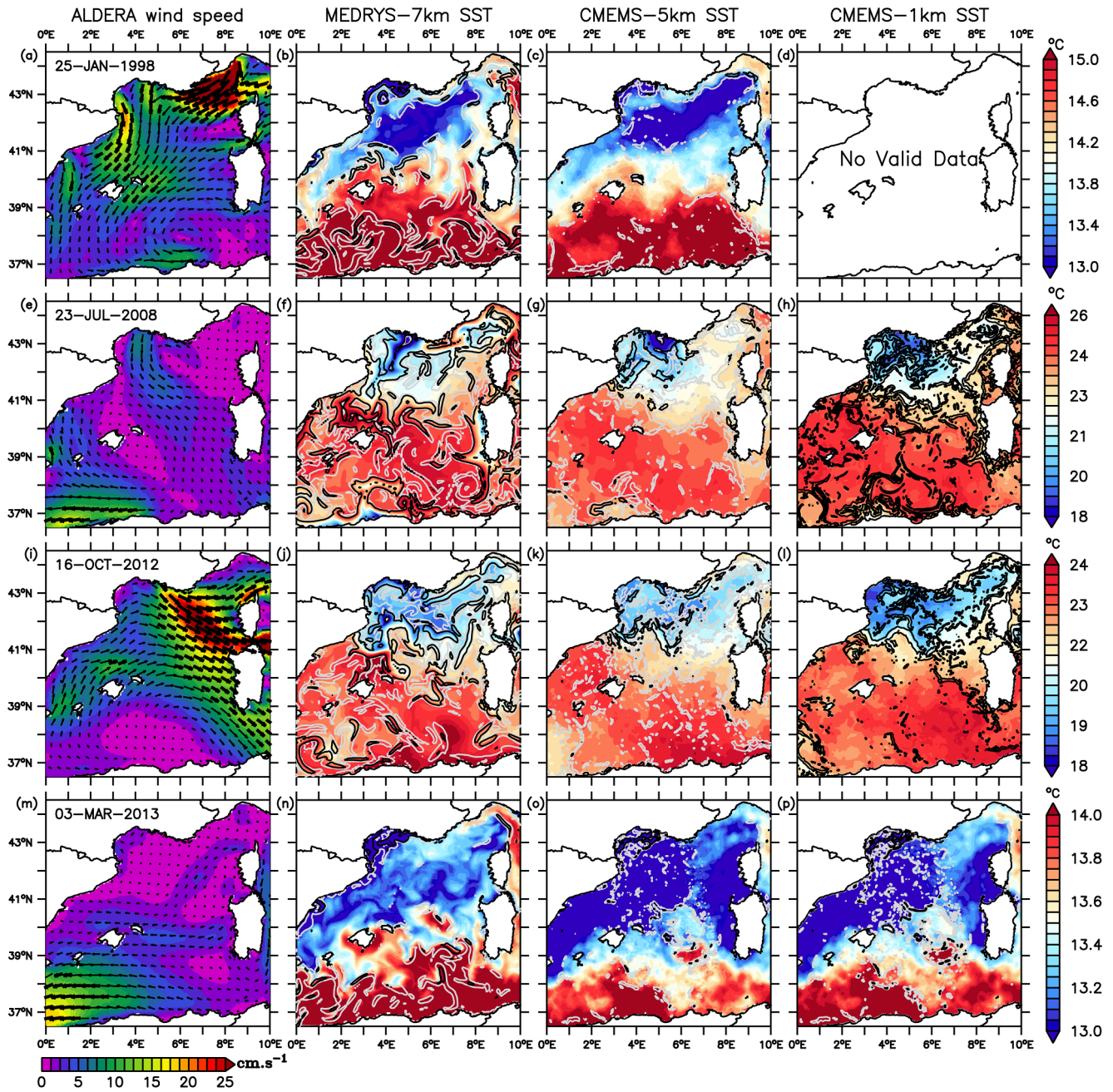


Fig. 3. Wind speeds from MEDRYS forcing (a, e, i, m, vectors are not to scale), SST and corresponding scaled gradients from the model reanalysis (b, f, j, n) and remotely sensed SST HR, (c, g, k, o) and VHR data (h, l, p). Grey and black contours identify the location of fronts based on gradients that exceed the climatological gradient by factors of five and ten, respectively. For clarity, the 5 isolines of scaled gradients were removed from the panels showing the remotely sensed 1 km SST for October 2012 and July 2008 (h, l).

basin (compared to the temperature-based FI) nor in the vicinity of the Balearic archipelago or along the Algerian Current where haline fronts are often observed. By using a lower value of $Rt = 5$ for the salinity data, the FI showed more coherent structures with shapes that were often similar to those obtained from the temperature-based FI, although their spatial extents did not always match perfectly (Fig. 4). This suggests that the Rt threshold should be adapted based on the spatial resolution of the dataset used, the hydrological characteristics of the region, and the variable itself. In fact, given the mean horizontal resolution used for the simulation (about 7 km), the definition of the FIs in Equation (3) with $Rt = 10$ requires a temperature and salinity difference of $0.35\text{ }^{\circ}\text{C}$ or 0.14 , respectively, for a front to be detected across two adjacent grid cells.

Using mean thermal expansion and haline contraction coefficients of $\alpha_T = 2.14 \times 10^{-4}\text{ K}^{-1}$ and $\beta_S = -7.6 \times 10^{-4}\text{ kg.g}^{-1}$, respectively, and a reference density of 1028 kg.m^{-3} , these temperature and salinity differences would imply absolute density differences of 0.077 kg.m^{-3} and 0.109 kg.m^{-3} for temperature and salinity, respectively. For both threshold ratios to be equivalent in terms of density difference between two adjacent grid cells, the threshold used for salinity would need to be about 7, i.e., between our empirical value for salinity of 5 and Fedorov's value of 10 (for temperature). Furthermore, a front is never purely haline nor thermal (i.e., salinity and temperature gradients can act in the same or opposite directions) and the salinity gradients between the AW and mAW may be split across more than one frontal structure (e.g.,

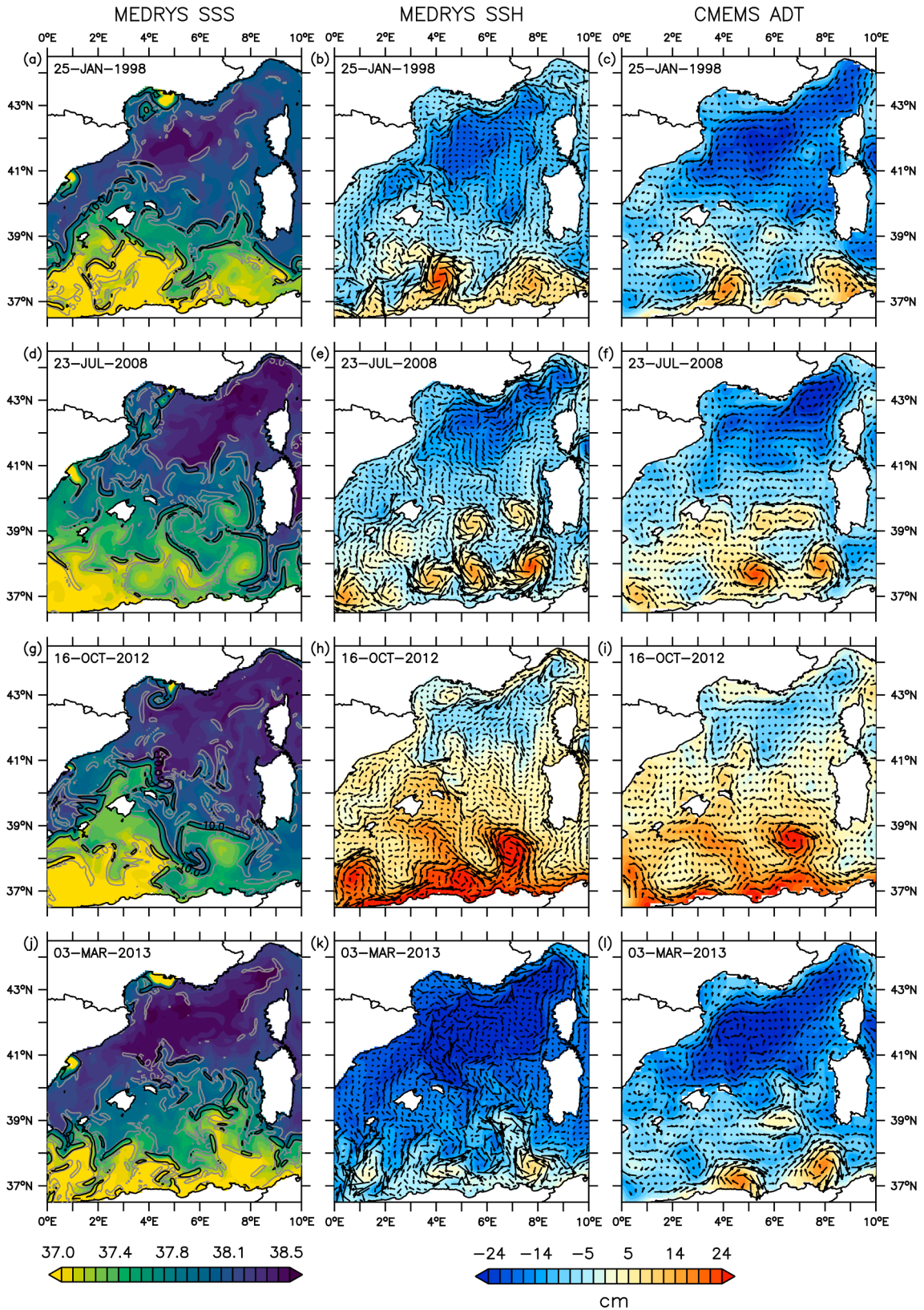


Fig. 4. Daily surface salinity and corresponding scaled gradients from the reanalysis (a, d, g, j) and sea level and geostrophic velocity derived from the reanalysis (b, e, f, k) and from altimetry (c, f, i, l) for the same dates as in Fig. 3. Grey and black contours on salinity panels identify the location of fronts based on gradients that exceeded the climatological gradient by factors of five and ten, respectively.

between the AC and the AE or the AE and northern mAW). We therefore used our empirical value of $R_t = 5$ for to calculate the salinity-based FIs and kept the original Fedorov value of $R_t = 10$ for temperature to estimate the long-term frontal occurrences.

3. Results

3.1. Daily surface fronts

We first describe how the reanalysis simulates surface thermohaline fronts and assess the results by comparing them with remotely sensed SST fronts, ADT, and derived currents. As the assimilation improved as the reanalysis progressed in time (due to ARGO data becoming available after 2005), the particular examples in Figs. 3 and 4 were chosen to cover contrasting seasonal situations and the entire 20-year reanalysis period. All these examples show that the reanalysis captured the patterns of observed surface temperature and dynamical topography at scales ranging from regional to mesoscale, with many smaller structures visible in the lower mesoscale range. This is particularly evident along the North African coast where the reanalysis always shows more marked mesoscale instabilities of the AC and associated AEs than the satellite-derived ADT. We must recall here that SST and dynamic height data are assimilated in the reanalysis with a reduced resolution: only every second SLA data point and only one data point per 1° lat/lon for SST (see Section 2.1). Likewise, the ADT data used for the validation of the simulated SSH fields are of lower resolution ($1/8^\circ$) and likely smoothed during the gridding process. A better resolution or increased mesoscale variability is precisely what would be expected from a reanalysis where the physics of the ocean model acts as a dynamic interpolator and is thus capable of generating its own realistic mesoscale variability.

Most of the detected salinity and temperature fronts are associated with these mesoscale structures. For the case of early winter, the temperature and salinity fronts show nearly continuous structures along the outer edges of the AC meanders, marking the boundary between the warmer AW that recently entered through the Strait of Gibraltar (salinities below 37) and colder waters in the AEs that have not yet been mixed with the saltier resident Mediterranean waters (salinity range 37–38). The observed SST field shows similar but less marked swirling of warmer AW in the AC meanders in the 25 January 1998 data (Fig. 3b-c), *i.e.*, only few detected fronts. We presume that this results from the over-smoothing during the interpolation and merging of this medium-resolution (5 km) SST dataset.

The summer 2008 case is a contrasted situation in which the AC exhibits lower temperatures than the rest of the Algerian basin, particularly within an anticyclonic eddy near the outlet of the Alboran Sea ($0\text{--}1^\circ\text{E}$) and a marked offshore tongue of cold coastal waters around $2\text{--}4^\circ\text{E}$. The latter may be due to either a wind-induced upwelling (Fig. 3e and f), an eddy-induced upwelling (Millot, 1979), a recent inflow of colder AW, or a combination of any of these factors. Similar patterns are detected in the remotely sensed SST and derived fronts but are less perceptible in the simulated salinity data. This summer case also shows seven AEs in the reanalysis (Fig. 4) with similar patterns (although sometimes partially merged) in the altimetry data. Temperature and salinity fronts both show marked structures wrapping around each of the four main eddies, many of them being visible on the observed SST derived fronts. The use of high-resolution remotely sensed SST helped to identify and validate many more SST fronts in this case compared to the winter of 1998, but it also revealed numerous scattered fronts' detection without any coherent spatial structures.

In autumn 2012, there are large AC meanders and two AEs: one at the outlet of the Alboran Sea and the second centered at $7^\circ\text{E}\text{--}38^\circ\text{N}$. The normalized temperature gradient, which delimits the northern edge of the AC meanders and eddies, is less clear than in the previous examples due to the lower temperature differences between the recent AW and the older and saltier waters in the AE area. In contrast, salinity and associated fronts are still clearly associated with the SSH mesoscale patterns.

West (and East) of the Strait of Bonifacio, marked SST fronts seem to be associated with strong wind forcing (Fig. 3i and j).

In early March 2013, the situation is similar albeit more extreme in that the SST is colder and nearly homogeneous across the whole area, yielding only few identifiable coherent structures. Once again, the salinity-based detection yields more frontal structures and a better agreement with the observed mesoscale SSH patterns. The low number of temperature fronts for this last case is confirmed by the observed SST, at least in the central part of the Western Basin. The two large bands with no front detection in the western or eastern part of the basin suggest an over-smoothing of the interpolated temperature fields under cloudy conditions that had lasted for several days prior to the date shown. In most cases, normalized temperature and salinity gradients showed marked frontal structures at the entrance of the Tunisia-Sardinia channel, in agreement with the observed SST and SSH patterns. These thermohaline fronts mark the confluence of the AW with the Tyrrhenian older and saltier mAW that flows northwestward along the Sardinian coast or southwestward, depending on the strength and size of the AEs present in the area.

Another prominent regional pattern present in both the reanalysis and the remotely sensed SST is the colder core of the mAW in the northern part of the basin, extending from the southern part of the Gulf of Lion (GoL) to the central Ligurian Sea in summer and autumn. It extends further south to the Balearic Sea and along the coasts of Corsica and Sardinia in early and late winter. Several temperature frontal structures are detected on the edges of this regional pattern, especially when latitudinal differences in temperature are greatest (during summer and autumn). These features are essentially absent in the March 2013 data. On the northeastern edge of the cold core, temperature fronts are most often detected along the entire path of the Northern Current down to the GoL entrance, as well as along its two branches on either side of Corsica, *i.e.*, the Eastern and Western Corsican currents. Over the GoL, both the observed and reanalyzed SSTs showed similar instabilities of the NC temperature front, likely due to interactions with wind-induced eddy shelf circulation (Petrenko et al., 2005) and frequent upwellings that fuel the cold core often present in the GoL and Ligurian Sea during summer (Millot and Wald, 1980). The July 2008 case represents a good example of one such wind-induced upwelling event, marked by colder waters spreading across a large part of the continental shelf and a southwestward entrainment of the Rhône river plume (Fig. 3 e-f-h). In summer and autumn, the southern edge of the cold core is marked by undulating and near-continuous thermal fronts extending from the Balearic archipelago to Corsica. These fronts are associated with coherent SSH patterns in the reanalysis, but not in the CMEMS-AVISO ADT fields whose spatial resolution appears too low to resolve such features lying in the lower range of the mesoscale. By contrast, the observed SST field shows similar structures, although not strictly spatially coincident, supporting the realism of the mesoscale variability of the reanalysis in this area. These thermal fronts correspond to the NBF as originally defined in Deschamps et al. (1984) and used in many other studies (Bosse et al., 2015; Waldman et al., 2017a, b; Pessini et al., 2018). The sharp temperature front extending from the Catalan coast, south of Cap de Creus, toward Menorca is another recurrent feature in summer and autumn. It marks the southernmost extent of the Tramontane influence. It has been called the Pyrenees Front (PF) by Pascual et al. (2002) and separates surface mixed and cooled waters in the north from fully stratified waters in the south. The temperature fronts in the northern part of the Western Basin are less marked and often absent during early and late winter (prior to the formation of the seasonal thermocline) as seen in both the simulated and observed SST fields. In 2013, this area was marked by strong convections (Testor et al., 2018) resulting from atmospheric forcing and favorable oceanic conditions. This led to the formation of a large tongue of cold surface water extending from Balearic Sea to Corsica and Sardinia with SSTs below those observed in the middle of the basin.

In contrast, fewer salinity fronts were detected in the area influenced

by the NC, along the southeastern edge of the cold core, and, more generally, in the whole northeastern sub-basin. This is due to low salinity gradients (approximately 0.2 on average) between the older, saltier mAW of the Tyrrhenian Sea and the cold cores present in the GoL and Ligurian Sea. Haline fronts are more prominent in the Balearic Sea, particularly during summer and autumn. These salinity fronts run northeastward from the Ibiza channel past the three Balearic Islands, as resulting from the frequent intrusions of recent AW into the channels of the archipelago. It corresponds to the Balearic Front (BF) as defined in López-García et al., 1994 and later by Pinot et al. (1995a), Pascual et al. (2002), Millot and Taupier-Letage (2005), and Ruiz et al. (2009). The fact that temperature and salinity fronts in the Balearic Sea are more marked and more frequent during summer and autumn could point toward a more complex eddy-driven circulation causing AW and mAW to mix (Pinot et al., 1994, 1995a, b, 2002).

3.2. Vertical structures associated with the fronts

In this section, we focus on the vertical thermohaline structures underlying the detected surface fronts, specifically on two specific time periods (late winter and late summer) for which glider data was available. The autumn deployment (Fig. 5) ran from September 17 to November 16, 2012 and consisted of two transects (glider's path shown Fig. 1). The first transect (Sept 17 – Nov 1) ran along an approximately northwest-to-southeast path from north of Cap de Creus (3.5°E–42.5°N) to 39.6°N–6.6°E and back, passing by the LION moorings at 42.038°N–4.688°E near the expected center of the deep convection area (MEDOC GROUP, 1970; Testor et al., 2018). The second transect started

on November 1 and consisted of a round-trip between the GoL shelf and the LION mooring. During the first transect, the glider encountered a marked thermohaline front at around 40.5°N separating the saltier mAW in the northwest ($S \sim 38.3$) from the fresher AW ($S \sim 37.8$) in the Southern Basin (Fig. 4). The glider crossed the front on the outgoing journey between September 28 and October 8 and again on its return journey between October 8 and October 18. The glider data showed that surface temperatures increased almost linearly from approximately 20 °C to 25 °C between the GoL shelf and the fresher AW core. Both surface temperature and salinity fronts were associated with subsurface thermohaline patterns that had a greater vertical extent for salinity (0–200 m) compared to temperature (0–50 m). The low salinity core extending to 200 m corresponds to the northern edge of the area influenced by AEs (Fig. 4). This AW core is warmer than the northern mAW with higher temperatures essentially limited to the upper mixed layer. The glider also crossed a low salinity vein over the GoL shelf slope (near Cap de Creus) that marks the location of the NC (several crossings between September 16–18, October 29 and November 2, and November 13–16). While the NC's salinity signature (38.1–38.2) extended to depths of about 200–250 m, its thermal signature was almost undetectable, particularly after 25 October, due to seasonal cooling.

The second glider deployment covered a winter convection event and the following spring re-stratification (01/24/13 to 04/14/13). It consisted of several round-trips, always passing by the LION mooring station and one particular transect crossing the expected thermal NBF area and continuing southeastward to 40.14 °N. As with the previous deployment, the glider crossed the NC several times: at the end of January off Toulon, February 5–7 (partial), February 15–18, March 29 -

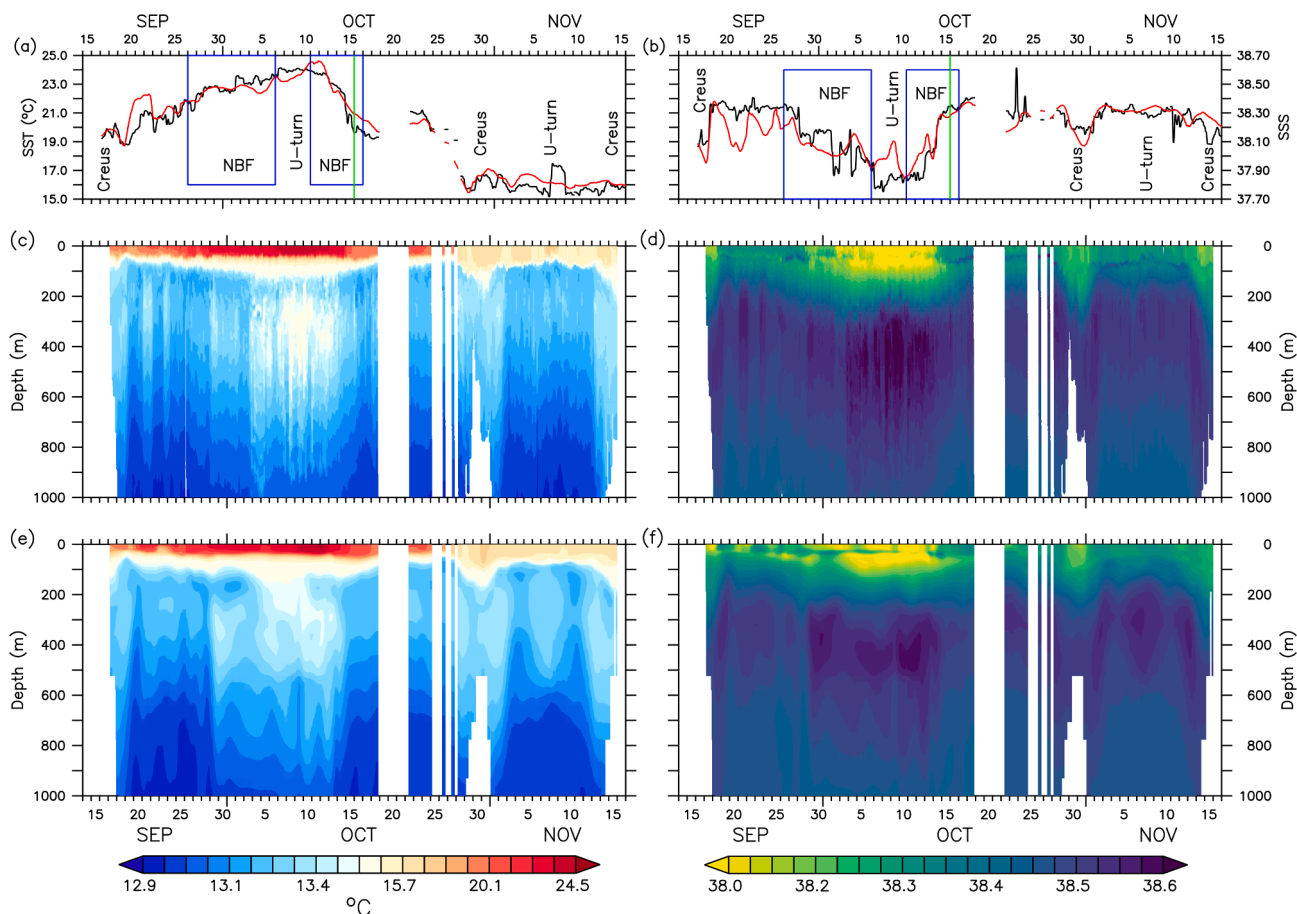


Fig. 5. Surface values (a-b) and corresponding vertical sections of temperature (left panels) and salinity (right panels) during the fall 2012 glider deployment (CAMPE/MistralT02_00, c-d) and as extracted from the reanalysis (e-f); glider data in black and reanalysis results in red on panels a-b; green lines on upper panels mark the day displayed in Figs. 3 and 4. See Fig. 1 for the glider path.

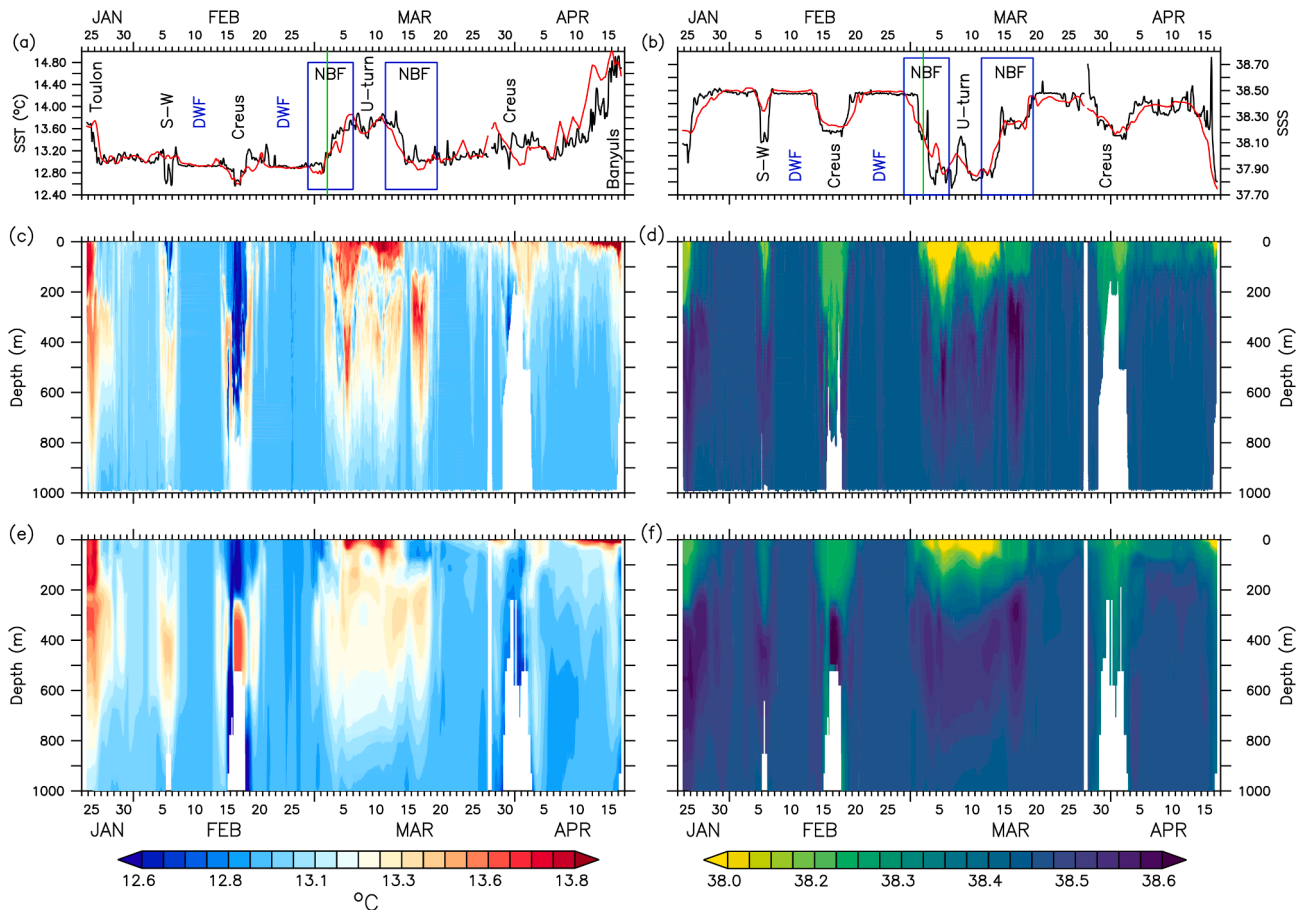


Fig. 6. Same as Fig. 5 for the glider MILOU/ASICSMED in winter 2013 (January 24 to April 14).

April 5, and again near the end of its deployment (Fig. 6). The average salinity in the NC was similar to the salinities measured during the previous deployment (around 38.2) and slightly lower (smaller than 38) in those parts of the NC that are close to the coast. During this deployment, the glider again found a frontal feature corresponding to the northern boundary of the AW (salinities lower than 37.8), this time with a slightly greater vertical extent (300 m) compared to the first deployment. Apart from the NC vein and fresher AW core, salinities and temperatures were nearly constant (~ 38.45 and ~ 13 °C) prior to March 1 while the water column remained fully mixed (LIW core included) due to the formation of new WMDWs by deep convection (Houpert et al., 2016; Testor et al., 2018). The lowest observed temperatures were associated with low salinities (on February 15) and are likely due to dense shelf water sinking off Banyuls (France), although this water may not be sufficiently dense to sink all the way to the bottom (Estournel et al., 2016a). The confluence of these fully mixed waters and either the NC or the fresher AW core generate sharp salinity fronts that crop out at the surface. By mid-March, mesoscale processes again brought the mAW to the top of the water column which led to smoother but still marked surface salinity fronts. Due to the deep convection observed during this deployment, the temperature field was almost homogeneous before early March, showing only slightly higher temperatures in the LIW core, the NC and the fresher AW to the southeast from mid-March onward. This small temperature variability did not induce significant temperature surface fronts, except near the southern, fresher AW core. The higher temperatures toward the end of the deployment (after 5 April) were due to seasonal warming rather than a change in water mass.

Apart from some greater salinity anomalies during the first leg of the first deployment (September 19 to October 10), the virtual gliders both showed mesoscale patterns in the southern, fresher AW core and the NC

that were consistent with observations, *i.e.*, with similar horizontal and vertical extents as well as thermohaline properties and strength of the surface-associated fronts. Moreover, this consistency can also be observed at depth, particularly in the LIW core that appears in both the observations and the reanalysis with a spatio-temporal variability well phased with the upper mAW core, the NC vein and the deep mixing in the convection areas. The larger model/*in-situ* discrepancies during the first glider deployment were due to small-scale salinity anomalies at the base of the mixed layer and upper thermocline in the reanalysis. These anomalies extended toward the surface and generated small-scale salinity fronts not apparent in the glider data. The glider data did show several similar salinity anomalies at depths of around 40 m, however, which affected the surface salinity gradients, *e.g.*, in early October. We hypothesize these anomalies are likely due to uncorrected thermal lag which leads to sampling errors in the presence of strong temperature gradients and high vertical glider velocities. Although these glider records are usually corrected before adding them to the MISTRAL database (delayed time data), the near real time data that are added to the French and European Operational Oceanography (OO) systems are not. As the CORA database mainly relies on these OO systems, it is likely that the near-real time uncorrected glider data were used in the reanalysis. Despite these small artefacts, the main salinity and temperature structures were well sampled and simulated, particularly the AW core and its edges which would correspond to the NBF.

3.3. Climatological and seasonal surface frontal zones

We now present the climatological means (20 y) of the computed temperature and salinity FIs in order to derive the corresponding FO index (Fig. 7) and then identify the frontal zones according to Fedorov.

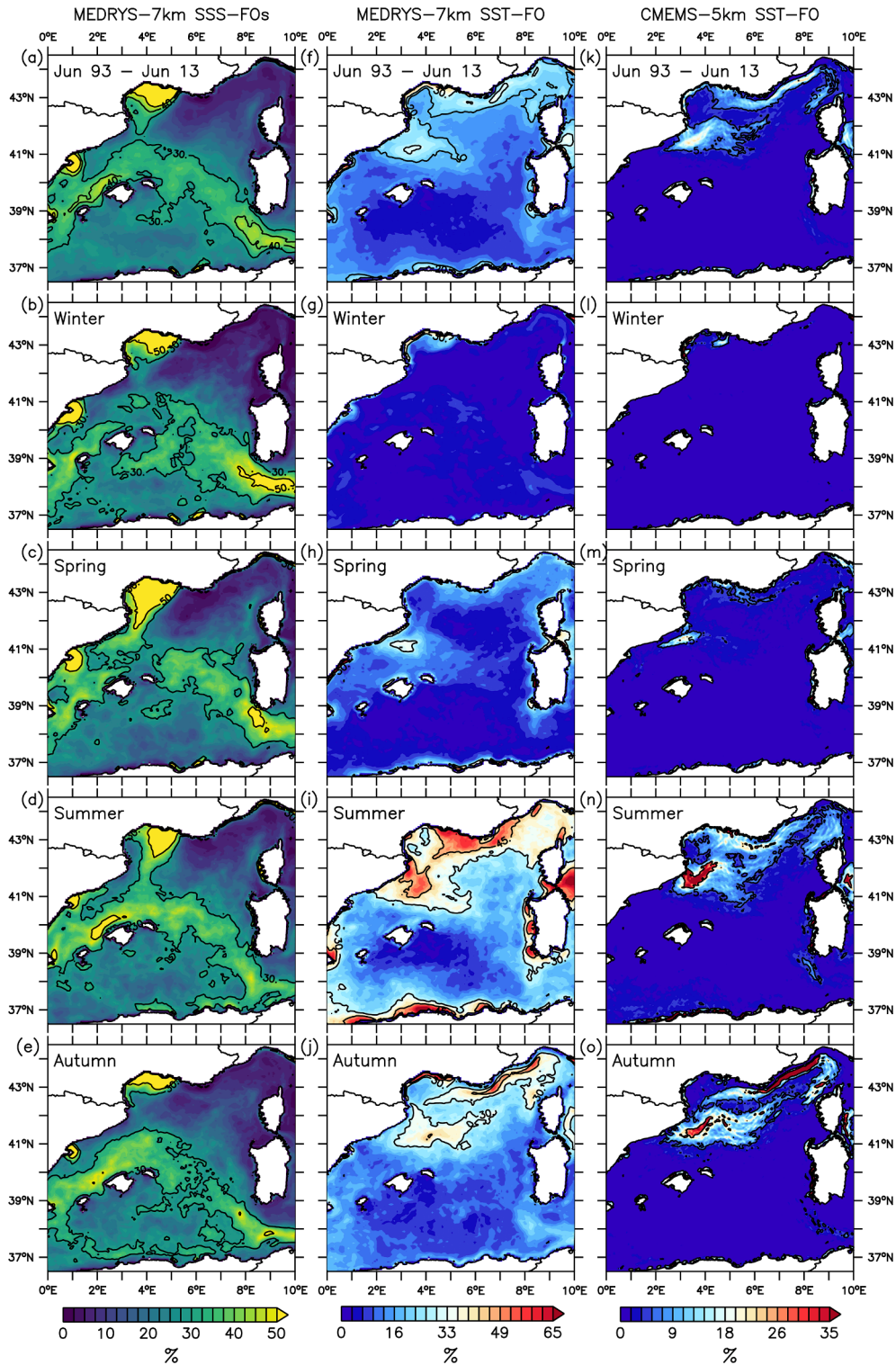


Fig. 7. Long-term and seasonal averages of frontal occurrence (FO), based on reanalyzed surface salinity (a-e) and temperature (f-j), and remote sensing SST (k-o). Black contours show FOs of (a) 30%, 40%, and 50%, (f) 20% and 30%, (k) 5% and 25%, (b-e) 30% and 50%, (g-j) 30% and 45%, (l-o) 5% and 25%. Long-term averages are computed from the 20-year reanalysis data (June 1993 to June 2013).

Setting aside the Ebro and Rhône river plumes that often show salinity FOs higher than 80%, the temperature and salinity FOs over the whole area rarely exceed 50% due to the spatial and temporal variability of the mesoscale structures scattering and spreading out the fronts. Nevertheless, the climatological FOs revealed several areas with values between 25 and 50% (most areas had values that were much lower). These frontal areas differ in their spatial extent and seasonality with regard to

temperature and Salinity. Salinity FOs are much more marked in the southern part of the basin, including the Balearic Sea, and almost absent in its northeastern part. They are characterized by a large and almost continuous frontal zone (FOs around 30–50%) extending from the Alboran Sea to the whole balearic islands, and then southeastward to the Tunisia-Sardinia channel. In the Balearic Sea, it clearly denotes the area of the BF. East of Menorca Island, the area with recurring frontal activity

marks the northernmost edges of the AEs. The numerous frontal interfaces associated with eddies inside the Algerian Basin appearing on daily maps (e.g., Fig. 4) do not lead to significant frontal areas as they are randomly distributed in time and space, due to the high AE mesoscale variability. Similarly, strong variability of the Algerian Current prevents any significant spatial recurrence of frontal interfaces until the flow stabilizes in the Tunisia-Sicily channel. There, the salinity contrast between the eastward flowing AW and the saltier mAW of the Tyrrhenian Sea would again favor the recurrence of marked frontal interfaces and consequently reveal an important frontal zone.

The frequency of occurrence of surface salinity fronts appears to be similar between seasons with a weak seasonality (Fig. 7). This may be related to the low seasonal variability of AW inflow through the Strait of Gibraltar (AW inflow: 0.81 ± 0.06 Sv, annual amplitude of the seasonal cycle: 0.034 ± 0.011 Sv, see Soto-Navarro et al., 2010). Some seasonality exists locally, e.g., for the Rhone river plume front that remains on the shelf during autumn and winter (Fig. 7b and e) and extends further south during spring and summer (Fig. 7c and d). The greater southward extension of the Rhône plume in spring is naturally due to higher rainfall and snowmelt while at other times its dynamics depends of different stratification and wind regimes generating different eddy retention patterns on the whole shelf (Estournel et al., 1997, 2003; Hu et al., 2011; Kersalé et al., 2013). Higher salinity FOs values (greater than 50%) in the Tunisia-Sardinia channel in winter coincides with the winter increase in AC flow in the Tyrrhenian (Astraldi et al., 1999; Jebri et al., 2016) likely favoring more marked and less scattered FIs. The BF-related frontal zone is relatively constant between seasons, with FO values in the range of 30–40% most of the time, except in summer when values reach more than 50% northwest of Mallorca. Near Menorca, FOs tend to be weaker and more spread out from winter until spring (Fig. 7b and d). A seasonal variability of the BF and BC has been attributed to the relative strength of the mAW flowing into the Balearic Sea with the NC acting against the AW northward intrusion through the Ibiza and Mallorca channels (López-García et al., 1994; Pinot et al., 2002; Mason and Pascual, 2013; Vargas-Yáñez et al., 2020). The summer increase in the occurrence of salinity FOs northwest of Mallorca is consistent with the known spring to summer strengthening of the BC due to increased northward AW inflow across the Mallorca channel in combination with a summer weakening of the NC. The absence of a significant variability in the Ibiza and Mallorca channels, which would follow the same rule, is likely due to the insufficient spatial resolution of the reanalysis data. Given the width of the two channels (about 80 km each), the strong current shear that is observed between the northward and southward AW and mAW flows (e.g., Vargas-Yáñez et al., 2020) is barely visible in the ocean model which only shows a quasi-permanent but fuzzy confrontation of the AW and mAW in the southern Balearic Sea. The wintertime weakening of the salinity FO to the north and east of Menorca, which may represent the NBF, suggests a larger mesoscale variability that would spread the daily frontal interfaces and weaken the corresponding FO. At the same time, FOs are significantly increased south of Menorca, suggesting a recurrent southward shift of the frontal zone in winter. This is likely related to the great variability of winter conditions in the northern basin, particularly considering the proximity of the area of WMDW formation. Conversely, the strengthening of the salinity frontal zone to the north and east of Menorca from spring to summer could be related to the strengthening of the BC that occurs at the same time or the northward shift of AEs in spring (Escudier et al., 2016a) or a combination of both. This will be discussed in more detail in Sections 4.3.

Temperature FOs show an almost opposite distribution compared to salinity FOs. Significant occurrences (FO greater than 25 %) are essentially limited to the northern part of the basin, i.e., the GoL and Ligurian Sea, and practically absent in the south except close to the coasts (Fig. 7f). Moreover, the temperature FOs exhibit a strong seasonal variability (likely due to seasonal surface cooling) with low values of 0–15% in winter increasing to 30% in spring and rising further to

30–60% in summer and early fall (the climatological average is 25–35%). Being mostly found near the coasts, the higher FO values in summer and autumn are likely related to local wind forcing as over the eastern GoL due to frequent upwelling events (Millot, 1979; Millot and Wald, 1980; Stanev et al., 1989; Barrier et al., 2016) between Toulon and Marseille; near Cap de Creus in the area of the PF where the wind-cooled surface waters of the GoL meet the warmer waters of the Balearic Sea (López-García et al., 1994; Pascual et al., 2002; Mason and Pascual, 2013); east of the Strait of Bonifacio where western winds channeled by the strait (Fig. 3i) generate Ekman pumping and thus up- and downwellings (Marullo et al., 1994; Small et al., 2012); along the Algeria and Sardinia coasts as a result of coastal wind-induced upwellings in summer (Millot, 1990; Olita et al., 2013; Bosse et al., 2015) and eddy-induced upwellings at the Algerian coast (Millot, 1979).

Temperature FOs associated with major circulation patterns are less obvious, being either separated from the salinity ones or indistinguishable from the previously mentioned coastal and wind-related cases. The temperature FO signature of the AW is slightly more visible at the exit of the Alboran Sea, where values exceeding 25% are seen all along the African coast, although their narrow shape makes them essentially indistinguishable from coastal wind-induced FOs. Similar to the salinity derived FOs, the temperature FOs at the boundaries of the AEs in the AW reservoir are too variable in time and space to be able to produce significant and spatially coherent patterns on the long-term. While in winter temperature FOs show a slight increase (5–10%) all along all along the northern edge of the AW reservoir, summer values do not, except northeast of Menorca Island, where a tongue of high FOs (more than 25%) overlaps the northern part of the regional salinity frontal zone between 4°E and 6°E. Nevertheless, it is unclear whether this tongue of high temperature FOs marks the northern limit of the AW or simply a southeastward extension of the PF. Moreover, it forms part of a larger area of similarly high FOs suggesting several temperature frontal interfaces throughout the GoL and Ligurian Sea during summer (Fig. 3), often following local upwelling events. This overlap between coastal and offshore features impedes the emergence of coherent structure along the NC that can only be clearly identified off the French Riviera (6–8°E) in the autumn average, with FO values greater than 25% in a coastal vein extending between the Ligurian Sea and the GoL. Despite marked FIs in summer and fall (Section 3.1), the thermal NBF extending toward Corsica (Deschamps et al., 1984) is not visible in the FOs, neither in the climatological nor seasonal (summer/autumn) averages. In fact, both the satellite- and reanalysis-derived temperature FOs show a large “hole” in the high-FO area (7–8°E, 42–43°N) during summer. This may be due to a higher eddy-like variability preventing higher temperature FO values (akin to the argument regarding frontal interfaces in the southern sub-basin).

The marked seasonal variability of temperature FOs has been previously inferred from daily maps of FIs (Section 3.1) and is confirmed by the seasonal cycle of temperature FOs computed from the HR remotely sensed SST dataset (Fig. 7) which shows the same overall patterns although with much lower FO values (on average 15–20% lower). These lower FO values in the HR SST dataset could be due to statistical effects related to interpolations on days with incomplete satellite coverage (e.g., cloudy days), i.e., the algorithms for optimal interpolation and merging used to produce daily gap-free maps may over-smooth *in situ* temperature gradients and spread them over large areas of missing pixels which in turn leads to poor or inefficient detection of temperature FIs. The VHR SST dataset generally gave much more temperature FIs (see Fig. 3), although the same over-smoothing issues may also affect the VHR dataset. For example, on March 3, 2013 (Fig. 3o and p), there are two large bands without FI detection in the western and eastern parts of the basin, with several scattered temperature FIs detected in the central part of the basin (for both remotely sensed SST datasets). The fact that the 1 km remotely sensed dataset gave similar ranges and spatial patterns of FO as the reanalysis could serve as a confirmation of the over-smoothing bias in the HR SST dataset (Fig. 8). The only significant difference is the

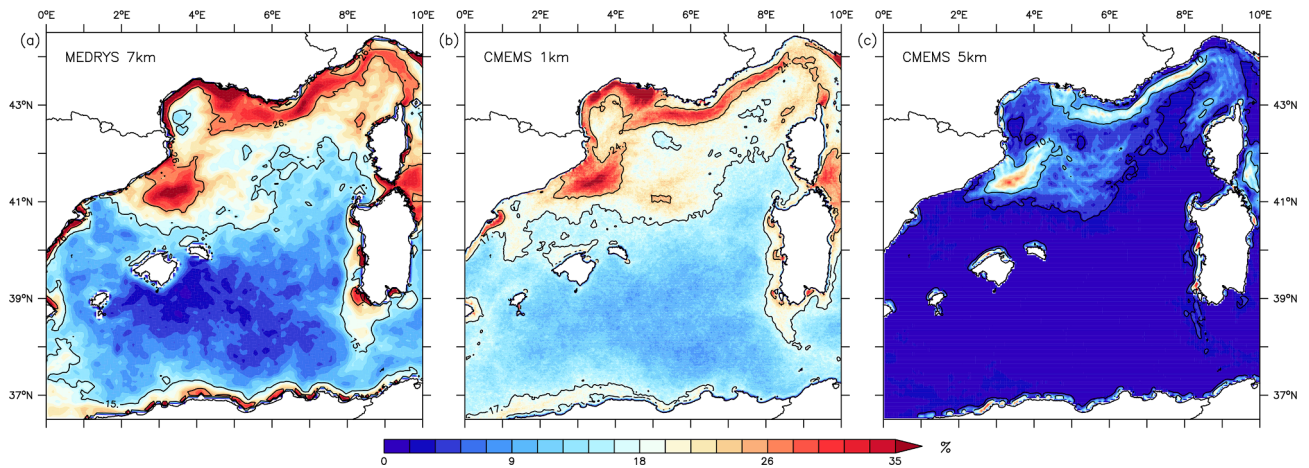


Fig. 8. Five-year averages (Jan-2008 to Jun-2013) of SST FOs for the reanalysis (a) and remotely sensed HR (c) and VHR SST (b). Black lines represent FO isolines of (a) 15% and 26%, (b) 17% and 24%, and (c) 3% and 10%.

slightly higher background values of temperature FOs (5–10%) when compared with the reanalysis over most of the low values southern area. These higher background values should be due to sub-mesoscale patterns (Stuhlmacher et al., 2020) that are not resolved in the reanalysis data, but as well to noisy pixels as many scattered and spatially incoherent temperature FIs can be seen on the VHR SST derived FI (Fig. 3). Nonetheless, these resolution and noise effects are smoothed-out in the long-term statistics and the good overall agreement between the

reanalysis and the 1 km resolution SST dataset shows that the reanalysis generates realistic SST front occurrences.

3.4. Interannual variability of frontal occurrence

This section presents the interannual variability in the occurrence of temperature and salinity fronts. An empirical orthogonal function (EOF) analysis of the 20-year daily FI fields yielded each first mode – the first of

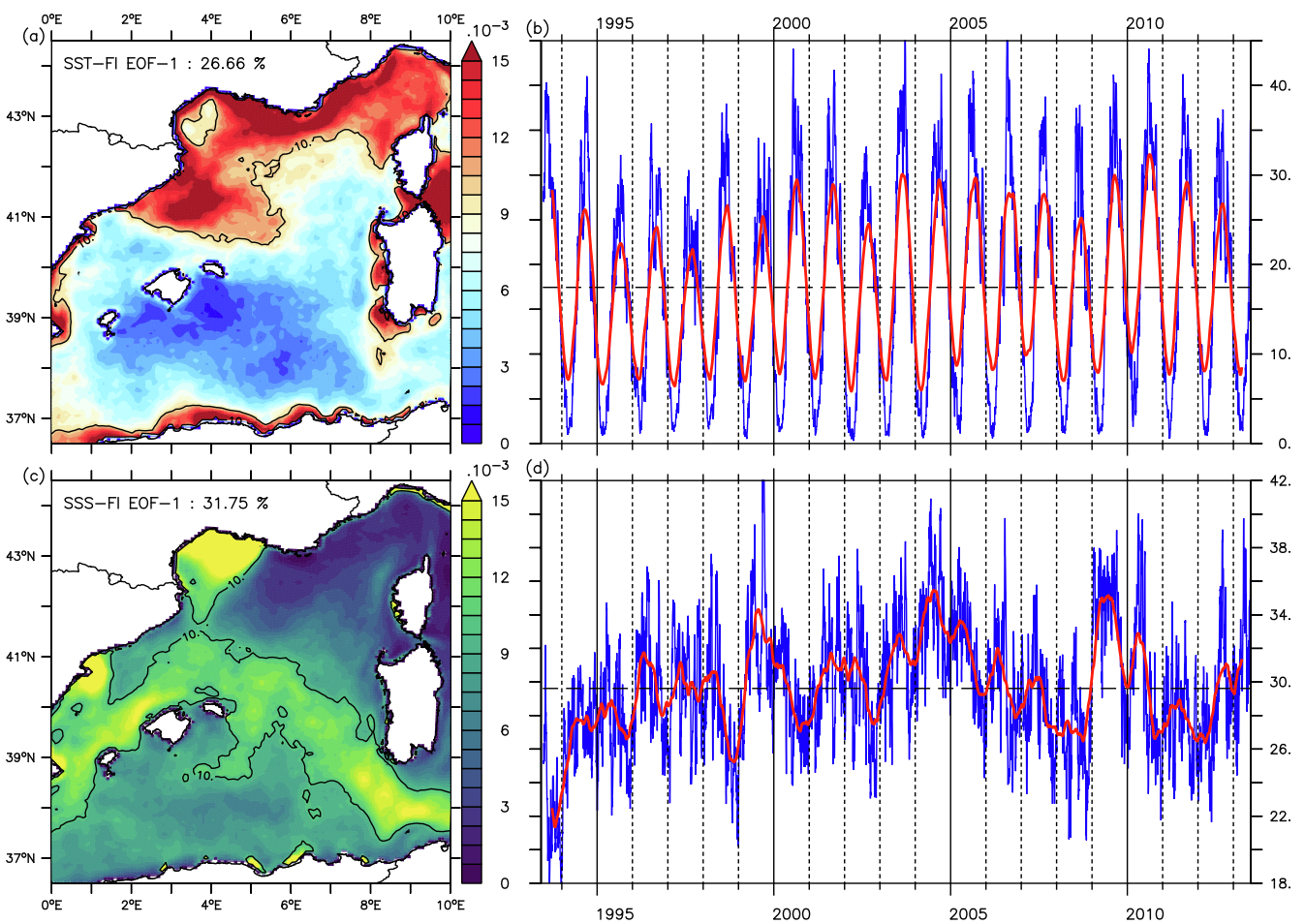


Fig. 9. EOFs of (a) SST and (c) SSS frontal indices; (b, d) the corresponding temporal amplitudes of the principal components (PC). Black contours in (a) and (c) show the 0.01 isolines. Overlaid red curves are smoothed six-month averages of the PCs (blue). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

temperature and the first of salinity - that explain 26.7% and 31.8 % of variability respectively (Fig. 9), while higher modes had values of 2 % and less in both cases (not shown). These first EOF spatial patterns are thus the most reliable modes of the FO variability while higher modes would account for intermittent and more randomly distributed patterns

due to high frequency processes. The first thermal and haline modes mainly retain the same spatial patterns than the computed climatological FOs at the resolved space scales (Figs. 7 and 8). Moreover, the associated principal components confirmed the previous findings regarding the different modes of time variability for salinity and

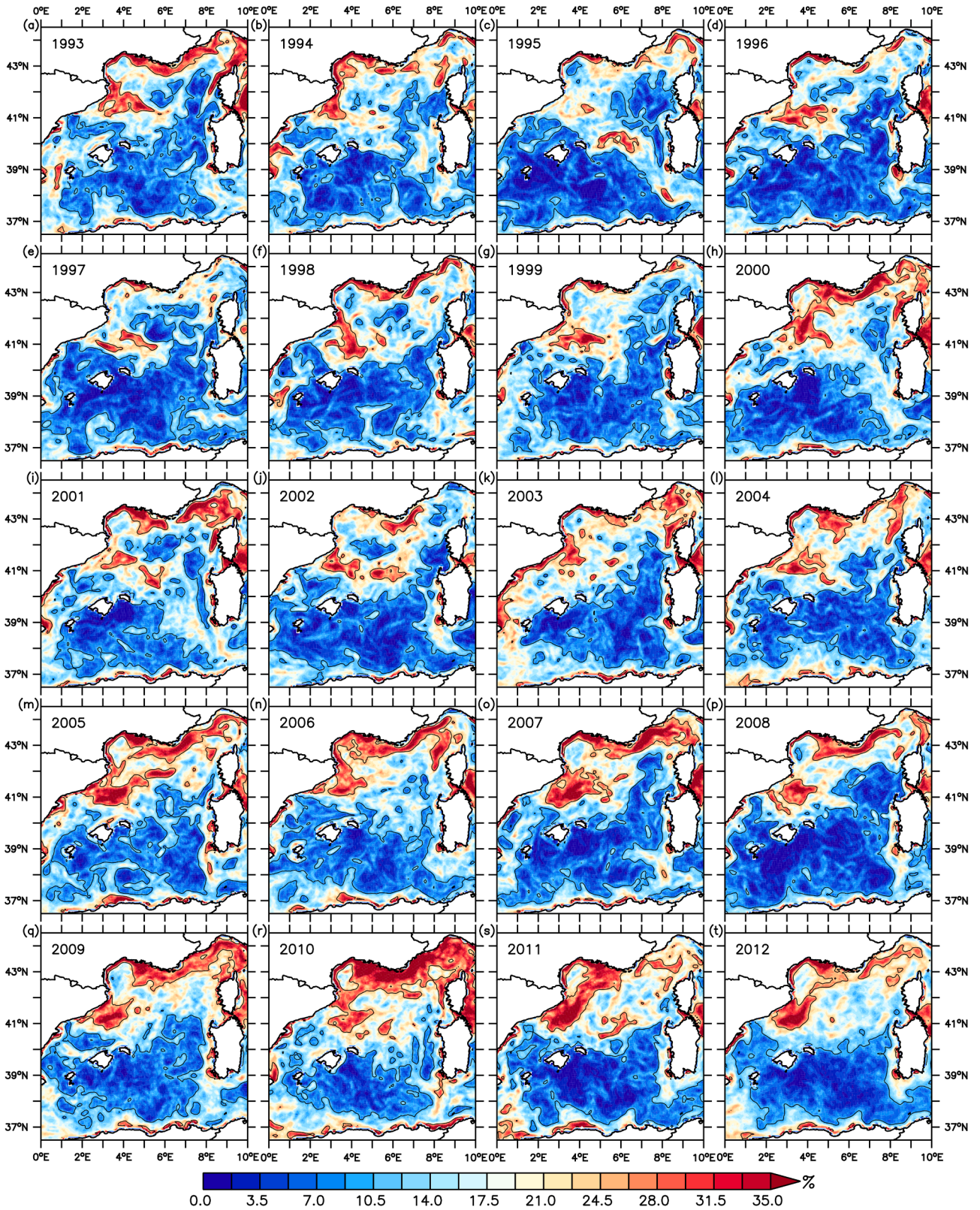


Fig. 10. Yearly averaged (01-Jan to 31-Dec) SST frontal occurrences in the reanalysis data. Black contours correspond to the 10% and 25% isolines.

temperature FOs. The first principal component for temperature FI is clearly dominated by a seasonal variability with minima in winter and maxima in summer, consistent with the seasonal cycle shown Fig. 7. Furthermore, these extremes showed a low interannual variability. In contrast, the corresponding principal component for salinity FI did

exhibit a marked interannual variability with higher values during the winters of 1998/99, 2002/03, 2003/04, 2008/09, and 2012/13 (Fig. 9d). Although the interpretation of EOF modes is always somewhat ambiguous, this first mode of time variability seems to be related to the intensity of the deep water formation events, as these winters

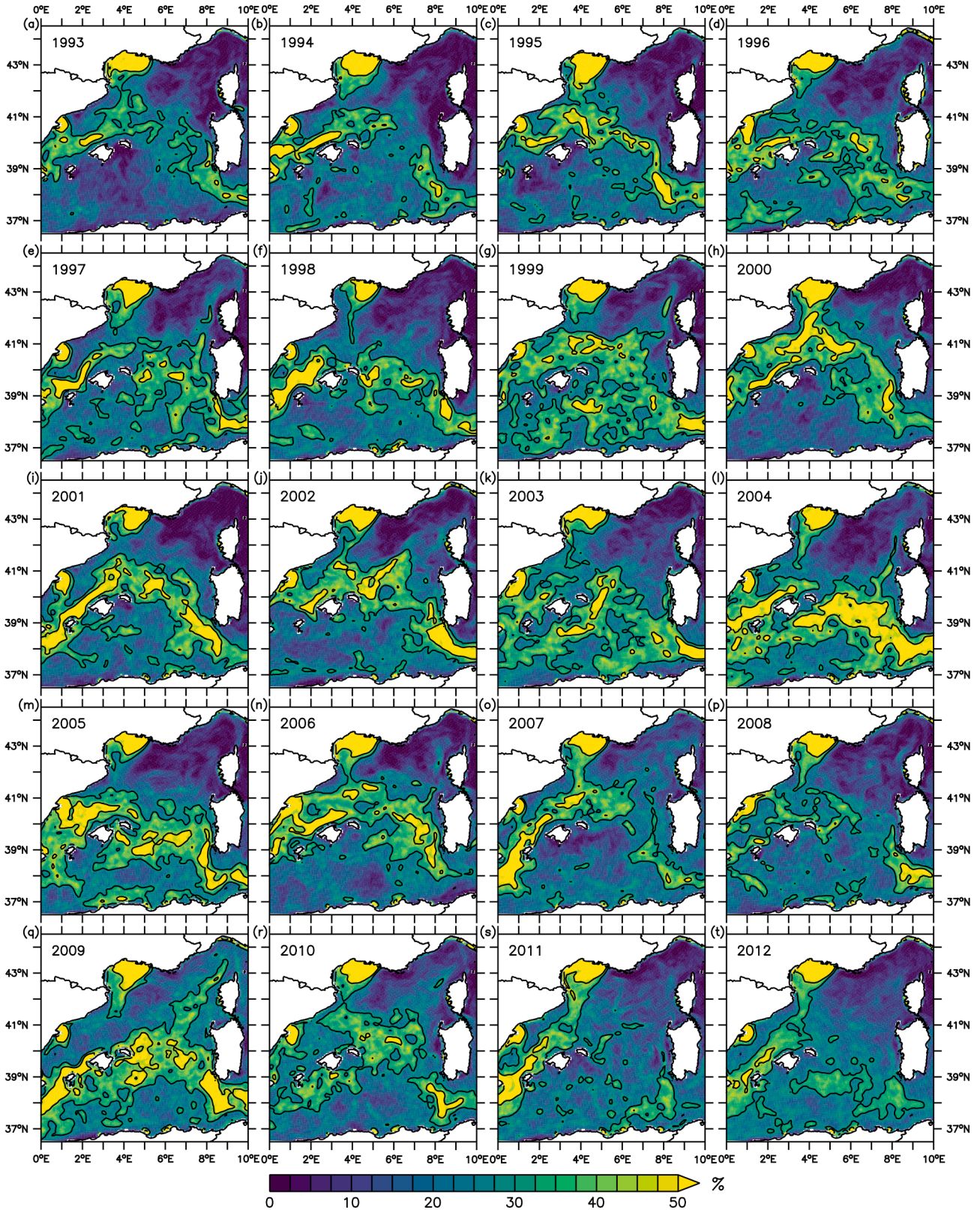


Fig. 11. As in Fig. 10 but for SSS. Black contours show the 30% and 45% isolines.

correspond to years of deep convection in the MEDOC area (e.g., Somot et al., 2008; Herrmann et al., 2017; Waldman et al., 2017b).

The yearly frontal occurrences of temperature (Fig. 10) and salinity (Fig. 11) contain similar features as the 20-year climatology (Fig. 7). For temperature yearly FOs it includes higher FOs in the northern part (in the PF area and along the NC) and in areas of coastal upwellings (near Marseille, west of Sardinia, and along the Algerian coasts), and lower values in the southern part of the basin (the area influenced by AEs). Nevertheless, there is a significant interannual variability in the intensity and recurrence of thermal fronts. In 1995 there is a marked southeastward frontal zone that suggests a link with the AWs' northern limit (Fig. 11b). Areas with high FO values are also seen in the Ligurian Sea (1993, 2000–2001, 2003, 2005–2007, and 2009–2010). The offshore extent of the PF shows a different orientation in 2005–2007 and 2011–2012 (northeastward) compared to 2000 and 2004 (southeastward). Lastly, it appears that the background noise in the fronts shown in the Algerian Basin is slightly increased in 2004–2006 and 2009–2010 and lower in 2008, suggesting a significant interannual variability in either the AE activity or in the high frequency atmospheric forcing.

The interannual variability is much more evident in the salinity FOs (Fig. 11) which shows major changes in the intensity and position of the main haline frontal zone delineating AWs from mAWs between the Balearic Islands and Sardinia. The haline frontal zones related to the Rhône and Ebro river plume fronts are less variable between years. Only in 2000 there appears a slightly different location of the Rhône plume front reaching further south to 41°N and joining the AW/mAW haline front around 3–4°E. In 2003, 2007–2008, and 2011–2012 the AW-mAW frontal zone was less well defined and even broke up at times. In other years known to have strong DWF, there was a southward shift of the AW-mAW frontal zone to the east of Mallorca (1999, 2003–2005, and 2009–2010) affecting the whole BF zone in 2009–2010. Conversely, the northward shift of the southern BF limit from the Ibiza and Mallorca channel toward the Ebro delta in 1995 and 2002 suggests stronger AW intrusions into the Balearic Sea. In 1997, 1999, 2004, and especially in 2009 there was a northeastward extension of the haline frontal zone toward Corsica (matched by high SST FOs in 2004 only), suggesting a northeastward drive of AWs toward the WCC during these years. Moreover, the highest FO values occurred in 2004 in the central frontal zone. The years 1999 and 2003 show a net increase in salinity FO in the AE influenced area (southeast of the Balearic archipelago) which strongly contrasts with the low values seen in the climatological estimates (Fig. 7).

4. Discussion

4.1. About the front detection method

In this study, we choose to use the Fedorov (1986) gradient-based method for two reasons. First, it is a low computing-costs method given the numerous (7304) daily fields to be analyzed. Secondly, scaling the front intensity with the climatological gradients between the AW and mAW seemed best suited to capture temperature and salinity fronts relevant to the NBF. Nevertheless, when used with the 1 km resolution remotely sensed SST data, the gradient method also detected many scattered and non-coherent thermal fronts, highlighting a known weakness of such simple gradient approaches when used on high resolution and thus noisy data (Simpson, 1990). Many other front detection methods have been developed, particularly since the advent of ocean remote sensing. These methods employ various approaches, from simple gradient thresholds (Simpson, 1990; Moore et al., 1997; Kostianoy et al., 2004; Saraceno et al., 2004; Dong et al., 2006; Rivas and Pisoni, 2010), to mathematically more complex methods such as edge detection and classification (Cayula and Cornillon, 1992; Ullman and Cornillon, 2000; Miller, 2009; Nieto et al., 2012), surface fitting and likelihood methods (Shaw and Vennel, 2000; Hopkins et al., 2010), or fractal-based methods of gradient discontinuities (Turiel et al., 2008; Yelekçi et al., 2017). Most

of these methods focus on the detection of small-scale spatial patterns given the constraints of picture resolution, cloud cover and inherent experimental noise of remote sensed data. Numerical model results can be assumed noise-free as the scalar dynamics are usually well constrained by the physical core of the model. In such conditions, a gradient threshold method may be as efficient as edge detection methods (Simpson, 1990). Lastly, the scale of detectable frontal structures is restricted by the model's spatial resolution, about 6–7 km in our case, which means that the use of more sophisticated algorithms to track small scale fronts would not be of much use in our case.

When using a gradient-based approach, the choice of the threshold used to discriminate frontal pixels is clearly the more pivotal. Given the high seasonal variability of the SST fronts, the use of a constant threshold over the whole 20 y of the reanalysis calls for some reservations. In fact, the mean latitudinal gradient of temperature varies seasonally from $4 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$ in winter to $7 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$ in autumn over the normalization domain, while the salinity one is less variable (1.8×10^{-3} to $2.2 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$). This means that the temperature FOs should be slightly lower in winter and higher in autumn although seasonal values differ only slightly from the annual mean of $5 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$. Saraceno et al (2004) and Rivas and Pisoni (2010) used daily thresholds obtained from a cumulative histogram of the gradient norms for each daily SST image. This requires no *a priori* knowledge of regional gradients and allows to retain the short-term to seasonal variability of thermal fronts. We performed a comparison (not shown) between our threshold method and the histogram method of Rivas and Pisoni (2010). Both methods gave almost identical results with regard to daily FIs and long-term FOs. Indeed, we found that the histogram-based daily thresholds generally corresponded to ten and five times our climatological gradients for SST and SSS, respectively, and follow the same seasonal tendencies. This consistency between the two approaches confirms that the seasonal bias introduced by the use of time-constant thresholds is not significant on a yearly basis and likely on a pluri-decadal one. Moreover, it supports the use of different thresholds for salinity and temperature gradients. It is more difficult to assess the ability of the front detection method for nearshore and on-shelf frontal structures, such as those linked to the Ebro and Rhône river plumes, coastal density-driven currents, or wind-induced coastal upwelling, as these phenomena would require the use of locally adjusted thresholds. The lack of SLA and TS profiles in coastal areas made the model less reliable than offshore and may cause an additional bias or drift. On the other hand, the well constrained offshore temperature and SSH fields would allow realistic forcing over the coastal area and the main limitation here is the spatial resolution of the reanalysis ($1/12^\circ$) that does not allow to adequately resolve such coastal processes (Ourmières et al., 2011; Aznar et al., 2016). Nevertheless, we did not detect any significant discrepancies in coastal areas between the reanalysis and remotely sensed SST in the daily FI (Fig. 3) or their long-term occurrence (Fig. 8). This shows that most of the offshore mesoscale frontal interfaces in the Western Mediterranean can be scaled based on the climatological mean latitudinal gradients between AW and mAW, at least to the first order or accuracy.

4.2. The link between sea surface slope and salinity fronts

AW, being fresher and generally warmer than other northern waters, are less dense and therefore raise the sea level in the Algerian sub-basin. At the same time, the continental winds prevailing over the northern part of the GoL continuously cool the older and saltier mAW, leading to a drop in SSH. The resulting mean difference in SSH is 20–25 cm over approximately 600 km, even with the seasonal steric effect of warmed surface layers in summer. Based on this marked difference in sea level, Olita et al., (2011) used the largest ADT gradient between the northern and southern sub-basins as a marker of the NBF, as the boundary between recent AW and saltier mAW. Fig. 12a shows that the average shape of the SSS frontal zone, extending from the north of Menorca

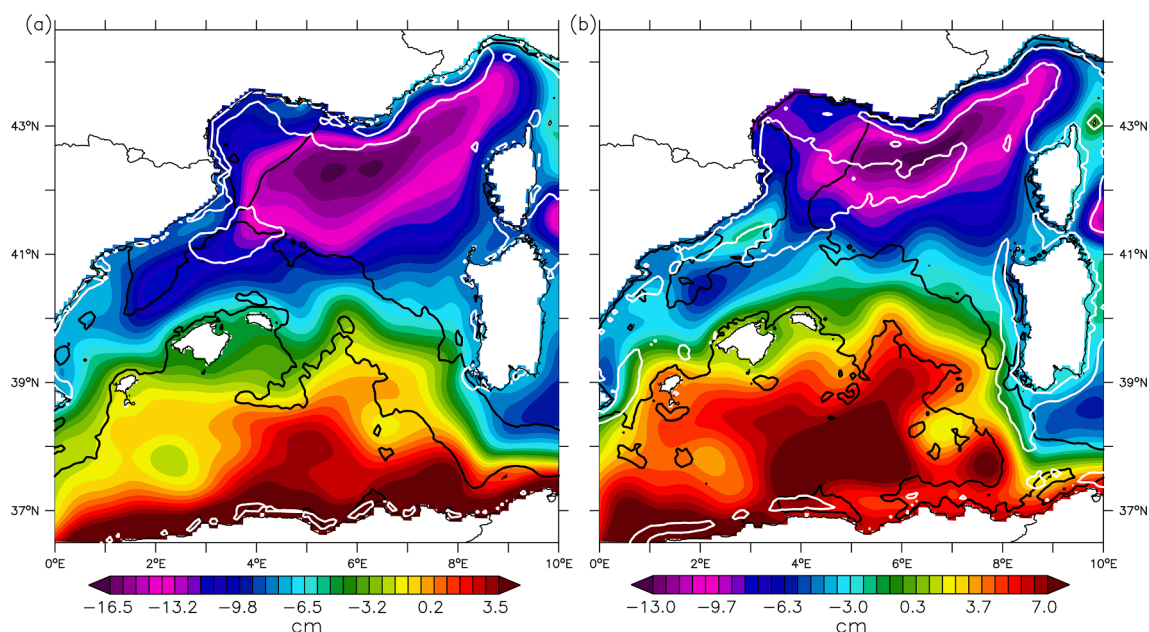


Fig. 12. 20-year climatological fields (June 1993 to June 2013) of the reanalysed SSH (a) with SST (white, FO higher than 25%, from Fig. 7) and SSS-based FO contours (black, FO higher than 30%, from Fig. 7) and Summer (July to September) fields (b) of the reanalysed SSH with FO contours based on subsurface temperature (30 m, 50%, white) and SSS (30%, black).

Island to southwestern Sardinia, closely follows the highest mean SSH slope between the -6 cm and -2 cm isolines, hence in agreement with the Olita et al. (2011) hypothesis. Conversely, the temperature FOs do not show such a clear link with the dynamic topography, even in summer when the occurrence of thermal fronts is most frequent (Figs. 7 and 12b). One issue here is why the SST front between Menorca Island and Corsica, initially defined as the NBF in Deschamps et al. (1984), is neither evidenced in the long-term temperature FOs nor linked to the main SSH slope that marks the southern boundary of the northern mAWs (Seyfried et al., 2019). The potential contributions of temperature and salinity changes to density are however similar across the northern thermal front in summer/autumn ($\sim 3^\circ\text{C}$ in Fig. 3) or across the BF and the main haline front (~ 0.4 on Fig. 4), leading to 0.66 and $0.70 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, respectively. But the mesoscale structures of the AC and AEs in the Algerian Basin to which the main salinity fronts are linked, are almost three times bigger (at least 150 m) than the summer/autumn upper mixed layer thickness in the whole basin (about 50 m, Figs. 5-6). This suggests a smaller scale geostrophic balance and lower contributions of temperature gradients to the main regional circulation patterns.

In addition, many processes can trigger a high frequency variability of surface temperature fronts, such as wind induced spreading of surface fronts (Estrada et al., 1999; Capet et al., 2008; Estournel et al., 2016a), mixed layer internal instabilities (Spall, 1995), or Ekman advection of buoyancy, causing either re- or de-stratification depending on whether the wind is aligned with the current or blows in the opposite direction (Turner, 1980; Fedorov and Ginsburg, 1992; Seyfried et al., 2017, 2019). Figs. 3-6 show that salinity and temperature surface fronts do not exactly coincide in space over the AW related mesoscale structures. Salinity fronts tend to occur on the external edges of the AC and AEs while temperature fronts appear more onshore for the current and swirl inside for the eddies. Indeed, summer temperature FOs computed just below the upper mixed layer depth (30 m) display patterns that are more consistent with the known thermal NBF signature, namely a thermal frontal zone extending further northeastward toward Corsica (Fig. 12b, white contours). It also shows a better continuity from the WCC to the Ligurian Sea and on to the GoL, as well as more recurrent patterns in the Balearic Sea. Conversely, the salinity FOs at depth are globally similar to the surface ones. This uncoupling of the surface thermal fronts from the underlying geostrophic structures has been described for the Almería-

Oran front (Folkard et al., 1994). This suggests that most of the summer surface thermal fronts off western Corsica are due to turbulent structures in the upper mixed and warm layer rather than subsurface structures that would affect the dynamic height and geostrophic circulation. No equally strong temperature structure was detected in the main salinity frontal zone indicating that both fronts were of different origins.

4.3. Interannual variability of the main central haline front

Both the EOF and yearly analysis clearly showed that thermal frontal zones exhibited a low interannual variability and appeared to be driven rather by a seasonal cycle while salinity frontal zones were characterized by a stronger interannual variability. The fact that thermal fronts mainly showed a temporal variability on seasonal scales is likely due to the homogeneous winter cooling that reduces the surface temperature range in the entire Western Mediterranean (lower than 3°C compared to $6-8^\circ\text{C}$ in summer/autumn, Figs. 3, 5, and 6). The higher thermal FOs seen in some years, particularly over the Ligurian Sea and GoL, may be primarily affected by the variability in summer/autumn wind and heat conditions. Conversely, Fig. 11 shows a $1-2^\circ$ latitudinal shift of the main haline frontal zone from year to year. Wind-induced shifts of fronts in the NBF area have been yet described by Estrada et al. (1999), Estournel et al. (2016a) and Seyfried et al. (2019), but on a short time scale (Fig. 12b, white) and not to such an extent. The principal component of the first EOF mode of salinity FI (Fig. 9b) suggested a link with the intensity of the DWF whose the southern extension can reach 40.5°N (Herrmann et al., 2010, 2017; Lebeaupin Brossier et al., 2017; Waldman et al., 2017a,b; Seyfried et al., 2019), close to the northern limit of the haline front. Moreover, the volume of new WMDW produced during a strong DWF winter can be as high as $50 \times 10^3 \text{ km}^3$, so one tenth of the total volume of the Northwestern Mediterranean (e.g., Somot et al. 2016). Such a large perturbation of the regional dynamics on a relatively short time scale (order of one month) is likely to have a pronounced effect of the AW/mAW spatial distribution, hence on the front's position.

Fig. 13 illustrates this likely effect by comparing daily salinity fields for a no/low convection year (2008) with a strong convection year (2005). While the AW and mAW are separated by a sharp haline front in both years, the latitudinal position of the main salinity front spans over more than 1° interval between both cases. In winter 2005 there was a

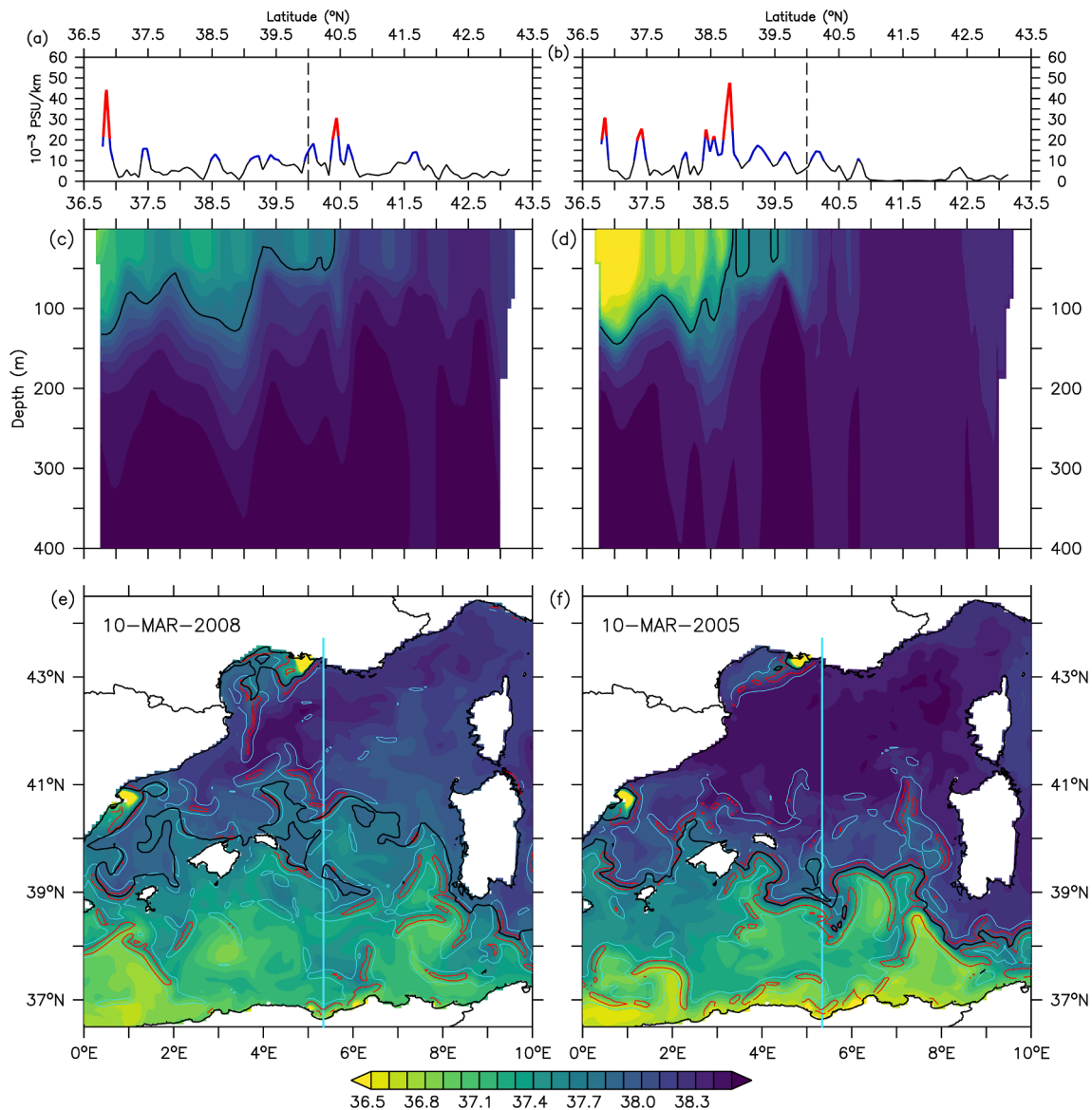


Fig. 13. Comparison of two winter events of the haline front position with (March 10, 2005, b-f) and without DWF (March 10, 2008, a-c) in the GoL: Surface salinity fields (lower panels), vertical sections along 5.3°E (middle panels) and corresponding normalized gradients of surface salinity. Normalized gradients superior to five and ten are highlighted with blue and red, respectively, on bottom and upper panels. Black contouring on surface salinity maps and vertical sections stands for the 37.8 isohaline.

large area of fully mixed water column at $41\text{--}43^{\circ}\text{N}$ marking the area of DWF (Fig. 13d and f). This structure was not present in March 2008 as no DWF occurred. The latitudinal shift of the main salinity front corresponds to half the diameter of the well mixed patch, suggesting that the formation of this process would have pushed the main salinity front southward. On the other hand, Fig. 13 also shows that the AW south of the front was clearly fresher in 2005 (lower than 37) compared to 2008 (higher than 37), suggesting a greater mixing of AW over the largest AEs affected area until 2008. A large interannual variability of the AEs' activity has been yet shown from eddy kinetic energy (EKE) estimates (Pujol and Larnicol 2005) or eddy tracking (Escudier et al. 2016a) with regular events of northward migration of long-lived AE up to 40°N . This led us to consider the mean AE activity as another possible contributor to the interannual variability of the haline frontal zone.

Fig. 14 is an attempt to capture the relative contributions of AEs and DWF to the variability and strength of the main haline front over the whole 20 y of the reanalysis. DWF is represented with the daily surface

area of the convective zone defined as the area where the mixed layer depth exceeded 1000 m (Somot et al., 2008; Herrmann et al., 2017; Waldman et al., 2017b). Eddy activity is characterized by the EKE of the SSH-derived geostrophic current (Capó et al., 2019) yearly low-pass filtered to cover the typical AE and SE lifespans of months to years (Testor et al., 2005; Pessini et al., 2018). We defined the position of the haline front using the isohaline of 37.8 and 38.0 , and used the normalized gradient (Equation (2)) to measure the average strength of fronts. The results show that the mean (zonally averaged between 5 and 7°E) latitudinal position of the front can vary by 2° between 39.5 and 41.5°N with southward shifts following years of DWF (1999, 2003–2005 and 2009–2012) and northward return the following lower or no-convection years (2001–2002, 2006–2008). The intensity of the haline gradients most often coincides with the fresher isohaline (Fig. 14b). It is strongest at its northernmost and southernmost locations compared to times when the front shifts (e.g., 2008 or 2011). The northward shifts are often (but not always) associated with a northern extension of the high-

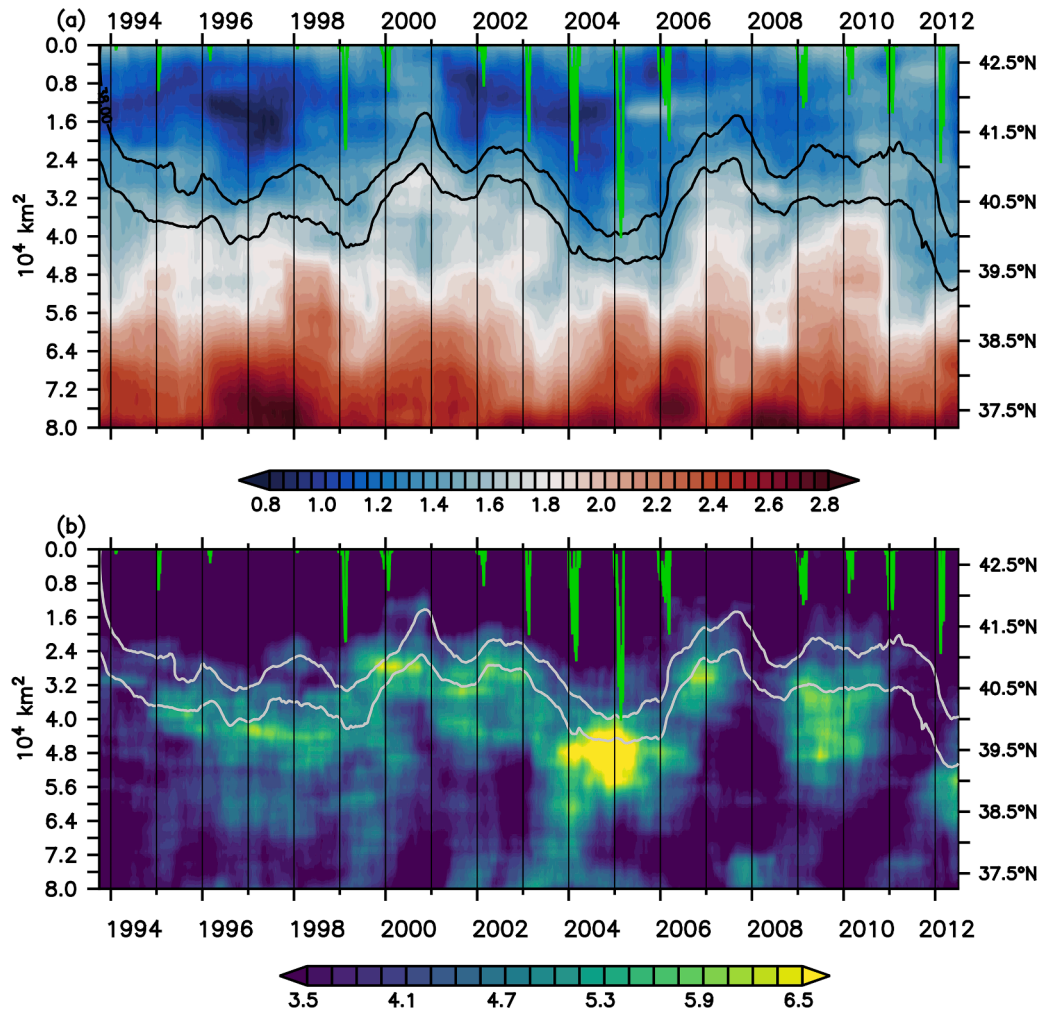


Fig. 14. Time series of daily extent of the northwestern convection zone (green lines, right axis), meridional distribution of surface geostrophic EKE (a, logarithmic scale in $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), 37.8 and 38.0 surface salinity isohalines (black and grey lines) and normalized SSS gradients (b). Salinity isohalines, $\log(\text{EKE})$ and normalized gradient were averaged between 5 and 7°E and low-pass filtered with a 365-day window size.

EKE area (late 2000 and 2007), suggesting a northward relaxation of the AEs once they are no longer confined by the extent of the DWF area.

Nevertheless, it would remain highly speculative to resume this interannual variability of the main haline front position to the sole antagonistic effects of DWF vs the AEs northward spreading. Jevrejeva et al. (2006) and Iacono et al. (2013) observed a similar 6-y cycle in the SLA, which may be linked to shifts in the haline frontal zone (see Section 4.2 and Olita et al., 2011), but being rather due to an interannual variability of AW-mAW exchanges with the Tyrrhenian Sea. Likely, the geostrophic EKE may not result in the sole AEs and SEs activity. Mesoscale dynamics around the DWF area (Waldman et al., 2017a) and BC instabilities (Echevin et al., 2003; Bouffard et al., 2010) may produce EKE as well as small scale frontal eddies lying along the main haline front. We assume here that these processes do not contribute to the interannual variability of the front since their lifetime is of the order of weeks (Fuda et al., 2000; Pessini et al., 2018). Lastly, the strength of DWF depends on many factors among which the mean position of the NBF and the northward expansion of AW that may affect the DWF preconditioning by increasing water column buoyancy and reducing the surface available for convection (Madec et al., 1996; Grignon et al., 2010; Schroeder et al., 2010; Estournel et al., 2016a; Waldman et al., 2017a; Testor et al., 2018; Seyfried et al., 2017, 2019). The variability of the surface and intensity of DWF can then be a cause as well as a consequence of the latitudinal shifts of the haline front.

5. Conclusions

This study shows that using a simple gradient-based method allowed the detection of spatially coherent and realistic temperature and salinity frontal structures in a reanalysis of the Western Mediterranean. The comparisons with glider data and satellite-derived SST showed that most of the detected fronts were similar in shape and scales than those detected in simulated fields. Furthermore, the long-term statistics of frontal occurrences exhibited the same regional and seasonal patterns for remote sensed SST than for the reanalysis. The main result is that haline and thermal fronts differ either by their preferential locations or seasonal to interannual variability. Except the Rhône and Ebro plumes, salinity fronts are mainly found between the southern AW reservoir and the northern mAWs over a regional-scale area that extends throughout the Balearic Archipelago and southeastward to Sardinia. The resulting frontal zone well matches the dynamic topography patterns marking the northernmost extent of the area dominated by the AEs. This main haline frontal zone has a low seasonality, but a marked interannual variability that may be partly due to yearly changes in the winter DWF in the Liguro-Provençal basin and the intensity of AEs' activity in the Algerian basin. In contrast, thermal fronts are more frequent in the northern part of the Western Mediterranean on the edges of the cold core of mAWs that lie from the GoL to the Ligurian Sea. This includes the NC, several coastal areas affected by wind-induced upwellings and a likely offshore

extension of the PF almost toward North Corsica. Those fronts are all characterized by a low interannual variability, but a marked seasonal cycle with lower occurrence in winter contrasting with high occurrence in summer/autumn. This seasonality is mainly due to the homogeneous winter cooling over the area that lower temperature gradients.

One issue this study tried to resolve was the different definitions of the NBF that exist in the literature. Different dynamics and main modes of variability of thermal and haline frontal zones clearly call for a revisit of the NBF definition. First, regarding the Deschamps et al. (1984) definition of the NBF, it appears that the transition between the PF and the thermal front extending toward North Corsica is neither clear nor continuous, as those features are often affected by recurrent mesoscale instabilities. Moreover, its strong seasonality made it generally absent half of the year. Other definitions generally refer to the salinity gradient between the AWs from the Algerian sub-basin and the older mAWs of the Liguro-Provençal sub-basin. These two definitions cannot coexist as the thermal and haline fronts seldom coincide north of Menorca and are not driven by the same underlying dynamics. Moreover, the two frontal zones clearly diverge further to the east, as the haline frontal zone extends towards the south of Sardinia. Likewise, the NBF name itself assumes this front to be “northern” which is not compatible with the main southeastward orientation of the haline frontal zone east of the Balearic archipelago. Indeed, the NBF appellation would be restricted to the recurrent salinity front north of Menorca that marks the northernmost limit of the fresher AW from the Algerian basin. Possible alternative appellations for the eastern salinity and thermal fronts should better refer to their respective orientations, as for example the Balearic-Sardinia Frontal Zone and Pyrenees-Corsica Frontal Zone, respectively.

The spatial divergence of the two frontal zones east of 6°E suggests that there is not a unique boundary between the northern Liguro-Provençal and southern Algerian sub-basins. Indeed, it reveals a large area, bounded by the two fronts and the Corsica and Sardinia coasts, which appears as a buffer zone from which the WCC is fueled. This buffer zone is also the area of SEs' formation and spreading whose eddy turbulence may favor AW/mAW mixing. How these dynamics interact remains unclear. This calls for more dedicated studies in this poorly known but likely critical area for the functioning of the Western Mediterranean, combining dedicated *in situ* campaigns with best eddy resolving modelizations or reanalysis.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

This work was part of the PhD thesis of Q.-B. Barral funded by the French Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche et de l'Innovation (MESRI). It is a contribution to the MISTRALS (Mediterranean INtegrated STudies at Regional And Local Scales) program through the CLOSCHMED (CLOSure SCHEme of the MEDiterranean gyre) project funded by the French CNRS/INSU program LEFE-GMMC. Glider data were collected in the framework of the MISTRALS/Hymex and MOOSE (Mediterranean Ocean Observing System for the Environment, <https://www.moose-network.fr/fr/>) programs and made freely available by the EGO (Everyone's Gliding Observatories, <https://www.ego-network.org/dokuwiki/doku.php>). We would like to acknowledge the staff of the French National Pool of Gliders (DT-INSU/CNRS – CETSM/Ifremer) for the sustained glider deployments carried out in the framework of the above programs. This study has been conducted using E.U. Copernicus Marine Service Information. Remotely sensed sea level anomaly and sea surface temperatures came from CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service, <https://marine.copernicus.eu/>).

● Product/Dataset:

Altimeter satellite gridded Sea Level Anomaly (SLA) (1993-Ongoing), E.U. Copernicus Marine Service Information product [Data set]. Available at: https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=SEALEVEL_MED_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_051 (Accessed: late 2017)

Mediterranean Sea - High Resolution L4 Sea Surface Temperature Reprocessed, E.U. Copernicus Marine Service Information product [Data set]. Available at: https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=SEALEVEL_MED_PHY_CLIMATE_L4_REP_OBSERVATIONS_008_056 (Accessed: late 2017)

Mediterranean Sea - High Resolution And Ultra High Resolution Sea Surface Temperature Analysis, E.U. Copernicus Marine Service Information product [Data set]. Available at: https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=SST_MED_SST_L4_NRT_OBSERVATIONS_010_004 (Accessed: late 2017)

● Documentations:

G. Taburet and M.-I. Pujol, SL-TAC team (2020) CMEMS-SL-QUID-008-032-062, 4.2 edn., E.U. Copernicus Marine Service Information [Online]. Available at: <https://resources.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-SL-QUID-008-032-062.pdf> (Accessed: late 2017)

Pisano, A., Buongiorno Nardelli, B., Tronconi, C., Santoleri, R., 2016. The new Mediterranean optimally interpolated pathfinder AVHRR SST Dataset (1982–2012). *Remote Sens. Environ.* 176, pp. 107–116. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.01.019>.

Buongiorno Nardelli, B., Tronconi, C., Pisano, A., Santoleri, R., 2013. High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project. *Remote Sens. Environ.* 129, pp. 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.10.012>.

References

- Aguiar, E., Moure, B., Juza, M., Reyes, E., Hernández-Lasheras, J., Cutolo, E., Mason, E., Tintoré, J., 2020. Multi-platform model assessment in the Western Mediterranean Sea: impact of downscaling on the surface circulation and mesoscale activity. *Ocean Dynam.* 70, 273–288. <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01317-8>.
- Astraldi, M., Balopoulos, S., Candelà, J., Font, J., Gacic, M., Gasparini, G.P., Manca, B., Theocaris, A., Tintoré, J., 1999. The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation. *Prog. Oceanogr.* 44 (1–3), 65–108. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00021-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00021-X).
- Aznar, R., Sotillo, M.G., Cailleau, S., Lorente, P., Levier, B., Amo-Baladrón, A., Refray, G., Álvarez-Fanjul, E., 2016. Strengths and weaknesses of the CMEMS forecasted and reanalyzed solutions for the Iberia-Biscay-Ireland (IBI) waters. *J. Mar. Syst.* 159, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.02.007>.
- Balmaseda, M.A., Hernandez, F., Storto, A., Palmer, M.D., Alves, O., Shi, L., Smith, G.C., Toyoda, T., Valdivieso, M., Barnier, B., Behringer, D., Boyer, T., Chang, Y.-S., Chepurin, G.A., Ferry, N., Forget, G., Fujii, Y., Good, S., Guinehut, S., Haines, K., Ishikawa, Y., Keeley, S., Köhl, A., Lee, T., Martin, M.J., Masina, S., Masuda, S., Meyssignac, B., Mogensen, K., Parent, L., Peterson, K.A., Tang, Y.M., Yin, Y., Vernieres, G., Wang, X., Waters, J., Wedd, R., Wang, O., Xue, Y., Chevallier, M., Lemieux, J.-F., Dupont, F., Kuragano, T., Kamachi, M., Awaji, T., Caltabiano, A., Wilmer-Becker, K., Gaillard, F., 2015. The ocean reanalyses intercomparison project (ORA-IP). *J. Oper. Oceanogr.* 8, s80–s97. <https://doi.org/10.1080/1755876X.2015.1022329>.
- Barrier, N., Petrenko, A.A., Ourmières, Y., 2016. Strong intrusions of the Northern Mediterranean Current on the eastern Gulf of Lion: insights from in-situ observations and high resolution numerical modelling. *Ocean Dyn.* 66, 313–327. <https://doi.org/10.1007/s10236-016-0921-7>.
- Béranger, K., Drillet, Y., Houssais, M.N., Testor, P., Bourdallé-Badie, R., Alhammoud, B., Bozec, A., Mortier, L., Bouruet-Aubertot, P., Crépon, M., 2010. Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.* 115, C12041. <https://doi.org/10.1029/2009JC005648>.
- Béranger, K., Mortier, L., Crépon, M., 2005. Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation. *Prog. Oceanogr.* 66, 341–364. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.013>.
- Bergamasco, A., Malanotte-Rizzoli, P., 2010. The circulation of the Mediterranean Sea: a historical review of experimental investigations. *Adv. Oceanogr. Limnol.* 1, 11–28. <https://doi.org/10.1080/19475721.2010.491656>.

- Béthoux, J., 1980. Mean water fluxes across sections in the mediterranean-sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Oceanolog. Acta* 3, 79–88. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00122/23298/21125.pdf>.
- Béthoux, J.P., Gentili, B., Tailliez, D., 1998. Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1023–1026. <https://doi.org/10.1029/98GL00724>.
- Beuvier, J., Béranger, K., Lebeaupin Brossier, C., Somot, S., Sevault, F., Drillet, Y., Bourdallé-Badie, R., Ferry, N., Lyard, F., 2012. Spreading of the Western Mediterranean Deep Water after winter 2005: time scales and deep cyclone transport. *J. Geophys. Res.* 117, C07022. <https://doi.org/10.1029/2011JC007679>.
- Beuvier, J., Hamon, M., Greiner, E., Drévillon, M., Lellouche, J.M., 2016. New version of MEDRYS, a Mediterranean Sea reanalysis during 1992–2013. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.* Vol.41, p.123, Proceedings of the 41th CIEM Congress, Kiel, Germany, September 2016.
- Beuvier, J., Sevault, F., Herrmann, M., Kontoyianni, H., Ludwig, W., Rixen, M., Stanev, E., Béranger, K., Somot, S., 2010. Modeling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961–2000: focus on the Eastern Mediterranean Transient. *J. Geophys. Res.* 115, C08017. <https://doi.org/10.1029/2009JC005950>.
- Bosc, E., Bricaud, A., Antoine, D., 2004. Seasonal and interannual variability in algal biomass and primary production in the Mediterranean Sea, as derived from 4 years of SeaWiFS observations. *Global Biogeochem. Cycles* 18. <https://doi.org/10.1029/2003GB002034>.
- Bosse, A., Testor, P., Houpert, L., Damien, P., Prieur, L., Hayes, D., Taillandier, V., Durrieu de Madron, X., D'Ortenzio, F., Coppola, L., Karstensen, J., Mortier, L., 2016. Scales and dynamics of Submesoscale Coherent Vortices formed by deep convection in the northwestern Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 7716–7742. <https://doi.org/10.1002/2016JC012144>.
- Bosse, A., Testor, P., Mortier, L., Prieur, L., Taillandier, V., D'Ortenzio, F., Coppola, L., 2015. Spreading of Levantine Intermediate Waters by submesoscale coherent vortices in the northwestern Mediterranean Sea as observed with gliders. *J. Geophys. Res. Oceans* 120, 1599–1622. <https://doi.org/10.1002/2014JC010263>.
- Boucher, J., Ibanez, F., Prieur, L., 1987. Daily and seasonal variations in the spatial distribution of zooplankton populations in relation to the physical structure in the Ligurian Sea Front. *J. Mar. Res.* 45, 133–173. <https://doi.org/10.1357/002224087788400891>.
- Bouffard, J., Pascual, A., Ruiz, S., Faugère, Y., Tintoré, J., 2010. Coastal and mesoscale dynamics characterization using altimetry and gliders: a case study in the Balearic Sea. *J. Geophys. Res.* 115, C10029. <https://doi.org/10.1029/2009JC006087>.
- Buongiorno Nardelli, B., Tronconi, C., Pisano, A., Santoleri, R., 2013. High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project. *Remote Sens. Environ.* 129, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.10.012>.
- Cabanes, C., Grouazel, A., von Schuckmann, K., Hamon, M., Turpin, V., Coatanoan, C., Paris, F., Guinehut, S., Boone, C., Ferry, N., de Boyer Montégut, C., Carval, T., Reverdin, G., Pouliquen, S., Traon, P.Y.L., 2013. The CORA dataset: validation and diagnostics of in-situ ocean temperature and salinity measurements. *Ocean Sci.* 9, 1–18. <https://doi.org/10.5194/os-9-1-2013>.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N., Canals, M., 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 183, 417–429. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00296-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00296-X).
- Capet, X., McWilliams, J.C., Molemaker, M.J., Shchepetkin, A.F., 2008. Mesoscale to submesoscale transition in the California current system. Part II: Frontal processes. *J. Phys. Oceanogr.* 38, 44–64. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3672.1>.
- Capó, E., Orfila, A., Mason, E., Ruiz, S., 2019. Energy conversion routes in the western Mediterranean Sea estimated from eddy-mean flow interactions. *J. Phys. Oceanogr.* 49, 247–267. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0036.1>.
- Cayula, J.F., Cornillon, P., 1992. Edge detection algorithm for SST images. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 9, 67–80. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1992\)009%3C0067:EDAFSP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1992)009%3C0067:EDAFSP%3E2.0.CO;2).
- Cramer, W., Guiot, J., Fader, M., Garrabou, J., Gattuso, J.P., Iglesias, A., Lange, M.A., Lionello, P., Llasat, M.C., Paz, S., Peñuelas, J., Snoussi, M., Toreti, A., Tsimplis, M.N., Xoplaki, E., 2018. Climate change and interconnected risks to sustainable development in the Mediterranean. *Nat. Clim. Change* 8, 972–980. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0299-2>.
- de Sherbinin, A., 2014. Climate change hotspots mapping: what have we learned? *Clim. Change* 123, 23–37. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0900-7>.
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van den Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E.V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.J., Park, B.K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.N., Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 137, 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>.
- Deschamps, P.Y., Frouin, R., Crépon, M., 1984. Sea surface temperatures of the coastal zones of France observed by the HCMM satellite. *J. Geophys. Res.* 89, 8123. <https://doi.org/10.1029/JC089iC05p08123>.
- D'Ortenzio, F., Ribera d'Alcalá, M., 2009. On the trophic regimes of the Mediterranean Sea: a satellite analysis. *Biogeosciences* 6, 139–148. <https://doi.org/10.5194/bg-6-139-2009>.
- Dong, S., Sprintall, J., Gille, S.T., 2006. Location of the Antarctic polar front from AMSR-E satellite sea surface temperature measurements. *J. Phys. Oceanogr.* 36, 2075–2089. <https://doi.org/10.1175/JPO2973.1>.
- Echevin, V., Crépon, M., Mortier, L., 2003. Simulation and analysis of the mesoscale circulation in the northwestern Mediterranean Sea. *Ann. Geophys.* 21, 281–297. <https://doi.org/10.5194/angeo-21-281-2003>.
- Escudier, R., Mourre, B., Juza, M., Tintoré, J., 2016a. Subsurface circulation and mesoscale variability in the Algerian subbasin from altimeter-derived eddy trajectories. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 6310–6322. <https://doi.org/10.1002/2016JC011760>.
- Escudier, R., Renault, L., Pascual, A., Brasseur, P., Chelton, D., Beuvier, J., 2016b. Eddy properties in the Western Mediterranean Sea from satellite altimetry and a numerical simulation. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 3990–4006. <https://doi.org/10.1002/2015JC011371>.
- Estournel, C., Kondrachoff, V., Marsaleix, P., Vehil, R., 1997. The plume of the Rhone: numerical simulation and remote sensing. *Cont. Shelf Res.* 17, 899–924. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(96\)00064-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(96)00064-7).
- Estournel, C., de Madron, X.D., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliard, C., Vehil, R., 2003. Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *J. Geophys. Res. Oceans* 108, 8059. <https://doi.org/10.1029/2001JC000825>.
- Estournel, C., Testor, P., Damien, P., D'Ortenzio, F., Marsaleix, P., Conan, P., Kessouri, F., Durrieu de Madron, X., Coppola, L., Lellouche, J., Belamari, S., Mortier, L., Ulses, C., Bouin, M., Prieur, L., 2016a. High resolution modeling of dense water formation in the north-western Mediterranean during winter 2012–2013: processes and budget. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 5367–5392. <https://doi.org/10.1002/2016JC011935>.
- Estournel, C., Testor, P., Taupier-Letage, I., Bouin, M.N., Coppola, L., Durand, P., Conan, P., Bosse, A., Brilouet, P.E., Beguery, L., Belamari, S., Béranger, K., Beuvier, J., Bourras, D., Canut, G., Doerenbecher, A., Durrieu de Madron, X., D'Ortenzio, F., Drobinski, P., Ducrocq, V., Fourrié, N., Giordani, H., Houpert, L., Labatut, L., Lebeaupin Brossier, C., Nuret, M., Prieur, L., Roussot, O., Seyfried, L., Somot, S., 2016b. HyMeX-SOP2: the field campaign dedicated to dense water formation in the Northwestern Mediterranean. *Oceanog.* 29, 196–206. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.94>.
- Estrada, M., 1999. Spatio-temporal variability of the winter phytoplankton distribution across the Catalan and North Balearic fronts (NW Mediterranean). *J. Plankton Res.* 21, 1–20. <https://doi.org/10.1093/plankt/21.1.1>.
- Fedorov, K.N., 1986. *The Physical Nature and Structure of Oceanic Fronts*. Springer-Verlag, New York.
- Fedorov, K.N., Ginsburg, A.I., 1992. *The Near-Surface Layer of the Ocean*. VSP, Utrecht, Netherlands.
- Fernández de Puellas, M.L., Macias, V., Vicente, L., Molinero, J.C., 2014. Seasonal spatial pattern and community structure of zooplankton in waters off the Balearic archipelago (Central Western Mediterranean). *J. Mar. Syst.* 138, 82–94. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.01.001>.
- Fernández de Puellas, M.L., Pinot, J.-M., Valencia, J., 2003. Seasonal and interannual variability of zooplankton community in waters off Mallorca island (Balearic Sea, Western Mediterranean): 1994–1999. *Oceanol. Acta* 26, 673–686. <https://doi.org/10.1016/j.oceact.2003.07.001>.
- Folkard, A.M., Davies, P.A., Prieur, L., 1994. The surface temperature field and dynamical structure of the Almeria-Oran front from simultaneous shipboard and satellite data. *J. Marine Syst. Processes Fluxes Geostrophic Almeria-Oran Front* 5, 205–222. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(94\)90047-7](https://doi.org/10.1016/0924-7963(94)90047-7).
- Fromentin, J.-M., Bonhommeau, S., Arrizabalaga, H., Kell, L.T., 2014. The spectre of uncertainty in management of exploited fish stocks: the illustrative case of Atlantic bluefin tuna. *Marine Policy* 47, 8–14. <https://doi.org/10.1016/j.marpol.2014.01.018>.
- Fuda, J.L., Millot, C., Taupier-Letage, I., Send, U., Bocognano, J.M., 2000. XBT monitoring of a meridian section across the western Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res. Pt. I* 47, 2191–2218. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00018-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00018-2).
- Gannier, A., Praca, E., 2007. SST fronts and the summer sperm whale distribution in the north-west Mediterranean Sea. *J. Mar. Biol. Ass.* 87, 187–193. <https://doi.org/10.1017/S0025315407054689>.
- Garau, B., Ruiz, S., Zhang, W.G., Pascual, A., Heslop, E., Kerfoot, J., Tintoré, J., 2011. Thermal lag correction on Slocum CTD glider data. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 28, 1065–1071. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-10-0530.1>.
- Garreau, P., Dumas, F., Louazel, S., Stegner, A., Le Vu, B., 2018. High-resolution observations and tracking of a dual-core anticyclonic Eddy in the Algerian Basin. *J. Geophys. Res. Oceans* 123, 9320–9339. <https://doi.org/10.1029/2017JC013667>.
- Griffies, S.M., Yin, J., Durack, P.J., Goddard, P., Bates, S.C., Behrens, E., Bentsen, M., Bi, D., Biastoch, A., Böning, C.W., Bozec, A., Chassignet, E., Danabasoglu, G., Danilov, S., Domingues, C.M., Drange, H., Farneti, R., Fernandez, E., Greatbatch, R.J., Holland, D.M., Ilicak, M., Large, W.G., Lorbacher, K., Lu, J., Marsland, S.J., Mishra, A., George Nurser, A.J., Salas y Mélia, D., Palter, J.B., Samuels, B.L., Schröter, J., Schwarzkopf, F.U., Sidorenko, D., Treguier, A.M., Tseng, Y., Tsujino, H., Uotila, P., Valcke, S., Voldoire, A., Wang, Q., Winton, M., Zhang, X., 2014. An assessment of global and regional sea level for years 1993–2007 in a suite of interannual CORE-II simulations. *Ocean Model.* 78, 35–89. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.03.004>.
- Grignion, L., Smeed, D.A., Bryden, H.L., Schroeder, K., 2010. Importance of the variability of hydrographic preconditioning for deep convection in the Gulf of Lion. *NW Mediterranean*. *Ocean Sci.* 6, 573–586. <https://doi.org/10.5194/os-6-573-2010>.
- Hamon, M., Beuvier, J., Somot, S., Lellouche, J.M., Greiner, E., Jordá, G., Bouin, M.N., Arsouze, T., Béranger, K., Sevault, F., Dubois, C., Drévillon, M., Drillet, Y., 2016. Design and validation of MEDRYS, a Mediterranean Sea reanalysis over the period 1992–2013. *Ocean Sci.* 12, 577–599. <https://doi.org/10.5194/os-12-577-2016>.
- Herrmann, M., Auger, P.A., Ulses, C., Estournel, C., 2017. Long-term monitoring of ocean deep convection using multi-sensors altimetry and ocean color satellite data.

- J. Geophys. Res. Oceans 122 (2), 1457–1475. <https://doi.org/10.1002/2016JC011833>.
- Herrmann, M., Sevault, F., Beuvier, J., Somot, S., 2010. What induced the exceptional 2005 convection event in the northwestern Mediterranean basin? Answers from a modeling study. *J. Geophys. Res. Oceans* 115. <https://doi.org/10.1029/2010JC006162>.
- Hopkins, J., Challenor, P., Shaw, A.G.P., 2010. A new statistical modeling approach to ocean front detection from SST satellite images. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 27, 173–191. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHO684.1>.
- Houpert, L., Durrieu de Madron, X., Testor, P., Bosse, A., D'Ortenzio, F., Bouin, M.N., Dausse, D., Le Goff, H., Kunesch, S., Labaste, M., Coppola, L., Mortier, L., Raimbault, P., 2016. Observations of open-ocean deep convection in the northwestern Mediterranean Sea: Seasonal and interannual variability of mixing and deep water masses for the 2007–2013 Period. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 8139–8171. <https://doi.org/10.1002/2016JC011857>.
- Hu, Z.Y., Petrenko, A.A., Doglioli, A.M., Dekeyser, I., 2011. Study of a mesoscale anticyclonic eddy in the western part of the Gulf of Lion. *J. Marine Syst.* 88, 3–11. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.02.008>.
- Iacono, R., Napolitano, E., Marullo, S., Artale, V., Vetrano, A., 2013. Seasonal variability of the Tyrrhenian Sea surface geostrophic circulation as assessed by altimeter data. *J. Phys. Oceanogr.* 43, 1710–1732. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0112.1>.
- Isern-Fontanet, J., García-Ladona, E., Font, J., 2003. Identification of marine Eddies from altimetric maps. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 20, 772–778. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)20%3C772:IOEFA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)20%3C772:IOEFA%3E2.0.CO;2).
- Jebri, F., Birol, F., Zakardjian, B., Bouffard, J., Sammari, C., 2016. Exploiting coastal altimetry to improve the surface circulation scheme over the central Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 4888–4909. <https://doi.org/10.1002/2016JC011961>.
- Jevrejeva, S., Grinsted, A., Moore, J.C., Holgate, S., 2006. Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *J. Geophys. Res. Oceans* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JC003229>.
- Kersalé, M., Petrenko, A.A., Doglioli, A.M., Dekeyser, I., Nencioli, F., 2013. Physical characteristics and dynamics of the coastal Latex09 Eddy derived from in situ data and numerical modeling. *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 399–409. <https://doi.org/10.1029/2012JC008229>.
- Kostianoy, A.G., Ginzburg, A.I., Frankignoulle, M., Delille, B., 2004. Fronts in the Southern Indian Ocean as inferred from satellite sea surface temperature data. *J. Marine Syst.* 45, 55–73. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2003.09.004>.
- Lagerloef, G., Colomb, F.R., Le Vine, D., Wentz, F., Yueh, S., Ruf, C., Lilly, J., Gunn, J., Chao, Y., Decharon, A., Feldman, G., Swift, C., 2008. The AQUARIUS/SAC-D Mission: designed to meet the salinity remote-sensing challenge. *Oceanography* 21, 68–81. <https://www.jstor.org/stable/24860158>.
- Lebeauvin Brossier, C., Léger, F., Giordani, H., Beuvier, J., Bouin, M., Ducrocq, V., Fourrié, N., 2017. Dense water formation in the north-western Mediterranean area during HyMeX-SOP2 in 1/36° ocean simulations: ocean-atmosphere coupling impact. *J. Geophys. Res. Oceans* 122, 5749–5773. <https://doi.org/10.1002/2016JC012526>.
- Lellouche, J.M., Le Galloudec, O., Drévillon, M., Régnier, C., Greiner, E., Garric, G., Ferry, N., Desportes, C., Testut, C.E., Bricaud, C., Bourdallé-Badie, R., Tranchant, B., Benkiran, M., Drillet, Y., Daudin, A., De Nicola, C., 2013. Evaluation of global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan. *Ocean Sci.* 9, 57–81. <https://doi.org/10.5194/os-9-57-2013>.
- Lévy, M., 2008. The modulation of biological production by oceanic mesoscale turbulence. In: Weiss, J.B., Provenzale, A. (Eds.), *Transport and Mixing in Geophysical Flows: Creators of Modern Physics Lecture Notes in Physics*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 219–261. https://doi.org/10.1007/978-3-540-75215-8_9.
- Lévy, M., Mémerly, L., André, J.M., 1998a. Simulation of primary production and export fluxes in the Northwestern Mediterranean Sea. *J. Mar. Res.* 56, 197–238. <https://doi.org/10.1357/002224098321836163>.
- Lévy, M., Mémerly, L., Madec, G., 1998b. The onset of a bloom after deep winter convection in the northwestern Mediterranean sea: mesoscale process study with a primitive equation model. *J. Marine Syst.* 16, 7–21. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(97\)00097-3](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(97)00097-3).
- Lopez-Garcia, M.J.L., Millot, C., Font, J., García-Ladona, E., 1994. Surface circulation variability in the Balearic Basin. *J. Geophys. Res.* 99, 3285. <https://doi.org/10.1029/93JC02114>.
- Madec, G., Delecluse, P., Crépon, M., Lott, F., 1996. Large-scale preconditioning of deep-water formation in the northwestern mediterranean sea. *J. Phys. Oceanogr.* 26, 1393–1408. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1996\)026%3C1393:LSPODW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026%3C1393:LSPODW%3E2.0.CO;2).
- Margirier, F., Bosse, A., Testor, P., L'Hévéder, B., Mortier, L., Smeed, D., 2017. Characterization of convective plumes associated with oceanic deep convection in the northwestern mediterranean from high-resolution in situ data collected by gliders. *J. Geophys. Res. Oceans* 122, 9814–9826. <https://doi.org/10.1002/2016JC012633>.
- Mariotti, A., Struglia, M.V., Zeng, N., Lau, K.M., 2002. The hydrological cycle in the mediterranean region and implications for the water budget of the mediterranean sea. *J. Climate* 15, 1674–1690. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015%3C1674:THCITM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015%3C1674:THCITM%3E2.0.CO;2).
- Marullo, S., Santoleri, R., Bignami, F., 1994. The surface characteristics of the Tyrrhenian Sea: Historical satellite data analysis. In: *La Viollette, P.E. (Ed.), Coastal and Estuarine Studies*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 135–154.
- Mason, E., Pascual, A., 2013. Multiscale variability in the Balearic Sea: an altimetric perspective: Balearic Sea Variability. *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 3007–3025. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20234>.
- Mayot, N., D'Ortenzio, F., Ribera d'Alcalá, M., Lavigne, H., Claustre, H., 2016. Interannual variability of the Mediterranean trophic regimes from ocean color satellites. *Biogeosciences* 13, 1901–1917. <https://doi.org/10.5194/bg-13-1901-2016>.
- MEDOC GROUP, 1970. Observation of Formation of Deep Water in the Mediterranean Sea, 1969. *Nature* 227, 1037–1040. <https://doi.org/10.1038/2271037a0>.
- Miller, P., 2009. Composite front maps for improved visibility of dynamic sea-surface features on cloudy SeaWiFS and AVHRR data. *J. Marine Syst. Special Issue Observ. Stud. Oceanic Fronts* 78, 327–336. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.019>.
- Millot, C., 1979. Wind induced upwellings in the gulf of lions. *Oceanolog. Acta* 2, 261–274. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00122/2335/>.
- Millot, C., 1987. Circulation in the western mediterranean-sea. Open Access version: *Oceanolog. Acta* 10 (2), 143–149. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00108/21915/>.
- Millot, C., 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.* 10, 885–894. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(90\)90065-T](https://doi.org/10.1016/0278-4343(90)90065-T).
- Millot, C., 1991. Seasonal and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. *Dyn. Atmos. Oceans* 15, 179–214. [https://doi.org/10.1016/0377-0265\(91\)90020-G](https://doi.org/10.1016/0377-0265(91)90020-G).
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Marine Syst.* 20, 423–442. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5).
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea. In: Saliot, A. (Ed.), *The Mediterranean Sea, Handbook of Environmental Chemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 29–66. <https://doi.org/10.1007/b107143>.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., Benzohra, M., 1990. The Algerian eddies. *Earth Sci. Rev.* 27, 203–219. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(90\)90003-E](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90003-E).
- Millot, C., Wald, L., 1980. The effect of Mistral wind on the Ligurian current near Provence. *Oceanolog. Acta* 3, 399–402. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00122/23282/21111.pdf>.
- Moore, J.K., Abbott, M.R., Richman, J.G., 1997. Variability in the location of the Antarctic Polar Front (90°–20°W) from satellite sea surface temperature data. *J. Geophys. Res. Oceans* 102, 27825–27833. <https://doi.org/10.1029/97JC01705>.
- Nieto, K., Demarcq, H., McClatchie, S., 2012. Mesoscale frontal structures in the Canary Upwelling System: New front and filament detection algorithms applied to spatial and temporal patterns. *Remote Sens. Environ.* 123, 339–346. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.03.028>.
- Nof, D., 1979. On man-induced variations in the circulation of the Mediterranean Sea. *Tellus* 31, 558–564. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1979.tb00937.x>.
- Nykjaer, L., 2009. Mediterranean Sea surface warming 1985–2006. *Clim. Res.* 39, 11–17. <https://doi.org/10.3354/cr00794>.
- Olita, A., Ribotti, A., Fazioli, L., Perilli, A., Sorgente, R., 2013. Surface circulation and upwelling in the Sardinia Sea: A numerical study. *Cont. Shelf Res.* 71, 95–108. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.10.011>.
- Olita, A., Ribotti, A., Sorgente, R., Fazioli, L., Perilli, A., 2011. SLA–chlorophyll-a variability and covariability in the Algero-Provençal Basin (1997–2007) through combined use of EOF and wavelet analysis of satellite data. *Ocean Dynam.* 61, 89–102. <https://doi.org/10.1007/s10236-010-0344-9>.
- Olita, A., Sparnocchia, S., Cusi, S., Fazioli, L., Sorgente, R., Tintoré, J., Ribotti, A., 2014. Observations of a phytoplankton spring bloom onset triggered by a density front in NW Mediterranean. *Ocean Sci.* 10, 657–666. <https://doi.org/10.5194/os-10-657-2014>.
- Olmedo, E., Taupier-Letage, I., Turiel, A., Alvera-Azcárate, A., 2018. Improving SMOS sea surface salinity in the western mediterranean sea through multivariate and multifractal analysis. *Remote Sensing* 10, 485. <https://doi.org/10.3390/rs10030485>.
- Ourmieres, Y., Zakardjian, B., Béranger, K., Langlais, C., 2011. Assessment of a NEMO-based downscaling experiment for the North-Western Mediterranean region: Impacts on the Northern Current and comparison with ADCP data and altimetry products. *Ocean Model.* 39, 386–404. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.06.002>.
- Pascual, A., Nardelli, B.B., Larnicol, G., Emelianov, M., Gomis, D., 2002. A case of an intense anticyclonic eddy in the Balearic Sea (western Mediterranean). *J. Geophys. Res. Oceans* 107 (C11), 3183. <https://doi.org/10.1029/2001JC000913>.
- Pessini, F., Cotroneo, Y., Olita, A., Sorgente, R., Ribotti, A., Jendersie, S., Perilli, A., 2020. Life history of an anticyclonic eddy in the Algerian basin from altimetry data, tracking algorithm and in situ observations. *J. Marine Syst.* 207, 103346. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2020.103346>.
- Pessini, F., Olita, A., Cotroneo, Y., Perilli, A., 2018. Mesoscale eddies in the Algerian Basin: do they differ as a function of their formation site? *Ocean Sci.* 14, 669–688. <https://doi.org/10.5194/os-14-669-2018>.
- Petrenko, A., Leredde, Y., Marsaleix, P., 2005. Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea: in situ and modeling data. *Cont. Shelf Res.* 25, 7–27. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.09.004>.
- Pinardi, N., Cessi, P., Borile, F., Wolfe, C.L.P., 2019. The Mediterranean Sea overturning circulation. *J. Phys. Oceanogr.* 49, 1699–1721. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0254.1>.
- Pinot, J.M., López-Jurado, J.L., Riera, M., 2002. The CANALES experiment (1996–1998). Interannual, seasonal, and mesoscale variability of the circulation in the Balearic Channels. *Prog. Oceanogr.* 55, 335–370. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00139-8](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00139-8).
- Pinot, J.M., Tintoré, J., Gomis, D., 1994. Quasi-synoptic mesoscale variability in the Balearic Sea. *Deep-Sea Res. Pt. I* 41, 897–914. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)90082-5](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90082-5).
- Pinot, J.M., Tintoré, J., Gomis, D., 1995a. Multivariate analysis of the surface circulation in the Balearic Sea. *Prog. Oceanogr.* 36, 343–376. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(96\)00003-1](https://doi.org/10.1016/0079-6611(96)00003-1).
- Pinot, J.M., Tintoré, J., López-Jurado, J.L., Fernandez des Puellas, M.L., Jansa, J., 1995b. Three-dimensional circulation of a mesoscale eddy/front system and its biological

- implications. *Oceanol. Acta* 18 (4), 389–400. Open Access version: <https://archimer.ifremer.fr/doc/00097/20787/>.
- Pisano, A., Buongiorno Nardelli, B., Tronconi, C., Santoleri, R., 2016. The new Mediterranean optimally interpolated Pathfinder AVHRR SST Dataset (1982–2012). *Remote Sens. Environ.* 176, 107–116. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.01.019>.
- Pisano, A., Marullo, S., Artale, V., Falcini, F., Yang, C., Leonelli, F.E., Santoleri, R., Buongiorno Nardelli, B., 2020. New evidence of Mediterranean climate change and variability from sea surface temperature observations. *Remote Sensing* 12, 132. <https://doi.org/10.3390/rs12010132>.
- Puillat, I., Taupier-Letage, I., Millot, C., 2002. Algerian Eddies lifetime can near 3 years. *J. Marine Syst.* 31, 245–259. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00056-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00056-2).
- Pujol, M.I., Larnicol, G., 2005. Mediterranean sea eddy kinetic energy variability from 11 years of altimetric data. *J. Marine Syst.* 58, 121–142. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.07.005>.
- Reynolds, R.W., Smith, T.M., Liu, C., Chelton, D.B., Casey, K.S., Schlax, M.G., 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate* 20, 5473–5496. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>.
- Rio, M.H., Guinehut, S., Larnicol, G., 2011. New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements. *J. Geophys. Res. Oceans* 116, C07018. <https://doi.org/10.1029/2010JC006505>.
- Rio, M.H., Poulain, P.M., Pascual, A., Mauri, E., Larnicol, G., Santoleri, R., 2007. A Mean Dynamic Topography of the Mediterranean Sea computed from altimetric data, in situ measurements and a general circulation model. *J. Marine Syst.* 65, 484–508. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.02.006>.
- Rivas, A.L., Pisoni, J.P., 2010. Identification, characteristics and seasonal evolution of surface thermal fronts in the Argentinean Continental Shelf. *J. Marine Syst.* 79, 134–143. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.07.008>.
- Robinson, A.R., Golnaraghi, M., 1994. The Physical and Dynamical Oceanography of the Mediterranean Sea. In: Malanotte-Rizzoli, P., Robinson, A.R. (Eds.), *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*, NATO ASI Series. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 255–306. https://doi.org/10.1007/978-94-011-0870-6_12.
- Robinson, A.R., Leslie, W.G., Theocharis, A., Lascaratos, A., 2001. Mediterranean Sea Circulation. *Encyclopedia of Ocean Sciences Academic Press, Harcourt Science & Technology*, Harcourt Place, 32 Jamestown Road London NW1 7BY UK, pp. 1689–1705. <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0376>.
- Roether, W., Klein, B., Manca, B.B., Theocharis, A., Kioroglou, S., 2007. Transient Eastern Mediterranean deep waters in response to the massive dense-water output of the Aegean Sea in the 1990s. *Prog. Oceanogr.* 74, 540–571. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.03.001>.
- Ruiz, S., Pascual, A., Garau, B., Faugère, Y., Alvarez, A., Tintoré, J., 2009. Mesoscale dynamics of the Balearic Front, integrating glider, ship and satellite data. *J. Marine Syst.* 78, S3–S16. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.01.007>.
- Salat, J., 1995. The interaction between the catalan and balearic currents in the southern catalan sea. Open Access version: *Oceanol. Acta* 18 (2), 227–234 <https://archimer.ifremer.fr/doc/00096/20774/>.
- Salgado-Hernanz, P.M., Racault, M.-F., Font-Muñoz, J.S., Basterretxea, G., 2019. Trends in phytoplankton phenology in the Mediterranean Sea based on ocean-colour remote sensing. *Remote Sens. Environ.* 221, 50–64. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.10.036>.
- Saraceno, M., Provost, C., Piola, A.R., Bava, J., Gagliardini, A., 2004. Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *J. Geophys. Res. Oceans* 109, C05027. <https://doi.org/10.1029/2003JC002127>.
- Schott, F., Visbeck, M., Send, U., Fischer, J., Stramma, L., Desaubies, Y., 1996. Observations of Deep Convection in the Gulf of Lions, Northern Mediterranean, during the Winter of 1991/92. *J. Phys. Oceanogr.* 26, 505–524. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1996\)026%3C0505:OODCIT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026%3C0505:OODCIT%3E2.0.CO;2).
- Schroeder, K., Haza, A.C., Griffa, A., Özgökmen, T.M., Poulain, P.M., Gerin, R., Peggion, G., Rixen, M., 2011. Relative dispersion in the Liguro-Provençal basin: From sub-mesoscale to mesoscale. *Deep-Sea Res. Pt. I* 58, 209–228. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.11.004>.
- Schroeder, K., Josey, S.A., Herrmann, M., Grignon, L., Gasparini, G.P., Bryden, H.L., 2010. Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005: Atmospheric forcings and lateral advection. *J. Geophys. Res.* 115, C08029. <https://doi.org/10.1029/2009JC005749>.
- Schroeder, K., Taillandier, V., Vetrano, A., Gasparini, G.P., 2008. The circulation of the western Mediterranean Sea in spring 2005 as inferred from observations and from model outputs. *Deep-Sea Res. Pt. I* 55, 947–965. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.04.003>.
- Seyfried, L., Estournel, C., Marsaleix, P., Richard, E., 2019. Dynamics of the North Balearic Front during an autumn tramontane and mistral storm: air–sea coupling processes and stratification budget diagnostic. *Ocean Sci.* 15, 179–198. <https://doi.org/10.5194/os-15-179-2019>.
- Seyfried, L., Marsaleix, P., Richard, E., Estournel, C., 2017. Modelling deep-water formation in the north-west Mediterranean Sea with a new air–sea coupled model: sensitivity to turbulent flux parameterizations. *Ocean Sci.* 13, 1093–1112. <https://doi.org/10.5194/os-13-1093-2017>.
- Shaw, A.G.P., Vennell, R., 2000. A Front-Following Algorithm for AVHRR SST Imagery. *Remote Sens. Environ.* 72, 317–327. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(99\)00108-X](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(99)00108-X).
- Simpson, J.J., 1990. On the accurate detection and enhancement of oceanic features observed in satellite data. *Remote Sens. Environ.* 33, 17–33. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(90\)90052-N](https://doi.org/10.1016/0034-4257(90)90052-N).
- Small, R.J., Carniel, S., Campbell, T., Teixeira, J., Allard, R., 2012. The response of the Ligurian and Tyrrhenian Seas to a summer Mistral event: a coupled atmosphere–ocean approach. *Ocean Model.* 48, 30–44. <https://doi.org/10.1016/j.oceomod.2012.02.003>.
- Smith, R.O., Bryden, H.L., Stansfield, K., 2008. Observations of new western Mediterranean deep water formation using Argo floats 2004–2006. *Ocean Sci.* 4 (2), 133–149 <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2008OcSci...4..133S/abstractsuns>.
- Somot, S., Houpert, L., Sevault, F., Testor, P., Bosse, A., Taupier-Letage, I., Bouin, M.N., Waldman, R., Cassou, C., Sanchez-Gomez, E., Durrieu de Madron, X., Adloff, F., Nabat, P., Herrmann, M., 2018. Characterizing, modelling and understanding the climate variability of the deep water formation in the North-Western Mediterranean Sea. *Clim Dyn* 51, 1179–1210. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3295-0>.
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., Crépon, M., 2008. 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model. *Global Planet. Change* 63, 112–126. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.10.003>.
- Soto-Navarro, J., Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Sánchez-Román, A., 2010. Estimation of the Atlantic inflow through the Strait of Gibraltar from climatological and in situ data. *J. Geophys. Res.* 115, C10023. <https://doi.org/10.1029/2010JC006302>.
- Spall, M.A., 1995. Frontogenesis, subduction, and cross-front exchange at upper ocean fronts. *J. Geophys. Res.* 100, 2543. <https://doi.org/10.1029/94JC02860>.
- Stanev, E., Friedrich, H.J., Botev, S., 1989. On the seasonal response of intermediate and deep water to surface forcing in the Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta* 11 (2), 141–149. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00131/24225/>.
- Stemmann, L., Gorsky, G., Marty, J.-C., Picheral, M., Miquel, J.-C., 2002. Four-year study of large-particle vertical distribution (0–1000m) in the NW Mediterranean in relation to hydrology, phytoplankton, and vertical flux. *Deep Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr., Studies at the DYFAMED (France JGOFS) Time-Series Station, N.W. M. editerranean Sea* 49, 2143–2162. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00032-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00032-2).
- Stemmann, L., Prieur, L., Legendre, L., Taupier-Letage, I., Picheral, M., Guidi, L., Gorsky, G., 2008. Effects of frontal processes on marine aggregate dynamics and fluxes: An interannual study in a permanent geostrophic front (NW Mediterranean). *J. Marine Syst.* 70, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.02.014>.
- Stuhlmacher, A., Gade, M., 2020. Statistical analyses of eddies in the Western Mediterranean Sea based on Synthetic Aperture Radar imagery. *Remote Sens. Environ.* 250, 112023 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112023>.
- Testor, P., Gascard, J.-C., 2003. Large-Scale Spreading of Deep Waters in the Western Mediterranean Sea by Submesoscale Coherent Eddies. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 75–87. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<0075:LSSODW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<0075:LSSODW>2.0.CO;2).
- Testor, P., Béranger, K., Mortier, L., 2005. Modeling the deep eddy field in the southwestern Mediterranean: the life cycle of Sardinian eddies. *Geophys. Res. Lett.* 32, L13602. <https://doi.org/10.1029/2004GL022283>.
- Testor, P., Bosse, A., Houpert, L., Margirier, F., Mortier, L., Legoff, H., Dausse, D., Labaste, M., Karstensen, J., Hayes, D., Olita, A., Ribotti, A., Schroeder, K., Chiggiano, J., Onken, R., Heslop, E., Murre, B., D'Ortenzio, F., Mayot, N., Lavigne, H., de Fommervault, O., Coppola, L., Prieur, L., Taillandier, V., Durrieu de Madron, X., Bourrin, F., Many, G., Damien, P., Estournel, C., Marsaleix, P., Taupier-Letage, I., Raimbault, P., Waldman, R., Bouin, M.N., Giordani, H., Caniaux, G., Somot, S., Ducrocq, V., Conan, P., 2018. Multiscale observations of deep convection in the northwestern mediterranean sea during winter 2012–2013 using multiple platforms. *J. Geophys. Res. Oceans* 123, 1745–1776. <https://doi.org/10.1002/2016JC012671>.
- Thibault, D., Gaudy, R., Le Fèvre, J., 1994. Zooplankton biomass, feeding and metabolism in a geostrophic frontal area (Almeria-Oran front, western Mediterranean). Significance to pelagic food webs. *J. Marine Syst., Processes Fluxes Geostrophic Almeria-Oran Front* 5, 297–311. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(94\)90052-3](https://doi.org/10.1016/0924-7963(94)90052-3).
- Tintoré, J., Pinardi, N., Álvarez-Fanjul, E., Aguiar, E., Álvarez-Berastegui, D., Bajo, M., Balbin, R., Bozzano, R., Nardelli, B.B., Cardin, V., Casas, B., Charcos-Llorens, M., Chiggiano, J., Clementi, E., Coppini, G., Coppola, L., Cossarini, G., Deidun, A., Deudero, S., D'Ortenzio, F., Drago, A., Drudi, M., El Serafy, G., Escudier, R., Farcy, P., Federico, I., Fernández, J.G., Ferrarin, C., Fossi, C., Frangoulis, C., Galgani, F., Gana, S., García Lafuente, J., Sotillo, M.G., Garreau, P., Gertman, I., Gómez-Pujol, L., Grandi, A., Hayes, D., Hernández-Lasheras, J., Herut, B., Heslop, E., Hilmi, K., Juza, M., Kallos, G., Korres, G., Lecci, R., Lazzari, P., Lorente, P., Liubartseva, S., Louanchi, F., Malacic, V., Mannarini, G., March, D., Marullo, S., Mauri, E., Meszaros, L., Murre, B., Mortier, L., Muñoz-Mas, C., Novellino, A., Obaton, D., Orfila, A., Pascual, A., Pensieri, S., Pérez Gómez, B., Pérez Rubio, S., Perivoliotis, L., Petihakis, G., de la Villón, L.P., Pistoia, J., Poulain, P.M., Poulouien, S., Prieto, L., Raimbault, P., Reglero, P., Reyes, E., Rotllan, P., Ruiz, S., Ruiz, J., Ruiz, I., Ruiz-Orejón, L.F., Salihoglu, B., Salon, S., Sammartino, S., Sánchez Arcilla, A., Sánchez-Román, A., Sannino, G., Santoleri, R., Sardá, R., Schroeder, K., Simoncelli, S., Sofianos, S., Sylaios, G., Tanhua, T., Teruzzi, A., Testor, P., Tezcan, D., Torner, M., Trotta, F., Umgiesser, G., von Schuckmann, K., Verri, G., Vilibic, I., Yucel, M., Zavatarelli, M., Zodiatis, G., 2019. Challenges for sustained observing and forecasting systems in the mediterranean sea. *Front. Mar. Sci.* 6, 568. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00568>.
- Turiel, A., Solé, J., Nieves, V., Ballabrera-Poy, J., García-Ladona, E., 2008. Tracking oceanic currents by singularity analysis of Microwave Sea Surface Temperature images. *Remote Sens. Environ. Earth Observ. Terrest. Biodiv. Ecosyst. Special Issue* 112, 2246–2260. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.10.007>.
- Turner, J.S., 1980. *Buoyancy Effects in Fluids*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- Uitz, J., Stramski, D., Gentili, B., D'Ortenzio, F., Claustre, H., 2012. Estimates of phytoplankton class-specific and total primary production in the Mediterranean Sea from satellite ocean color observations. *Global Biogeochem. Cycles* 26. <https://doi.org/10.1029/2011GB004055>.
- Ullman, D.S., Cornillon, P.C., 2000. Evaluation of front detection methods for satellite-derived SST data using in situ observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 17, 1667–1675. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017%3C1667:EOFDMF%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017%3C1667:EOFDMF%3E2.0.CO;2).
- Vargas-Yáñez, M., Jesús García, M., Salat, J., García-Martínez, M.C., Pascual, J., Moya, F., 2008. Warming trends and decadal variability in the Western Mediterranean shelf. *Global Planet. Change* 63, 177–184. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.001>.
- Vargas-Yáñez, M., Juza, M., Balbín, R., Velez-Belchí, P., García-Martínez, M.C., Moya, F., Hernández-Guerra, A., 2020. Climatological hydrographic properties and water mass transports in the balearic channels from repeated observations over 1996–2019. *Front. Mar. Sci.* 7, 568602 <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.568602>.
- von Schuckmann, K., Le Traon, P.Y., Smith, N., Pascual, A., Djavidnia, S., Gattuso, J.P., Grégoire, M., Nolan, G., Aaboe, S., Aguiar, E., Álvarez Fanjul, E., Alvera-Azcárate, A., Aouf, L., Barciela, R., Behrens, A., Belmonte Rivas, M., Ben Ismail, S., Bentamy, A., Borgini, M., Brando, V.E., Bensoussan, N., Blauw, A., Bryère, P., Buongiorno Nardelli, B., Caballero, A., Çağlar Yumruktepe, V., Cebrian, E., Chiggiato, J., Clementi, E., Corgnati, L., de Alfonso, M., de Pascual Collar, A., Deshayes, J., Di Lorenzo, E., Dominici, J.M., Dupouy, C., Drévilion, M., Echevin, V., Eleveld, M., Enserink, L., García Sotillo, M., Garnesson, P., Garrabou, J., Garric, G., Gasparin, F., Gayer, G., Gohin, F., Grandi, A., Griffa, A., Gourrion, J., Hendricks, S., Heuzé, C., Holland, E., Iovino, D., Juza, M., Kurt Kersting, D., Kipson, S., Kizilkaya, Z., Korres, G., Kouts, M., Lagema, P., Lavergne, T., Lavigne, H., Ledoux, J.B., Legeais, J. F., Lehodey, P., Linares, C., Liu, Y., Mader, J., Maljutenko, I., Mangin, A., Manso-Narvarte, I., Mantovani, C., Markager, S., Mason, E., Mignot, A., Menna, M., Monier, M., Murre, B., Müller, M., Nielsen, J.W., Notarstefano, G., Ocaña, O., Pascual, A., Patti, B., Payne, M.R., Peirache, M., Pardo, S., Pérez Gómez, B., Pisano, A., Perruche, C., Peterson, K.A., Pujol, M.I., Raudsepp, U., Ravdas, M., Raj, R. P., Renshaw, R., Reyes, E., Ricker, R., Rubio, A., Sammartino, M., Santoleri, R., Sathyendranath, S., Schroeder, K., She, J., Sparnocchia, S., Staneva, J., Stoffelen, A., Szekely, T., Tilstone, G.H., Tinker, J., Tintoré, J., Tranchant, B., Uiboupin, R., Van der Zande, D., von Schuckmann, K., Wood, R., Woge Nielsen, J., Zabala, M., Zacharioudaki, A., Zuberer, F., Zuo, H., 2019. Copernicus marine service ocean state report, issue 3. *J. Oper. Oceanogr.* 12, S1–S123. <https://doi.org/10.1080/1755876X.2019.1633075>.
- Waldman, R., Brüggemann, N., Bosse, A., Spall, M., Somot, S., Sevault, F., 2018. Overturning the mediterranean thermohaline circulation. *Geophys. Res. Lett.* 45, 8407–8415. <https://doi.org/10.1029/2018GL078502>.
- Waldman, R., Herrmann, M., Somot, S., Arsouze, T., Benshila, R., Bosse, A., Chanut, J., Giordani, H., Sevault, F., Testor, P., 2017a. Impact of the mesoscale dynamics on ocean deep convection: the 2012–2013 case study in the northwestern mediterranean sea. *J. Geophys. Res. Oceans* 122, 8813–8840. <https://doi.org/10.1002/2016JC012587>.
- Waldman, R., Somot, S., Herrmann, M., Bosse, A., Caniaux, G., Estournel, C., Houpert, L., Prieur, L., Sevault, F., Testor, P., 2017b. Modeling the intense 2012–2013 dense water formation event in the northwestern Mediterranean Sea: evaluation with an ensemble simulation approach. *J. Geophys. Res. Oceans* 122, 1297–1324. <https://doi.org/10.1002/2016JC012437>.
- Yelekçi, Ö., Charria, G., Capet, X., Reverdin, G., Sudre, J., Yahia, H., 2017. Spatial and seasonal distributions of frontal activity over the French continental shelf in the Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res.* 144, 65–79. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.06.015>.
- Zakardjian, B., Prieur, L., 1998. Biological and chemical signs of upward motions in permanent geostrophic fronts of the western Mediterranean. *J. Geophys. Res.* 103, 27849–27866. <https://doi.org/10.1029/98JC01537>.

Chapitre 4

La dynamique des masses d'eau en Méditerranée Ouest

Sommaire

4.1 Résumé	80
4.2 Article : "Assessment of the water mass dynamics over the Western Mediterranean in the MEDRYS1V2 reanalysis"	81

4.1 Résumé

Le second article de ce manuscrit présente nos recherches sur la circulation des masses d'eau ouest-méditerranéennes. Il expose les résultats obtenus suite au développement d'un algorithme diagnostique de détection des masses d'eau, appliqué à la réanalyse MEDRYS1V2. L'algorithme calcule une fraction de la masse d'eau, selon les droites de mélange linéaire de leurs caractéristiques θ - S - σ_θ . D'abord, il sépare les couches de surface et profonde de la couche intermédiaire. Puis il définit l'eau douce, la AW et la LIW par des fractions de salinité. La température permet ensuite de séparer la WIW de la mAW. Il finit par laisser une masse d'eau intermédiaire de type mélange, reliquat polymorphe de l'association d'au moins trois autres (principalement de la LIW et de la WMDW, mais aussi de la WIW). Dans l'article, ces masses d'eau typiques du bassin occidental sont ainsi définies, évaluées et comparées à la littérature. Plusieurs méthodes d'applications, d'utilisations de cet algorithme sont en outre précisées parallèlement. Le volume spécifique de chaque masse d'eau est calculé via le produit de la fraction de mélange par le volume d'une maille de la grille. Il renseigne sur l'importance relative et la localisation de la masse d'eau. Les caractéristiques typiques moyennes des masses d'eau sont mesurées en calculant une moyenne pondérée par le volume spécifique à la masse d'eau. D'un côté, ce calcul valide la méthode au regard de la littérature; de l'autre, il caractérise purement la masse d'eau et son évolution dans la réanalyse. Une méthode de détection du cœur, du noyau de la masse d'eau (par sélection de la fraction de mélange la plus élevée) a permis, à la fois, de cerner l'étalement et le profil de diffusion de chaque masse d'eau (horizontalement et verticalement dans le bassin), mais aussi de perfectionner l'algorithme lui-même tel un auto-diagnostic de détection appropriée. Le calcul du transport spécifique de chaque masse d'eau (*i.e.*, de leur circulation propre) a permis d'évaluer leurs dynamiques à différentes échelles (régionale, au sous-bassin, saisonnière, interannuelle, climatologique), en lien avec la circulation thermohaline documentée. Ce transport spécifique intégré sur la colonne d'eau a fourni des cartes de circulation, tandis qu'intégré sur des sections verticales, il a mesuré les échanges de masses d'eau entre les sous-bassins.

Les caractéristiques, volumes et circulations des masses d'eau de surface (AW, mAW, WIW) sont en bon accord avec les précédentes études. Elles mettent toutes en évidence une variabilité saisonnière, conforme à celle induite par la température atmosphérique. La fermeture du Gyre Nord au sud, concomitante à la circulation cyclonique de la mAW, a pu être analysée grâce aux transports intégrés. La liaison BC-WCC montre une variabilité saisonnière latitudinale : le courant est au nord en octobre et au sud le reste de l'année. L'analyse des masses d'eau plus profondes montre qu'elles subissent une variabilité interannuelle liée à la DWF, conformément à la littérature. Néanmoins, certains événements apparaissent plus douteux, comme l'augmentation nette du volume de LIW en 1999, un gyre est-algérien d'eau profonde puissant et inhabituellement anticyclonique en 1998-1999, ou des destruction majeures de WMDW en mIW en 2003 et 2010. La dynamique de la réanalyse lui procure une bonne résilience à ces perturbations. Ces événements sont discutés (en relation avec le système d'assimilation et la distribution des données d'observation) et par conséquent les années 1998, 1999, 2003 et 2010 sont écar-

tées du reste des données afin de ré-évaluer une climatologie des masses d'eau de la réanalyse plus appropriée. Deux nouveaux résultats se dégagent : la circulation profonde est bien plus en accord avec la littérature (sur l'existence cyclonique du gyre profond est-algérien) et il semble que ce gyre subisse une variabilité interannuelle cohérente avec les années à DWF. Le gyre cyclonique profond est-algérien se déstabilise lors des années à DWF et suite à l'écoulement nord-sud de nouvelles WMDWs tandis qu'il apparaît que sans DWF, ce gyre cyclonique se reconstitue. La caractérisation de l'impact différencié entre ces deux régimes dynamiques est observée en moyennant les années avec ou sans DWF, et en observant les différences de volume et de transport pour toutes les masses d'eau. La déstabilisation profonde du Gyre Algérien influence la dynamique de toutes les autres masses d'eau, jusqu'à la surface, *i.e.*, jusqu'à modifier la circulation de l'AW et par conséquent la trajectoire des AEs. Un dernier résultat concernant la connexion entre les dynamiques des masses d'eau profondes et de surface du bassin met en lumière que la conséquence du débordement de la WMDW dans le canal de Sardaigne en 2009 (suite à la WMT, bien documenté et se retrouvant dans la réanalyse). Cet évènement a engendré un courant de retour de mAW en surface dans le canal, en provenance de la mer Tyrrhénienne. Il constitue un épisode exceptionnel de circulation et a perturbé le transport saisonnier habituel de la mAW, tout en entraînant de la AW directement vers le nord jusque dans le WCC.

4.2 Article : "Assessment of the water mass dynamics over the Western Mediterranean in the MEDRYS1V2 reanalysis"

Assessment of the water mass dynamics over the Western Mediterranean in the MEDRYS1V2 reanalysis

Quentin-Boris Barral^{*a}, Bruno Zakardjian^a, Franck Dumas^b,
Pierre Garreau^c, Jonathan Beuvier^d

^a Université de Toulon, Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, MIO, Toulon, France

^b SHOM, Service Hydrologique et Océanographique de la Marine, 13 rue de Chatelier,
CS592803, 29228 Brest CEDEX2, France

^c IFREMER, UNIV. Brest, CNRS UMR 6523, IRD, Laboratoire d'Océanographie
Physique et Spatiale (LOPS), IUEM, 29280, Plouzané, France

^d Mercator Ocean International, 2 avenue de l'Aérodrome de Montaudran, 31400
Toulouse, France.

Abstract

This work presents an assessment of the water mass dynamics in the MEDRYS1V2 reanalysis of the Mediterranean Sea with a focus on the Western basin. We use a σ -S- θ based algorithm of water masses detection in order to compute the fractions of the main Western Mediterranean water masses : Atlantic and modified Atlantic Waters, Winter and Levantine Intermediate Waters and Western Mediterranean Deep Waters. For each of the so-detected water masses, we then computed the long term (20 y) averages and time series of their thermohaline characteristics, volumes and transports. The results show that the reanalysis retains the known mean characteristics of the water masses, their seasonal to interannual variability and main circulation patterns when compared with the literature. The imprints of winter mixings are particularly obvious through coherent variations of water mass fractions, highlighting the creation of WIW from mAW on northernmost shelves each year, and of WMDW from all surface and intermediate layers during strong convective years over the Gulf of Lion area. The results also highlight some unexpected fast and marked variability of the WMDW volumes that suggest artificial deep water production or increased deep mixing due to the data assimilation process. Nevertheless, two of these unrealistic events are relatively short-time (less than a year) and the reanalysis allows to find a more realistic model trajectory between them. Given this good resilience of the reanalysis, re-computing the water mass specific volumes and transports without these altered years allowed to highlight two new findings. A first one is the possible disruption of the large-scale barotropic cyclonic circulations in the Eastern Algerian basin, as a result of major deep convection events over the Gulf of Lion. This affects the AW circulation, hence the average path of the Atlantic Eddies, that are more confined to the southern Algerian basin. The second one is that the overtopping of the WMDW in the Sardinia Channel in 2009, as a consequence of the Western Mediterranean Transition (WMT), involved a major backward flow of modified Atlantic Water (mAW) from the Tyrrhenian to the Algero-Provençal basin. This event has a major impact on the circulations of AW and mAW over the whole Western Mediterranean.

1. Introduction

The Mediterranean Sea has the unique particularity of having its own and well defined thermo-haline circulation, almost independent from the global one. This is due to its particular configuration : a semi-enclosed sea suffering a dry, windy and relatively warm regional climate that makes it a concentration basin where evaporation exceeds precipitation and run-offs (Nof, 1979; Béthoux, 1980). This climate driven deficit of water ($\sim 0.5\text{-}1.0$ m/year) is balanced by a net inflow through the Strait of Gibraltar between in-flowing AW and deeper out-flowing salty Mediterranean water (Nof, 1979; Millot, 1987; Béthoux and Gentili, 1999; Mariotti et al., 2002; Pellet et al., 2019). The incoming AW flows cyclonically in all the Mediterranean sub-basins toward the easternmost Levantine Basin and is continuously modified all along its path by mixing with saltier resident waters and air-sea exchanges, being so-called modified Atlantic Water (mAW). Simultaneously, severe heat loss and evaporation due to harsh atmospheric conditions in autumn and winter over the northern parts of the Mediterranean Sea causes convection to intermediate and deep layers (the deep water formation, DWF) in several areas and so to the recurrent formation of different intermediate and deep water masses. Those areas are mainly the Gulf of Lion for Western Mediterranean Deep Water (WMDW), the Adriatic Sea and the Aegean Sea for the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW) and in the northern Levantine Basin for the very salty Levantine Intermediate Water (LIW). All those locally produced water masses mix and spread all together with the AW to set up and maintain the Mediterranean ThermoHaline Circulation (MTHC, the overturning circulation, Robinson and Golnaraghi, 1994; Bergamasco and Malanotte-Rizzoli, 2010; Waldman et al., 2018; Pinardi et al., 2019). The MTHC has a time scale of about 100 years (10 times less than the global Ocean one) and has been shown to quickly respond to Northern Hemisphere climate variability, be it during the last glacial period (Cacho et al., 2000, 2001; Incarbona et al., 2016; Cortina-Guerra et al., 2021) or more recently in the early 90's when an abrupt shift in the intermediate and deep part of the eastern MTHC, called the Eastern Mediterranean Transient (EMT), has affected the water masses in both parts of the Mediterranean for at least a decade (Roether et al., 2007; Bergamasco and Malanotte-Rizzoli, 2010; Cardin et al., 2015; Li and Tanhua, 2020; Sisma-Ventura et al., 2021). Subsequent to the propagation of the EMT signal in the Western Mediterranean and after a lack of intermediate and deep convection in the early 00's, the sudden return of DWF events in 2005 and after has led to a cooling and freshening of the intermediate waters associated with a warming and salting of the deep waters called the Western Mediterranean Transition (WMT, Lopez-Jurado et al., 2005; Schroeder et al., 2006, 2010, 2016; Pineiro et al., 2019, 2021; Amitai et al., 2021).

All climate models predict in the Mediterranean an increase in rainfall variability and strong warming and drying (Somot et al., 2008; de Sherbinin et al., 2014; IPCC AR6 WGI Full Report, 2021) while there is some evidence that the western DWF may collapse by mid-century due to increased stratification (Somot et al., 2006; Herrmann et al., 2008; Parras-Berrocal et al., 2021). Indeed, recent studies have shown the Mediterranean waters to have warmed at a rate four times larger than the global Ocean over the last decades ($\sim 0.04^\circ\text{C}/\text{year}$ vs $\sim 0.01^\circ\text{C}/\text{year}$, Bethoux et al., 1998; Vargas-Yanez et al., 2008; Nykjaer, 2009; Bensoussan et al., 2019 (CMS OSR3); Pisano et al., 2020), affecting all layers throughout the Mediterranean. These warning signals have led,

over the last twenty years or so, to an unprecedented effort of sampling, modeling and analysis. However, an integrated and quantitative view of the MTHC able to improve the monitoring and future predictions of climate-induced changes still remains a challenge (CIESM 2002; Theocharis, 2008; Somot et al., 2008; Fox-Kemper et al., 2019). Here, we focus on the Western Mediterranean which is known to be a four-layer system (surface, winter subsurface, intermediate and deep waters, Juza et al., 2015) and has six main water masses which are commonly and clearly identified in the literature : the AW and mAW in near surface layers (0-200m), the Winter Intermediate Water (WIW, ~200m) and LIW at intermediate depths (300-600m), the Tyrrhenian Deep Water (TDW, 500-1500m) and the WMDW at greater depths down to the bottom (Wust, 1961; Millot, 1987; Manzella et La Violette, 1990; Pinot et al., 1995; Millot and Taupier-Letage, 2005; Juza et al., 2013, 2019).

The AW incoming from the strait of Gibraltar (0.6-1.0 Sv, Soto-Navarro et al., 2010; Peliz et al., 2013; Skliris et al., 2018) is the first input of the western MTHC (wMTHC) and, except the Rhône and Ebro rivers plumes, is the lightest and freshest water of the western Mediterranean ($S \sim 36.0$ at the Strait of Gibraltar). It flows along the North-African coast within the Algerian Current (AC; Fig. 1), being spread and partially mixed northward in the Algerian basin by the Algerian Eddies (AE) (Millot, 1990; Puillat et al., 2002; Testor et al., 2005b; Escudier et al., 2016) before flowing eastward toward the Tyrrhenian and through the strait of Sicily towards the Eastern Mediterranean (Béranger et al., 2004; Jebri et al., 2016). MAW or mAW, for modified Atlantic Water is an acronym commonly used by many authors to designate a saltier AW due to its ageing in the Mediterranean (e.g. Theocharis et al., 1993; Millot, 1999; Onken and Sellschopp, 2001; Puillat et al., 2002; Hassoun et al., 2015). It is sometimes also called old AW, (typical) Mediterranean Water or Mediterranean Surface Water, (Millot et al. 2006; Millot, 2007, 2009). Some consider both the AW and mAW as a single entity (e.g. CIESM 2001, Millot and Taupier-Letage, 2005; Béranger et al., 2005; Millot, 2013; Fedele et al., 2022). Both the AW and mAW are restricted to the upper (0-200 m) layers but significantly differ in terms of salinity values, the latter reaching two salinity units greater values (~ 38.2 - 38.4) for the saltier ones in the Tyrrhenian and Ligurian Seas. The saltier mAW from the Tyrrhenian fuels the East Corsican Current (ECC) and joins with the West Corsican Current (WCC) to feed the Northern Current (NC) that flows from the Ligurian to the Balearic Sea (Fig. 1).

The Levantine Intermediate Water (LIW) is the second major input of the western MHTC. LIW is produced in the Eastern Mediterranean by intermediate (~ 500 - 600 meters) convection in winter and is the saltier ($S > 39$) of the Mediterranean (Millot, 2013; Ozer et al., 2017; Kubin et al., 2019). The LIW flows cyclonically along the continental slope at intermediate depths (200-600 meters) throughout the whole eastern basin and partly passes the strait of Sicily (Millot, 2013; Ben Ismail et al., 2014) to enter the western basin. When LIW enters the Tyrrhenian Sea, it mixes with resident deep waters (mostly WMDW) and forms the TDW (Astraldi and Gasparini, 1994; Sparnocchia et al., 1999; Gasparini et al., 2005), but still keeping a pronounced salinity signature ($S > 38.8$ between 300-600 meters). Both the LIW and TDW follow a counterclockwise circulation in the Tyrrhenian (Falco et al., 2016; de la Vara et al., 2019; Iacono et al., 2021) before they leave through the Sardinian Channel to enter the Algero-Provençal basin where it flow northwestward along the western coasts of Sardinia and Corsica or are spreaded out

westward in the central basin by eddies, i.e. the Sardinian Eddies (Rhein et al., 1999; Testor et al., 2005a; Bosse et al., 2015; Send and Testor, 2017).

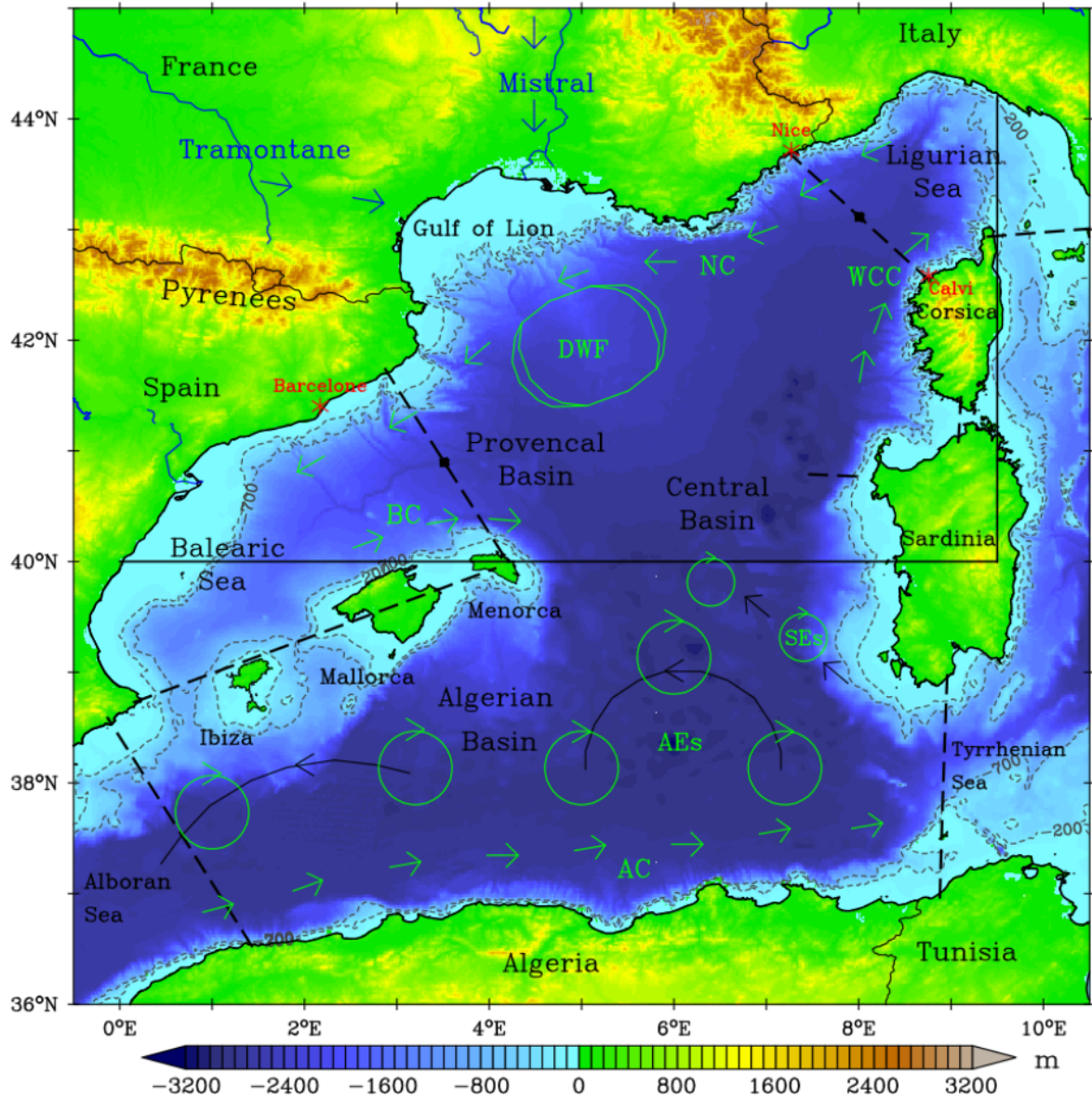


Fig. 1. Map of the Western Mediterranean bathymetry and major circulations features. AC, BC, NC and WCC denote respectively the Algerian, Balearic, Northern and West Corsican Currents. Large and small arrow circles denote Algerian and Sardinian Eddies, respectively (AEs & SEs) while black arrows represent their paths. Oval shape locates the DWF area. The dotted black cross-sections locate the section used for transport computations of Table 2. The zonal black section at 40°N locates the transect of Fig. 3, and, with the meridional line of 9.5°E, both position the NWMED domain in Somot et al., (2018). Bathymetry data from etop01.nc (NOAA National Geophysical Data Center, 2009)

The WIW is a winter cooled mAW due to cold and dry winds (Mistral and Tramontane) blowing over the shelf of the Gulf of Lion (GoL), the Provençal basin and the Ligurian Sea. While not originally the saltier of the mAW, its cooling is sufficient to increase their density so as to make it interleaving between the warmer mAW and the deeper LIW at an intermediate depth of about 200-300 meters. It flows then mostly along the continental slope across the Balearic Sea and later through the Ibiza and Mallorca channels down to the Alboran Sea (Salat and Font, 1987; Puig et al., 2013; Juza et al., 2019; Vargas-Yanez et al., 2012, 2020). Stronger winter wind forcing over the GoL and the Provençal basin regularly causes vertical convection through the WIW and LIW/TDW that can reach the seafloor in some years, leading then to the renewal of the WMDW (MEDOC group, 1970; Millot, 1999; Waldmann et al., 2016, 2017ab; Testor et al., 2018). Intermediate convection during less severe winters produces a slightly less dense water that stands and stacks between the LIW and older deep water with thermohaline characteristics similar to the TDW. Constrained by the southward increasing bathymetry, the denser WMDW ($\sigma_\theta > 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$) then spreads mostly southward across the whole Algero-Provençal basin up till the Alboran Sea. The WMDWs can sometimes pass through the Sardinia channel to enter the Tyrrhenian when exceptional DWF uplifts the older and lighter WMDW up to the strait sill, as following the WMT (e.g., Beuquier et al., 2012; Schroeder et al., 2016; Li and Tanhua, 2020).

To better understand the dynamics of these water masses, it is necessary to be able to follow their behavior and interactions, their entry or exit, their propagation and their mixing through the numerous mesoscale to submesoscale eddies that are found throughout the NW Mediterranean. This challenge is hardly achievable with at-sea observations alone, while numerical modeling may not be free of biases and unrealistic trends due to uncertainties in forcing, initial conditions and unresolved sub-grid processes. By combining, thanks to data assimilation systems, modeling and observations in a coherent physical framework, ocean reanalysis offers a good compromise, particularly for multi-decadal series which allow us to approach the climatology of the system and its interannual variability (Balsameda et al., 2015; Aznar et al., 2016). However, the reanalysis has its own weaknesses, mainly due to the assimilation process which, by forcing the model trajectory to converge towards independent observations, does not guarantee the pure conservation of heat and salt and can therefore alter the characteristics of the water masses.

This work is based on a reanalysis of the Mediterranean Sea, called MEDRYS1V2 (Hamon et al., 2016; Beuquier et al., 2016), with two main objectives : first to assess the mean characteristics and distribution of water masses over the western part of the Mediterranean as produced by the reanalysis, second to gain insight, characterize and quantify the circulation of these different Water masses from the seasonal to interannual time scale.. We built a simple and efficient method to detect the water masses in the Western Mediterranean and track their circulation and mixing over the twenty-year reanalysis (Section 2.2). The results are first analyzed using the mean thermohaline characteristics of each water mass to assess the robustness of the reanalysis in terms of water mass conservation. Climatological average of water mass volumes and transports are then assessed based on known circulation patterns (Section 3.1). In a second step, we analyze the time series of specific properties and volumes of each water to characterize the temporal variability of each water mass (Section 3.2). In a third step, we focus the analysis on the

DWF impact on surface dynamics at the climatological scale and by reference to the WMT (Section 3.3). We discuss the algorithm and the results and conclude in Section 4.

2. Data & Methods

2.1. Data : the MEDRYS1V2 reanalysis

The study is based on the MEDRYS1V2 reanalysis which begins in October 1992 and ends in June 2013 with daily outputs (Hamon et al., 2016; Beuvier et al., 2016). These two decades allow us to compute quite good climatology of water mass volumes and transports and to observe several different episodes. MEDRYS1V2 is a configuration of the NEMO-MED12 model (which has a spatial resolution of $1/12^\circ$ and 75 z levels sharpened near the surface) that uses the SAM2 assimilation scheme (Lellouche et al., 2013). The simulation is forced by the atmospheric ALDERA dataset (Hamon et al. 2016), a downscaling of the ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011) with the ALADIN-Climate regional climate model (Colin et al., (2010) for the description of the version 5 of ALADIN-Climate used to produce the ALDERA dataset). Satellite SST, altimetry and *in situ* temperature-salinity (θ -S) profiles are assimilated. SST data was assimilated at a resolution of 1° and comes from NOAA $1/4^\circ$ gridded radiometer products (Reynolds et al., 2007) without trusting any observation within 50 km off the coasts. The along-track Sea Level Anomaly (SLA) AVISO product (1992-2013) is assimilated one every three points and combined with the Mediterranean MDT from Rio et al. (2011). Assimilated *in situ* θ -S profiles from the CORA4 database (Cabanes et al., 2013) uses only one profile within 0.1° per day per platform. The reanalysis was initiated with results from a twin free run (NEMOMED-12) and it can be seen in Hamon et al. (2016) that it takes about 9 months for the reanalysis to achieve its spin up. Following results and validation hence do not take into account the first three seasons of the reanalysis (Autumn 1992 to spring 1993).

2.2. The Detection Algorithm of the Water Masses

Among the oldest tools of physical oceanography, the θ -S diagram is classically used to analyze the mixing and distribution of water masses. It is based on the fact that the mixing of two water masses builds a straight line, allowing hence to determine the fraction of those for all sampled depth along this mixing line. The method is only a little more complicated for the mixing of three water masses considering that the sum of their fraction must equal unity. It becomes intractable for four water masses or more without considering at least another one conservative variable (e.g. Manca et al., 2006; Schroeder et al., 2008b; de Brauwere et al., 2007). Even in these cases, the other used variables should have to be sampled with the same spatio-temporal resolution that the θ -S data, which is a hard to achieve task. Other methods can be found in the recent literature, such as clustering based methods (e.g. Kim et al., 1991; Cardin et Celio., 1997; Zhu et al., 2019) sometimes combined with EOF analysis on vertical profile of temperature and salinity (e.g. Hjelmervik and Hjelmervik, 2013; Bauch et Cherniavskaia, 2018; Gao et al., 2020), but were not considered given their high computing cost over a 20-y reanalysis.

Indeed, we rather use the fact that, with the exception of transitory convection events, the vertical distributions of the different water masses are constrained by their relative buoyancy, i.e. are vertically ordered with increasing density. The water mass sorting algorithm was so-defined from the climatological (i.e. 20-y average) θ -S diagram computed from the reanalysis (Fig. 2)

assuming that, over the Western Mediterranean, the water column can be partitioned in three main layers, each with different θ -S mixing trends. AW and mAW ($37 < S < 38.45$, $\theta > 13.5^\circ\text{C}$) are above 200-300m and can be easily distinguished from salinity alone. Temperature ranges seasonally from 13°C to more than 25°C in this upper layer and may only help in winter to identify WIW as cooled mAW ($\theta < 13.5^\circ\text{C}$). Below 300m depth, a second mixing line reveals the transition toward a salinity maximum that marks the LIW core. Below this salinity maximum, the θ -S diagram shows a third and almost linear mixing line from LIW to the WMDW, including TDW-like mixed intermediate waters. The water masses' sorting algorithm hence uses at first a partitioning of the water column based on potential density and, in a second step, ad hoc salinity and temperature dilution ratios along the three previously identified mixing lines. Using density based functions rather than fixed depths allows to dynamically adjust this partitioning of the water column all along the reanalysis. Likewise, dilution ratios are used afterward rather than net truncations that do not resolve water mass mixing and may generate spurious discontinuity effects in the vicinity of the threshold values used to discriminate the water masses. The main algorithm's hypotheses are as follows (computations' steps and equations are detailed in Appendix A).

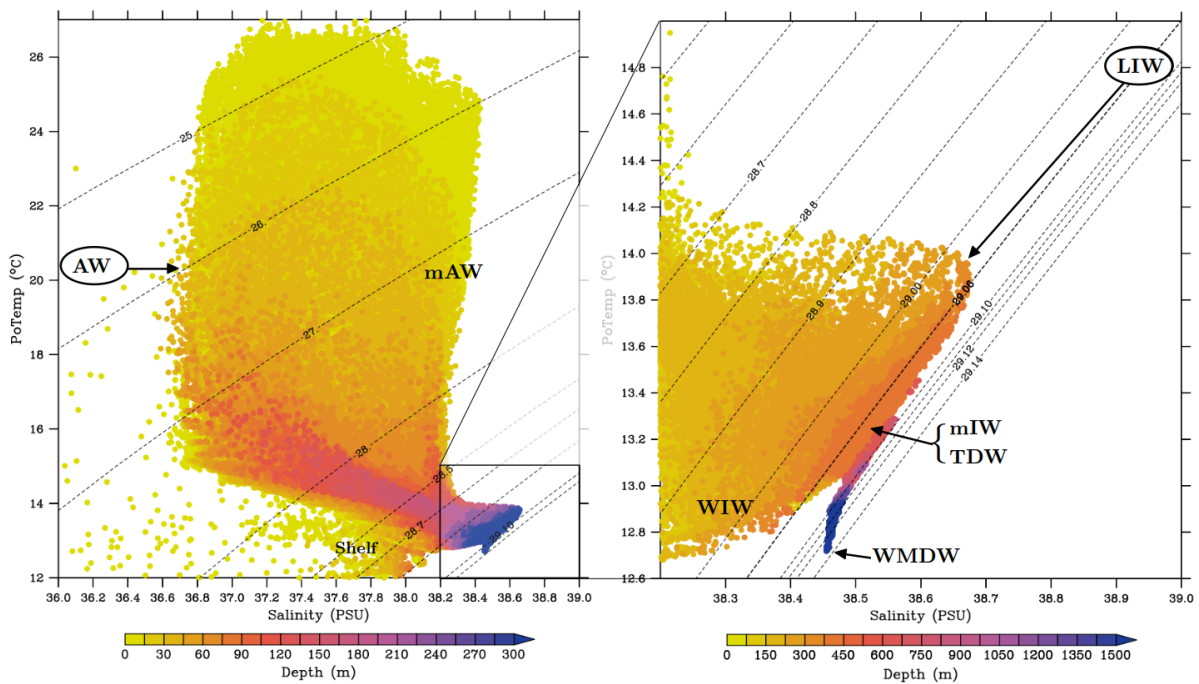


Fig. 2. θ -S diagram of depth's distribution in the annual climatology data from the MEDRYS1V2 reanalysis, illustrating the several known water masses in the western Mediterranean basin (except the Alboran and Tyrrhenian Seas' sub-basins as in Fig. 1). AW, mAW, WIW, LIW, mIW, TDW, and WMDW denote respectively Atlantic Water, modified Atlantic Water, Western Intermediate Water, Levantine Intermediate Water, mixed Intermediate Water, Tyrrhenian Deep Water, and Western Mediterranean Deep Water. Shelf locates Gulf of Lion's shelf water.

At first, the partition of the water column is made with two functions defining the surface (f_{surf}) and deep (f_{deep}) waters assuming the LIW marks the boundary between both (Appendix A.1). The surface layer is defined as all waters above the $\sigma_{\theta}(\text{mAW})=28.964 \text{ kg.m}^{-3}$ isopycnic ($f_{\text{surf}}=1$), assumed to mark the lower bound of the mAW core, and considering below a linear decrease of f_{surf} toward zero between $\sigma_{\theta}(\text{mAW})$ and $\sigma_{\theta}(\text{LIW}) = 29.061 \text{ kg.m}^{-3}$. The mAW's salinity (38.45) used to define $\sigma_{\theta}(\text{mAW})$ is the maximum of time averaged sea surface salinity in the reanalysis (Fig. 2) and in observations in the Ligurian Sea (Marty and Chiavérini, 2010; Prieur et al., 2020). It is also the salinity minimum of WMDW (e.g., Puig et al., 2013; Houpert et al., 2016). The value used for $\sigma_{\theta}(\text{LIW})$ is that of the original LIW in the eastern basin (taking $S=39$ and $\theta=15^{\circ}\text{C}$) that is globally conserved in the reanalysis along the path of the LIW spreading, as can be seen Fig. 2. The deep layer function is defined similarly assuming a linear increase from zero to unity between LIW and WMDW, with a deeper bound $\sigma_{\theta}(\text{WMDW})$ of 29.11 kg.m^{-3} (assuming $S=38.45$ and $\theta=12.82^{\circ}\text{C}$) which is an often used lower bound for the WMDWs (e.g., Waldman et al., 2017ab; Somot et al., 2018; Testor et al., 2018). This function directly gives the fraction of WMDW (f_{WMDW}) in the algorithm.

The LIW is first tagged using a salinity dilution ratio between 38.45 and 39 (see Table 1, Appendix A.2). Note that as such, the LIW fraction (f_{LIW}) is the residual of the original LIW being previously mixed all along its path from the Levantine basin to the Western basin. The AW is hence tagged (f_{AW}) using a salinity dilution ratio from $S=36.0$, i.e. the minimum salinity of inflowing AW through the Strait of Gibraltar (see Table 1), to $S=38.45$, i.e. the maximum of time averaged sea surface salinity in the reanalysis, coherently with the documented maximum value in the Ligurian Sea (Prieur et al., 2020). In addition, we included a patch below $S = 36.1$ to discriminate fresh water (f_{Fresh}) of rivers (mainly the Rhône and Ebro rivers) from the AW. This freshwater fix produces false AW detections in the region of freshwater influence of the Rhône or the Ebro rivers, where freshwater from both rivers would rather mix with resident mAW. However these false AW detections are of very limited extent due to the sharpness of the salinity front on the edge of the freshwater plumes and did not significantly affect volumes and transports estimates made later on. The mAW fraction (f_{mAW}) is then defined as the complementary of AW, freshwater and LIW flags in the upper layer, i.e. $f_{\text{mAW}} = f_{\text{surf}} \cdot [1 - (f_{\text{Fresh}}+f_{\text{AW}}+f_{\text{LIW}})]$, with, in addition, a sub-partitioning of mAW to discriminate WIW using a temperature dilution ratio between 13°C and 13.5°C when $\theta < 13.5^{\circ}\text{C}$ (Appendix A.3). This WIW flagging is an intermediate method between a fixed range detection and the geometry-based method of Juza et al. (2019). At last, we define a pool of intermediate mixed waters, called mIW, as the complementary of the sum of all previously computed flags, i.e. $f_{\text{mIW}} = 1 - (f_{\text{Fresh}}+f_{\text{AW}}+f_{\text{mAW}}+f_{\text{WIW}}+f_{\text{LIW}}+f_{\text{WMDW}})$, that may include TDW as well as all partially mixed waters of

similar thermohaline characteristics produced during intermediate or uncomplete DWF events over the GoL. Indeed, none of those intermediate water masses is able to generate an inflection point on the θ -S diagram that may help to clearly discriminate them. But they cover ranges of salinity and potential density that impede classification in the AW, mAW, LIW or WMWD. This pooling of hardly detectable water masses is discussed in section 4.

Fig. 3 shows an illustrative example of the θ -S-flags diagrams and corresponding vertical distribution of the so-tagged water masses for a zonal section at 40°N in the late-spring of 2009. Higher flag values properly match the known θ -S ranges of each water mass, mixing trends between each and vertical distributions. Waters above $\sigma_\theta=29.0 \text{ kg.m}^{-3}$ are mainly AW and mAW, showing a zonal transition between the Balearic Sea, where mAW are mostly found, and the central area where the signature of AW is slightly more pronounced. Both are tagged in the upper 300 m and well above the LIW. WIW is located between mAW and LIW and preferentially in the Balearic Sea in a vein of low temperature ($13\text{-}13.3^\circ\text{C}$) and moderate salinity (38.0 to 38.4). LIW is tagged between 200 and 800m depth, preferentially on the Sardinian coast, but also showing some traces at great depths (2000-2200 m) likely resulting from a previous to 2009 convection event (Pineiro et al., 2021). The WMDW is tagged at depth ($f_{\text{WMDW}} > 75\%$ below 800m) and mainly below the 29.10 kg.m^{-3} isopycnic. The mIW is tagged on the WIW/LIW and LIW/WMDW mixing lines, centered around the 29.06 kg m^{-3} isopycnic with a larger extent at depth (800 m).

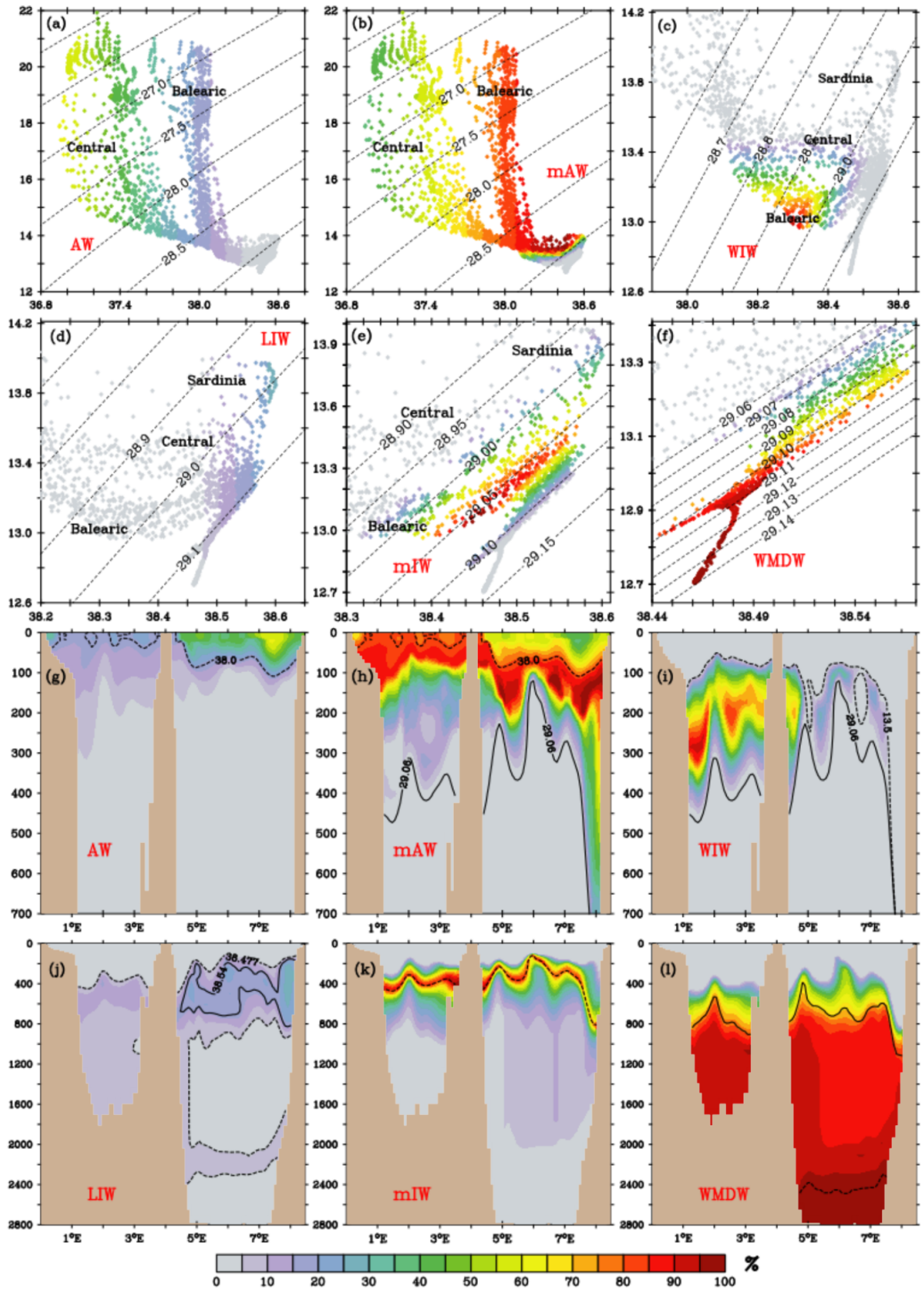


Fig. 3. (a-f) θ -S diagrams of the water mass ratios (%) at 40°N for 28 May 2009. (g-l) Associated vertical cross-section of the water mass ratios (%). Isolines : (g) dotted 38 psu, (h) dotted 38 and solid 29.06 kg.m⁻³, (i) dotted 13.5 °C and solid 29.06 kg.m⁻³, (j) solid 38.54 and dotted 38.477, (k) dotted 29.06 kg.m⁻³, (l) solid 29.10 kg.m⁻³ and dotted 29.13 kg.m⁻³. Balearic, Central and Sardinia locate the data of the Balearic Sea, the Central basin and the Sardinian coast.

With the water masses marked in this way, several diagnostic quantities were calculated (see Appendix B for details of the calculations), firstly to check the robustness and efficiency of the algorithm over all the reanalysis, and secondly to extract the distributions and transports of each water mass. Based on the fact that the sum of the water mass fractions is always constrained to unity, these are first used as weighting factors to extract the volume-averaged thermohaline characteristics of each water mass over the study area. The core characteristics of each water mass are calculated similarly but using only the local maximum of the corresponding flag. We also calculated the depth range occupied by each water mass by averaging the minimum and maximum depths of each water column where the corresponding fraction is greater than 0.05 (5%). Still based on a sum of fractions equal to unity, these are then used to partition the volumes and advective fluxes for each grid cell, allowing the calculation of water mass-specific volumes and transports from the water column level (by depth integration) to the regional scale (by meridional and zonal integration).

3. Results

3.1. The average thermohaline characteristics, volumes and circulations of the water masses

This section presents climatological averages (i.e. 20-year averages) of the thermohaline characteristics, volumes and transports for each water mass as labeled by the algorithm in the reanalysis. The average characteristics (θ , S, σ_θ , z) are first given in Table 1 for comparison with known literature values (references therein the table) and computed specific volumes and transports are shown Fig. 4. Transports values in Fig. 4 being computed at the grid mesh level O(7km), Table 2 gives cross-section values computed at selected locations (see Fig. 1) in order to allow comparisons with known transports of the major currents in the literature.

The mean salinity of the AW is diagnosed at 37.565, slightly lower (37.289) but more variable (standard deviation of 0.123 vs 0.071) within the core of the water mass, i.e. when estimated with the maximum flag value. These values are about 1.5 units higher than those of the AW entering through the Strait of Gibraltar (S~36) and reflect the progressive mixing with the Mediterranean saltier waters in the Alboran gyre system and further east in the AC instabilities and associated Atlantic Eddies. The AW mean temperature is ca 16°C, close to the mean values for the inflowing AW, with a standard deviation of 1.32-1.85 °C (core and whole estimates, respectively) that accounts for the seasonal cycle of surface layers in the area. As such, the AW is the lightest water mass, showing average potential density values less than 28.0 kg.m⁻³, a maximum depth of 135±16 m and a core depth close to the surface (22±9 m). The AW is mainly

detected (Fig. 4) in the Algerian basin, within the AC and the AEs spreading area toward 40-41°N, with some intrusions in the Balearic Sea through the Ibiza Channel (see Millot, 1987; Pinot et al., 1995). The AW transport exiting the Alboran Sea is estimated to 0.58 ± 0.31 Sv, from which a little part passes the Ibiza channel (0.08 ± 0.15 Sv) while the largest part flows eastward through the Sardinia Strait (0.37 Sv) toward the Tyrrhenian Sea. In both cases, the standard deviations are high reflecting a high variability (std of 0.15-0.25 Sv) likely due to the mesoscale activity that prevails in the AC and AEs. There is no significant AW transport North to 41°N, i.e. only very low values (lower than 2 mSv) due to traces of tagged AW (f_{AW} under 5%) left by the use of a salinity dilution ratio rather than a net truncature in the algorithm between AW and mAW. The imbalance in AW transport between the inflow from Alboran and the outflow from the Sardinian Strait is compensated by a significant eastward flow of mAW through the Sardinian Strait (see below), highlighting the mixing of AW with the resident Mediterranean waters in the AEs and to the instabilities of the AC.

The labeled mAWs show a higher mean salinity of 38.107 in the whole and 38.302 in the core, but in both cases with a low standard deviation (ca 0.04). The mean temperature is lower (13.8 and 14.5°C for the core and the whole, respectively) than for the AWs, and less variable (standard deviation less than 0.6°C), mainly due to the more northerly and deeper distribution than the AWs (see Fig. 3). Average densities are therefore higher (28.46-28.78 kg.m⁻³), as is the maximum depth extension (253 ± 36 m) or the average core depth (114 ± 27 m). The algorithm labels an eastward, increasing volume of mAW in the Algerian sub-basin in response to the salinity increase along the main AW path toward the Tyrrhenian and, coherently, higher mAW volumes in the Tyrrhenian Sea. While the average transports through the Sardinia Strait show both eastward and westward mAW flows, the net balance is eastward (0.35 ± 0.47 Sv) and compensates for the imbalance of AW transport between the Alboran exit and the Sardinia Strait. In the northern part of the basin (North of 40°N), the mAW is tagged along the shelf slope, showing the well known cyclonic circulation from the West Sardinia to the Balearic Sea with an offshore undulating return flow between Mallorca to Sardinia around 40°N. The lower amount of mAW in the center of this basin scale gyre is consistent with the well known isopycnal doming in the wintertime convective areas (e.g., Prieur et al., 2020). Average transport's values of the estimated mAW flow along the shelf slope increases from 0.12 ± 0.36 Sv over the West Sardinia across slope transect at 41.6°N to 0.49 ± 0.41 Sv in the WCC (off Calvi) and 0.72 ± 0.43 Sv in the NC off Nice, after being reinforced ($+0.29 \pm 0.31$ Sv) by the the ECC from the Tyrrhenian through the Corsica strait. The mAW flow clearly decreases off the Gulf of Lion before entering the Balearic Sea (0.32 ± 0.50 Sv). Part of this decrease comes from the long-time average effect of winter times when mAW temporarily vanishes due to their conversion in new WIW during the coldest months and ultimately in WMDW during deep convection events.

Table 1. Historical and computed (20y and spatially average, standard deviation in brackets) values of potential temperatures, salinities, potential density anomalies and depth location of the water masses in the Western Mediterranean. The locations of study are indicated with Lig., Bal, Prov., Lev, Alg.-Prov and Tyr. denoting respectively the the Ligurian and Balearic Seas, the Provençal area, Levantine, Algero-Provençal basin and Tyrrhenian Sea.

Water Mass	θ (°C)	S (PSU)	σ_θ (kg.m ⁻³)	Depth (m)	Location & period	References	
AW	>15	36.0-36.4	<27	<200	Gibraltar, 1955-2007	Bryden et al., 1994; Millot, 2007, 2009; Carracedo et al., 2014	
	14-25	37.5-37.8	~25	0-150	Bal. Sea & Alg.-Pro. 1996-2020	Vargas-Yanez et al., 2020; Barral et al., 2021; Fedele et al., 2022	
	Full	15.954 (1.32)	37.565 (0.071)	27.702 (0.338)	ave 34 (2) max 135 (16)	Alg.-Pro. 1993-2013	This study
Core	16.907 (1.849)	37.289 (0.123)	27.273 (0.507)	ave 22 (9)			
mAW	>13	38.0-38.5	27.5-29	0-300	Lig. Sea & Prov. area 1980-2018	Marty and Chiaverini, 2010; Puig et al., 2013; Prieur et al., 2020	
	Full	14.508 (0.605)	38.107 (0.04)	28.462 (0.147)	ave 63 (8) max 253 (36)	Alg.-Pro. 1993-2013	This study
	Core	13.798 (0.355)	38.302 (0.042)	28.779 (0.09)	ave 114 (27)		
WIW	11.5-13.5	37.7-38.6	28.9-29.1	100-300	Bal & Pro 1983-2019	Salat and Font, 1987; Puig et al., 2013; Juza et al., 2019; Vargas-Yanez et al., 2012, 2020	
	Full	13.204 (0.084)	38.356 (0.05)	28.953 (0.024)	min 131 (29) ave 151 (51) max 257 (33)	Alg.-Pro. 1993-2013	This study
	Core	13.217 (0.074)	38.358 (0.038)	28.953 (0.016)	ave 164 (32)		
LIW	≥15	39-39.2	29.06	200-500	Lev. basin 1978-2017	Millot, 2013; Ozer et al., 2017; Kubin et al., 2019	
	13.1-13.9	38.5-38.7	29.05-29.1	200-800	Alg.-Pro. 2000-2019	Puillat et al., 2006; Bosse et al., 2015; Mallil et al., 2021; Fedele et al., 2022	
	Full	13.151 (0.046)	38.518 (0.009)	29.09 (0.009)	min 273 (28) ave 703 (96) max 1269 (401)	Alg.-Pro. 1993-2013	This study
Core	13.385 (0.053)	38.564 (0.017)	29.077 (0.011)	ave 425 (40)			
TDW	12.8-13.7	38.43-38.7	>29.09	>700	Tyr. Sea 1987-2018	Fuda et al., 2002; Buffett et al., 2017; Napolitano et al., 2019; Li and Tanhua, 2020	
	>12.86	38.46-38.56		600-1900	Alg.-Pro. 1997-2002	Rhein et al., 1999; Send and Testor, 2017; Ben Ismail et al., 2021 (CMEMS OSR5)	
	Full	13.149 (0.086)	38.497 (0.018)	29.075 (0.006)	min 205 (26) ave 525 (138) max 1344 (402)	Alg.-Pro. 1993-2013	This study
Core	13.309 (0.054)	38.518 (0.014)	29.057 (0.001)	ave 325 (51)			
WMDW	12.7-13	38.4-38.5	>29.1	>1500	Alg.-Pro. 1990-2014	Millot, 1999; Fuda et al., 2000; Puig et al., 2013; Schroeder et al., 2006, 2016; Knoll et al., 2017	
	Full	12.910 (0.032)	38.476 (0.013)	29.108 (0.007)	min 360 (56) ave 1382 (85) max 2246 (21)	Alg.-Pro. 1993-2013	This study
	Core	12.783 (0.026)	38.461 (0.010)	29.122 (0.009)	ave 2192 (129)		

The average thermohaline characteristics of WIW are close to those of mAW, showing only a slightly higher salinity (38.35 ± 0.05) and, as expected, a lower temperature (13.23 ± 0.07 °C) with no significant difference between the full and core estimates. The low standard deviations of the mean temperatures of the WIWs are due to the narrow range of temperatures that define them and their short period of contact with the ocean-atmosphere interface. The WIW is generally defined as colder than 13°C, but the 20-y average uses all days of the year and not only winter days, when the recent WIW is coldest. In addition, [Juza et al. \(2019\)](#) and [Vargas-Yanez et al. \(2020\)](#) have shown a warming trend in the WIW of 0.5°C over the last decade. The corresponding average potential density of WIW (about 28.95 kg.m^{-3}) is slightly higher than that of mAW, leading to a depth range (131 ± 29 to 257 ± 33 m) that lies between the mAW and LIW cores. The volume distribution of tagged WIW (Fig. 4) is coherent with [Juza et al. \(2019\)](#), being almost detected from the Gulf of Lion and Catalan shelf slopes before to be partly spreaded through the south Balearic channels toward the Alboran Sea, and partly entrained with the BC to the Northwest mAW gyre. The average WIW volume over the whole domain is $17,334 \text{ km}^3$ to be compared with the estimates in [Juza et al. \(2013\)](#) ranging from near zero to 5.10^4 km^3 . The estimated WIW transports off the Catalan coast is $0.20\pm 0.32 \text{ Sv}$ from which a part escapes the Balearic Sea through the BC North of Minorca ($0.11\pm 0.17 \text{ Sv}$) and a lesser part through the Ibiza and Mallorca Channels ($0.08\pm 0.12 \text{ Sv}$) toward the Alboran Sea. Except for the preferential WIW outflow North of Minorca, these estimates are coherent with [Juza et al. \(2013\)](#), despite they use a much higher resolution ($1/40^\circ$) model and a shorter period. In addition, as the algorithm considers WIW as cold mAW, the volume and transport estimates of WIW mirror the decrease of mAW volume and transport from the Gulf of Lion to the Balearic Sea. Adding both transports allows to partly compensate from the loss of mAW transports between the Nice and Catalan Sea transports' estimates.

Table 2. Averages and standard deviations of water masses transports (Sv, Eqn 14, App B) computed from the selected section shown Fig. 1. The Alboran and Sardinia Strait estimates are positive eastward and all others positive northward. Transports between Corsica and Sardinia are not significant.

		AW	mAW	WIW	LIW	mIW	WMDW
Alboran section	ave	0,579	0,133	-0,086	-0,060	-0,324	-0,198
	std	0,306	0,342	0,088	0,050	0,226	0,576
Sardinia Strait	ave	0,373	0,345	0,000	-0,194	-0,088	-0,065
	std	0,254	0,472	0,010	0,160	0,148	0,462
WCC off Sardinia	ave	0,018	0,171	0,000	-0,009	-0,136	-0,246
	std	0,062	0,368	0,062	0,112	0,405	0,748
WCC off Calvi	ave	0,062	0,487	0,090	0,056	0,348	0,142
	std	0,048	0,412	0,141	0,159	0,892	0,408

Corsica Strait	ave	0,034	0,294	0,006	0,010	0,005	0,000
	<i>std</i>	<i>0,044</i>	<i>0,312</i>	<i>0,037</i>	<i>0,015</i>	<i>0,014</i>	<i>0,001</i>
NC off Nice	ave	-0,075	-0,720	-0,142	-0,068	-0,351	-0,163
	<i>std</i>	<i>0,050</i>	<i>0,430</i>	<i>0,219</i>	<i>0,165</i>	<i>0,890</i>	<i>0,401</i>
NC off Barcelona	ave	-0,044	-0,323	-0,204	-0,047	-0,295	-0,387
	<i>std</i>	<i>0,093</i>	<i>0,497</i>	<i>0,325</i>	<i>0,082</i>	<i>0,372</i>	<i>0,842</i>
BC off Menorca	ave	0,095	0,310	0,111	0,027	0,143	0,374
	<i>std</i>	<i>0,101</i>	<i>0,377</i>	<i>0,170</i>	<i>0,077</i>	<i>0,337</i>	<i>0,858</i>
Balearic southern channels	ave	0,082	-0,025	-0,083	-0,011	-0,139	-0,063
	<i>std</i>	<i>0,154</i>	<i>0,351</i>	<i>0,115</i>	<i>0,023</i>	<i>0,206</i>	<i>0,154</i>

The water mass sorting algorithm identifies the LIW with a salinity of 38.52 ± 0.01 overall, with only a slightly higher value for the core (38.564 ± 0.017). These low estimated mean salinity are consistent with a mean salinity loss of ca -0.4 due to the progressive dilution of the LIW from the Levantine to the Western basin (e.g. Millot et al., 2013; Schroeder et al., 2020). The relatively low average temperatures (lower than 14°C) can be interpreted in the same way, but with a more marked difference between the overall estimates and the core, the latter giving a warmer LIW. Note that these global estimates of LIW salinity or temperature also include older LIW distributed over all depths, especially during deep convection events, leading to traces of LIW (very low flags) in the deeper layers (see example Fig. 3). This bias also affects the calculated depth range ($273 \pm 28\text{m}$ to $1269 \pm 401\text{m}$) and overall potential density (29.09 kg.m^{-3}). But the core estimates better match the main LIW vein flowing along western Sardinia at about 400 meters depth, with salinities over 38.56, temperatures over 13.5°C (e.g. Bosse et al., 2015) and a potential density of 29.075 kg.m^{-3} . This later value is slightly higher than the one used in the algorithm (29.06 kg.m^{-3}) as characteristic of the LIW, but close to the value generally found in the Northwestern Mediterranean (e.g. Puig et al., 2013; Schroeder et al., 2020). The largest LIW volumes are detected on the Sardinian Channel, given the immediate proximity of the Tyrrhenian Sea where LIW entering through the Strait of Sicily is known to accumulate (e.g., Sammari et al., 1999). LIW volumes decrease rapidly westwards with the lowest (or even nul) volumes over the shallowest areas, i.e. the Gulf of Lion shelf, the Corsican Channel and the Balearic Islands channels, ensuring that the algorithm effectively identifies them as intermediate waters. The associated transports show a turbulent eddy-like propagation between southern Sardinia and the Balearic archipelago and a weak cyclonic flow ($0.01\text{--}0.07 \text{ Sv}$) along the shelf slope over most of the western basin, except for an offshore separation of the main flow (0.027 Sv) at the entrance to the Balearic Sea that extends westwards to northern Corsica (Table 2). This cyclonic flow along the shelf slope is consistent with historical finding about the LIW behavior (e.g. Millot and Taupier-Letage, 2005) and the eddy-like flow in the central area would reflect the average effect

of the Sardinian eddies' drift (e.g. [Testor et al., 2005a](#); [Bosse et al., 2015](#)). In contrast, the offshore LIW flow from Ibiza to Corsica and the absence of a significant LIW flow along the slope of the Sardinian-Corsican shelf north of 40°N have never been demonstrated nor suggested.

The mean density of the tagged WMDW is close to the usual definition value of 29.10 kg.m^{-3} , both for the total estimate ($29.108 \pm 0.007 \text{ kg.m}^{-3}$) and for the central estimate ($29.122 \pm 0.009 \text{ kg.m}^{-3}$). Logically, the WMDW is mainly detected at depth, below $360 \pm 56 \text{ m}$ (f_{WMDW} greater than 5%) with a core that follows the average bottom depth of the region ($2246 \pm 21 \text{ m}$ and $2192 \pm 129 \text{ m}$ for the maximum depth of the water mass and the average depth of its core, respectively). This density-based tagging gives a mean salinity of 38.476 and 38.461 for the whole and the core of the water mass, respectively, with small standard deviations (of about 0.01) and close to the usually observed range (see Table 1). The mean temperatures are also close to the usual estimates, being 12.783 ± 0.032 and 12.910 ± 0.026 °C for the ensemble and core, respectively. Due to their greater vertical extent, the volumes of the WMDWs are of a higher order than other water mass volumes and closely follow the bathymetry of the basin, with higher values in the deepest area to the south. It may be surprising that the highest values are not found in the northern deep water formation zone, but this reflects the rapid southward spread of newly formed WMDWs (within a few months, e.g. [Beuvier et al., 2012](#)) in response to the general increase in bathymetry to the south. The associated transports are also higher (0.3-0.5 Sv) than most of other water mass, expecting the mAW (Table 2), the greater depth range of the WMDW (thousands of meters) compensating for the lower velocities (below 5 cm/s) prevailing in the deeper layers. The WMDW transports reveal a turbulent eddy-like circulation between southern Sardinia and the Balearic Archipelago and two cyclonic circulations over, respectively, the south-western basin between the Balearic Archipelago and North Africa and the north-western Liguro-Provençal area.

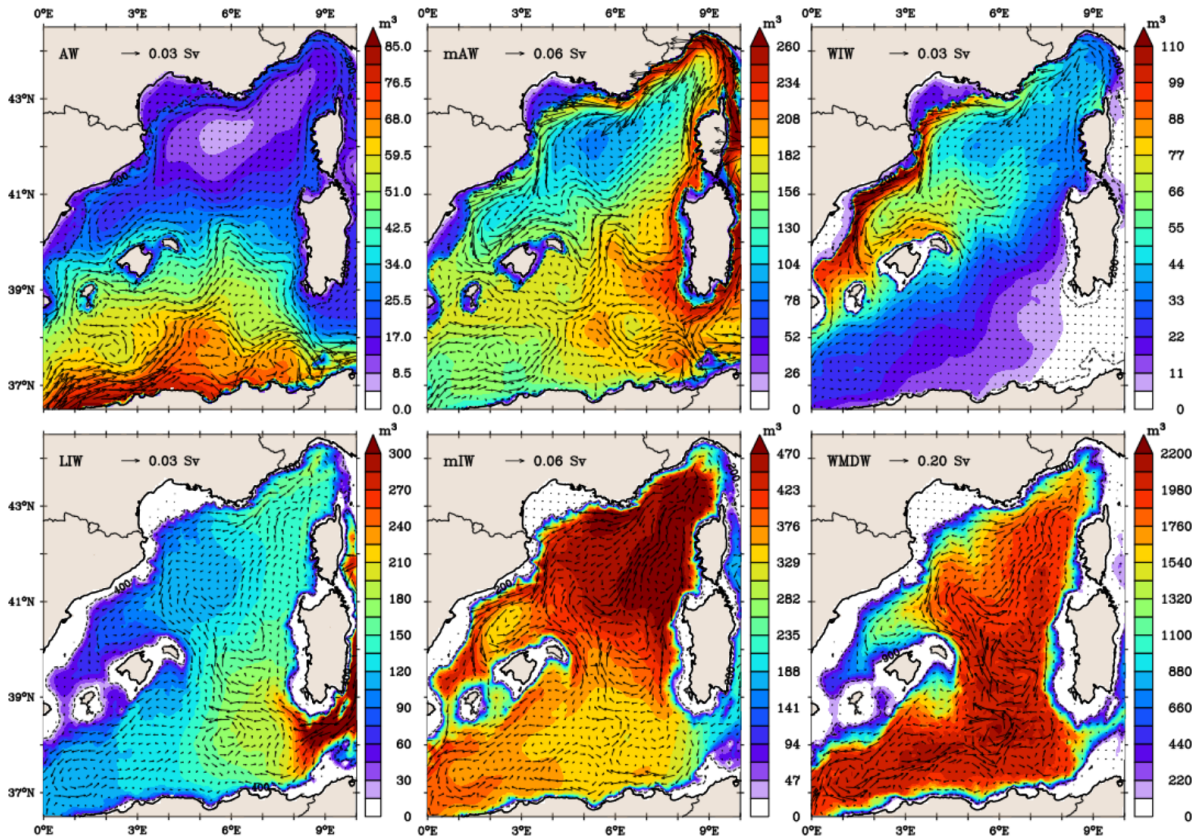


Fig. 4. Climatology of water mass volumes and transports, vertically integrated over all depths for each model mesh grid, and averaged over the 1993-2013 period (Eqn 12 & 13, App B).

As the mIW flag adds up everything that remains from all the others, it is not a defined water mass but a residual mixture of the other water masses, likely including TDW and more generally all intermediate waters from the Eastern Basin that may have passed the Sicily and Sardinia Straits (e.g. Millot et al., 2013, Schroeder et al., 2020) as well as those produced in the Northwestern provençal area due intermediate convection events. As such, its average characteristics cannot be objectively compared with the literature, but have to be coherent with the surrounding water masses. The mean salinity of the mIW (38.497 ± 0.018 and 38.518 ± 0.014 for the total estimate and the core, respectively) are midway between those of the LIW and the WMDW, thus well on the mixing line between them. In contrast, the average temperatures (13.149 ± 0.086 and 13.309 ± 0.054) are slightly warmer than the average between LIW and WMDW which is more like 13°C . The average potential density of the whole mIW is 29.075 kg.m^{-3} , close to that of LIW, while that of the core is slightly lower at 29.057 kg.m^{-3} . This reflects the fact that mIW are also tagged on a significant part of the upper intermediate layers, i.e. between the mAW/WIW and the LIW and not only in the deep layers below the LIW (see Fig. 3). The range of calculated mIW depths is consistent with these findings, showing a minimum of $205 \pm 26 \text{ m}$, close to the maximum depths of the mAW and WIW, a core depth of $325 \pm 50 \text{ m}$ and a maximum depth of $1344 \pm 402 \text{ m}$ close to the LIW's one. The mIW volumes are the second

highest, twice as high as mAW or WIW but five times lower than WMDW, and have a general distribution opposite to WMDW with higher values in the most north-eastern part of the area. The circulation patterns are similar but less pronounced than those of the WMDW, except over the Balearic Sea where they rather follow those of the mAW/WIW. The corresponding transport values are most often intermediate between mAW and WIW over the northern part of the basin, ranging from 0.1-0.3 Sv Table 2, but predominate through and south of the Balearic islands.

3.2. Time series of the thermohaline characteristics and volumes of the water masses.

Given the coherent long term average of the water mass characteristics, volumes and transports described in the previous section, we now look for their variability over the whole 20-y of the reanalysis. To do so, we present the time series of the characteristics (Fig. 5) and volumes (Fig. 6) of the water masses, with the curves of maximum MLD and DWF area (Fig. 6) in order to be compared with the WMDW volume variations. The temperature variability on the surface water masses (AW, MAW) is firstly driven by the seasonal radiative cycles and enforced by strongest winds in winter time, i.e. classically, a cooling in autumn and winter and a warming in spring and summer. The mAW salinity shows a weaker (and even sometimes unclear) seasonal variability while the AW salinity does not show any seasonal cycles, coherently with the almost constant flow of AW through the Gibraltar Strait. This nearly constant AW flow also explains the low variability of the AW volume (Fig. 6). The seasonal variability of both water masses density is then mostly dependent on their temperature. By contrast, the mAW volumes exhibit a marked seasonal cycle with winter drops that mirror the increase of WIW volumes, materializing the conversion of mAW to WIW in winter time. Coherently, all WIWs' characteristics show strong seasonal variations (Fig. 5c) with minimum temperature and salinity in winter (ca 13.0°C and 38.25 PSU) and increasing values from spring to summer due to its mixing with surrounding warmer water masses from below (the LIW) and from above, given the summertime stratification of the surface layers. As such, the WIWs' volumes range from $10 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ in summer to $28 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ in winter close to the range estimated by [Juza et al. \(2019\)](#) for the 2011-2013 ($10 \cdot 10^3 - 50 \cdot 10^3 \text{ km}^3$). Note that the most severe drops in mAW volumes that exceed the increase of the WIW occurs during the most convective years of the time series, particularly in 1999 and 2005 affecting as well the WIW thermohaline characteristics.

On longer time scales, the mAW and AW salinity time series show periods of alternating increase and decrease of salinity, but of limited amplitude (0.2 PSU) and not concomitant in time. We also note that maxima of mAW volume tend to increase during the periods with several years of low or no convection (1996-1998, 2001-2002, 2007-2009) and, conversely, stay nearly constant during periods of consecutive medium to strong convection (1999-2000, 2003-2006, 2010-2013). This suggests that the destruction of the mAW by convection in the Northern sub-basin is generally balanced by its production by meso-scale horizontal mixing in the southern sub-basin, while several consecutive years of low or no convection may favor the accumulation of mAW over the whole basin. However, there are some exceptions to this global rule in 2001-2002 (stagnating mAW maximum volume) and in 2009 (still increasing mAW maximum volume). In the first case, one may argue that the period of no or low convection was too short to significantly affect the mAW volume. The 2009 year is an exceptional case that will find a more rational explanation later in Section 3.3. Lastly the AW volumes exhibit similar, but low, drops during

years of medium to strong convection followed by relaxing periods during low or no convection years. This similarity between the AW and mAW pluri-annual variability is likely due to the use of a salinity ratio in the algorithm that retains a small amount of AW over the northern part of the basin. As the years of medium to strong convection are more frequent from the second half of the reanalysis, this leads to a general tendency of decreasing AW amount (-25 %) over the whole area.

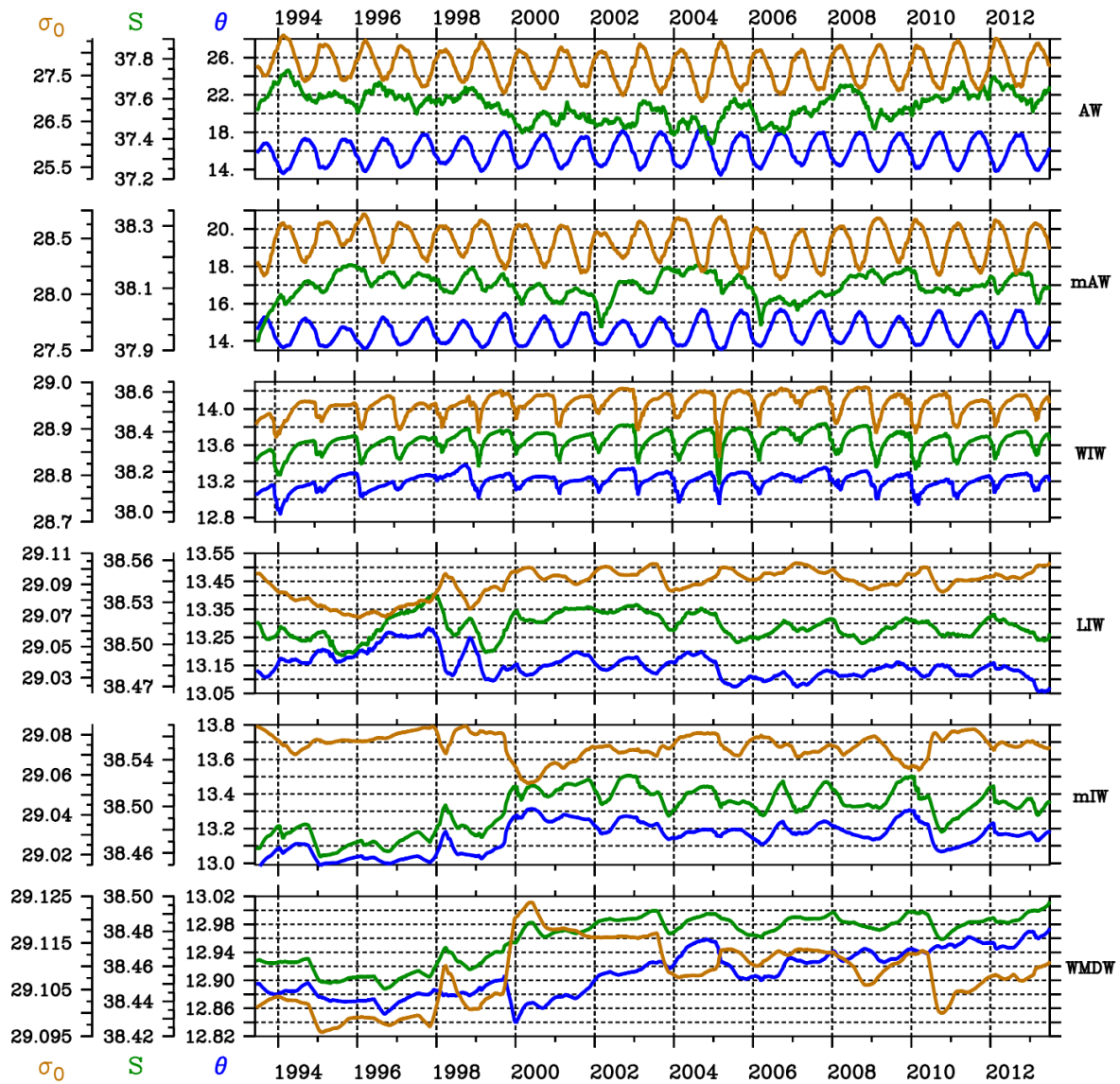


Fig. 5. Time series of average σ_θ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), θ ($^\circ\text{C}$) and S characteristics for each flagged water mass (Eqn 12, App B).

In contrast, the characteristics and volumes of LIWs, mIW and WMDWs do not vary seasonally, but rather show two different dynamics before and after the 1998-2000 period. The early years of the simulations show ambiguous variations in thermohaline characteristics, mainly for LIWs, which show a period of slow temperature increase (+0.15°C in 1993-1995), followed by an increase of both temperature and salinity peaking in early 1998. At the same time, the LIW volume increased slowly after 1995 and more suddenly in 1999-2000 (Fig. 6d). The thermohaline characteristics and volumes of mIW and WMDW are more stable during the first 4 years but clearly evolve during 1998-2000 toward a higher salinity (+0.04 and +0.02 PSU, respectively) that remains for the rest of the reanalysis. Recalling that the reanalysis was initiated with results from a twin free run, a longer spin-up than the 9 months initially considered (see section 2.1) can probably explain the questionable variability observed in the very early years of the reanalysis (1993-1994). The salinization of the middle and deep layers during 2000 was already noted by [Hamon et al. \(2016\)](#) in a previous version of the reanalysis (MEDRYS1V1). They attributed it to a biased volume correction term of the SLA model equivalent. This misfit tends to compensate for the SLA error by densifying the water columns. As the assimilation system is more constrained on temperature (due to better data coverage) than on salinity, this adjustment has a stronger effect on salinity, especially at depth due to the very low number of data assimilated below 600 m depth before 2005. On the other hand, the increase in LIW volume in 1999-2000 does not coincide with the gradual salinization of LIW that occurs earlier and drops off sharply in 1998. Rather, it coincides with an increase in LIW flux through the Sardinian Strait (not shown), beginning in late 1998 and peaking (0.35 Sv) in late 1999 early 2000. Water mass transports are calculated by combining velocities and water mass fractions; this increase in LIW flux mainly come from a slight increased salinity of +0.04 PSU by reference to the long term average) of the LIW coming from the Tyrrhenian Sea while velocities of the intermediate layers (200-600m) only show a very slight acceleration (+0.01 cm s⁻¹). In any case, this suggests that the accumulation of salt and LIW in the basin may also be related to the EMT that slowly propagated higher salt content to the western basin from 1997 to 2004 ([Schneider et al., 2014](#); [Amitai et al., 2021](#)). Both processes (i.e., a biased SLA adjustment or EMT propagation), may have occurred simultaneously but would be difficult to distinguish since the biased SLA adjustment also affects the eastern basin (see [Hamon et al., 2016](#), [Beuvier et al., 2016](#)).

After 2000, WMDW and mIW show more stabilized behaviors with a variability that is mostly driven by the interannual variability of DWF, as evidenced by the conversion of mIW to WMDW in 1999, 2005, 2006, 2012, and 2013 and, conversely, a slow decrease (increase) in WMDW(mIW) volume during periods without DWF (2001-2002, 2006-2008). The effect of DWF is less pronounced on LIW volumes, probably because the algorithm tends to retain the memory of the LIW salinity anomaly in the newly formed WMDW (see Fig. 3 for example). The WMDW volume is estimated to be about $6 \pm 1 \cdot 10^5 \text{ km}^3$ for the entire area (0 to 10°E) and $2.7 \pm 0.3 \cdot 10^5 \text{ km}^3$ when calculated for the northern part alone (>39.9° N and < 9.5° E) as in [Somot et al. \(2018\)](#). This baseline of WMDW volume in the Northwestern Mediterranean is a little higher, mainly due to the algorithm that use fractions of water mass rather than fixed threshold, but the increases in deep water volume during DWF events ranging about $50\text{-}180 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ are in agreement with [Somot et al. \(2018\)](#), [Beuvier et al. \(2012\)](#), [Waldmann et al. \(2016\)](#) and [Testor et al. \(2018\)](#).

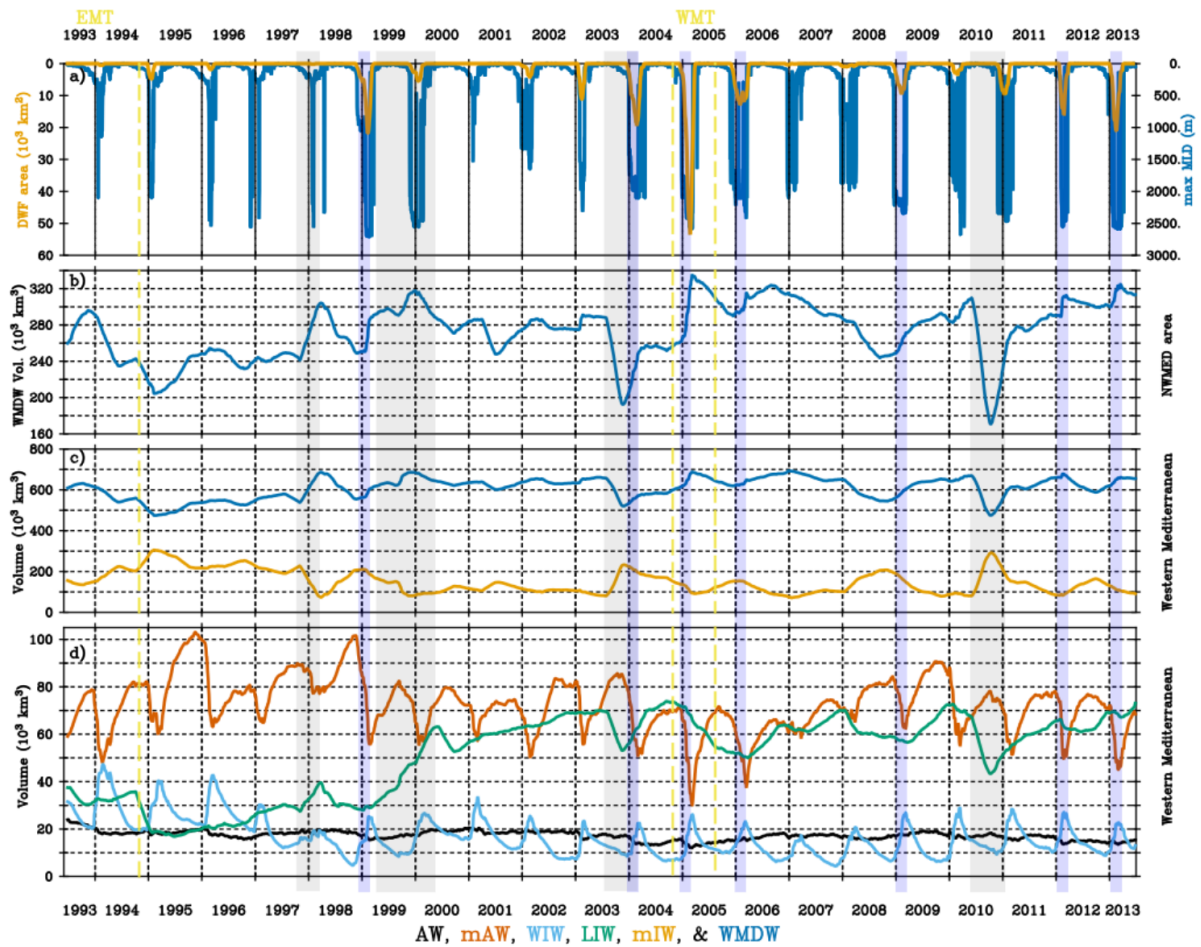


Fig. 6. (a) Time series of the MLD maximum (blue, right axis) and of the DWF area (orange, left axis) computed over the NWMed area (see Fig. 1) as Somot et al. (2018). (b, c, d) Time series of the water mass specific volumes (Eqn 12, App. B) of (b) WMDW in the NWMed area and (c, d) all the water masses over the whole domain without Alboran et Tyrrhenian Seas. Vertical gray rectangles locate (1998) the WMDW incoming from the Alboran Sea, (1999) the LIW accumulation, and (2003 and 2010) the two events of WMDW destruction of Section 3.3. Vertical blue rectangles locate the DWFs. EMT and WMT denote the Eastern and Western Mediterranean Transition periods.

Conversely, some years make exceptions to this behavior, especially 2003 and 2010 showing high losses of the LIW (-40 %) and WMDW (-30%) volumes mirrored by increase of the volume of mIWs (+200 %). Likewise, the year 1998 inversely shows an increase (decrease) of the WMDW (mIW) volumes while it is widely recognized that it is not a DWF year (e.g. Somot et al., 2018). These dubious events of WMDW production (1998) and deep and intermediate mixing (2003 and 2010) are detailed in Fig. 7. For 1998, the WMDW volume anomaly (by reference to the climatological one) suggests that the problem originates from the most

southwestern area (likely in the Alboran Sea) and propagates northeastward on a large part of the basin (Fig. 7a). The associated transports are considerably increased (+2 Sv by reference to the climatological estimate) and led to the establishment of a large anticyclonic gyre over the eastern Algerian basin which is contradictory with the usual barotropic cyclonic gyre prevailing in his area (Send & Testor, 2017). Time series of salinity and temperature, spatially averaged over the southwestern area where the anomaly emerges, show that the WMDW volume anomaly mainly originates from a sudden increase of salinity (+0.02 PSU) near the bottom in December 1997 (Fig. 7dgj) that propagates upward toward 1000 m in some months. It is followed by a cooling (-0.15 to -0.27 °C) of similar vertical extent. These changes in the haline and thermal makes the potential density to drastically increase over a wide depth range with the 29.11 kg.m⁻³ isopycnal reaching 600 meters depth from mid February to June 1998 (Fig. 7j), which is too shallow to be trusted in this region. Consequently, the algorithm diagnoses higher WMDW fractions, hence the increased volumes. The years 2003 and 2010 are inverted situations with the volume anomaly showing WMDWs' destructions located over the whole Provençal basin (Fig. 7bc). The impacts of the WMDW transports are surprisingly not marked over the anomaly area, but reach ca 1 Sv in numerous eddy-like structures over a large part of the Algerian sub-basin. These anomalies are due to two similar events of desalination in the 600-2200 m range lasting several months. The drop in salinity reached -0.02 PSU in the core (1800 m) of the anomaly in 2003 and -0.04 PSU between 800 and 2100 m in 2010. There is no signal on temperature in 2003, but an increase in 2010 that reached +0.07 to +0.09°C associated with the maximum of the salinity anomaly which strengthens the drop off of density. In both cases, the isopycnals of 29.10 kg.m⁻³ fall toward ~2000 meters depth (Fig. 7kl), leading to much lower WMDW fraction (< 0.3) over a large part of the water column, hence a large decrease of the diagnosed WMDW volume.

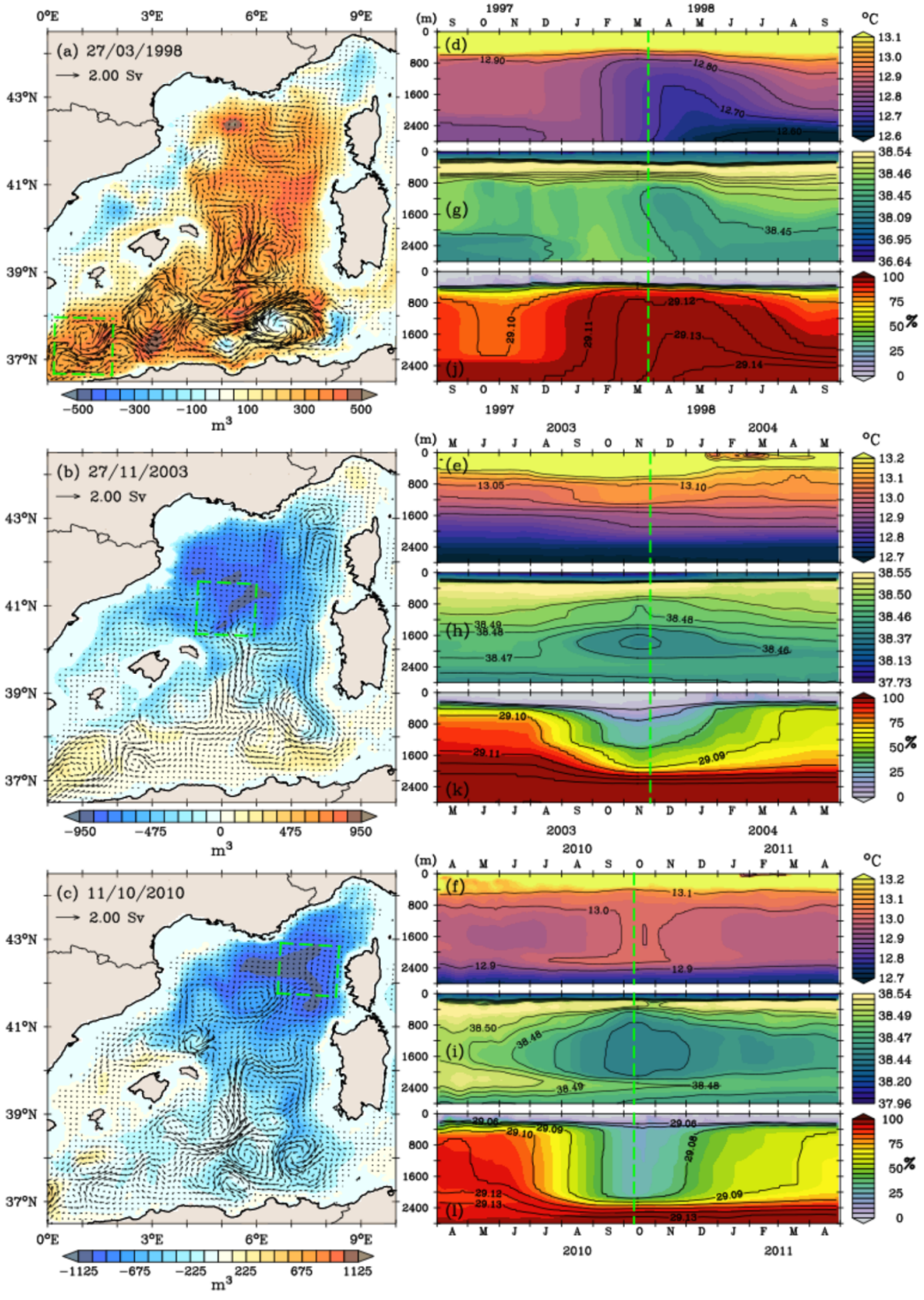


Fig. 7. Anomaly (by reference to the climatology, Fig. 4f) of the WMDW volume at the date of maximum of the anomalous events of (a) 1998, (b) 2003 and (c) 2010 and corresponding year-long centered times series of spatially averaged (d, e, f) temperature, (g, h, i) salinity and (j, k, l) WMDW ratio in the most impacted areas. The black arrows indicate the transport of (a, b, c) WMDWs. The green square shows the spatial domain of the average. The vertical green lines on right panels indicate the same day as on the left panels.

In all of these three cases, there is no physical process that can be invoked to explain such changes in the salinity and heat contents of deep and intermediate waters over such large areas. Those are more likely due to biases in the assimilation processes, either through subregional SLA or local vertical profiles adjustments, that can propagate over large areas. It is not in the scope of this study to clearly identify these biases or malfunctioning of the assimilation processes, but we noted that the 1998 event just follow a short period of intensive CTD operations in the Alboran Sea during the ALMOFRONT-2 campaign (Prieur et al., 2003) while the density of CTD profiles in the Mediterranean Sea was generally low before the Argo era (i.e., before 2005) and limited to the 0-1000m range (Hamon et al. 2016). The sudden arrival of a higher level of information at depth in the assimilation system may have over-constrained the model. Likewise, the 2003 event just follows the 2003 heat wave that has been shown to markedly impact the SST over the Northwestern Mediterranean and the circulation in the Central Mediterranean (Olita et al., 2007; García-Herrera et al., 2010). It is not unlikely that the model and/or the assimilation system may have poorly or differently handled the steric effect of this exceptional heat wave, leading to a destabilization of the assimilation system for the SLA. Finally, WMDW volume calculations using a fixed threshold (such as 29.10 or 29.12 kg m⁻³ as in Somot et al., 2018) yielded much more unrealistic estimates during these anomalous events, with stronger and more sudden variations (a few days). This definitely supports the hypothesis of the occurrence of accidental bias in the assimilation system.

Beyond that, the reanalysis seems to resist these artifacts, which do not last more than a few months in terms of volume (Fig. 6) and thermo-haline characteristics of water masses (Fig. 5). The impact in terms of deep water transport is more questionable, especially for the 1998 event for which the increase in WMDW transport over the Algerian basin and the inverted barotropic gyre lasted a few more than 2 years. We therefore recalculated the long-term average volume and transport for each water mass without the years 1998-1999, 2003, and 2010, as shown in Fig. 8. These new estimates better highlight a deep cyclonic gyre in eastern Algeria that is much more consistent with the literature (Testor et al., 2005b; Send and Testor, 2017). This mean cyclonic gyre was hidden by the strong anticyclonic gyre generated by the suspicious 1998 WMDW event and that is maintained until early 2000. The mIW and LIW also now exhibit this deep cyclonic circulation (Mallil et al., 2021), leading to cumulative transports of deep and intermediate water mass of about $2.5 \pm 0.5Sv$, only slightly lower than those reported by Send and Testor (2017) ($4.0 \pm 1.0Sv$). For the six water masses, the largest volume differences from the first guess appear primarily in the western Algerian basin, consistent with the removal of the 1998 WMDW event, but do not exceed 10%. Apart from the differences in volume and transports in the Algerian basin, the impact of removing four anomalous years is very limited. In particular, the removal of

the 2003 and 2010 WMDW events does not affect the volume or transport estimates in the northern sub-basin, suggesting that these events did not significantly affect the previous estimates of mean water mass circulation.

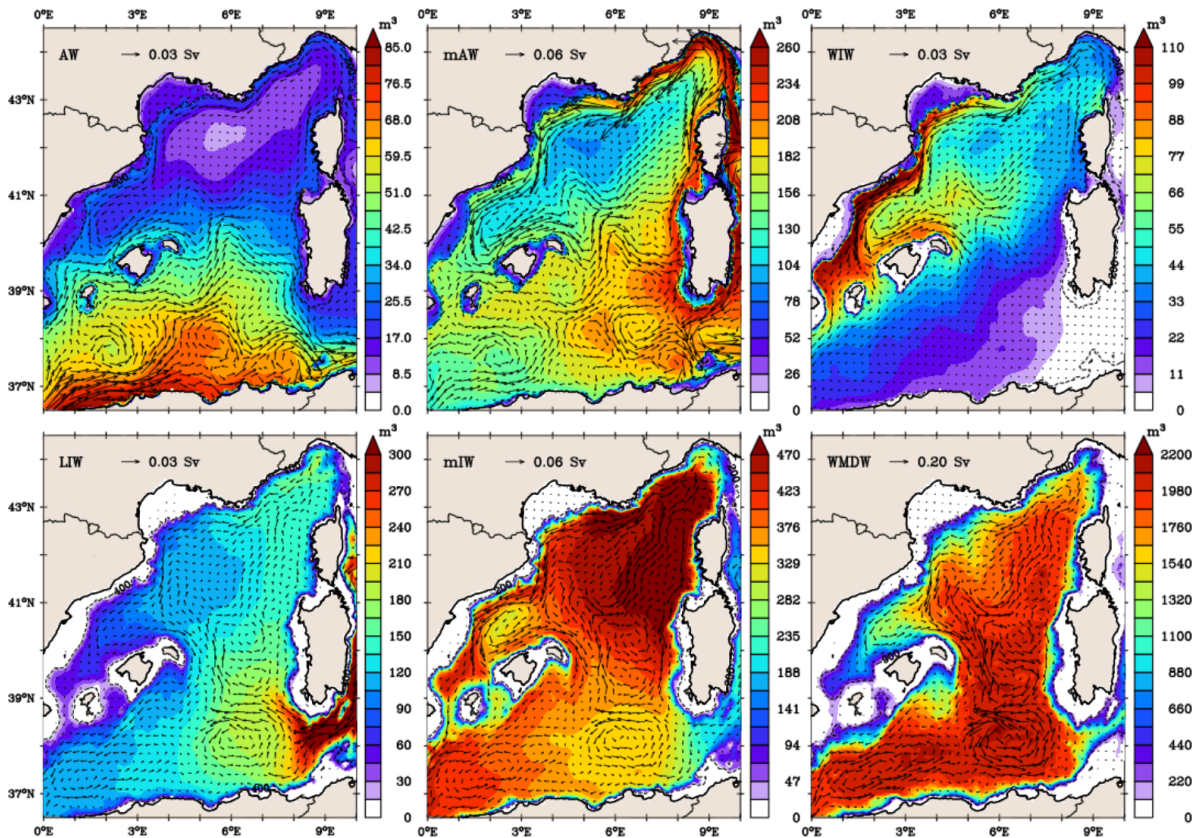


Fig. 8. Same as Fig. 4, without the years 1998-1999, 2003 and 2010.

3.3. Connection between deep and surface dynamics : climatological scale and event

The corrected climatology of water mass circulations highlights a deep gyre in the eastern Algerian basin in controlling the dynamics of deep and intermediate water masses. It has been suggested previously that this deep gyre in eastern Algeria may also control the circulation of AEs (Isern-Fontanet et al., 2006; Escudier et al., 2016; Pessini et al., 2018; Mallil et al., 2021). Although clearly an artifact, the 1998 WMDW production event in the Alboran Sea suggests that the deep gyre of eastern Algeria may be highly sensitive to the arrival of newly formed deep water. In addition, Barral et al. (2021) showed that the DWF over the northern sub-basin can shift the northern boundary of the AWs, i.e. the Balearic-Sardinian frontal zone, one degree southward. They hypothesized that this would be due to a decrease in the formation and northward propagation of AEs during DWF years. To reexamine this hypothesis, we recomputed the mean water mass volumes and transports by separating the years with (2004-2006, 2009,

2011-2013) and without DWF (1993-1997, 2000-2002, 2007-2008) based on the maximum mixed layer depth and convective zone extension shown in Figure 6a.

The results are presented in Fig. 9 with, for each water mass, the difference in average volumes and transports between the two regimes. Years with DWF logically show higher volumes of the WMDW in the northern part of the basin, mainly in the known deep convection zone around 42°N -5°E., as well as increased southward transport along the Balearic continental slope. The differences in volumes between the two regimes over the central Liguro-Provençal area for the mAW, WIW and mIW illustrate the conversion of surface and intermediate waters to deep and bottom waters when deep convection occurs. The LIW response is less clear and contradictory to the usual finding of LIW destruction during DWF events, showing higher volumes over almost the entire basin during DWF years. This is partly because the algorithm retains memory of the LIW salinity anomaly even after DWF events, but also because of the increase in LIW volume between the start and end of the reanalysis (Section 3.2), as more DWF years occur after 2005. Furthermore, the differences in transport estimates show an acceleration of the along-slope cyclonic circulation over the Liguro-Provençal area for all surface and intermediate water masses. This acceleration of the regional cyclonic circulation has been suggested for a long time based on heat and water budget (e.g., [Bethoux et al., 1982](#); [Astraldi and Gasparini, 1994](#)) or dynamical considerations (e.g., [Crépon and Boukthir, 1987](#); [Madec et al., 1991](#)) and clearly evidenced in dedicated modeling study (e.g., [Hermann et al., 2008](#)) but, to our knowledge, never on such climatological mean. Except a thin area west of the Corsican and Northwest Sardinia near-coast area which will be discussed later, the repartition of the water masses amount over the northern along-slope circulation is not significantly affected, showing that the response is almost kinematic. Conversely, there are significant changes in the mAW volumes around and east of the Balearic Sea, showing that the shape of the northern extension of the mAW reservoir is altered, consistently with our previous study ([Barral et al. 2021](#)) that shows a DWF-induced meridional shift of the haline frontal zone that prevails between Menorca and Sardinia. This regime shift also largely affects the amount of mAW at the West of Sardinia and above the Algerian Gyre, which is reduced in years with DWF, suggesting that less mAW may be produced by mixing in the AEs or a lesser extent and activity of the AEs at that time.

The difference in transports estimates between the two regimes also shows a marked inversion of the deep circulation in the area of the eastern deep Algerian gyre when DWF occurs, comforting the hypothesis of a disruption, or at least, a marked weakening of the barotropic gyre in response to the increased southward flow of the WMDW. Except the WIW that are not detectable in this region, all the surface (AW, mAW) and intermediates (LIW, mIW) water masses show the same tendency. For the LIW and mIW, this is likely due to the algorithm that maintains a link between the intermediate water mass and the WMDW through the use of salinity or density fractions, but it is coherent with [Send and Testor \(2017\)](#). The alignment of the circulation of the surface and deep water masses is less intuitive, but not so surprising if this long term average circulation is seen as retaining the average paths of the AEs as guided by the deep barotropic gyre (e.g., [Pessini et al. 2018](#)). Likewise, a weakening of the deep eastern Algerian gyre would induce a lesser northern extent of the AEs, as suggested above regarding the differences in AW and mAW volumes, hence a weakened signature of their paths on the surface circulation.

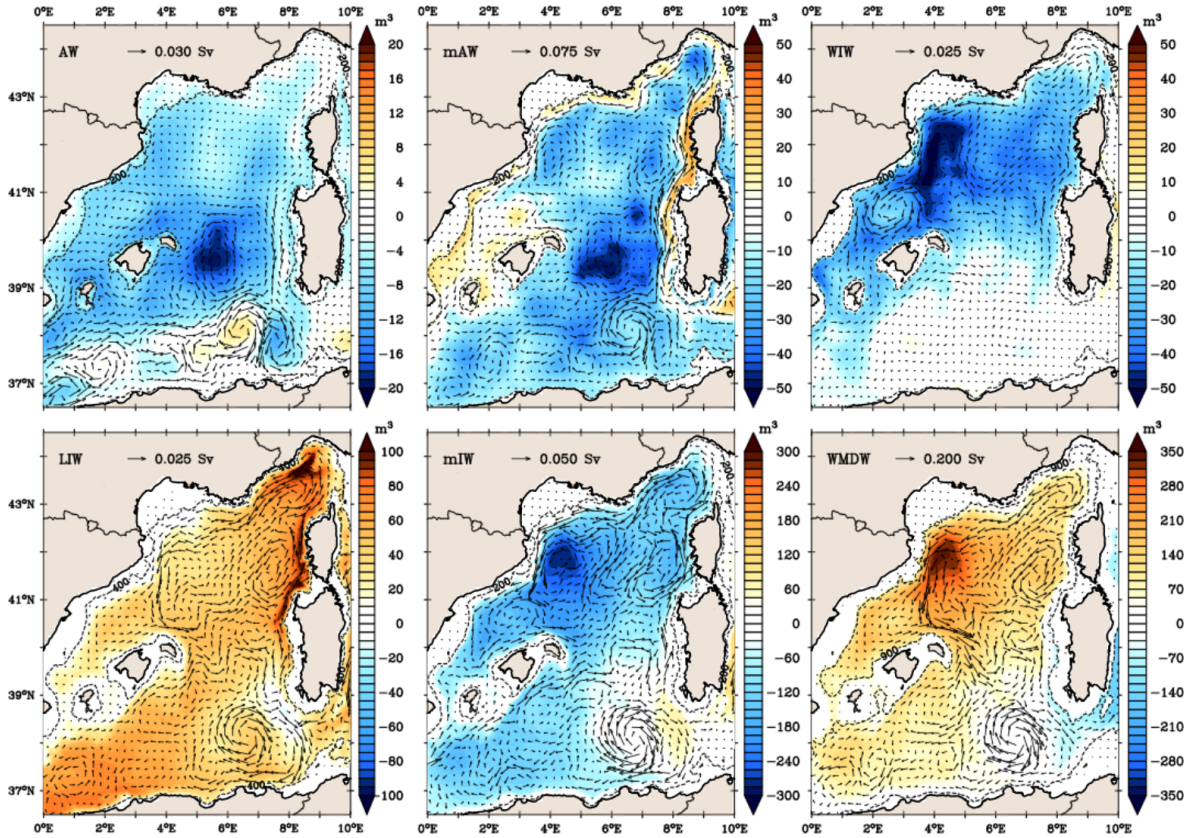


Fig. 9. Differences of water mass volumes and transports between averages of the years without DWF, and with DWF (i.e., DWF minus no DWF, see Fig. 6), with respect to the years of the climatology of Fig. 8.

Surprisingly, it is not the year 2005, the most convective year in the time series (see Fig. 6a or [Schroeder et al. 2008a](#); [Somot et al., 2018](#)), that shows the greatest effect of the DWF on the circulation of surface and intermediate water masses, but the year 2009 due to an outburst of WMDW to the Tyrrhenian Sea inducing a strong return flow of mAWs to the surface. This event is clearly visible in Fig. 10 which shows the different water mass transports in the Sardinian Channel. The transports of WMDWs and mAWs are distinct from the rest of the time series from mid-2008 to the end of 2009, both in intensity ($> 1\text{ Sv}$) and sign, and are almost perfectly opposite. This overflow of the WMDW onto the Sardinian sill in 2009 has been previously documented and is attributed to the deposition on the seafloor in 2005 of the newly formed WMDWs, followed by moderate but significant DWF events in 2006, 2008 and a stronger one in 2009. Each of these DWF events results in successive WMDW deposition, one after the other and year after year, with the top of accumulated WMDW reaching shallower depths ($< 1900\text{ m}$) than the Sardinian channel sill depth in 2009 (e.g. [Schroeder et al., 2016](#); [Li and Tanhua, 2020](#);

[Ben Ismail et al., 2021 \(CMS OSR5\)](#)). The WMDW and mAW transport anomalies peak in late June 2009, 4-5 months after the 2009 DWF events, a time scale for WMDW propagation that is consistent with [Testor and Gascard \(2003\)](#).

This sudden exchange of mAW and WMDW between the Tyrrhenian Sea and the Algerian-Provençal Basin leads to important changes in the regional distribution and circulation of surface and intermediate water masses over the whole western basin. The marked influx of mAW from the Tyrrhenian Sea induces a continuous flow along western Sardinia and Corsica that feeds the WCC and the NC as far as the Catalan-Balearic Sea (Fig. 10). The concomitant increase in mAW volume is likely responsible for the difference in mAW between years with and without DWF previously observed in Fig. 9 along western Sardinia and western Corsica, as well as the maximum peak in mAW volume over the entire basin in 2009 in Fig. 6d. Conversely, the arrival of warmer mAW from the Tyrrhenian Sea through the ECC and WCC prevents the formation of WIW over the Ligurian Sea and the Provençal region leading to a decrease in WIW volumes over most of the northwestern area (Fig. 10). This lower amount of WIW is seen in the Balearic Sea concomitant with an increased escape northeast of Menorca and the persistence of two distinct anticyclonic structures accumulating WIW in the central area and north of Ibiza. This latter has been reported in [Mason and Pascual \(2013\)](#) as an anomalous SLA pattern in 2009, standing all year long but strengthened in Autumn.

Paradoxically, AW transport is not modified in the Sardinia Channel, but more strongly in the central area and over the area affected by the anomalous northward flow of mAW (Fig. 10) leading to a significant redistribution of the amount of AW over the whole basin. This redistribution shows a smaller volume of AW over the Balearic Islands contrasting with an accumulation in the eastern Algerian sub-basin in several mesoscale eddies, likely AEs out of their usual cyclonic path. In addition, part of the AW is driven by the northward flow of mAW from the center of the Algerian basin to the WCC. This unusual AW spatial distribution is consistent with [Barral et al. \(2021\)](#) who reported an anomalous northward extension of the AW-mAW haline frontal zone in 2009 while DWF years are generally characterized by a southward migration of the frontal interface. The lower amount of AW in the Catalan Sea and around the Balearic Archipelago is clearly due the increased influx of mAW in the Balearic Sea and the persistence of a WIW anticyclonic structure North of Ibiza, preventing the usual northward flow of AW through the Balearic channels in summer (e.g., [Mason and Pascual, 2013](#); [Vargas-Yanez et al., 2020](#)).

The transport of LIW and mIW through the Sardinian Strait is also modified after this sudden and exceptional, but at a lower level and with a 6-month delay. Again, the impact is more pronounced on their regional circulations throughout the basin. The greater amount of LIW in the Ligurian Sea is partly due to the increased inflow from the Tyrrhenian Sea, but mainly reflects the northward entrainment of LIW by the mAW flow. The amount of mIW decreases overall over the basin, first because of the DWF during winter over the Provençal area (as shown in Fig. 9), and second because it is trapped between a shallower WMDW upper boundary and a deeper AW/mAW lower boundary, especially over the shelf slope of western Sardinia and Corsica.

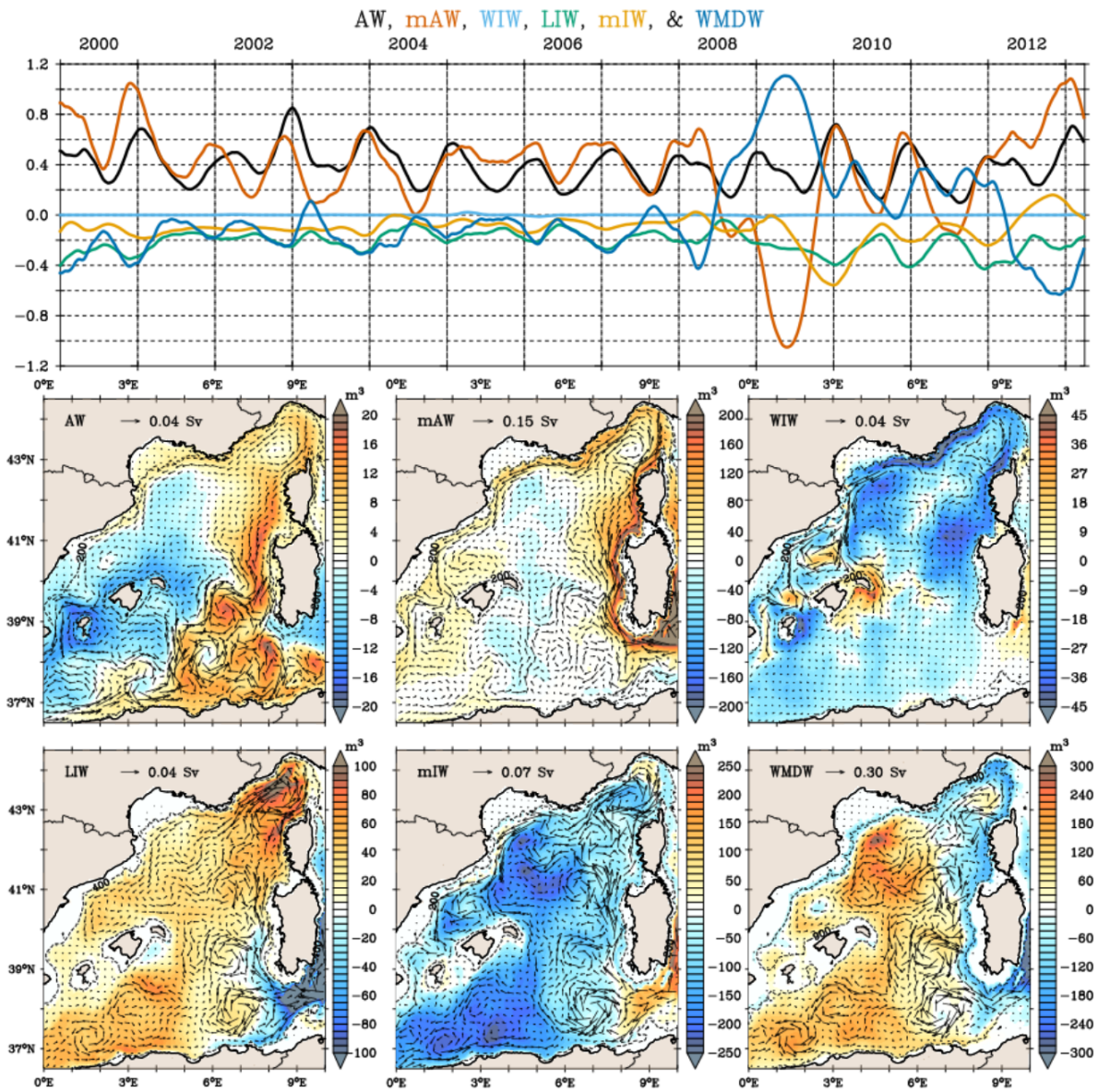


Fig. 10. Time series of water mass transports through the Sardinia Channel (in Sv, positive toward the East, see Fig. 1, seasonal smoothing with a triangular window filter). Anomalies of the water mass volumes and transports of 2009 by reference to the climatology of Fig. 8.

4. Discussion and conclusion

The main objective of this study was to extract from a 20-year reanalysis of the Mediterranean Sea a coherent climatological picture of the water mass dynamics in the western basin, focusing on the Algerian-Provençal part. To do this, we have built a θ -S based algorithm that

discriminates the main water masses in order to estimate the corresponding volumes and transports. Prior to the actual analysis, the calculated water mass fractions were also used to estimate the average thermohaline characteristics and depth range of each water mass. This allowed us to validate the behavior of the algorithm, i.e., to ensure that it could indeed report the correct water mass at the correct depth. Averaged over the 20 years of the reanalysis, the results give consistent distributions of the volumes and transports of the different water masses. The AWs are mainly located in the Algerian Current and diffused by the AEs over a large part of the Algerian basin. The mAWs are produced in the area of the diffused AEs and flow cyclonically over most of the continental slopes of the basin. The WIWs are produced in the northern areas of the Liguro-Provençal and the Gulf of Lion and flow preferentially towards the Balearic Sea. The LIWs are flowing and diluting towards the northwest, mainly by turbulent eddies. The WMDWs are produced by regular and realistic deep convection events in the Provençal area and flow southwards to accumulate in the deeper Algerian basin. The analysis of the time series of temperature, salinity and volumes brought several other positive elements, such as the coherent seasonally driven variability of AW, mAW and WIW, and the realistic inter-annual variability of WMDW production, particularly in 2005 which is known to be the major DWF event of the last three decades, given its impact on the intermediate and deep thermohaline characteristics (Schroeder et al., 2008ab).

The times series also reveals spurious anomalies in the intermediate and deeper layers as mIW-WMDW coupled nonphysical variations in 1998, 2003 and 2010 that have been assigned to assimilation biases. Those are due to subtle variations of salinity (0.02-0.04 PSU) slightly lowering (for the 2003 and 2010 cases) or hardly increasing (for the 1998 case) potential density on a large part of the intermediate and deep waters. From this point, the somewhat fuzzy definition of the mIW may appear as the main shortcoming of our approach and should be discussed first. The mIW aggregates several water masses of diverse origins, such as TDW (which itself has diverse origins, e.g., Fuda et al., 2002; Buffet et al., 2017; Li and Tanhua, 2020; Iacono et al., 2021) and any waters possibly formed during intermediate or moderate convective events, and that do not fall into the typical WMDW category (such as the WDW in Bosse et al., 2016). The different intermediate water masses included in the mIW may have similar thermohaline characteristics and are distributed mainly along a LIW-WMDW mixing line. As such, they do not generate an inflection point on the θ -S diagram that could help to clearly discriminate them. Similarly, the algorithm does not distinguish Tyrrhenian Intermediate Water (TIW), a slightly warmer equivalent of the WIW formed in winter due to the Mistral channeled through the Strait of Bonifacio (Napolitano et al., 2019; Iacono et al., 2021). The TIW flows northward to the Corsican Channel and dilutes in the NC with average characteristics ($\theta \sim 14^\circ\text{C}$, $S \sim 38.3$ and $\sigma_\theta \sim 28.8 \text{ kg.m}^{-3}$ in the reanalysis) similar to the mAW. The ideal way to properly sort TIW from the WIW-mAW set, and TDW from the mIW set, would be Lagrangian tracking of these water types along their trajectories from their original locations. This method has a development and computational cost that was quite prohibitive given the encouraging results we obtained with very early versions of the θ -S based algorithm (see Barral et al. 2020). Indeed, the presently defined mIW pool may be related to the finding of Millot (2013) as representative of all intermediate waters produced in areas of convection in the Eastern basin, but extended here to the Western basin as well, and diluted with similar resident water masses. As so, it has an

oceanographic sense, even if an oversimplified one, and it is not at the origin of the problem. By contrast, it helped to identify the three anomalous events.

Secondly, the regime shift suggested by the marked increase of the estimated LIW volume is briefly discussed in section 3.2 but call for a discussion on the fact that the current algorithm does not take into account the warming and salinization trends observed throughout the Mediterranean in recent decades (e.g., [Schroeder et al., 2017](#); [Iona et al., 2018](#); [Skliris et al., 2018](#); [Vargas-Yanez et al., 2021](#); [Fedele et al., 2022](#)). Warming would not significantly affect water mass sorting when based on salinity ratio (i.e., for AW, mAW, and LIW), but would eventually lead to WIWs being less marked and even disappearing, at least relative to their current definition. [Juza et al. \(2019\)](#) and [Vargas-Yanez et al. \(2021\)](#) showed a warming trend in WIW of 0.14-0.5°C over the last decade, but our results do not show a significant decrease in the amount of WIW over the 1993-2013 period. This can be explained by recalling that the current algorithm progressively marks WIW for a temperature below 13.5°C, whereas the usual temperature threshold used to identify it is 13°C. Preliminary tests using lower thresholds led to an overly large underestimation of WIW. The WIW temperature threshold was then set to keep the WIW volume estimates within the range of previous estimates and it appears, therefore, to implicitly parameterize the recent warming of the WIW. The most recent estimates of salinity trends in the Western Mediterranean range from 0.002 to 0.007 yr⁻¹ depending on the area and period covered ([Iona et al., 2018](#); [Skliris et al., 2018](#); [Vargas-Yanez et al., 2021](#); [Fedele et al., 2022](#)). Taking the most extreme estimates, salinity changes over a 20-year period remain small (0.04-0.14 PSU) relative to the salinity ranges used by the algorithm to differentiate AW from mAW (2.35 PSU) and mAW from LIW (0.55 PSU). Furthermore, this trend appears to be more pronounced for AW than LIW (e.g., [Vargas-Yanes, 2021](#); [Fedele et al., 2022](#)) so we do not expect serious bias in their fraction estimates. The problem is more questionable for density-based water column partitioning, mainly for mIW-WMDW sorting which is very sensitive to small changes in density, as seen with the three anomalous events detected with the algorithm. Nevertheless, due to the nonlinear and antagonistic impact of salinity versus temperature changes on the sea state equation, the potential density trends observed for LIW or WMDW in the Western Mediterranean are small or insignificant (e.g., [Vargas-Yanez et al., 2021](#)) compared to the potential density values used in the algorithm to partition the water column. Therefore, we conclude that these warming and salinity trends would not have biased the estimated water mass fractions, and thus the subsequent volume and transport estimates. Nevertheless, it is clear that careful a priori consideration will be required for application on a longer time scale than the present 20-year analysis.

Validation or evaluation of a reanalysis is most often based on global statistics for heat and salt content, model misfit or assimilation increment, etc. (e.g., [Hamon et al., 2016](#); [Aznar et al., 2016](#)). The approach we used goes further in this necessary assessment exercise as it allows us to identify at least three unrealistic events over the deep and intermediate layers that would be undetectable from global statistics given the small value of the salinity and temperature biases involved (< 0.1 PSU and < 0.3 °C). In fact, similar biases are likely to occur throughout the water column, but their impact would be much less given the higher range of salinity and temperature variability that prevails in the surface layers. This highlights a general weakness of contemporary reanalyses, which most often start in 1993 to benefit from the availability of

altimetry data, but thus cover periods of very heterogeneous availability of in situ data. In the Mediterranean, the start of the ARGO era between 2000 and 2005 has led to a fivefold increase in available in situ profiles, but with even lower coverage of deep layers, especially for salinity (e.g., [Hamon et al., 2016](#)). Because deep salinity is the least constrained variable in assimilation systems, it is the most likely to suffer from assimilation bias. Nevertheless, we have shown that bypassing the biased periods allowed us to improve the average circulation scheme of the intermediate and deep water masses, mainly by retrieving the well known eastern Algerian barotropic Gyre (see Fig. 8). This shows that the reanalysis is resilient to accidental assimilation bias and we can believe that as more and more in situ deep water data become available for assimilation, deep water dynamics will be better constrained.

Beyond the assessment exercise, this study suggests new findings regarding the impact of the WMDW dynamics on surface and intermediate waters. The first is a possible breakdown of the eastern Algerian barotropic Gyre in response to the arrival of new WMDW in the southern part of the basin following significant DWF events occurring in the northern part. This disturbance of the Algerian Gyre has not been documented before, but can be seen in [Beuquier et al. \(2012\)](#) who describe the southward propagation of WMDW cyclonic eddies after the strong DWF event of 2005 leading to a similar destabilization of the gyre. Note that this deep gyre is not a true permanent feature in the reanalysis, but the average effect of the paths of several smaller (50-100 km) anticyclonic eddies (AEs and SEs). The velocities (and hence transports) in these eddies are about half the velocities of the southward spreading cyclonic eddies of the newly formed WMDW ($\sim 5 \text{ cm.s}^{-1}$ vs 10 cm.s^{-1} , [Testor et al. 2005b](#); [Beuquier et al., 2012](#)). The resulting eddy-eddy interactions are complex and chaotic (e.g., [Waldman et al., 2018](#); [Testor et al., 2018](#)), so the disturbance of the eastern mean deep gyre may simply reflect the mean effect of a more turbulent deep circulation. Of the sixteen years used to compute the two average regimes (i.e., after elimination of the four biased ones), six are DWF years while ten do not and DWF years occur more at the end of the reanalysis, so that the two climatological regimes may not have the same statistical robustness. Nevertheless, the differences between the two regimes (DWF or no DWF) are coherent with the known acceleration of the northern cyclonic circulation of the surface (mAW), subsurface (WIW) and intermediate (LIW and mIW) layers (e.g., [Madec et al., 1991](#); [Herrmann et al., 2008](#)) and the southern shift of the AW/mAW main frontal zone suggested in [Barral et al. \(2021\)](#) during DWF years. The last issue concerns the deep water overflow in the Sardinia Channel following the 2009 DWF event and its drastic impacts on the circulation of intermediate and surface waters (Fig. 10). This overtopping is documented by [Schroeder et al. \(2016\)](#) as following the strong deep water turnover of 2005, the WMT, on which several other episodes accumulated between 2006 and 2010, eventually bringing the interface between old and new deep water above the sill depth. The reanalysis appears to replicate this complex accumulation sequence over several years. The subsequent impact of the WMDW overflow on the AW, mAW, and WIW circulations seems globally coherent (discussed in more detail in Section 3.3), but the 2010 assimilation anomaly spoils the end of this sequence. Moreover, we did not find any independent estimate to validate the across strait eastward (westward) WMDW (mAW) transports (order 1 Sv) computed during the overflow event. Given the problems detected regarding the deep water dynamics in this reanalysis, such results based on a single year are likely more questionable than scenarios based on several averaged years, such as the DWF and no-DWF ones.

Clearly, more investigation will be needed to better validate or corroborate these new findings regarding the impact of the DWF water masses dynamics over the surface and intermediate water masses dynamics over the whole Western Mediterranean. The way to do this are planned or in progress by analyzing with the same algorithm of water mass sorting and derived proxies (volumes, transports) the twin free run of the MEDRYS1V2 reanalysis and another longer reanalysis of the Mediterranean, precisely the CMEMS-MedSea24 reanalysis (1987-2019). This should allow to circumvent the impact of the detected assimilation biases, to get more robust climatological estimates and to enlarge the studied area to the Alboran and Tyrenian seas.

Acknowledgements

This work was part of the PhD thesis of Q.-B. Barral funded by the French Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche et de l'Innovation (MESRI). It is a contribution to the MISTRALS (Mediterranean INtegrated STudies at Regional And Local Scales) program through the CLOSCHMED (CLOSure SCHEME of the MEDiterranean gyre) project funded by the French CNRS/INSU program LEFE-GMMC.

Appendix A : The detection algorithm of water masses in the Western Mediterranean.

First step of the algorithm, the partitioning of the water column involves defining the surface layer and the deep layer. To locate the surface layer, two densities bound a linear function between the mAW (σ_{mAW}) and the LIW (σ_{LIW}). Above this σ_{mAW} , the surface flag is set to one while below σ_{LIW} , it is set to zero as :

$$flag_{surf} = \begin{cases} 1 & , \quad \sigma < \sigma_{mAW} \\ \frac{\sigma_{LIW} - \sigma}{\sigma_{LIW} - \sigma_{mAW}} & , \quad \sigma_{mAW} \leq \sigma \leq \sigma_{LIW} \\ 0 & , \quad \sigma > \sigma_{LIW} \end{cases} \quad (1)$$

where $\sigma_{mAW}=28.9643 \text{ kg.m}^{-3}$ (computed from $S_{mAW}=38.45$, $\theta_{mAW}=13.5^\circ\text{C}$) and $\sigma_{LIW}=29.0606 \text{ kg.m}^{-3}$ ($S_{LIW}=39$, $\theta_{WMDW}=15^\circ\text{C}$) stand for the lower bound of the surface layer and the well known core of the intermediate layer, respectively.

The separation of the deep layer of the water column from the intermediate is carried out in the same way, but between the LIW and WMDW :

$$flag_{deep} = \begin{cases} 0 & , \quad \sigma < \sigma_{LIW} \\ \frac{\sigma - \sigma_{LIW}}{\sigma_{WMDW} - \sigma_{LIW}} & , \quad \sigma_{LIW} \leq \sigma \leq \sigma_{WMDW} \\ 1 & , \quad \sigma > \sigma_{WMDW} \end{cases} \quad (2)$$

where σ_{LIW} remains as previously, and $\sigma_{WMDW} = 29.1075 \text{ kg.m}^{-3}$ is computed from $S_{WMDW}=38.45$, $\theta_{WMDW}=12.815^\circ\text{C}$.

The second step sort the freshwater as waters with salinity less than the AW salinity minimum ($S_{AW}=36$):

$$flag_{fresh} = \begin{cases} \frac{S_{AW}-S}{S_{AW}} & , S \leq S_{AW} \\ 0 & , S > S_{AW} \end{cases} \quad (3)$$

The flagging of AW hence uses a salinity ratio builded to represent the AW-mAW mixing in the surface layer :

$$flag_{AW} = \begin{cases} (1 - flag_{fresh}) \cdot flag_{surf} & , S < S_{AW} \\ \left(\frac{S_{mAW}-S}{S_{mAW}-S_{AW}} \right) \cdot flag_{surf} & , S_{AW} \leq S \leq S_{mAW} \\ 0 & , S > S_{mAW} \end{cases} \quad (4)$$

The LIW is defined assuming no salinity is higher than 39 in the Western basin and that it dilutes or mixes along a salinity gradient from 39 to 38.45 (the mAW salinity maximum) :

$$flag_{LIW} = \begin{cases} 0 & , S < S_{mAW} \\ \frac{S-S_{mAW}}{S_{LIW}-S_{mAW}} & , S \geq S_{mAW} \end{cases} \quad (5)$$

The sum of previous water masses defines a temporary flag that allows only the remaining ratios to be treated :

$$tmp = flag_{fresh} + flag_{AW} + flag_{LIW} \quad (6)$$

Sorting the mAW and WIW assume that they are pooled in the remaining surface waters and can be discriminated using a temperature ratio : And hence

$$\begin{aligned} flag_{WIW} &= flag_{surf} \cdot (1 - tmp) \cdot ratio_{WIW} \\ flag_{mAW} &= flag_{surf} \cdot (1 - tmp) \cdot (1 - ratio_{WIW}) \end{aligned} \quad (7)$$

where

$$\sigma < \sigma_{LIW} \rightarrow ratio_{WIW} = \begin{cases} 1 & , \theta < \theta_{WIW} \\ \frac{\theta_{mAW}-\theta}{\theta_{mAW}-\theta_{WIW}} & , \theta_{WIW} \leq \theta \leq \theta_{mAW} \\ 0 & , \theta > \theta_{mAW} \end{cases} \quad (8)$$

The last well known water mass to define is WMDW which is simply located with the density ratio of (2) in the remaining (6) waters :

$$flag_{WMDW} = (1 - tmp) \cdot flag_{deep} \quad (9)$$

After all known water masses, the rest of all previously defined flags defined the mIW

$$flag_{mIW} = 1 - (flag_{fresh} + flag_{AW} + flag_{mAW} + flag_{WIW} + flag_{LIW} + flag_{WMDW}) \quad (10)$$

Appendix B : The characteristics, volumes and transports of the water masses.

The mean characteristics (θ , S , σ_θ and depth) of each water mass is computed as flag and volume weighted means , as for example for the mean potential temperature :

$$\bar{\theta}_i(t) = \frac{\sum_{xyz}(flag_i \cdot \Delta x \Delta y \Delta z \cdot \theta)}{\sum_{xyz}(flag_i \cdot \Delta x \Delta y \Delta z)} \quad (11)$$

where i is the water mass index (from 1 to 6 : AW, mAW, WIW, LIW, mIW, WMDW) and dx , dy and dz are the spatial increments defining the finite volume of one grid mesh. Note that the model grid being curvilinear and bottom adjusted for the deepest wet grid meshes (partial step discretization), the grid meshes dimensions vary in space. Indexes of spatial increments have been omitted for simplification in this and the following equations (except when essential). The estimates for the the core of the water mass, is similarly computed but retaining only the depth of the maximum ratio inside each vertical profil

Starting at the water column level (i.e., at a fixed longitude and latitude location), the water mass volume is computed as :

$$V_i(x, y, t) = \int_z flag_i \cdot dV = \sum_z flag_i(x, y, z, t) \cdot \Delta x \Delta y \Delta z \quad (12)$$

This first quantity allows us to construct daily maps of the volumes of the different water masses. Suming over the whole domain (or a sub-domain as the NWMed use) leads to total volumes. As the local (x,y,z,t) sum of all the water mass flags is always one, it is straightforward to show that the suming over all water masses gives the constant water column volumes that is only bathymetry dependent, neglecting the dynamic height (SSH) that is only about a tens of centimeters over the NW Mediterranean.

Using the same flags based distribution principle, each water mass transport (Sv) over a water column is computed as :

$$\begin{aligned} \vec{M}_i(x, y, t) &= \iint (flag_i \cdot \vec{U}) ds \\ &\approx \vec{i} \sum_k [flag_i \cdot u_\theta \cdot \Delta x_\theta \Delta z_\theta] \\ &\quad + \vec{j} \sum_k [flag_i \cdot v_\theta \cdot \Delta y_\theta \Delta z_\theta] \end{aligned} \quad (13)$$

where u_θ and v_θ stands for the velocity components interpolated at the scalar (temperature and salinity) grid points, according to the used curvilinear and Arakawa C mesh grid. Similarly, transport across sections are computed as :

$$\begin{aligned} M_i^S(t) &= \iint (flag_i \cdot \vec{U} \cdot \hat{n}) ds \\ &\approx \sum_{N_S} \sum_k [flag_{i,S} \cdot (u_S \cdot \Delta x_u \cdot \Delta z_u + v_S \cdot \Delta y_v \cdot \Delta z_v)] \end{aligned} \quad (14)$$

where S is the chosen section and N_S stands for the total number of grid points along the section. The velocities u_S and v_S and corresponding increments (dx_u , dz_u , dy_v and dz_v) are the original Arakawa C grid (no interpolation) following the rules for sign and discretization as specified in the “cdftransport” routine of the Drakkar CDFTOOLS package (<http://meom-group.github.io/code/>). This grid specific computation was necessary to obtain a precise budget of the total transport when applied over all frontiers of a sub-region. As previously showed for the volumes, suming those transports on all water masses conserves the total transports, either on a water column, or a boundary section.

References

- Product/Dataset:

NOAA National Geophysical Data Center. 2009: ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model.

NOAA National Centers for Environmental Information.

<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/> Accessed September 2021.

Amitai, Y., Ashkenazy, Y., and Gildor, H. (2021). The Effect of the Source of Deep Water in the Eastern Mediterranean on Western Mediterranean Intermediate and Deep Water. *Front. Mar. Sci.* 7. doi: [10.3389/fmars.2020.615975](https://doi.org/10.3389/fmars.2020.615975).

- Astraldi, M., and Gasparini, G. P. (1994). “The Seasonal Characteristics of the Circulation in the Tyrrhenian Sea,” in *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea* (American Geophysical Union (AGU)), 115–134. doi: [10.1029/CE046p0115](https://doi.org/10.1029/CE046p0115).
- Aznar, R., Sotillo, M. G., Cailleau, S., Lorente, P., Levier, B., Amo-Baladrón, A., et al. (2016). Strengths and weaknesses of the CMEMS forecasted and reanalyzed solutions for the Iberia–Biscay–Ireland (IBI) waters. *Journal of Marine Systems* 159, 1–14. doi: [10.1016/j.jmarsys.2016.02.007](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.02.007).
- Balmaseda, M. A., Hernandez, F., Storto, A., Palmer, M. D., Alves, O., Shi, L., et al. (2015). The Ocean Reanalyses Intercomparison Project (ORA-IP). *Journal of Operational Oceanography* 8, s80–s97. doi: [10.1080/1755876X.2015.1022329](https://doi.org/10.1080/1755876X.2015.1022329).
- Barral, Q.-B., Zakardjian, B., Dumas, F., Garreau, P., and Beuvier, J. (2020). Analysis of specific water masses transports in the Western Mediterranean in the MEDRYS1V2 twenty-one-year reanalysis. doi: [10.5194/egusphere-egu2020-21979](https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-21979).
- Barral, Q.-B., Zakardjian, B., Dumas, F., Garreau, P., Testor, P., and Beuvier, J. (2021). Characterization of fronts in the Western Mediterranean with a special focus on the North Balearic Front. *Progress in Oceanography* 197, 102636. doi: [10.1016/j.pocean.2021.102636](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102636).
- Bauch, D., and Cherniavskaia, E. (2018). Water Mass Classification on a Highly Variable Arctic Shelf Region: Origin of Laptev Sea Water Masses and Implications for the Nutrient Budget. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123, 1896–1906. doi: [10.1002/2017JC013524](https://doi.org/10.1002/2017JC013524).
- Ben Ismail, S., Schroeder, K., Sammari, C., Gasparini, G. P., Borghini, M., and Aleya, L. (2014). Interannual variability of water mass properties in the Tunisia–Sicily Channel. *Journal of Marine Systems* 135, 14–28. doi: [10.1016/j.jmarsys.2013.06.010](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.06.010).
- Ben Ismail, S., Schroeder, K., Chiggiato, J., Sparnocchia, S., Borghini, M. (2021). Long term changes monitored in two Mediterranean Channels. in von Schuckmann et al., (2021) Copernicus Marine Service Ocean State Report, Issue 5, *Journal of Operational Oceanography*, 14:sup1, 1-185, DOI: 10.1080/1755876X.2021.1946240 <https://doi.org/10.1080/1755876X.2021.1946240>
- Bensoussan, N., Cebrian, E., Dominici, J.-M., Kersting D.-K., Kipson, S., Kizilkaya, Z., Ocaña, O., Peirache, M., Zuberer, F., Ledoux, J.-B., Linares, C., Zabala, M., Buongiorno Nardelli, B., Pisano, A., Garrabou, J. (2019). Using CMEMS and the Mediterranean Marine Protected Areas sentinel network to track ocean warming effects in coastal areas. in von Schuckmann et al., (2019) Copernicus Marine Service Ocean State Report, Issue 3, *Journal of Operational Oceanography*, 12:sup1, S1-S123, DOI: 10.1080/1755876X.2019.1633075 <https://doi.org/10.1080/1755876X.2019.1633075>
- Béranger, K., Mortier, L., and Crépon, M. (2005). Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the

- Mediterranean circulation. *Progress in Oceanography* 66, 341–364. doi: [10.1016/j.pocean.2004.07.013](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.013).
- Béranger, K., Mortier, L., Gasparini, G.-P., Gervasio, L., Astraldi, M., and Crépon, M. (2004). The dynamics of the Sicily Strait: a comprehensive study from observations and models. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 51, 411–440. doi: [10.1016/j.dsr2.2003.08.004](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.08.004).
- Bergamasco, A., and Malanotte-Rizzoli, P. (2010). The circulation of the Mediterranean Sea: a historical review of experimental investigations. *Advances in Oceanography and Limnology* 1, 11–28. doi: [10.1080/19475721.2010.491656](https://doi.org/10.1080/19475721.2010.491656).
- Bethoux, J. (1980). Mean water fluxes across sections in the mediterranean-sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Oceanologica Acta* 3, 79–88.
- Bethoux, J. P., and Gentili, B. (1999). Functioning of the Mediterranean Sea: past and present changes related to freshwater input and climate changes. *Journal of Marine Systems* 20, 33–47. doi: [10.1016/S0924-7963\(98\)00069-4](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00069-4).
- 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, 131–146. doi: [10.1016/S0079-6611\(99\)00023-3](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00023-3).
- Bethoux, J. P., Prieur, L., and Nyffeler, F. (1982). “The Water Circulation in the North-Western Mediterranean Sea, its Relations with Wind and Atmospheric Pressure,” in *Elsevier Oceanography Series Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas.*, ed. J. C. J. Nihoul (Elsevier), 129–142. doi: [10.1016/S0422-9894\(08\)71240-6](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)71240-6).
- Béthoux, J.-P., Gentili, B., and Tailliez, D. (1998). Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1023–1026. doi: [10.1029/98GL00724](https://doi.org/10.1029/98GL00724).
- Beuvier, J., Béranger, K., Lebeaupin Brossier, C., Somot, S., Sevault, F., Drillet, Y., et al. (2012). Spreading of the Western Mediterranean Deep Water after winter 2005: Time scales and deep cyclone transport. *J. Geophys. Res.* 117, n/a-n/a. doi: [10.1029/2011JC007679](https://doi.org/10.1029/2011JC007679).
- Beuvier, J., Hamon, M., Greiner, E., Drévillon, M., and Lellouche, J. (2016). New Version of MEDRYS, A Mediterranean Sea Reanalysis During 1992-2013. 1.
- Borghini, M., Bryden, H., Schroeder, K., Sparnocchia, S., and Vetrano, A. (2014). The Mediterranean is becoming saltier. *Ocean Science* 10, 693–700. doi: [10.5194/os-10-693-2014](https://doi.org/10.5194/os-10-693-2014).
- Bosse, A., Testor, P., Houpert, L., Damien, P., Prieur, L., Hayes, D., et al. (2016). Scales and dynamics of Submesoscale Coherent Vortices formed by deep convection in the

- northwestern Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 7716–7742. doi: [10.1002/2016JC012144](https://doi.org/10.1002/2016JC012144).
- Bosse, A., Testor, P., Mortier, L., Prieur, L., Taillandier, V., d’Ortenzio, F., et al. (2015). Spreading of Levantine Intermediate Waters by submesoscale coherent vortices in the northwestern Mediterranean Sea as observed with gliders. *J. Geophys. Res. Oceans* 120, 1599–1622. doi: [10.1002/2014JC010263](https://doi.org/10.1002/2014JC010263).
- Bryden, H. L., Candela, J., and Kinder, T. H. (1994). Exchange through the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography* 33, 201–248. doi: [10.1016/0079-6611\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0079-6611(94)90028-0).
- Buffett, G. G., Krahnmann, G., Klaeschen, D., Schroeder, K., Sallarès, V., Papenberg, C., et al. (2017). Seismic Oceanography in the Tyrrhenian Sea: Thermohaline Staircases, Eddies, and Internal Waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122, 8503–8523. doi: [10.1002/2017JC012726](https://doi.org/10.1002/2017JC012726).
- Cabanes, C., Grouazel, A., Schuckmann, K. von, Hamon, M., Turpin, V., Coatanoan, C., et al. (2013). The CORA dataset: validation and diagnostics of in-situ ocean temperature and salinity measurements. *Ocean Science* 9, 1–18. doi: <https://doi.org/10.5194/os-9-1-2013>.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Canals, M., Sbaffi, L., Shackleton, N. J., Schönfeld, J., et al. (2001). Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40–52. doi: [10.1029/2000PA000502](https://doi.org/10.1029/2000PA000502).
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Sierro, F. J., Shackleton, N., and Canals, M. (2000). Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters* 183, 417–429. doi: [10.1016/S0012-821X\(00\)00296-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00296-X).
- Cardin, V., and Celio, M. (1997). Cluster analysis as a statistical method for identification of the water bodies present in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic Sea). 17.
- Cardin, V., Civitarese, G., Hainbucher, D., Bensi, M., and Rubino, A. (2015). Thermohaline properties in the Eastern Mediterranean in the last three decades: is the basin returning to the pre-EMT situation? *Ocean Science* 11, 53–66. doi: [10.5194/os-11-53-2015](https://doi.org/10.5194/os-11-53-2015).
- Carracedo, L. I., Gilcoto, M., Mercier, H., and Pérez, F. F. (2014). Seasonal dynamics in the Azores–Gibraltar Strait region: A climatologically-based study. *Progress in Oceanography* 122, 116–130. doi: [10.1016/j.pocean.2013.12.005](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.12.005).
- CIESM Workshop Series, n°16 Available at: <https://www.ciesm.org/online/monographs/Monaco02.html> [Accessed February 5, 2022].
- Colin, J., Déqué, M., Radu, R., and Somot, S. (2010). Sensitivity study of heavy precipitation in Limited Area Model climate simulations: influence of the size of the domain and the use of

- the spectral nudging technique. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 62, 591–604. doi: [10.1111/j.1600-0870.2010.00467.x](https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00467.x).
- Cortina-Guerra, A., Gomez-Navarro, J. J., Martrat, B., Montávez, J. P., Incarbona, A., Grimalt, J. O., et al. (2021). Northern Hemisphere atmospheric pattern enhancing Eastern Mediterranean Transient-type events during the past 1000 years. *Climate of the Past* 17, 1523–1532. doi: [10.5194/cp-17-1523-2021](https://doi.org/10.5194/cp-17-1523-2021).
- Crépon, M., and Boukthir, M. (1987). Effect of deep water formation on the circulation of the Ligurian Sea. *Ann. geophys., B, Terr. planet. phys* 5, 43–48.
- de Brauwere, A., Jacquet, S. H. M., De Ridder, F., Dehairs, F., Pintelon, R., Schoukens, J., et al. (2007). Water mass distributions in the Southern Ocean derived from a parametric analysis of mixing water masses. *J. Geophys. Res.* 112, C02021. doi: [10.1029/2006JC003742](https://doi.org/10.1029/2006JC003742).
- de Sherbinin, A. (2014). Climate change hotspots mapping: what have we learned? *Climatic Change* 123, 23–37. doi: [10.1007/s10584-013-0900-7](https://doi.org/10.1007/s10584-013-0900-7).
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 553–597. doi: [10.1002/qj.828](https://doi.org/10.1002/qj.828).
- Escudier, R., Mourre, B., Juza, M., and Tintoré, J. (2016). Subsurface circulation and mesoscale variability in the Algerian subbasin from altimeter-derived eddy trajectories. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 6310–6322. doi: [10.1002/2016JC011760](https://doi.org/10.1002/2016JC011760).
- Falco, P., Trani, M., and Zambianchi, E. (2016). Water mass structure and deep mixing processes in the Tyrrhenian Sea: Results from the VECTOR project. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 113, 7–21. doi: [10.1016/j.dsr.2016.04.002](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2016.04.002).
- Fedele, G., Mauri, E., Notarstefano, G., and Poulain, P. M. (2022). Characterization of the Atlantic Water and Levantine Intermediate Water in the Mediterranean Sea using 20 years of Argo data. *Ocean Science* 18, 129–142. doi: [10.5194/os-18-129-2022](https://doi.org/10.5194/os-18-129-2022).
- Font, J., Puig, P., Salat, J., Palanques, A., and Emelianov, M. (2007). Sequence of hydrographic changes in NW Mediterranean deep water due to the exceptional winter of 2005. *scimar* 71, 339–346. doi: [10.3989/scimar.2007.71n2339](https://doi.org/10.3989/scimar.2007.71n2339).
- Fox-Kemper, B., Adcroft, A., Böning, C. W., Chassignet, E. P., Curchitser, E., Danabasoglu, G., et al. (2019). Challenges and Prospects in Ocean Circulation Models. *Front. Mar. Sci.* 0. doi: [10.3389/fmars.2019.00065](https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00065).
- Fuda, J. L., Millot, C., Taupier-Letage, I., Send, U., and Bocognano, J. M. (2000). XBT monitoring of a meridian section across the western Mediterranean Sea. *Deep Sea Research*

Part I: Oceanographic Research Papers 47, 2191–2218. doi:
[10.1016/S0967-0637\(00\)00018-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00018-2).

Fuda, J.-L., Etiope, G., Millot, C., Favali, P., Calcara, M., Smriglio, G., et al. (2002). Warming, salting and origin of the Tyrrhenian Deep Water: WARMING, SALTING AND ORIGIN OF THE TYRRHENIAN DEEP WATER. *Geophys. Res. Lett.* 29, 4-1-4–4. doi:
[10.1029/2001GL014072](https://doi.org/10.1029/2001GL014072).

Gačić, M., Schroeder, K., Civitarese, G., Cosoli, S., Vetrano, A., and Eusebi Borzelli, G. L. (2013). Salinity in the Sicily Channel corroborates the role of the Adriatic–Ionian Bimodal Oscillating System (BiOS) in shaping the decadal variability of the Mediterranean overturning circulation. *Ocean Sci.* 9, 83–90. doi: [10.5194/os-9-83-2013](https://doi.org/10.5194/os-9-83-2013).

Gao, Y., Huang, R. X., Zhu, J., Huang, Y., and Hu, J. (2020). Using the Sigma-Pi Diagram to Analyze Water Masses in the Northern South China Sea in Spring. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125, e2019JC015676. doi: [10.1029/2019JC015676](https://doi.org/10.1029/2019JC015676).

García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, R. M., Luterbacher, J., and Fischer, E. M. (2010). A Review of the European Summer Heat Wave of 2003. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology* 40, 267–306. doi: [10.1080/10643380802238137](https://doi.org/10.1080/10643380802238137).

Gasparini, G. P., Ortona, A., Budillon, G., Astraldi, M., and Sansone, E. (2005). The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 52, 915–935. doi: [10.1016/j.dsr.2005.01.001](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.01.001).

Hamon, M., Beuvier, J., Somot, S., Lellouche, J.-M., Greiner, E., Jordà, G., et al. (2016). Design and validation of MEDRYS, a Mediterranean Sea reanalysis over the period 1992–2013. *Ocean Sci.* 12, 577–599. doi: [10.5194/os-12-577-2016](https://doi.org/10.5194/os-12-577-2016).

Hassoun, A. E. R., Guglielmi, V., Gemayel, E., Goyet, C., Saab, M. A.-A., Giani, M., et al. (2015). Is the Mediterranean Sea Circulation in a Steady State. *Journal of Water Resources and Ocean Science* 4, 6. doi: [10.11648/j.wros.20150401.12](https://doi.org/10.11648/j.wros.20150401.12).

Herrmann, M., Estournel, C., Déqué, M., Marsaleix, P., Sevault, F., and Somot, S. (2008). Dense water formation in the Gulf of Lions shelf: Impact of atmospheric interannual variability and climate change. *Continental Shelf Research* 28, 2092–2112. doi:
[10.1016/j.csr.2008.03.003](https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.003).

Herrmann, M., Sevault, F., Beuvier, J., and Somot, S. (2010). What induced the exceptional 2005 convection event in the northwestern Mediterranean basin? Answers from a modeling study. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115. doi: [10.1029/2010JC006162](https://doi.org/10.1029/2010JC006162).

- Hjelmervik, K. T., and Hjelmervik, K. (2013). Estimating temperature and salinity profiles using empirical orthogonal functions and clustering on historical measurements. *Ocean Dynamics* 63, 809–821. doi: [10.1007/s10236-013-0623-3](https://doi.org/10.1007/s10236-013-0623-3).
- Houpert, L., Durrieu de Madron, X., Testor, P., Bosse, A., D’Ortenzio, F., Bouin, M. N., et al. (2016). Observations of open-ocean deep convection in the northwestern Mediterranean Sea: Seasonal and interannual variability of mixing and deep water masses for the 2007-2013 Period. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 8139–8171. doi: [10.1002/2016JC011857](https://doi.org/10.1002/2016JC011857).
- Iacono, R., Napolitano, E., Palma, M., and Sannino, G. (2021). The Tyrrhenian Sea Circulation: A Review of Recent Work. *Sustainability* 13, 6371. doi: [10.3390/su13116371](https://doi.org/10.3390/su13116371).
- Incarbona, A., Martrat, B., Mortyn, P. G., Sprovieri, M., Ziveri, P., Gogou, A., et al. (2016). Mediterranean circulation perturbations over the last five centuries: Relevance to past Eastern Mediterranean Transient-type events. *Sci Rep* 6, 29623. doi: [10.1038/srep29623](https://doi.org/10.1038/srep29623).
- Iona, A., Theodorou, A., Sofianos, S., Watelet, S., Troupin, C., and Beckers, J.-M. (2018). Mediterranean Sea climatic indices: monitoring long-term variability and climate changes. *Earth System Science Data* 10, 1829–1842. doi: [10.5194/essd-10-1829-2018](https://doi.org/10.5194/essd-10-1829-2018).
- Isern-Fontanet, J., García-Ladona, E., and Font, J. (2006). Vortices of the Mediterranean Sea: An Altimetric Perspective. *J. Phys. Oceanogr.* 36, 87–103. doi: [10.1175/JPO2826.1](https://doi.org/10.1175/JPO2826.1).
- Jebri, F., Birol, F., Zakardjian, B., Bouffard, J., and Sammari, C. (2016). Exploiting coastal altimetry to improve the surface circulation scheme over the central Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121, 4888–4909. doi: [10.1002/2016JC011961](https://doi.org/10.1002/2016JC011961).
- Juza, M., Escudier, R., Vargas-Yáñez, M., Murre, B., Heslop, E., Allen, J., et al. (2019). Characterization of changes in Western Intermediate Water properties enabled by an innovative geometry-based detection approach. *Journal of Marine Systems* 191, 1–12. doi: [10.1016/j.jmarsys.2018.11.003](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.11.003).
- Juza, M., Murre, B., Lellouche, J.-M., Tonani, M., and Tintoré, J. (2015). From basin to sub-basin scale assessment and intercomparison of numerical simulations in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 149, 36–49. doi: [10.1016/j.jmarsys.2015.04.010](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.04.010).
- Juza, M., Renault, L., Ruiz, S., and Tintoré, J. (2013). Origin and pathways of Winter Intermediate Water in the Northwestern Mediterranean Sea using observations and numerical simulation: Origin and Pathways of Wiw in Nwmed. *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 6621–6633. doi: [10.1002/2013JC009231](https://doi.org/10.1002/2013JC009231).
- Kim, K., Kim, K.-R., Rhee, T. S., Rho, H. K., Limeburner, R., and Beardsley, R. C. (1991). “Identification of Water Masses in the Yellow Sea and the East China Sea by Cluster

- Analysis,” in *Elsevier Oceanography Series Oceanography of Asian Marginal Seas.*, ed. K. Takano (Elsevier), 253–267. doi: [10.1016/S0422-9894\(08\)70100-4](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70100-4).
- Knoll, M., Borrione, I., Fiekas, H.-V., Funk, A., Hemming, M. P., Kaiser, J., et al. (2017). Hydrography and circulation west of Sardinia in June 2014. *Ocean Sci.* 13, 889–904. doi: [10.5194/os-13-889-2017](https://doi.org/10.5194/os-13-889-2017).
- Krahmann, G., and Schott, F. (1998). Longterm increases in western Mediterranean salinities and temperatures: Anthropogenic and climatic sources. *Geophysical Research Letters* 25, 4209–4212. doi: [10.1029/1998GL900143](https://doi.org/10.1029/1998GL900143).
- Kubin, E., Poulain, P.-M., Mauri, E., Menna, M., and Notarstefano, G. (2019). Levantine Intermediate and Levantine Deep Water Formation: An Argo Float Study from 2001 to 2017. *Water* 11, 1781. doi: [10.3390/w11091781](https://doi.org/10.3390/w11091781).
- Lellouche, J.-M., Le Galloudec, O., Drévilion, M., Régnier, C., Greiner, E., Garric, G., et al. (2013). Evaluation of global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan. *Ocean Sci.* 9, 57–81. doi: [10.5194/os-9-57-2013](https://doi.org/10.5194/os-9-57-2013).
- Li, P., and Tanhua, T. (2020). Recent Changes in Deep Ventilation of the Mediterranean Sea; Evidence From Long-Term Transient Tracer Observations. *Front. Mar. Sci.* 7, 594. doi: [10.3389/fmars.2020.00594](https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00594).
- López-Jurado, J.-L., González-Pola, C., and Vélez-Belchí, P. (2005). Observation of an abrupt disruption of the long-term warming trend at the Balearic Sea, western Mediterranean Sea, in summer 2005. *Geophysical Research Letters* 32. doi: <https://doi.org/10.1029/2005GL024430>.
- Madec, G., Delecluse, P., Crepon, M., and Chartier, M. (1991). A Three-Dimensional Numerical Study of Deep-Water Formation in the Northwestern Mediterranean Sea. *Journal of Physical Oceanography* 21, 1349–1371. doi: [10.1175/1520-0485\(1991\)021<1349:ATDNSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<1349:ATDNSO>2.0.CO;2).
- Mallil, K., Testor, P., Bosse, A., Margirier, F., Houpert, L., Le Goff, H., et al. (2021). The Levantine Intermediate Water in the western Mediterranean and its interactions with the Algerian Gyres: insights from 60 years of observation. *Ocean Science Discussions*, 1–26. doi: [10.5194/os-2021-120](https://doi.org/10.5194/os-2021-120).
- Manca, B. B., Ibello, V., Pacciaroni, M., Scarazzato, P., and Giorgetti, A. (2006). Ventilation of deep waters in the Adriatic and Ionian Seas following changes in thermohaline circulation of the Eastern Mediterranean. *Climate Research* 31, 239–256. doi: [10.3354/cr031239](https://doi.org/10.3354/cr031239).
- Manzella, G. M. R., and La Violette, P. E. (1990). The seasonal variation of water mass content in the western Mediterranean and its relationship with the inflows through the straits of Gibraltar and Sicily. *J. Geophys. Res.* 95, 1623. doi: [10.1029/JC095iC02p01623](https://doi.org/10.1029/JC095iC02p01623).

- Mariotti, A., Struglia, M. V., and Zeng, N. (2002). The Hydrological Cycle in the Mediterranean Region and Implications for the Water Budget of the Mediterranean Sea. *JOURNAL OF CLIMATE* 15, 17.
- Marty, J. C., and Chiavérini, J. (2010). Hydrological changes in the Ligurian Sea (NW Mediterranean, DYFAMED site) during 1995–2007 and biogeochemical consequences. *Biogeosciences* 7, 2117–2128. doi: [10.5194/bg-7-2117-2010](https://doi.org/10.5194/bg-7-2117-2010).
- Mason, E., and Pascual, A. (2013). Multiscale variability in the Balearic Sea: An altimetric perspective: Balearic Sea Variability. *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 3007–3025. doi: [10.1002/jgrc.20234](https://doi.org/10.1002/jgrc.20234).
- MEDOC GROUP (1970). Observation of Formation of Deep Water in the Mediterranean Sea, 1969. *Nature* 227, 1037–1040. doi: [10.1038/2271037a0](https://doi.org/10.1038/2271037a0).
- Millot, C. (1987). Circulation in the western mediterranean-sea. *Oceanologica Acta* 10, 143–149.
- Millot, C. (1990). The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 10, 885–894. doi: [10.1016/0278-4343\(90\)90065-T](https://doi.org/10.1016/0278-4343(90)90065-T).
- Millot, C. (1999). Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20, 423–442. doi: [10.1016/S0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5).
- Millot, C. (2007). Interannual salinification of the Mediterranean inflow. *Geophysical Research Letters* 34. doi: [10.1029/2007GL031179](https://doi.org/10.1029/2007GL031179).
- Millot, C. (2009). Another description of the Mediterranean Sea outflow. *Progress in Oceanography* 82, 101–124. doi: [10.1016/j.pocean.2009.04.016](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.04.016).
- Millot, C. (2013). Levantine Intermediate Water characteristics: an astounding general misunderstanding! *Sci. Mar.* 77, 217–232. doi: [10.3989/scimar.03518.13A](https://doi.org/10.3989/scimar.03518.13A).
- 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: Oceanographic Research Papers* 53, 656–666. doi: [10.1016/j.dsr.2005.12.017](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.12.017).
- Millot, C., and Taupier-Letage, I. (2005). “Circulation in the Mediterranean Sea,” in *The Mediterranean Sea Handbook of Environmental Chemistry.*, ed. A. Saliot (Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg), 29–66. doi: [10.1007/b107143](https://doi.org/10.1007/b107143).
- Napolitano, E., Iacono, R., Ciuffardi, T., Reseghetti, F., Poulain, P.-M., and Notarstefano, G. (2019). The Tyrrhenian Intermediate Water (TIW): Characterization and formation mechanisms. *Progress in Oceanography* 170, 53–68. doi: [10.1016/j.pocean.2018.10.017](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.10.017).
- Nof, D. (1979). On man-induced variations in the circulation of the Mediterranean Sea. *Tellus* 31, 558–564. doi: [10.1111/j.2153-3490.1979.tb00937.x](https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1979.tb00937.x).

- Nykjaer, L. (2009). Mediterranean Sea surface warming 1985–2006. *Clim. Res.* 39, 11–17. doi: [10.3354/cr00794](https://doi.org/10.3354/cr00794).
- Olita, A., Sorgente, R., Natale, S., Gaberšek, S., Ribotti, A., Bonanno, A., et al. (2007). Effects of the 2003 European heatwave on the Central Mediterranean Sea: surface fluxes and the dynamical response. *Ocean Science* 3, 273–289. doi: [10.5194/os-3-273-2007](https://doi.org/10.5194/os-3-273-2007).
- Onken, R., and Sellschopp, J. (2001). Water masses and circulation between the eastern Algerian Basin and the Strait of Sicily in October 1996. *Oceanologica Acta* 24, 151–166. doi: [10.1016/S0399-1784\(00\)01135-X](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(00)01135-X).
- Ozer, T., Gertman, I., Kress, N., Silverman, J., and Herut, B. (2017). Interannual thermohaline (1979–2014) and nutrient (2002–2014) dynamics in the Levantine surface and intermediate water masses, SE Mediterranean Sea. *Global and Planetary Change* 151, 60–67. doi: [10.1016/j.gloplacha.2016.04.001](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.04.001).
- Parras-Berrocal, I., Vazquez, R., CabosNarvaez, W. D., Sein, D., Esteban, O. A., Mejías, M. B., et al. (2021). Will deep water formation collapse in the North Western Mediterranean Sea by the end of the 21st century? Earth and Space Science Open Archive Available at: <http://www.essoar.org/doi/10.1002/essoar.10507698.1> [Accessed August 9, 2021].
- Peliz, A., Boutov, D., and Teles-Machado, A. (2013). The Alboran Sea mesoscale in a long term high resolution simulation: Statistical analysis. *Ocean Modelling* 72, 32–52. doi: [10.1016/j.ocemod.2013.07.002](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.07.002).
- Pellet, V., Aires, F., Munier, S., Fernández Prieto, D., Jordá, G., Dorigo, W. A., et al. (2019). Integrating multiple satellite observations into a coherent dataset to monitor the full water cycle – application to the Mediterranean region. *Hydrology and Earth System Sciences* 23, 465–491. doi: <https://doi.org/10.5194/hess-23-465-2019>.
- Pessini, F., Olita, A., Cotroneo, Y., and Perilli, A. (2018). Mesoscale eddies in the Algerian Basin: do they differ as a function of their formation site? *Ocean Sci.* 14, 669–688. doi: [10.5194/os-14-669-2018](https://doi.org/10.5194/os-14-669-2018).
- Pinardi, N., Cessi, P., Borile, F., and Wolfe, C. L. P. (2019). The Mediterranean Sea Overturning Circulation. *J. Phys. Oceanogr.* 49, 1699–1721. doi: [10.1175/JPO-D-18-0254.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0254.1).
- Piñeiro, S., González-Pola, C., Fernández-Díaz, J. M., and Balbin, R. (2019). Thermohaline Evolution of the Western Mediterranean Deep Waters Since 2005: Diffusive Stages and Interannual Renewal Injections. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 124, 8747–8766. doi: [10.1029/2019JC015094](https://doi.org/10.1029/2019JC015094).
- Piñeiro, S., González-Pola, C., Fernández-Díaz, J. M., Naveira-Garabato, A. C., Sánchez-Leal, R., Puig, P., et al. (2021). Persistent, Depth-Intensified Mixing During The Western

- Mediterranean Transition's Initial Stages. *J. Geophys. Res. Oceans* 126. doi: [10.1029/2020JC016535](https://doi.org/10.1029/2020JC016535).
- Pinot, J.-M., Tintoré, J., and Gomis, D. (1995). Multivariate analysis of the surface circulation in the Balearic Sea. *Progress in Oceanography* 36, 343–376. doi: [10.1016/0079-6611\(96\)00003-1](https://doi.org/10.1016/0079-6611(96)00003-1).
- Pisano, A., Marullo, S., Artale, V., Falcini, F., Yang, C., Leonelli, F. E., et al. (2020). New Evidence of Mediterranean Climate Change and Variability from Sea Surface Temperature Observations. *Remote Sensing* 12, 132. doi: [10.3390/rs12010132](https://doi.org/10.3390/rs12010132).
- Prieur, L., D'ortenzio, F., Taillandier, V., and Testor, P. (2020). “Physical Oceanography of the Ligurian Sea,” in *The Mediterranean Sea in the Era of Global Change 1*, eds. C. Migon, P. Nival, and A. Sciandra (Wiley), 49–78. doi: [10.1002/9781119706960.ch3](https://doi.org/10.1002/9781119706960.ch3).
- Prieur, L., Lefevre, D., Gorsky, G., Bianchi, M., Andersen, V., and Gratton, Y. (2003). Frontal Processes enhance productivity of the Alboran Sea: a tentative first synthesis of the Almofront 2 experiment results. 14063.
- Puig, P., Madron, X. D. de, Salat, J., Schroeder, K., Martín, J., Karageorgis, A. P., et al. (2013). Thick bottom nepheloid layers in the western Mediterranean generated by deep dense shelf water cascading. *Progress in Oceanography* 111, 1–23. doi: [10.1016/j.pocean.2012.10.003](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2012.10.003).
- Puillat, I., Sorgente, R., Ribotti, A., Natale, S., and Echevin, V. (2006). Westward branching of LIW induced by Algerian anticyclonic eddies close to the Sardinian slope. *Chemistry and Ecology* 22, S293–S305. doi: [10.1080/02757540600670760](https://doi.org/10.1080/02757540600670760).
- Puillat, I., Taupier-Letage, I., and Millot, C. (2002). Algerian Eddies lifetime can near 3 years. *Journal of Marine Systems* 31, 245–259. doi: [10.1016/S0924-7963\(01\)00056-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00056-2).
- Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K. S., and Schlax, M. G. (2007). Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *J. Climate* 20, 5473–5496. doi: [10.1175/2007JCLI1824.1](https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1).
- Rhein, M., Send, U., Klein, B., and Krahnmann, G. (1999). Interbasin deep water exchange in the western Mediterranean. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104, 23495–23508. doi: [10.1029/1999JC900162](https://doi.org/10.1029/1999JC900162).
- Rio, M. H., Guinehut, S., and Larnicol, G. (2011). New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116. doi: [10.1029/2010JC006505](https://doi.org/10.1029/2010JC006505).
- Robinson, A. R., and Golnaraghi, M. (1994). “The Physical and Dynamical Oceanography of the Mediterranean Sea,” in *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean*

- Examples NATO ASI Series.*, eds. P. Malanotte-Rizzoli and A. R. Robinson (Dordrecht: Springer Netherlands), 255–306. doi: [10.1007/978-94-011-0870-6_12](https://doi.org/10.1007/978-94-011-0870-6_12).
- Roether, W., Klein, B., Manca, B. B., Theocharis, A., and Kioroglou, S. (2007). Transient Eastern Mediterranean deep waters in response to the massive dense-water output of the Aegean Sea in the 1990s. *Progress in Oceanography* 74, 540–571. doi: [10.1016/j.pocean.2007.03.001](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.03.001).
- Roether, W., Manca, B. B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., et al. (1996). Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science* 271, 333–335. doi: [10.1126/science.271.5247.333](https://doi.org/10.1126/science.271.5247.333).
- RT5-WaterMassAcronyms.pdf Available at:
<http://ciesm.org/events/RT5-WaterMassAcronyms.pdf> [Accessed April 3, 2021].
- Salat, J., and Font, J. (1987). Water mass structure near and offshore the Catalan coast during the winters of 1982 and 1983. *Ann. geophys., B, Terr. planet. phys* 5, 48–54.
- Sammari, C., Millot, C., Taupier-Letage, I., Stefani, A., and Brahim, M. (1999). Hydrological characteristics in the Tunisia–Sardinia–Sicily area during spring 1995. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 46, 1671–1703. doi: [10.1016/S0967-0637\(99\)00026-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00026-6).
- Schauer, U., and Losch, M. (2019). “Freshwater” in the Ocean is Not a Useful Parameter in Climate Research. *J. Phys. Oceanogr.* 49, 2309–2321. doi: [10.1175/JPO-D-19-0102.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0102.1).
- Schneider, A., Tanhua, T., Roether, W., and Steinfeldt, R. (2014). Changes in ventilation of the Mediterranean Sea during the past 25 year. *Ocean Sci.* 10, 1–16. doi: [10.5194/os-10-1-2014](https://doi.org/10.5194/os-10-1-2014).
- Schröder, K., Gasparini, G. P., Tangherlini, M., and Astraldi, M. (2006). Deep and intermediate water in the western Mediterranean under the influence of the Eastern Mediterranean Transient. *Geophys. Res. Lett.* 33, L21607. doi: [10.1029/2006GL027121](https://doi.org/10.1029/2006GL027121).
- Schroeder, K., Chiggiato, J., Bryden, H. L., Borghini, M., and Ben Ismail, S. (2016). Abrupt climate shift in the Western Mediterranean Sea. *Scientific Reports* 6, 23009. doi: [10.1038/srep23009](https://doi.org/10.1038/srep23009).
- Schroeder, K., Chiggiato, J., Josey, S. A., Borghini, M., Aracri, S., and Sparnocchia, S. (2017). Rapid response to climate change in a marginal sea. *Scientific Reports* 7, 4065. doi: [10.1038/s41598-017-04455-5](https://doi.org/10.1038/s41598-017-04455-5).
- Schroeder, K., Cozzi, S., Belgacem, M., Borghini, M., Cantoni, C., Durante, S., et al. (2020). Along-Path Evolution of Biogeochemical and Carbonate System Properties in the Intermediate Water of the Western Mediterranean. *Front. Mar. Sci.* 7. doi: [10.3389/fmars.2020.00375](https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00375).

- Schroeder, K., Josey, S. A., Herrmann, M., Grignon, L., Gasparini, G. P., and Bryden, H. L. (2010). Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005: Atmospheric forcings and lateral advection. *J. Geophys. Res.* 115, C08029. doi: [10.1029/2009JC005749](https://doi.org/10.1029/2009JC005749).
- Schroeder, K., Ribotti, A., Borghini, M., Sorgente, R., Perilli, A., and Gasparini, G. P. (2008a). An extensive western Mediterranean deep water renewal between 2004 and 2006. *Geophysical Research Letters* 35. doi: [10.1029/2008GL035146](https://doi.org/10.1029/2008GL035146).
- Schroeder, K., Taillandier, V., Vetrano, A., and Gasparini, G. P. (2008b). The circulation of the western Mediterranean Sea in spring 2005 as inferred from observations and from model outputs. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 55, 947–965. doi: [10.1016/j.dsr.2008.04.003](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.04.003).
- Send, U., and Testor, P. (2017). Direct Observations Reveal the Deep Circulation of the Western Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res. Oceans* 122, 10091–10098. doi: [10.1002/2016JC012679](https://doi.org/10.1002/2016JC012679).
- Sisma-Ventura, G., Kress, N., Silverman, J., Gertner, Y., Ozer, T., Biton, E., et al. (2021). Post-eastern Mediterranean Transient Oxygen Decline in the Deep Waters of the Southeast Mediterranean Sea Supports Weakening of Ventilation Rates. *Front. Mar. Sci.* 7. doi: [10.3389/fmars.2020.598686](https://doi.org/10.3389/fmars.2020.598686).
- Skliris, N., Zika, J. D., Herold, L., Josey, S. A., and Marsh, R. (2018). Mediterranean sea water budget long-term trend inferred from salinity observations. *Clim Dyn* 51, 2857–2876. doi: [10.1007/s00382-017-4053-7](https://doi.org/10.1007/s00382-017-4053-7).
- Somot, S., Houpert, L., Sevault, F., Testor, P., Bosse, A., Taupier-Letage, I., et al. (2018). Characterizing, modelling and understanding the climate variability of the deep water formation in the North-Western Mediterranean Sea. *Clim Dyn* 51, 1179–1210. doi: [10.1007/s00382-016-3295-0](https://doi.org/10.1007/s00382-016-3295-0).
- Somot, S., Jorda, G., Harzallah, A., and Darmaraki, S. (2016). “Sub-chapter 1.2.3. The Mediterranean Sea in the future climate projections,” in *The Mediterranean region under climate change*, eds. J.-P. Moatti and S. Thiébaud (IRD Éditions), 93–104. doi: [10.4000/books.irdeditions.23100](https://doi.org/10.4000/books.irdeditions.23100).
- Somot, S., Sevault, F., and Déqué, M. (2006). Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model. *Clim Dyn* 27, 851–879. doi: [10.1007/s00382-006-0167-z](https://doi.org/10.1007/s00382-006-0167-z).
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., and Crépon, M. (2008). 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model. *Global and Planetary Change* 63, 112–126. doi: [10.1016/j.gloplacha.2007.10.003](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.10.003).

- Soto-Navarro, J., Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., and Sánchez-Román, A. (2010). Estimation of the Atlantic inflow through the Strait of Gibraltar from climatological and in situ data. *J. Geophys. Res.* 115, C10023. doi: [10.1029/2010JC006302](https://doi.org/10.1029/2010JC006302).
- Sparnocchia, S., Gasparini, G. P., Astraldi, M., Borghini, M., and Pistek, P. (1999). Dynamics and mixing of the Eastern Mediterranean outflow in the Tyrrhenian basin. *Journal of Marine Systems* 20, 301–317. doi: [10.1016/S0924-7963\(98\)00088-8](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00088-8).
- Testor, P., Béranger, K., and Mortier, L. (2005a). Modeling the deep eddy field in the southwestern Mediterranean: The life cycle of Sardinian eddies. *Geophysical Research Letters* 32. doi: [10.1029/2004GL022283](https://doi.org/10.1029/2004GL022283).
- Testor, P., Bosse, A., Houpert, L., Margirier, F., Mortier, L., Legoff, H., et al. (2018). Multiscale Observations of Deep Convection in the Northwestern Mediterranean Sea During Winter 2012–2013 Using Multiple Platforms. *J. Geophys. Res. Oceans* 123, 1745–1776. doi: [10.1002/2016JC012671](https://doi.org/10.1002/2016JC012671).
- Testor, P., and Gascard, J.-C. (2003). Large-Scale Spreading of Deep Waters in the Western Mediterranean Sea by Submesoscale Coherent Eddies. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 75–87. doi: [10.1175/1520-0485\(2003\)033<0075:LSSODW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<0075:LSSODW>2.0.CO;2).
- Testor, P., Send, U., Gascard, J.-C., Millot, C., Taupier-Letage, I., and Béranger, K. (2005b). The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea: Algerian Gyres. *J. Geophys. Res.* 110, C11017. doi: [10.1029/2004JC002861](https://doi.org/10.1029/2004JC002861).
- Theocharis, A. (2008). Do we expect significant changes in the Thermohaline Circulation in the Mediterranean in relation to the observed surface layers warming? 5.
- Theocharis, A., Georgopoulos, D., Lascaratos, A., and Nittis, K. (1993). Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean: Eastern Ionian, South Aegean and Northwest Levantine, 1986–1987. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 40, 1121–1142. doi: [10.1016/0967-0645\(93\)90064-T](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90064-T).
- Vara, A. de la, del Sastre, P. G., Arsouze, T., Gallardo, C., and Gaertner, M. Á. (2019). Role of atmospheric resolution in the long-term seasonal variability of the Tyrrhenian Sea circulation from a set of ocean hindcast simulations (1997–2008). *Ocean Modelling* 134, 51–67. doi: [10.1016/j.ocemod.2019.01.004](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.01.004).
- Vargas-Yáñez, M., Jesús García, M., Salat, J., García-Martínez, M. C., Pascual, J., and Moya, F. (2008). Warming trends and decadal variability in the Western Mediterranean shelf. *Global and Planetary Change* 63, 177–184. doi: [10.1016/j.gloplacha.2007.09.001](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.001).
- Vargas-Yáñez, M., Juza, M., Balbín, R., Velez-Belchí, P., García-Martínez, M. C., Moya, F., et al. (2020). Climatological Hydrographic Properties and Water Mass Transports in the

- Balearic Channels From Repeated Observations Over 1996–2019. *Front. Mar. Sci.* 7, 568602. doi: [10.3389/fmars.2020.568602](https://doi.org/10.3389/fmars.2020.568602).
- Vargas-Yáñez, M., Juza, M., García-Martínez, M. C., Moya, F., Balbín, R., Ballesteros, E., et al. (2021). Long-Term Changes in the Water Mass Properties in the Balearic Channels Over the Period 1996–2019. *Front. Mar. Sci.* 8. doi: [10.3389/fmars.2021.640535](https://doi.org/10.3389/fmars.2021.640535).
- Vargas-Yáñez, M., Moya, F., García-Martínez, M. C., Tel, E., Zunino, P., Plaza, F., et al. (2010). Climate change in the Western Mediterranean Sea 1900–2008. *Journal of Marine Systems* 82, 171–176. doi: [10.1016/j.jmarsys.2010.04.013](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.04.013).
- Vargas-Yáñez, M., Zunino, P., Schroeder, K., López-Jurado, J. L., Plaza, F., Serra, M., et al. (2012). Extreme Western Intermediate Water formation in winter 2010. *Journal of Marine Systems* 105–108, 52–59. doi: [10.1016/j.jmarsys.2012.05.010](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.05.010).
- von Schuckmann, K., Le Traon, P.-Y., Smith, N., Pascual, A., Djavidnia, S., Gattuso, J.-P., et al. (2019). Copernicus Marine Service Ocean State Report, Issue 3. *Journal of Operational Oceanography* 12, S1–S123. doi: [10.1080/1755876X.2019.1633075](https://doi.org/10.1080/1755876X.2019.1633075).
- von Schuckmann, K., Le Traon, P.-Y., Smith, N., Pascual, A., Djavidnia, S., Gattuso, J.-P., et al. (2021). Copernicus Marine Service Ocean State Report, Issue 5. *Journal of Operational Oceanography* 14, 1–185. doi: [10.1080/1755876X.2021.1946240](https://doi.org/10.1080/1755876X.2021.1946240).
- Waldman, R., Brüggemann, N., Bosse, A., Spall, M., Somot, S., and Sevault, F. (2018a). Overturning the Mediterranean Thermohaline Circulation. *Geophys. Res. Lett.* 45, 8407–8415. doi: [10.1029/2018GL078502](https://doi.org/10.1029/2018GL078502).
- Waldman, R., Herrmann, M., Somot, S., Arsouze, T., Benshila, R., Bosse, A., et al. (2017a). Impact of the Mesoscale Dynamics on Ocean Deep Convection: The 2012-2013 Case Study in the Northwestern Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res. Oceans* 122, 8813–8840. doi: [10.1002/2016JC012587](https://doi.org/10.1002/2016JC012587).
- Waldman, R., Somot, S., Herrmann, M., Bosse, A., Caniaux, G., Estournel, C., et al. (2017b). Modeling the intense 2012-2013 dense water formation event in the northwestern Mediterranean Sea: Evaluation with an ensemble simulation approach: MODELING THE 2012-2013 DWF EVENT. *J. Geophys. Res. Oceans* 122, 1297–1324. doi: [10.1002/2016JC012437](https://doi.org/10.1002/2016JC012437).
- Waldman, R., Somot, S., Herrmann, M., Sevault, F., and Isachsen, P. E. (2018b). On the Chaotic Variability of Deep Convection in the Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 45, 2433–2443. doi: [10.1002/2017GL076319](https://doi.org/10.1002/2017GL076319).
- Waldman, R., Somot, S., Herrmann, M., Testor, P., Estournel, C., Sevault, F., et al. (2016). Estimating dense water volume and its evolution for the year 2012-2013 in the Northwestern Mediterranean Sea: An observing system simulation experiment approach:

ESTIMATING DENSE WATER VOLUME. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 6696–6716. doi: [10.1002/2016JC011694](https://doi.org/10.1002/2016JC011694).

Wüst, G. (1961). On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* 66, 3261–3271. doi: [10.1029/JZ066i010p03261](https://doi.org/10.1029/JZ066i010p03261).

Younes, W. A. N., Bensoussan, N., Romano, J.-C., Arlhac, D., and Lafont, M.-G. (2003). Seasonal and interannual variations (1996–2000) of the coastal waters east of the Rhone river mouth as indicated by the SORCOM series. *Oceanologica Acta* 26, 311–321. doi: [10.1016/S0399-1784\(03\)00037-9](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(03)00037-9).

Zhu, J., Zheng, Q., Hu, J., Lin, H., Chen, D., Chen, Z., et al. (2019). Classification and 3-D distribution of upper layer water masses in the northern South China Sea. *Acta Oceanol. Sin.* 38, 126–135. doi: [10.1007/s13131-019-1418-2](https://doi.org/10.1007/s13131-019-1418-2).

Zunino, P., Schroeder, K., Vargas-Yáñez, M., Gasparini, G. P., Coppola, L., García-Martínez, M. C., et al. (2012). Effects of the Western Mediterranean Transition on the resident water masses: Pure warming, pure freshening and pure heaving. *Journal of Marine Systems* 96–97, 15–23. doi: [10.1016/j.jmarsys.2012.01.011](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.01.011).

Chapitre 5

Discussions, conclusions, perspectives

“Aucun de nous ne peut se sauver seul; il faut que nous nous perdions ensemble ou que nous nous tirions d'affaire ensemble.”

—*Huis Clos* (1944), Jean-Paul Sartre.

Rappel des trois problématiques : L'enjeu de ces recherches reposait sur la zone du NBF située entre Minorque, la Corse et la Sardaigne. Le NBF avait été abordé précédemment par nombre de méthodes différentes, diversité qui avait créé une ambiguïté sur sa définition. Le premier objectif de ces recherches était de définir clairement sa nature, sa structure et sa variabilité. Le deuxième questionnement portait sur l'impact qu'à la DWF sur le NBF. La surface de cette zone de formation d'eaux profondes pouvant être vaste, elle est suspectée de peser sur l'étendue d'AW, sur les mouvements du front halin. Le troisième questionnement portait sur la courantologie de la zone du NBF, et sur l'existence d'une fermeture sud du Gyre Nord, entre le BC et le WCC.

Sur les premiers résultats, concernant le NBF : Le premier article de ce manuscrit répond aux deux premiers objectifs de cette étude. Il traite des nature, structure et variabilité du NBF, et de l'impact de la DWF. Deux gliders ont servi pour valider à l'échelle journalière les interfaces frontales observée et modélisées. Une méthode simple et efficace de détection de fronts par gradient a été appliquée aux données de la réanalyse MEDRYS1V2 et à des données de SST kilométrique. Elle a permis de comparer l'occurrence des fronts de température en surface simulés et observés par satellite, et donc de valider la simulation des zones frontales thermiques aux échelles climatologique, saisonnière et interannuelle. De même, les gradients de hauteurs de mer simulés et observés par altimétrie satellite ont été comparés pour validation, mais aussi pour mettre en évidence leur cohérence avec les zones d'occurrence de fronts de salinité, et donc valider les zones frontales de salinité modélisées. Par conséquent, les zones frontales thermique et halines sont découplées. Cette différence a permis de mettre au jour une dualité au sein de la notion du NBF. Deux zones de fronts se distinguent. La première est composée de fronts thermiques. Elle s'étend depuis les Pyrénées jusqu'à la Corse sur 50 mètres de profondeur. Elle suit une variabilité saisonnière liée aux variations saisonnières de température et aux processus internes à la couche de mélange. Elle se développe seulement en été-automne. La deuxième est une zone de fronts de salinité qui relie l'île de Minorque au sud de la Sardaigne. Elle est quasi-permanente et s'observe sur environ 200 mètres de profondeur. Elle traduit l'affrontement entre les AWs jeunes et vieilles (AWs et mAWs). La *quasi*-permanence de cette zone frontale relève de l'impact de la DWF, qui disloque et repousse la zone de fronts vers le sud durant les années à forte convection hivernale, lui appliquant ainsi une variabilité interannuelle. La subdivision du NBF en deux nouvelles zones frontales a mené à considérer deux nouvelles appellations, que sont les Zones Frontales Pyrénées-Corse et Baléares-Sardaigne (PCFZ et BSFZ¹). Elles sont les continuations à l'est de celles du PF et du BF.

Sur la méthode de détection des fronts : La méthode de détection des fronts utilisée pour ce faire se place dans la catégorie des méthodes simples de détection par gradient. En utilisant la théorie de Fedorov², l'occurrence frontale correspond à la moyenne d'un indice binaire qualifiant la présence ou non d'un front. Ce dernier est caractérisé par un seuil au-dessus duquel un gradient fort signe un front.

1. Pyrenees-Corsica Frontal Zone et Balearic-Sardinia Frontal Zone 2. (Fedorov, 1986)

D'autres méthodes de détection de fronts existent : par gradients^{3 4 5}, par classifications statistiques (des données, de leurs gradients, dérivées, etc.)^{6 7 8 9 10 11} ou, plus récemment, par classifications objectives (les paramétrisations des classes sont automatiques)^{12 13 14} ou encore par d'autres moyens (mathématiques)^{15 16}. Elles sont toutes plus contraignantes en terme de calculs à fournir et sont difficilement applicables à un jeu de données lourd, justifiant l'utilisation d'une méthode simple. Précédemment, seule une étude¹⁷ a comparé la méthode de Fedorov avec une autre, l'analyse d'histogramme de populations¹⁸. Elle conclue à la meilleure efficacité de l'analyse d'histogramme, sans pour autant expliquer le choix du seuil appliqué au gradient pour la méthode de Fedorov. Ce seuil minimal à appliquer pour n'observer que des fronts forts de température est choisi différent de celui préconisé par Fedorov (valeur 5 au lieu de 10) alors qu'il est décisif pour une détection appropriée; choisir une valeur plus faible a justement augmenté le taux de détection des fronts (filtre passe bas) et l'étude l'a estimé moins bien adapté sans essayer le rapport 10 (filtre passe haut). Le choix du seuil appliqué au gradient étant décisif, une dernière manière de valider la méthode (Annexe A) a été de mesurer la moyenne des gradients de SST, aux échelles climatologique et saisonnière, et de démontrer que le seuil choisi (10) dépasse toujours cette valeur, démontrant sa qualité de filtre passe-haut.

Sur les échelles étudiées : La résolution spatiale des données est cruciale pour la détection des fronts et pour l'interprétation des mécanismes qui organisent leurs déplacements. Les fronts sont soumis à des processus à toutes échelles, mais leur variabilité est significative aux échelles méso et sous-méso qui influencent l'étendue des zones frontales. Fedorov¹⁹ précise qu'une résolution utile à l'étude des front serait de 1km. La mésoéchelle (100-10km) correspond aux déplacements des fronts à l'échelle du bassin occidental (circulation régionale, tourbillons de mésoéchelle, filaments, upwellings, etc.), alors que la sous-mésoéchelle (10km-100m) gouverne les mouvements internes à la couche de mélange en surface de mer (instabilités de couche de mélange, instabilité symétrique, circulation agéostrophique, subduction). La réanalyse MEDRYS1V2 (~7km) ne résout pas les processus de sous-mésoéchelle, mais représente correctement ceux aux échelles supérieures à celle de la grille, *i.e.* la mésoéchelle. La réanalyse reste adaptée à l'étude des mouvements des fronts à l'échelle régionale. En outre, la résolution des données de SST satellite a permis de valider l'étude des occurrences frontales de la réanalyse à l'échelle kilométrique. De la même manière, la variabilité temporelle des fronts atteint toutes les échelles (horaire, journalière, annuelle, in-

-
3. La dérivation simple (Fedorov, 1986; Belkin et al., 1996; Mohanty et al., 2017) 4. La dérivation relative à une fonction de répartition (Saraceno et al., 2004; Rivas et al., 2010) 5. Le filtrage via une matrice de convolution (Canny, 1986; Holyer et al., 1989; Cao et al., 2021) 6. L'analyse d'histogramme de populations (Cayula et al., 1995; Ullman et al., 2000; Nieto et al., 2012)
7. L'approche entropique (Vázquez et al., 1999; Shimada et al., 2005) 8. Le clustering (Holyer et al., 1989) 9. Les ondelettes (Starck et al., 1995; Simhadri et al., 1998) 10. La morphologie mathématique (Lea et al., 1993; Krishnamurthy et al., 1994) 11. La commande statistique (Pitas et al., 1986; Holland et al., 1992) 12. Les ACPs (Pauthenet et al., 2021) 13. Les EOFs (Hjelmervik et al., 2020) 14. L'apprentissage automatique et les réseaux neuronaux (Hernández-Carrasco et al., 2018; Li et al., 2021) 15. Le fitting (Shaw et al., 2000; Hopkins et al., 2010) 16. Les exposants de singularité (Kolmogorov et al., 1991; Turiel et al., 2007; Yelekçi et al., 2017) 17. (Ullman et al., 2000) 18. (Cayula et al., 1992; Cayula et al., 1995) 19. Fedorov, 1986

terannuelle, climatologique, etc.). Le pas temporel des sorties de la réanalyse ne permet d'observer que les processus d'échelle supérieure à la journée (moyennes journalières). Les mouvements diurnes des fronts ne sont pas observables, mais ils ne concernent pas cette étude. Les mouvements dus aux forçages éoliens sur quelques jours sont détectés, et quelque peu validés par la comparaison des histogrammes de gradients d'une journée, bien qu'ils ne concernent pas cette étude non plus. Ces effets diurnes et journaliers participent à la dynamique *in situ* à plus large échelle tandis que les résultats de zones frontales simulées mensuelles et saisonnières sont en accord avec les zones frontales observées. Néanmoins, l'impact du signal diurne semble faible face aux mouvements saisonniers et interannuels de l'échelle régionale ; il est noyé dans la statistique à long terme, étant donné la cohérence entre les dynamiques frontales discrétisée simulée et continue de l'*in situ*.

Sur la démarche et la comparaison des résultats : Puisque la comparaison des zones frontales thermohalines nécessite des données de température et de salinité, le principal manque pour ce type de recherches reste le peu d'observations de SSS à haute résolution et à long terme dans la zone d'étude. Même si la SST et l'altimétrie satellites ont contribué à confirmer la bonne simulation des fronts thermohalins, utiliser de la SSS à ces échelles aurait été un meilleur moyen, et plus rapide, pour obtenir les résultats d'occurrences frontales halines. Des campagnes de données *in situ* pourraient apporter de l'information mais ne permettraient pas de faire des statistiques ni de bonne couverture spatiale, ni à long terme. La SSS satellite particulièrement, ou des TSG embarqués sur bateaux commerciaux, ou encore l'envoi systématique de gliders dans la zone sont essentiels. Sans de tels outils, les réanalyses restent la meilleure option, plus encore lorsque la tendance est d'augmenter leur résolution. Afin de vérifier à nouveau les résultats de zones frontales, nous avons réalisé la même étude mais sur la réanalyse MedSea24. La comparaison des résultats de MEDRYS (1/12°) avec ceux-ci (1/24°, Fig. 5.1) montre un bon accord des zones frontales climatologiques et saisonnières, outre une faible augmentation de l'occurrence de fronts de SSS (+10%) et une faible diminution de l'occurrence de fronts de SST (-10%). Ces effets peuvent s'expliquer par l'augmentation de la résolution spatiale. Pour la SSS, cette augmentation pourrait correspondre à une meilleure représentation de la méso-échelle. Pour la SST, cette diminution de l'occurrence peut aussi provenir de la résolution spatiale : soit par l'éparpillement des interfaces sur plus de points de grille, ou à la meilleure résolution de la dynamique de couche de mélange (~2 fois plus de niveaux). Ce dernier écart est en accord avec la comparaison entre MEDRYS et les mesures par satellite (Figure 7 dans l Chapitre 3) : le taux d'occurrence frontale était moindre pour les observations mieux résolues. Dans l'ensemble, les variations spatiales saisonnières des deux réanalyses affichent le même déplacement des zones frontales, confirmant les différences de natures, structures et variabilités des zones frontales.

Sur l'appellation : En définitive, l'appellation "Front Nord-Baléares" ne pourrait s'appliquer qu'à un seul endroit (vers 5.5°E-40.5°) en une seule période (en été), seules circonstances où les deux zones frontales se rejoignent. À l'ouest, les zones

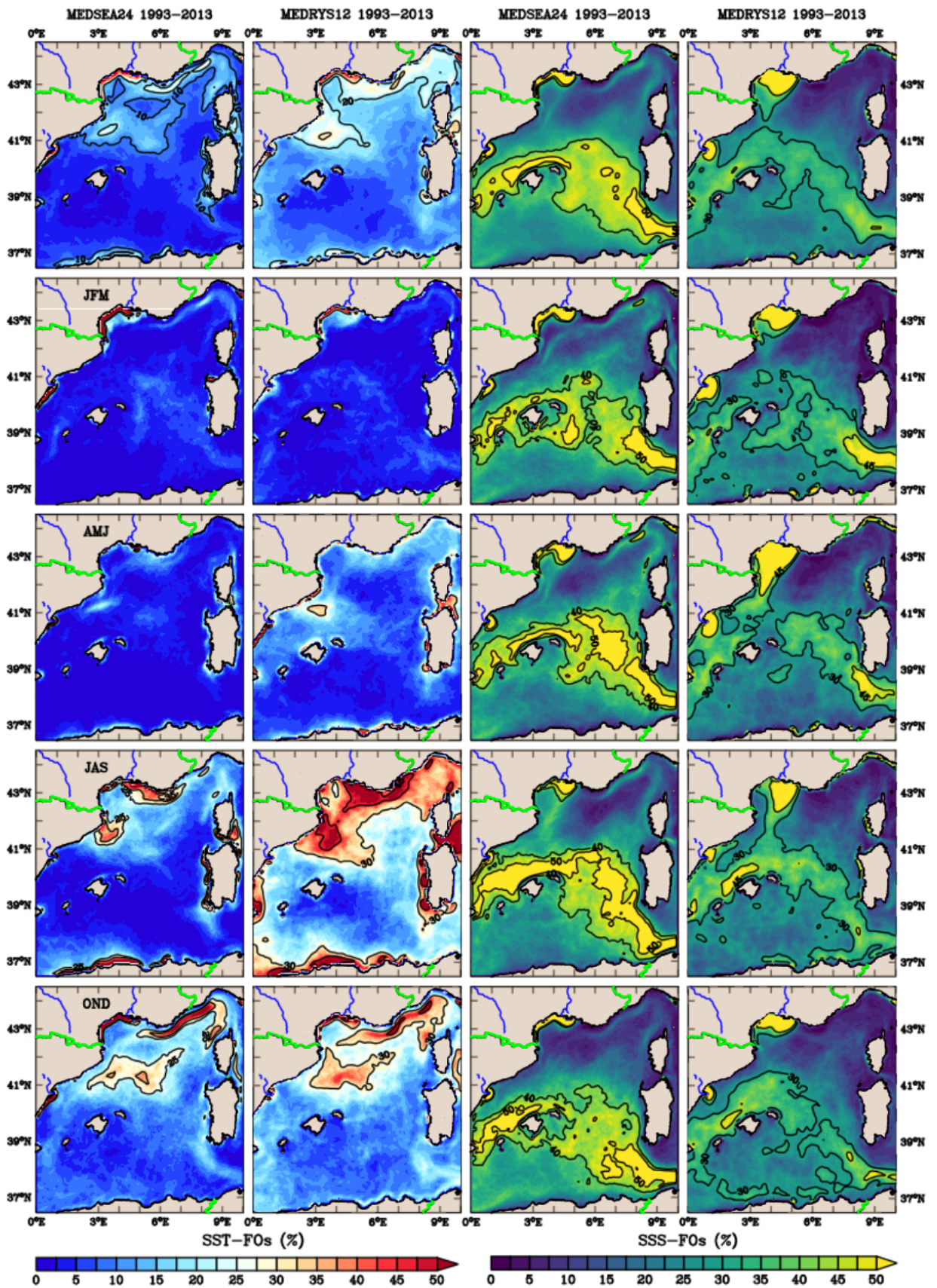


FIGURE 5.1 – Comparaison sur 20 ans des zones frontales de température et de salinité, entre MedSea24 et MEDRYS12, aux échelles (haut) climatologique et (bas) saisonnière.

frontales mettent en évidence des fronts bien distincts et bien connus : le PF et le BF. À l'est, les zones frontales divergent vers le nord de la Corse et le sud de la Sardaigne, où elles ont des natures, structures, distributions, dynamiques et variabilités spatio-temporelles différentes, tout comme le PF et le BF. Elles ne peuvent pas garder une unique appellation. Les nommer Zones Frontales Pyrénées-Corse et Baléares-Sardaigne fait écho à l'usage en océanographie de nommer un phénomène ou processus par sa localisation, comme les masses d'eau et les fronts thermohalins. Utiliser le terme *Zone Frontale* à la place de *Front* tire son origine de la méthode statistique qui a permis leur détection.

Sur les mouvements interannuels : La Zone Frontale Baléares-Sardaigne est soumise à une variabilité interannuelle relative aux années où la zone de DWF s'étend fortement, mais elle semble aussi être repoussée par le déplacement cyclonique et saisonnier des AEs depuis les côtes algériennes jusqu'aux latitudes de Minorque. En ce sens, le déplacement nord-sud de cette zone frontale pourrait être interprété comme l'affrontement entre ces deux dynamiques antagonistes. L'extension au sud des mAWs semble contraindre le réservoir d'AWs plus près des côtes algériennes mais ne semble pas avoir d'impact sur les AEs ou leur formation. En revanche, l'extension vers le nord du réservoir des AWs peut pré-conditionner la DWF. Outre les autres processus de pré-conditionnements, la flottabilité de l'AW stratifie la colonne d'eau; si l'AW s'étend au nord, la surface disponible pour développer de la DWF peut être potentiellement réduite. Cet effet pourrait entraîner deux mécanismes différents. D'abord, si la convection pousse le front au sud pendant un hiver, la surface disponible pourrait être augmentée pour l'hiver suivant, permettant une DWF plus forte, qui repousserait encore le front, et ainsi de suite. Sinon, si un AE pousse fortement le front vers le nord en été-automne, la DWF peut être moins conditionnée, moins importante. Elle n'induit plus un déplacement du front vers le sud, il reste au nord, ce qui réduit la surface disponible pour l'hiver suivant, inhibant encore la DWF. Ces deux mécanismes pourraient être un indice pour la prévision de la DWF d'hiver en hiver, en plus des autres pré-conditionnements. La question de l'existence de telles rétroactions reste en suspens et mériterait un approfondissement. Le calcul des contributions relatives de chaque dynamique sur le déplacement de la zone frontale pourrait y aider. Par exemple, seraient utiles : des calculs de surfaces et d'extensions latitudinales de chaque étendue d'eau (DWF vs AW), et de leur taux d'inter-corrélation aux variations de MLD hivernales, d'indice de stratification de la couche intermédiaire et aux taux de perte de chaleur en surface.

Sur les seconds résultats, concernant les masses d'eau : Le deuxième article de ce manuscrit aide à répondre à la dernière problématique de cette étude, l'existence d'une circulation de Gyre Nord en Méditerranée Occidentale. Le développement d'un algorithme diagnostique de détection des masses d'eau a permis de discriminer celles-ci au sein des différents courants et sous-bassins. Puisque la circulation générale de surface de la Méditerranée Nord-Occidentale est composée de mAWs, sa circulation rend compte de l'existence ou non du Gyre Nord. Comme la mAW est sujette à la convection hivernale, elle se transforme en d'autres masses d'eau. La discrimination correcte de la mAW a nécessité l'exten-

sion de l'algorithme à la détection de toutes les autres masses d'eau du bassin. Il a permis d'identifier les caractéristiques particulières de chaque masse d'eau et de leurs cœurs, et de calculer leurs volumes et circulations spécifiques. L'article évalue la dynamique des masses d'eau en Méditerranée Occidentale dans la réanalyse MEDRYS1V2, au regard des connaissances apportées par la littérature sur les masses d'eau du bassin, et quant à leurs caractéristiques et circulations. De manière générale, la dynamique des eaux de surface est très bien représentée et leurs variabilités sont cohérentes. L'analyse a relevé quelques faiblesses en profondeur par rapport à la dynamique des eaux profondes. Avant de rentrer dans les détails de ces faiblesses, il faut préciser la nature de l'algorithme.

Sur la méthode de détection des masses d'eau : L'algorithme de détection des masses d'eau développé est un diagnostic complet de l'état de mélange du système des masses d'eau. Il s'organise autour de trois axes en utilisant la densité, la salinité et la température. D'abord, l'algorithme sélectionne les couches de surface et profondes par un fractionnement des densités. Il utilise ensuite la salinité comme indice de dilution pour repérer les AWs et les LIWs, masses d'eaux les moins et plus salées du bassin. Enfin, l'algorithme se sert de la température pour mesurer la fraction de mélange, afin de discriminer les eaux d'hiver froides, les WIWs. S'en suit un reste, défini non pas comme une masse d'eau à part entière, mais comme le reliquat du mélange intermédiaire de toutes les autres. Cette méthode de détection est à mi-chemin entre une méthode de définition simple d'une masse d'eau par caractères hydrologiques stricts²⁰ et l'analyse multi-paramètres optimale (OMP)²¹ car elle utilise les caractères hydrologiques pour calculer des fractions de masses d'eau. Elle pourrait être qualifiée de méthode de détection par sélection de couche et droites de mélange. La méthode requiert au préalable une bonne connaissance des caractéristiques des masses d'eau à détecter. Elle ne nécessite qu'un faible coût de calcul une fois établie car elle définit des mélanges linéaires. La méthode est ainsi adaptée aux bases de données volumineuses, telles que les réanalyses. Seule la méthode des caractères hydrologiques stricts et simples²² est moins gourmande en calculs car elle ne résout pas les fractions de mélange des masses d'eau. Les autres méthodes (comme l'analyse en grappes²³, les PCAs et EOFs²⁴ ou la dérive lagrangienne²⁵) demandent des calculs matriciels ou itératifs à appliquer aux données²⁶ qui sont, soit plus coûteux en puissance de calcul, soit ne résolvent pas les fractions de mélange, soit les deux. Une alternative à la méthode du deuxième article aurait pu être l'analyse (paramétrée²⁷) multi-paramètres optimale, mais elle ne permet que d'obtenir un nombre de masses d'eau supérieur de un au nombre de paramètres. Ici, avec cinq masses d'eau au minimum (AW, mAW, WIW, LIW et WMDW) et seulement deux paramètres (θ et S), elle ne peut être mise en place²⁸.

-
20. *e.g.* avec θ/S (Schröder et al., 2006; Iacono et al., 2021) ou σ_θ (Schroeder et al., 2008; Tamsitt et al., 2018) 21. Optimum MultiParameter Analysis (Tomczak et al., 1989; Manca et al., 2006; Schroeder et al., 2020) 22. Seulement θ/S et σ_θ , car rajouter la densité neutre (Jackett et al., 1997; Tailleux, 2021) et/ou le piquant ("spice", "spiciness" ou "spicity", Jackett et al., 1985; Flament, 2002; Gao et al., 2020) complexifie la détection. 23. Le "clustering", (Kim et al., 1991; Bauch et al., 2018; Sun et al., 2021) 24. (Pauthenet et al., 2019) 25. (Döös, 1995; Tamsitt et al., 2018) 26. Y compris la méthode OMP. 27. (Brauwer et al., 2007) 28. *e.g.* en Méditerranée, Schroeder et al. (2020) : 3 masses d'eau avec ces 2 paramètres, ou Manca et al. (2006) : 9 masses d'eau et 7 paramètres.

La méthode de détection par sélection de couches et droites de mélange est un outil qui s'avère utile à la validation poussée d'une réanalyse. Habituellement, une réanalyse est évaluée par les contenus halins et thermiques globaux²⁹, des diagrammes θ/S , des biais et des écarts quadratiques moyens entre simulation et observations. Ici, la méthode évalue les propriétés des masses d'eau et de leurs cœurs, leurs volumes et leurs dynamiques de manière à souligner les écarts de propriétés et de circulations connues, aux échelles saisonnière, interannuelle et climatologique. C'est un outil critique qui accentue la pertinence de la validation d'une simulation. La détection spécifique des cœurs de masses d'eau dans l'espace 3D, conjointe aux calculs de volume et de transport des cœurs, pourrait permettre de détecter les cellules des masses d'eau qui entraînent des tourbillons, *i.e.* de discriminer les tourbillons originaires de différentes masses d'eau à toutes profondeurs.

Sur la dynamique de surface : La dynamique de masses d'eau de surface se révèle être cohérente avec la littérature. L'AW détectée se caractérise par des propriétés thermohalines moyennes conformes à la littérature. De même, son volume moyen est faible au regard des autres masses d'eau. Salinité et volume ne subissent pas de fortes variations, en adéquation avec sa diffusion et son flux continu quasi-constant depuis le détroit de Gibraltar. Température et densité suivent des variabilités saisonnières marquées, preuves de l'impact des changements saisonniers de température atmosphérique et de la bonne représentation de cette dynamique dans la réanalyse. Le transport de l'AW est maximal le long du littoral algérien, caractérise correctement l'AC, se mélange progressivement et augmente le volume de mAW en bassin Est-Algérien. Le transport de mAW le plus important suit les courants majeurs de la Méditerranée Nord-Occidentale et par conséquent, c'est la masse d'eau qui compose principalement le Gyre Nord. Ses propriétés suivent aussi la littérature, de même que leurs variabilités sont saisonnières. Les variations saisonnières de volume correspondent à la perte hivernale de volume par convection. Cette convection hivernale transforme la mAW en WIW. La WIW montre des caractéristiques, un volume et un transport tout à fait cohérents avec les études précédentes. La masse d'eau est plus froide, plus salée et plus dense que la mAW, tandis que son volume et son transport sont faibles et localisés en mer des Baléares. Tous ces paramètres ont une variabilité saisonnière importante qui mettent en évidence son caractère hivernal et son origine convective.

Sur la dynamique profonde : Si l'algorithme est bien adapté à la caractérisation des masses d'eau de surface, les résultats de l'application de l'algorithme sur les masses d'eau plus profondes montre aussi une bonne représentation des caractéristiques moyennes de la LIW et de la WMDW. De manière générale, leurs variations de volumes et de transports sont en accord avec les grands épisodes de DWF, mais certains autres événements semblent moins évidents à interpréter. La mIW, en tant que mélange des autres masses d'eau (principalement les LIW et WMDW, mais aussi la WIW), est un bon outil de compréhension des mécanismes à l'œuvre. L'étude poussée de ces événements suspicieux en profondeur révèle

29. Hamon et al., 2016; Escudier et al., 2021

(grâce à la mIW) des ambiguïtés de la réanalyse qui s'expliquent par une discontinuité dans la distribution des observations assimilées. La profusion des données assimilées en surface, par opposition à la rareté des données d'observation profonde, entraîne une correction appliquée aux eaux profonde (plus influençables). Aussi, l'occurrence d'une observation unique parmi un large manque d'assimilation profonde sur une grande période et/ou grande zone peut entraîner une surestimation de cette unique observation, un fort impact de son assimilation sur la dynamique de la réanalyse. Encore, généralement acceptables sur la température, les observations de salinité profondes peuvent avoir une incidence très forte : quelques centièmes d'écart provoquent un changement radical de la densité profonde. Ce sont ces constatations qui ont permis de comprendre l'origine des épisodes profonds suspicieux, au nombre de trois, et de les écarter du reste de la réanalyse.

Sur la connexion surface-fond et nord-sud climatologique : Une fois libérée de ces événements douteux, la dynamique régionale surface-fond des masses d'eau nous est apparue plus nette. En effet, un des ces événements inversait la dynamique à l'œuvre, et en moyenne, nous empêchait de l'observer : lors des années à DWF dans le bassin provençal, la circulation profonde de Gyre cyclonique est-Algérien est déstabilisée (l'évènement provoquait un gyre **anticyclonique** algérien plus intense que la normale cyclonique). C'est pourquoi la simulation montre en fait une bonne résilience profonde à ces effets douteux; elle développe des dynamiques de DWF et de Gyre Algérien cohérentes avec la littérature chacune de leur côté, même si cette déstabilisation n'a pas été documentée auparavant. L'étude de l'incidence de la perturbation du gyre par la convection, sur toutes les couches de masses d'eau, nous montre que le gyre profond a un effet d'entraînement barotropique jusqu'à la surface, dont la circulation est de même déstabilisée lors des années à DWF. Ce résultat complète la réponse au deuxième questionnement de cette thèse : si la Zone Frontale Baléares-Sardaigne est repoussée au sud lors des années à forte DWF, c'est parce-qu'elle déstabilise le Gyre Algérien cyclonique profond, qui d'habitude entraîne en surface le déplacement cyclonique des AEs vers le nord et étend le réservoir d'AW.

Sur une connexion surface-fond et nord-sud exceptionnelle : Un autre résultat, de cette étude de circulation thermohaline surface-fond, est l'impact du débordement des eaux profondes au travers du canal de Sardaigne en 2009 vers la mer Tyrrhénienne. Il est bien documenté comme étant le résultat de la WMT, et il se retrouve dans la simulation. L'utilisation de l'algorithme a permis de mettre au jour l'influence de cet événement sur la circulation de surface. Il suggère que l'intrusion de WMDWs s'accompagne d'un courant de retour est-ouest en surface dans ce canal, créant un apport conséquent de mAW en bassin algérien. De plus, cet afflux de mAW a entraîné la AW dans un courant côtier exceptionnel depuis le sud-ouest de la Sardaigne jusqu'au WCC au nord-est de la Corse, et en mer Ligure. Ce passage d'AW dans le WCC est enregistré par le premier envoi de l'endurance-line glider MILOU durant 2009 (S~37.2 à 50m de profondeur, salinité inférieure à 38.7 et correspondante à un cœur d'AWs plus profond qu'en moyenne dans l'algorithme). En effet, la circulation générale montre que d'habi-

tude l'apport de mAW en mer Ligure se fait par l'ECC, et que l'AW ne s'étend pas jusqu'au WCC. Cet événement est aussi perceptible par la première étude sur les fronts : la BSFZ haline s'est étendue jusqu'à la Corse en 2009 (par l'entraînement des interfaces frontales de salinité AW/mAW, Fig. 12 du chapitre 3). Ce pourrait être interprété comme une circulation de retournement d'exception en Méditerranée Occidentale, faisant suite à la WMT et à la DWF de 2009.

Sur le Gyre Nord : Finalement, la question de l'existence du Gyre Nord par une fermeture au sud dans la zone du NBF se trouve être réduite au suivi de la circulation de la mAW entre le BC et le WCC. Les cartes de circulations climatologiques mettent en évidence un courant conjoint de AW et de mAW depuis le BC jusqu'en ouest/sud-ouest de la Sardaigne. Ce courant peut être considéré comme le WMMC³⁰. La circulation saisonnière de l'AW montre une connexion constante à l'AC, et un export vers la mer Tyrrhénienne, et non une recirculation de l'AW dans le WCC¹⁹⁰. En revanche, entre le milieu et le sud de la côte ouest de la Sardaigne, le courant de mAW montre une variabilité saisonnière. En automne, et plus particulièrement en octobre, un courant de mAW relie directement au nord-est, le BC au WCC (Fig. 5.2, droite). Le reste de l'année, le courant de mAW suit depuis le BC le sud-est en direction du sud-ouest de la Sardaigne avant de remonter ensuite au nord le long des littoraux vers le WCC (Fig. 5.2, milieu). Le Gyre Nord de mAW est complété en hiver en mer des Baléares par la circulation de la WIW.

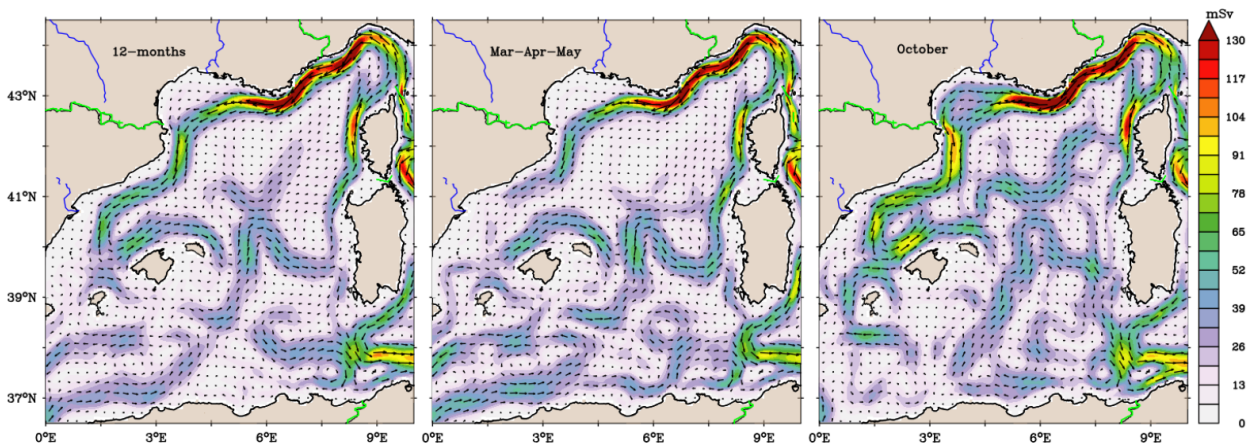


FIGURE 5.2 – *Transport de mAW climatologique, printanier et en octobre (intégré sur la verticale) dans MEDRYS1V2.*

Ce déplacement nord-sud du courant semble suivre la variabilité saisonnière des deux zones frontales PCFZ et BSFZ (Fig. 5.1). La zone frontale Pyrénées-Corse est automnale; la zone frontale Baléares-Sardaigne est quasi-permanente. Seul le courant côtier sud-nord de mAW qui longe les côtes sarde et corse ne correspond pas à la position d'une zone frontale (il n'y a pas de zone frontale côtière à cet endroit). La plus forte variation saisonnière du courant latitudinal de la mAW est localisée entre le sud et le milieu de la Sardaigne. Ce courant s'arrête en automne et est présent le reste de l'année. Ainsi, la fermeture sud du Gyre Nord présente une oscillation saisonnière latitudinale qui semble correspondre aux zones frontales PCFZ et BSFZ. Un épisode exceptionnel de modification de cette variabilité

30. Pinaridi et al., 2015

saisonnaire serait le déplacement de la BSFZ vers le nord en 2009 relatif à la WMT. Ce courant de mAW sud-nord en provenance de la mer Tyrrhénienne a duré toute plus d'une année (2009). C'est une exception interannuelle à la variation saisonnière du courant de fermeture.

Sur les possibles extensions de l'algorithme : La méthode de détection par droites de mélanges de l'algorithme des masses d'eau ouvre de nouvelles possibilités d'adaptation à d'autres régions, mais certaines améliorations peuvent y être apportées ici. L'eau intermédiaire de la Mer Tyrrhénienne (Tyrrhenian Intermediate Water, TIW³¹), formée à l'est de la Corse et de la Sardaigne, correspond à l'équivalent de la WIW, mais originaire de la mer Tyrrhénienne. Elle est un peu plus chaude que la WIW et traverse le canal est-Corse par le biais de l'ECC. Par sa température, l'algorithme la détecte comme étant de la mAW. Le seul moyen de discriminer cette masse d'eau de la mAW et de la WIW serait de localiser son origine tyrrhénienne, *i.e.* soit d'utiliser la méthode lagrangienne, d'insérer une condition spatiale dans l'algorithme. Les cWMDW, nWMDW et oWMDW correspondent aux WMDWs de cascading, nouvelles et vieilles, respectivement³². Elles ne sont pas discriminées par l'algorithme mais pourraient être définies par leurs différentes caractéristiques thermohalines. La oWMDW est moins salée que la nWMDW et la cWMDW est plus dense et moins salée aussi. Elles sont toutes des sous-groupes de la WMDW et sont confondues au sein de cette masse d'eau dans l'algorithme. Une extension de l'algorithme aux mers d'Alboran et Tyrrhénienne pourrait être réalisée, leurs masses d'eau ressemblent à celles du bassin algéro-provençal.

L'extension de la méthode des droites de mélange à la Méditerranée Orientale ne semble être réalisable que par le biais d'un algorithme indépendant de celui de la Méditerranée Occidentale, étant donné les caractéristiques thermohaline des eaux profondes de l'est proches de celles de l'ouest (elles seraient confondues au sein d'une même fraction de mélange), à moins de les séparer par une condition spatiale. L'utilisation de restes de masses d'eau, du type de la mIW, sans point d'inflexion sur un diagramme θ/S , peut aider mais donnerait peut-être une vision dégradée des dynamiques, dans le cas où plusieurs masses d'eau connues n'ont pas de point d'inflexion (*e.g.* celles définies par l'utilisation d'autres propriétés chimiques³³). La définition des fractions de mélange de masses d'eau entre les mers Égée, Adriatique, Ionienne et Levantine présuppose soit d'utiliser un lien lagrangien entre les masses d'eau, soit d'établir plusieurs algorithmes indépendants spécifiques aux sous-bassins et de les lier, *e.g.*, par une méthode d'apprentissage automatique et de réseau neuronal. La méthode pourrait néanmoins être adaptée aux autres océans et mers; elle est un bon indicateur des changements aux échelles régionale, saisonnière, interannuelle et climatologique. Elle permettrait une autre appréciation de la circulation des masses d'eau du globe.

D'ailleurs, un calcul des taux de transformation de masses d'eau a permis d'observer la DWF en bassin provençal et de comparer les taux de production. Cependant, habituellement, la littérature qui traite des taux de production

31. Hopkins, 1988; Napolitano et al., 2019 32. Schröder et al., 2006; Piñeiro et al., 2019 33. Manca et al., 2006

d'eau profonde utilise comme calcul une différence de volume entre deux dates espacées de six mois autour de l'hiver, divisée par une année pour obtenir des Sverdrups. Ici, notre taux de transformation utilisait l'équation de conservation du volume d'une masse d'eau au sein d'une boîte régionale, avec calcul des volumes internes et transports aux frontières grâce aux fractions de masse d'eau. Il lui manquait cependant pour être tout à fait exact le reste de l'équation de Navier-Stokes, où le taux de transformation spécifique est composé des termes de gravité, de pression et de turbulence. Un perfectionnement de ce calcul pourrait discriminer rigoureusement les différents processus mis en jeu pour chaque production de masse d'eau. Notamment, l'ajout dans l'expression du terme de turbulence pourrait par exemple aider à quantifier la transformation par doigts de sels et escaliers thermohalins entre les masses d'eau, à l'œuvre en eaux profondes en bassin algéro-provençal ³⁴.

Sur les besoins, questions, hypothèses et prévisions : Nous avons montré que la région centrale du bassin algéro-provençal est une zone clé pour la compréhension des échanges thermohalins et des interactions entre les dynamiques propres des sous-bassins. Pourtant, étant une des moins connues, il serait crucial d'obtenir plus d'informations *in situ* pour comprendre ses processus ("endurance line gliders", SSS satellite de résolution kilométrique, campagnes océanographiques dédiées). Pour aller plus loin, le devenir de ces dynamiques frontales et circulatoires au centre du bassin semble incertain au regard de l'augmentation de la stratification de la colonne d'eau, du réchauffement et de la salinisation des masses d'eau, et du dérèglement futur de la DWF ³⁵. Quels en seraient les impacts sur une analyse des fronts climatologique, en matière de projection à long-terme? Les simulations régionales de dérèglement climatique, dans la zone et à l'horizon 2050 et 2100, prévoient une augmentation de la température atmosphérique, une diminution de l'humidité, une diminution des précipitations annuelles et une augmentation de la puissance des épisodes pluviaux automnaux. La PCFZ pourrait être modifiée si il y avait modification des régimes de vents à l'origine de la formation du PF. La BSFZ pourrait être influencée par la diminution du nombre d'épisodes de DWF. Sans DWF, les fronts de salinité pourraient moins se déplacer au sud et la BSFZ stagnerait. Le gyre profond est-algérien ne serait pas déstabilisé, il guiderait sans interruption la circulation des AEs qui étirerait le réservoir d'AW au nord.

³⁴. Schroeder et al., 2016 ³⁵. Parras-Berrocal et al., 2021; Vara et al., 2021

Bibliographie

- Adani, M., S. Dobricic et N. Pinardi (avr. 2011). « Quality Assessment of a 1985–2007 Mediterranean Sea Reanalysis ». EN. In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 28.4. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, p. 569-589. DOI : [10 . 1175 / 2010JTECH0798 . 1](https://doi.org/10.1175/2010JTECH0798.1).
- Aguiar, E., B. Mourre, A. Alvera-Azcárate, A. Pascual, E. Mason et J. Tintoré (2022). « Strong long-lived anticyclonic mesoscale eddies in the Balearic Sea formation, intensification, and thermal impact ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* n/a.n/a. _eprint : [https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2021JC017589](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2021JC017589), e2021JC017589. DOI : [10 . 1029/2021JC017589](https://doi.org/10.1029/2021JC017589).
- Aguiar, E., B. Mourre, M. Juza, E. Reyes, J. Hernández-Lasheras, E. Cutolo et al. (fév. 2020). « Multi-platform model assessment in the Western Mediterranean Sea : impact of downscaling on the surface circulation and mesoscale activity ». en. In : *Ocean Dynam.* 70.2, p. 273-288. DOI : [10.1007/s10236-019-01317-8](https://doi.org/10.1007/s10236-019-01317-8).
- Albérola, C et C Millot (avr. 2003). « Circulation in the French mediterranean coastal zone near Marseilles : the influence of wind and the Northern Current ». en. In : *Continental Shelf Research* 23.6, p. 587-610. DOI : [10 . 1016/S0278-4343\(03\)00002-5](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(03)00002-5).
- Alberola, C., C. Millot et J. Font (jan. 1995). « On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean-sea ». en. In : *Oceanologica Acta* 18.2. Publisher : Gauthier-Villars, p. 163-192.
- Allen, J. T., D. A. Smeed, J Tintore et S Ruiz (2001). « Mesoscale subduction at the Almeria–Oran front Part 1 : Ageostrophic flow ». en. In : p. 23.
- Allen, J. T., S. C. Painter et M. Rixen (2008). « Eddy transport of Western Mediterranean Intermediate Water to the Alboran Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 113.C4. _eprint : [https ://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2007JC004649](https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2007JC004649). DOI : [https ://doi.org/10.1029/2007JC004649](https://doi.org/10.1029/2007JC004649).
- Allou, A., P. Forget et J.-L. Devenon (avr. 2010). « Submesoscale vortex structures at the entrance of the Gulf of Lions in the Northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Continental Shelf Research* 30.7, p. 724-732. DOI : [10 . 1016/j . csr . 2010 . 01 . 006](https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.01.006).
- Alvarez, A., A. Orfila, G. Basterretxea, J. Tintoré, G. Vizoso et A. Fornes (mar. 2007). « Forecasting front displacements with a satellite based ocean forecas-

- ting (SOFT) system ». en. In : *Journal of Marine Systems* 65.1-4, p. 299-313. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2005.11.017](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.11.017).
- Amitai, Y., Y. Ashkenazy et H. Gildor (juin 2019). « The effect of wind-stress over the Eastern Mediterranean on deep-water formation in the Adriatic Sea ». en. In : *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*. Revisiting the Eastern Mediterranean : Recent knowledge on the physical, biogeochemical and ecosystemic states and trends (Volume I) 164, p. 5-13. DOI : [10.1016/j.dsr2.2018.11.015](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2018.11.015).
- (2021). « The Effect of the Source of Deep Water in the Eastern Mediterranean on Western Mediterranean Intermediate and Deep Water ». English. In : *Frontiers in Marine Science* 7. Publisher : Frontiers. DOI : [10.3389/fmars.2020.615975](https://doi.org/10.3389/fmars.2020.615975).
- Amores, A., S. Monserrat et M. Marcos (avr. 2013). « Vertical structure and temporal evolution of an anticyclonic eddy in the Balearic Sea (western Mediterranean) : DESCRIPTION OF AN EDDY (BALEARIC SEA) ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 118.4, p. 2097-2106. DOI : [10.1002/jgrc.20150](https://doi.org/10.1002/jgrc.20150).
- Amores, A., G. Jordà, T. Arsouze et J. L. Sommer (2018). « Up to What Extent Can We Characterize Ocean Eddies Using Present-Day Gridded Altimetric Products? » en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 123.10. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2018JC014140>, p. 7220-7236. DOI : <https://doi.org/10.1029/2018JC014140>.
- Artale, V., M. Astraldi, G. Buffoni et G. P. Gasparini (1994). « Seasonal variability of gyre-scale circulation in the northern Tyrrhenian Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 99.C7, p. 14127. DOI : [10.1029/94JC00284](https://doi.org/10.1029/94JC00284).
- Astraldi, M., G. P. Gasparini, G. M. R. Manzella et T. S. Hopkins (1990). « Temporal variability of currents in the eastern Ligurian Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 95.C2. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/JC095iC02p01515>, p. 1515-1522. DOI : [10.1029/JC095iC02p01515](https://doi.org/10.1029/JC095iC02p01515).
- Astraldi, M. et G. P. Gasparini (1992). « The seasonal characteristics of the circulation in the north Mediterranean basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 97.C6. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/92JC00114>, p. 9531-9540. DOI : <https://doi.org/10.1029/92JC00114>.
- (1994). « The Seasonal Characteristics of the Circulation in the Tyrrhenian Sea ». en. In : *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea*. Section : 7 _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/CE046p0115>. American Geophysical Union (AGU), p. 115-134. DOI : [10.1029/CE046p0115](https://doi.org/10.1029/CE046p0115).
- Astraldi, M, G Gasparini et S. Sparnocchia (jan. 1998). « Water masses and seasonal hydrographic conditions in the Sardinia-Sicily-Tunisia region ». In : *Rapport de la Commission Internationale de la Mer Méditerranée* 35.
- Astraldi, M, S Balopoulos, J Candela, J Font, M Gacic, G. P Gasparini et al. (août 1999). « The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation ». en. In : *Progr. Oceanogr.* 44.1-3, p. 65-108. DOI : [10.1016/S0079-6611\(99\)00021-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00021-X).

- Balbín, R., J. López-Jurado, M. Flexas, P. Reglero, P. Vélez-Velchí, C. González-Pola et al. (oct. 2014). « Interannual variability of the early summer circulation around the Balearic Islands : Driving factors and potential effects on the marine ecosystem ». en. In : *Journal of Marine Systems* 138, p. 70-81. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2013.07.004](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.07.004).
- Béranger, K., L. Mortier et M. Crépon (août 2005). « Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation ». en. In : *Progr. Oceanogr.* 66.2-4, p. 341-364. DOI : [10.1016/j.pocean.2004.07.013](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.013).
- Béranger, K., Y. Drillet, M.-N. Houssais, P. Testor, R. Bourdallé-Badie, B. Alhammoud et al. (déc. 2010). « Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 115.C12, p. C12041. DOI : [10.1029/2009JC005648](https://doi.org/10.1029/2009JC005648).
- Barbosa Aguiar, A. C., Peliz et X. Carton (sept. 2013). « A census of Meddies in a long-term high-resolution simulation ». en. In : *Progress in Oceanography* 116, p. 80-94. DOI : [10.1016/j.pocean.2013.06.016](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.06.016).
- Barceló-Llull, B., A. Pascual, S. Ruiz, R. Escudier, M. Torner et J. Tintoré (avr. 2019). « Temporal and Spatial Hydrodynamic Variability in the Mallorca Channel (Western Mediterranean Sea) From 8 Years of Underwater Glider Data ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 124.4, p. 2769-2786. DOI : [10.1029/2018JC014636](https://doi.org/10.1029/2018JC014636).
- Barrier, N., A. A. Petrenko et Y. Ourmières (mar. 2016). « Strong intrusions of the Northern Mediterranean Current on the eastern Gulf of Lion : insights from in-situ observations and high resolution numerical modelling ». en. In : *Ocean Dynamics* 66.3, p. 313-327. DOI : [10.1007/s10236-016-0921-7](https://doi.org/10.1007/s10236-016-0921-7).
- Barth, A., A. Alvera-Azcárate, M. Rixen et J.-M. Beckers (août 2005). « Two-way nested model of mesoscale circulation features in the Ligurian Sea ». en. In : *Progress in Oceanography* 66.2-4, p. 171-189. DOI : [10.1016/j.pocean.2004.07.017](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.017).
- Bauch, D. et E. Cherniavskaia (2018). « Water Mass Classification on a Highly Variable Arctic Shelf Region : Origin of Laptev Sea Water Masses and Implications for the Nutrient Budget ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 123.3. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017JC013524>, p. 1896-1906. DOI : [10.1002/2017JC013524](https://doi.org/10.1002/2017JC013524).
- Belkin, I. M. (jan. 2021). « Remote Sensing of Ocean Fronts in Marine Ecology and Fisheries ». en. In : *Remote Sensing* 13.5. Number : 5 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 883. DOI : [10.3390/rs13050883](https://doi.org/10.3390/rs13050883).
- Belkin, I. M. et A. L. Gordon (1996). « Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 101.C2. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/95JC02750>, p. 3675-3696. DOI : [10.1029/95JC02750](https://doi.org/10.1029/95JC02750).
- Belkin, I. M., P. C. Cornillon et K. Sherman (avr. 2009). « Fronts in Large Marine Ecosystems ». en. In : *Progress in Oceanography*. Comparative Marine Ecosystem

- Structure and Function : Descriptors and Characteristics 81.1, p. 223-236. DOI : [10.1016/j.pocean.2009.04.015](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.04.015).
- Ben Ismail, S., K. Schroeder, C. Sammari, G. P. Gasparini, M. Borghini et L. Aleya (juil. 2014). « Interannual variability of water mass properties in the Tunisia–Sicily Channel ». en. In : *Journal of Marine Systems*. Assessing and modelling ecosystem changes in the Mediterranean and the Black Sea pelagic ecosystem - SESAME 135, p. 14-28. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2013.06.010](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.06.010).
- Benzohra, M. et C. Millot (oct. 1995). « Hydrodynamics of an open sea Algerian eddy ». en. In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 42.10, p. 1831-1847. DOI : [10.1016/0967-0637\(95\)00046-9](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00046-9).
- Bergamasco, A. et P. Malanotte-Rizzoli (juin 2010). « The circulation of the Mediterranean Sea : a historical review of experimental investigations ». In : *Advances in Oceanography and Limnology* 1.1. Publisher : Taylor & Francis _eprint : <https://doi.org/10.1080/19475721.2010.491656>, p. 11-28. DOI : [10.1080/19475721.2010.491656](https://doi.org/10.1080/19475721.2010.491656).
- Berta, M., L. Bellomo, A. Griffa, M. G. Magaldi, A. Molcard, C. Mantovani et al. (juil. 2018). « Wind-induced variability in the Northern Current (northwestern Mediterranean Sea) as depicted by a multi-platform observing system ». en. In : *Ocean Science* 14.4, p. 689-710. DOI : [10.5194/os-14-689-2018](https://doi.org/10.5194/os-14-689-2018).
- Bethoux, J. P., L. Prieur et F. Nyffeler (jan. 1982). « The Water Circulation in the North-Western Mediterranean Sea, its Relations with Wind and Atmospheric Pressure ». en. In : *Elsevier Oceanography Series*. Sous la dir. de J. C. J. Nihoul. T. 34. Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas. Elsevier, p. 129-142. DOI : [10.1016/S0422-9894\(08\)71240-6](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)71240-6).
- Bethoux, J. (jan. 1980). « Mean water fluxes across sections in the mediterranean-sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities ». en. In : *Oceanologica Acta* 3.1. Publisher : Gauthier-Villars, p. 79-88.
- Bethoux, J. et B. Gentili (avr. 1999). « Functioning of the Mediterranean Sea : past and present changes related to freshwater input and climate changes ». en. In : *Journal of Marine Systems* 20.1-4, p. 33-47. DOI : [10.1016/S0924-7963\(98\)00069-4](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00069-4).
- Beuvier, J., K. Béranger, C. Lebeaupin Brossier, S. Somot, F. Sevault, Y. Drillet et al. (juil. 2012). « Spreading of the Western Mediterranean Deep Water after winter 2005 : Time scales and deep cyclone transport ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 117.C7, n/a-n/a. DOI : [10.1029/2011JC007679](https://doi.org/10.1029/2011JC007679).
- Bianchi, A., A. Calafat, R. De Wit, J. Garcin, O. Tholosan, I. Cacho et al. (nov. 2002). « Microbial activity at the deep water sediment boundary layer in two highly productive systems in the Western Mediterranean : the Almeria-Oran front and the Malaga upwelling ». en. In : *Oceanologica Acta* 25.6, p. 315-324. DOI : [10.1016/S0399-1784\(02\)01205-7](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(02)01205-7).
- Birol, F., M. Cancet et C. Estournel (juin 2010). « Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry ». en. In : *Journal of Marine Systems* 81.4, p. 297-311. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2010.01.005](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.01.005).

- Borghini, M., H. Bryden, K. Schroeder, S. Sparnocchia et A. Vetrano (août 2014). « The Mediterranean is becoming saltier ». English. In : *Ocean Science* 10.4. Publisher : Copernicus GmbH, p. 693-700. DOI : [10.5194/os-10-693-2014](https://doi.org/10.5194/os-10-693-2014).
- Bosc, E., A. Bricaud et D. Antoine (mar. 2004). « Seasonal and interannual variability in algal biomass and primary production in the Mediterranean Sea, as derived from 4 years of SeaWiFS observations : MEDITERRANEAN SEA BIOMASS AND PRODUCTION ». en. In : *Global Biogeochemical Cycles* 18.1, n/a-n/a. DOI : [10.1029/2003GB002034](https://doi.org/10.1029/2003GB002034).
- Bosse, A., P. Testor, L. Mortier, L. Prieur, V. Taillandier, F. d'Ortenzio et al. (mar. 2015). « Spreading of Levantine Intermediate Waters by submesoscale coherent vortices in the northwestern Mediterranean Sea as observed with gliders ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 120.3, p. 1599-1622. DOI : [10.1002/2014JC010263](https://doi.org/10.1002/2014JC010263).
- Bosse, A., P. Testor, P. Damien, C. Estournel, P. Marsaleix, L. Mortier et al. (mar. 2021). « Wind-Forced Submesoscale Symmetric Instability around Deep Convection in the Northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Fluids* 6.3. Number : 3 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 123. DOI : [10.3390/fluids6030123](https://doi.org/10.3390/fluids6030123).
- Boucher, J., F. Ibanez et L. Prieur (fév. 1987). « Daily and seasonal variations in the spatial distribution of zooplankton populations in relation to the physical structure in the Ligurian Sea Front ». en. In : *Journal of Marine Research* 45.1, p. 133-173. DOI : [10.1357/002224087788400891](https://doi.org/10.1357/002224087788400891).
- Bouffard, J., L. Renault, S. Ruiz, A. Pascual, C. Dufau et J. Tintoré (nov. 2012). « Sub-surface small-scale eddy dynamics from multi-sensor observations and modeling ». en. In : *Progress in Oceanography* 106, p. 62-79. DOI : [10.1016/j.pocean.2012.06.007](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2012.06.007).
- Bouffard, J., A. Pascual, S. Ruiz, Y. Faugère et J. Tintoré (oct. 2010). « Coastal and mesoscale dynamics characterization using altimetry and gliders : A case study in the Balearic Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 115.C10, p. C10029. DOI : [10.1029/2009JC006087](https://doi.org/10.1029/2009JC006087).
- Bouzinac, C., J. Font et C. Millot (avr. 1999). « Hydrology and currents observed in the channel of Sardinia during the PRIMO-1 experiment from November 1993 to October 1994 ». en. In : *Journal of Marine Systems* 20.1, p. 333-355. DOI : [10.1016/S0924-7963\(98\)00074-8](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00074-8).
- Bouzinac, C., J. Font et J. Johannessen (2003). « Annual cycles of sea level and sea surface temperature in the western Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 108.C3. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2002JC001365>. DOI : <https://doi.org/10.1029/2002JC001365>.
- Brauwer, A. de, S. H. M. Jacquet, F. De Ridder, F. Dehairs, R. Pintelon, J. Schoukens et al. (fév. 2007). « Water mass distributions in the Southern Ocean derived from a parametric analysis of mixing water masses ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 112.C2, p. C02021. DOI : [10.1029/2006JC003742](https://doi.org/10.1029/2006JC003742).
- Brook, A., L. Robins et E. Olmedo (avr. 2017). « Usage of satellite data SMOS in order to characterize Sea Surface Salinity in the western Mediterranean ». eng. In : Accepted : 2019-03-01T08:46:25Z Publisher : European Geosciences Union.

- Buffett, G. G., G. Krahnemann, D. Klaeschen, K. Schroeder, V. Sallarès, C. Papenberg et al. (2017). « Seismic Oceanography in the Tyrrhenian Sea : Thermohaline Staircases, Eddies, and Internal Waves ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.11. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017JC012726>, p. 8503-8523. DOI : [10.1002/2017JC012726](https://doi.org/10.1002/2017JC012726).
- Buongiorno Nardelli, B., C. Tronconi, A. Pisano et R. Santoleri (fév. 2013). « High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project ». en. In : *Remote Sensing of Environment* 129, p. 1-16. DOI : [10.1016/j.rse.2012.10.012](https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.10.012).
- Cacho, I., J. O. Grimalt, M. Canals, L. Sbaffi, N. J. Shackleton, J. Schönfeld et al. (fév. 2001). « Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes ». en. In : *Paleoceanography* 16.1, p. 40-52. DOI : [10.1029/2000PA000502](https://doi.org/10.1029/2000PA000502).
- Canny, J. (nov. 1986). « A Computational Approach to Edge Detection ». In : *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* PAMI-8.6. Conference Name : IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, p. 679-698. DOI : [10.1109/TPAMI.1986.4767851](https://doi.org/10.1109/TPAMI.1986.4767851).
- Cao, L., R. Tang, W. Huang et Y. Wang (jan. 2021). « Seasonal variability and dynamics of coastal sea surface temperature fronts in the East China Sea ». en. In : *Ocean Dynamics*. DOI : [10.1007/s10236-020-01427-8](https://doi.org/10.1007/s10236-020-01427-8).
- Capó, E., A. Orfila, E. Mason et S. Ruiz (jan. 2019). « Energy Conversion Routes in the Western Mediterranean Sea Estimated from Eddy–Mean Flow Interactions ». en. In : *Journal of Physical Oceanography* 49.1, p. 247-267. DOI : [10.1175/JPO-D-18-0036.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0036.1).
- Capó, E., J. C. McWilliams, E. Mason et A. Orfila (mai 2021). « Intermittent Frontogenesis in the Alboran Sea ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* 51.5. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography, p. 1417-1439. DOI : [10.1175/JPO-D-20-0277.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0277.1).
- Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker et A. F. Shchepetkin (jan. 2008a). « Mesoscale to Submesoscale Transition in the California Current System. Part I : Flow Structure, Eddy Flux, and Observational Tests ». en. In : *Journal of Physical Oceanography* 38.1, p. 29-43. DOI : [10.1175/2007JP03671.1](https://doi.org/10.1175/2007JP03671.1).
- (jan. 2008b). « Mesoscale to Submesoscale Transition in the California Current System. Part II : Frontal Processes ». en. In : *Journal of Physical Oceanography* 38.1, p. 44-64. DOI : [10.1175/2007JP03672.1](https://doi.org/10.1175/2007JP03672.1).
- Cardin, V., G. Civitarese, D. Hainbucher, M. Bensi et A. Rubino (jan. 2015). « Thermohaline properties in the Eastern Mediterranean in the last three decades : is the basin returning to the pre-EMT situation? » English. In : *Ocean Science* 11.1. Publisher : Copernicus GmbH, p. 53-66. DOI : [10.5194/os-11-53-2015](https://doi.org/10.5194/os-11-53-2015).
- Casella, E., A. Molcard et A. Provenzale (oct. 2011). « Mesoscale vortices in the Ligurian Sea and their effect on coastal upwelling processes ». en. In : *Journal of Marine Systems*. 41st International Liege Colloquium on Ocean Dynamics"Science based management of the coastal waters 88.1, p. 12-19. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2011.02.019](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.02.019).

- Cayula, J.-F. et P. Cornillon (fév. 1992). « Edge Detection Algorithm for SST Images ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 9.1. Publisher : American Meteorological Society, p. 67-80. DOI : [10.1175/1520-0426\(1992\)009<0067:EDAFSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1992)009<0067:EDAFSI>2.0.CO;2).
- (août 1995). « Multi-Image Edge Detection for SST Images ». EN. In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 12.4. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, p. 821-829. DOI : [10.1175/1520-0426\(1995\)012<0821:MIEDFS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012<0821:MIEDFS>2.0.CO;2).
- Cózar, A., M. Sanz-Martín, E. Martí, J. I. González-Gordillo, B. Ubeda, J. Gálvez et al. (avr. 2015). « Plastic Accumulation in the Mediterranean Sea ». en. In : *PLOS ONE* 10.4. Sous la dir. d'E. V. Thuesen, e0121762. DOI : [10.1371/journal.pone.0121762](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0121762).
- Chelton, D. B., M. G. Schlax et R. M. Samelson (mar. 2007). « Summertime Coupling between Sea Surface Temperature and Wind Stress in the California Current System ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* 37.3. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography, p. 495-517. DOI : [10.1175/JP03025.1](https://doi.org/10.1175/JP03025.1).
- Ciuffardi, T., E. Napolitano, R. Iacono, F. Reseghetti, G. Raiteri et A. Bordone (juil. 2016). « Analysis of surface circulation structures along a frequently repeated XBT transect crossing the Ligurian and Tyrrhenian Seas ». en. In : *Ocean Dynamics* 66.6, p. 767-783. DOI : [10.1007/s10236-016-0954-y](https://doi.org/10.1007/s10236-016-0954-y).
- Claudet, J. et S. Frascetti (sept. 2010). « Human-driven impacts on marine habitats : A regional meta-analysis in the Mediterranean Sea ». en. In : *Biological Conservation* 143.9, p. 2195-2206. DOI : [10.1016/j.biocon.2010.06.004](https://doi.org/10.1016/j.biocon.2010.06.004).
- Clavel-Henry, M., J. Solé, N. Bahamon, M. Carretón et J. B. Company (mar. 2021). « Larval transport of *Aristeus antennatus* shrimp (Crustacea : Decapoda : Dendrobranchiata : Aristeidae) near the Palamós submarine canyon (NW Mediterranean Sea) linked to the North Balearic Front ». en. In : *Progress in Oceanography* 192, p. 102515. DOI : [10.1016/j.pocean.2021.102515](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102515).
- Cramer, W., J. Guiot, M. Fader, J. Garrabou, J.-P. Gattuso, A. Iglesias et al. (nov. 2018). « Climate change and interconnected risks to sustainable development in the Mediterranean ». en. In : *Nature Climate Change* 8.11. Number : 11 Publisher : Nature Publishing Group, p. 972-980. DOI : [10.1038/s41558-018-0299-2](https://doi.org/10.1038/s41558-018-0299-2).
- Cramer, W., J. Guiot, K. Marini, B. Azzopardi, M. V. Balzan, S. Cherif et al. (jan. 2021). « MedECC 2020 Summary for Policymakers ». en. Pages : 34. report. Mediterranean Experts on Climate et Environmental change.
- Crepon, M., L. Wald et J. M. Monget (1982). « Low-frequency waves in the Ligurian Sea during December 1977 ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 87.C1, p. 595. DOI : [10.1029/JC087iC01p00595](https://doi.org/10.1029/JC087iC01p00595).
- Döös, K. (1995). « Inter-ocean exchange of water masses ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 100.C7. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/95JC00337>, p. 13499-13514. DOI : [10.1029/95JC00337](https://doi.org/10.1029/95JC00337).
- Damien, P., A. Bosse, P. Testor, P. Marsaleix et C. Estournel (2017). « Modeling Postconvective Submesoscale Coherent Vortices in the Northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.12. _eprint :

- <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2016JC012114>, p. 9937-9961. DOI : <https://doi.org/10.1002/2016JC012114>.
- Declerck, A., Y. Ourmières et A. Molcard (nov. 2016). « Assessment of the coastal dynamics in a nested zoom and feedback on the boundary current : the North-Western Mediterranean Sea case ». en. In : *Ocean Dynamics* 66.11, p. 1529-1542. DOI : [10.1007/s10236-016-0985-4](https://doi.org/10.1007/s10236-016-0985-4).
- Delgado, M., M. Latasa et M. Estrada (1992). « Variability in the size-fractionated distribution of the phytoplankton across the Catalan front of the north-west Mediterranean ». en. In : *Journal of Plankton Research* 14.5, p. 753-771. DOI : [10.1093/plankt/14.5.753](https://doi.org/10.1093/plankt/14.5.753).
- Demarq (1984). « La dynamique superficielle du panache du Rhône d'après l'imagerie infrarouge satellitaire ». fr. In : p. 4.
- Deschamps, P. Y., R. Frouin et M. Crépon (1984). « Sea surface temperatures of the coastal zones of France observed by the HCMM satellite ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 89.C5, p. 8123. DOI : [10.1029/JC089iC05p08123](https://doi.org/10.1029/JC089iC05p08123).
- Dickson, R. R., J. Meincke, S.-A. Malmberg et A. J. Lee (jan. 1988). « The "great salinity anomaly" in the Northern North Atlantic 1968–1982 ». en. In : *Progress in Oceanography* 20.2, p. 103-151. DOI : [10.1016/0079-6611\(88\)90049-3](https://doi.org/10.1016/0079-6611(88)90049-3).
- D'Ortenzio, F. et M. Ribera d'Alcalà (fév. 2009). « On the trophic regimes of the Mediterranean Sea : a satellite analysis ». English. In : *Biogeosciences* 6.2. Publisher : Copernicus GmbH, p. 139-148. DOI : <https://doi.org/10.5194/bg-6-139-2009>.
- Drago, A. (2004). « MedGOOS – Building a strong regional partnership for operational oceanography in the Mediterranean ». en. In : Accepted : 2022-05-23T08 :50 :54Z Publisher : Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée.
- Druon, J.-N., S. Panigada, L. David, A. Gannier, P. Mayol, A. Arcangeli et al. (sept. 2012). « Potential feeding habitat of fin whales in the western Mediterranean Sea : an environmental niche model ». en. In : *Marine Ecology Progress Series* 464, p. 289-306. DOI : [10.3354/meps09810](https://doi.org/10.3354/meps09810).
- Ducrocq, V., S. Davolio, R. Ferretti, C. Flamant, V. H. Santaner, N. Kalthoff et al. (2016). « Introduction to the HyMeX Special Issue on 'Advances in understanding and forecasting of heavy precipitation in the Mediterranean through the HyMeX SOP1 field campaign' ». en. In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142.S1. _eprint : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/qj.2856>, p. 1-6. DOI : <https://doi.org/10.1002/qj.2856>.
- Dufau-Julliand, C. (2004). « Three-dimensional modeling of the Gulf of Lion's hydrodynamics (northwest Mediterranean) during January 1999 (MOOGLI3 Experiment) and late winter 1999 : Western Mediterranean Intermediate Water's (WIW's) formation and its cascading over the shelf break ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 109.C11, p. C11002. DOI : [10.1029/2003JC002019](https://doi.org/10.1029/2003JC002019).
- Durante, S., K. Schroeder, L. Mazzei, S. Pierini, M. Borghini et S. Sparnocchia (fév. 2019). « Permanent Thermohaline Staircases in the Tyrrhenian Sea ». en. In : *Geophysical Research Letters* 46.3, p. 1562-1570. DOI : [10.1029/2018GL081747](https://doi.org/10.1029/2018GL081747).

- Escudier, R. (jan. 2015). « Mesoscale eddies in the western mediterranean sea : characterization and understanding from satellite observations and model simulations ». eng. Accepted : 2015-09-29T11 :28 :37Z Publication Title : TDX (Tesis Doctorals en Xarxa). Ph.D. Thesis. Universitat de les Illes Balears.
- Escudier, R., L. Renault, A. Pascual, P. Brasseur, D. Chelton et J. Beu-
vier (2016a). « Eddy properties in the Western Mediterranean Sea
from satellite altimetry and a numerical simulation ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.6. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2015JC011371>, p. 3990-4006. DOI : [10.1002/2015JC011371](https://doi.org/10.1002/2015JC011371).
- Escudier, R., B. Mourre, M. Juza et J. Tintoré (août 2016b). « Subsurface circulation and mesoscale variability in the Algerian subbasin from altimeter-derived eddy trajectories ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.8, p. 6310-6322. DOI : [10.1002/2016JC011760](https://doi.org/10.1002/2016JC011760).
- Escudier, R., E. Clementi, M. Drudi, J. Pistoia, A. Grandi, A. Cipollone et al. (mai 2020). « A high resolution reanalysis for the Mediterranean Sea ». In : 22. Conference Name : EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 15573.
- Escudier, R., E. Clementi, A. Cipollone, J. Pistoia, M. Drudi, A. Grandi et al. (2021). « A High Resolution Reanalysis for the Mediterranean Sea ». In : *Frontiers in Earth Science* 9, p. 1060. DOI : [10.3389/feart.2021.702285](https://doi.org/10.3389/feart.2021.702285).
- Estournel, C., P. Broche, P. Marsaleix, J. L. Devenon, F. Auclair et R. Vehil (juil. 2001). « The Rhone River Plume in Unsteady Conditions : Numerical and Experimental Results ». en. In : *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53.1, p. 25-38. DOI : [10.1006/ecss.2000.0685](https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0685).
- Estournel, C., X. D. d. Madron, P. Marsaleix, F. Auclair, C. Julliand et R. Vehil (2003). « Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment) ». en. In : *J. Geophys. Res. Oceans* 108.C3. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2001JC000825>. DOI : [10.1029/2001JC000825](https://doi.org/10.1029/2001JC000825).
- Estournel, C., V. Kondrachoff, P. Marsaleix et R. Vehil (juil. 1997). « The plume of the Rhone : numerical simulation and remote sensing ». en. In : *Continental Shelf Research* 17.8, p. 899-924. DOI : [10.1016/S0278-4343\(96\)00064-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(96)00064-7).
- Estournel, C., P. Testor, P. Damien, F. D'Ortenzio, P. Marsaleix, P. Conan et al. (juil. 2016a). « High resolution modeling of dense water formation in the north-western Mediterranean during winter 2012–2013 : Processes and budget ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.7, p. 5367-5392. DOI : [10.1002/2016JC011935](https://doi.org/10.1002/2016JC011935).
- Estournel, C., P. Testor, I. Taupier-Letage, M.-N. Bouin, L. Coppola, P. Durand et al. (déc. 2016b). « HyMeX-SOP2 : The Field Campaign Dedicated to Dense Water Formation in the Northwestern Mediterranean ». In : *Oceanography* 29.4, p. 196-206. DOI : [10.5670/oceanog.2016.94](https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.94).
- Estrada, M, R. A. Varela, J. Salat, A. Cruzado et E. Arias (jan. 1999). « Spatio-temporal variability of the winter phytoplankton distribution across the Catalan and North Balearic fronts (NW Mediterranean) ». en. In : *Journal of Plankton Research* 21.1, p. 1-20. DOI : [10.1093/plankt/21.1.1](https://doi.org/10.1093/plankt/21.1.1).

- Etnoyer, P., D. Canny, B. R. Mate, L. E. Morgan, J. G. Ortega-Ortiz et W. J. Nichols (fév. 2006). « Sea-surface temperature gradients across blue whale and sea turtle foraging trajectories off the Baja California Peninsula, Mexico ». en. In : *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*. Top predator "hot spots" in the North Pacific 53.3, p. 340-358. DOI : [10.1016/j.dsr2.2006.01.010](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.01.010).
- Falco, P., M. Trani et E. Zambianchi (juil. 2016). « Water mass structure and deep mixing processes in the Tyrrhenian Sea : Results from the VECTOR project ». en. In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 113, p. 7-21. DOI : [10.1016/j.dsr.2016.04.002](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2016.04.002).
- FAO (2020). *The State of Mediterranean and Black Sea Fisheries 2020*. en. FAO. DOI : [10.4060/cb2429en](https://doi.org/10.4060/cb2429en).
- Fedele, G., E. Mauri, G. Notarstefano et P. M. Poulain (juil. 2021). *Characterization of the Atlantic Water and Levantine Intermediate Water in the Mediterranean Sea using Argo Float Data*. en. preprint. All Depths/Moorings & buoys, ocean observatories, underwater vehicles/Mediterranean Sea/Water mass/Oceans et climate. DOI : [10.5194/os-2021-68](https://doi.org/10.5194/os-2021-68).
- (jan. 2022). « Characterization of the Atlantic Water and Levantine Intermediate Water in the Mediterranean Sea using 20 years of Argo data ». English. In : *Ocean Science* 18.1. Publisher : Copernicus GmbH, p. 129-142. DOI : [10.5194/os-18-129-2022](https://doi.org/10.5194/os-18-129-2022).
- Fedorov, K. N. (jan. 1986). « The physical nature and structure of oceanic fronts ». English. In : Publisher : Springer-Verlag New York Inc., New York, NY.
- Fedorov, K. N. et Ginsburg (jan. 1992). *The Near-Surface Layer of the Ocean*. en. Google-Books-ID : GMuAljbtIMUC. VSP.
- Fernández-Nóvoa, D., R. Mendes, M. deCastro, J. M. Dias, A. Sánchez-Arcilla et M. Gómez-Gesteira (fév. 2015). « Analysis of the influence of river discharge and wind on the Ebro turbid plume using MODIS-Aqua and MODIS-Terra data ». en. In : *Journal of Marine Systems* 142, p. 40-46. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2014.09.009](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.09.009).
- Fichaut, M., M. J. Garcia, A. Giorgetti, A. Iona, A. Kuznetsov, M. Rixen et al. (jan. 2003). « MEDAR/MEDATLAS 2002 : A Mediterranean and Black Sea database for operational oceanography ». en. In : *Elsevier Oceanography Series*. Sous la dir. de H. Dahlin, N. C. Flemming, K. Nittis et S. E. Petersson. T. 69. Building the European Capacity in Operational Oceanography. Elsevier, p. 645-648. DOI : [10.1016/S0422-9894\(03\)80107-1](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(03)80107-1).
- Fielding, S, N Crisp, J. T. Allen, M. C. Hartman, B Rabe et H. S. J. Roe (2001). « Mesoscale subduction at the Almeria–Oran front Part 2. Biophysical interactions ». en. In : p. 18.
- Flamant, C., P. Chazette, O. Caumont, P. Di Girolamo, A. Behrendt, M. Sicard et al. (sept. 2021). « A network of water vapor Raman lidars for improving heavy precipitation forecasting in southern France : introducing the WaLiNeAs initiative ». en. In : *Bulletin of Atmospheric Science and Technology* 2.1, p. 10. DOI : [10.1007/s42865-021-00037-6](https://doi.org/10.1007/s42865-021-00037-6).
- Flament, P (juil. 2002). « A state variable for characterizing water masses and their diffusive stability : spiciness ». en. In : *Progress in Oceanography* 54.1-4, p. 493-501. DOI : [10.1016/S0079-6611\(02\)00065-4](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00065-4).

- Flores, J. A., F. J. Sierro, G. Francés, A. Vázquez et I. Zamarren~o (fév. 1997). « The last 100,000 years in the western Mediterranean : sea surface water and frontal dynamics as revealed by coccolithophores ». en. In : *Marine Micropaleontology* 29.3, p. 351-366. DOI : [10.1016/S0377-8398\(96\)00029-1](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(96)00029-1).
- Folkard, A. M, P.A Davies et L.Prieur (août 1994). « The surface temperature field and dynamical structure of the Almeria-Oran front from simultaneous shipboard and satellite data ». en. In : *Journal of Marine Systems. Processes and Fluxes in the Geostrophic Almeria-Oran Front* 5.3, p. 205-222. DOI : [10.1016/0924-7963\(94\)90047-7](https://doi.org/10.1016/0924-7963(94)90047-7).
- Font, J., J. Salat et J. Tintore (jan. 1988). « Permanent features of the circulation in the Catalan Sea ». en. In : *Oceanologica Acta, Special issue*. Publisher : Gauthier-Villars.
- Font, J., J. Salat et A. Julià (déc. 1990). « Marine circulation along the Ebro continental margin ». en. In : *Marine Geology* 95.3-4, p. 165-177. DOI : [10.1016/0025-3227\(90\)90114-Y](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90114-Y).
- Font, J., J. Isern-Fontanet et J. D. J. Salas (sept. 2004). « Tracking a big anticyclonic eddy in the western Mediterranean Sea ». en. In : *Scientia Marina* 68.3. Number : 3, p. 331-342. DOI : [10.3989/scimar.2004.68n3331](https://doi.org/10.3989/scimar.2004.68n3331).
- Forcada, J., A. Aguilar, P. Hammond, X. Pastor et R. Aguilar (1996). « Distribution and abundance of fin whales (*Balaenoptera physalus*) in the western Mediterranean sea during the summer ». en. In : *Journal of Zoology* 238.1. _eprint : <https://zslpublications.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1469-7998.1996.tb05377.x>, p. 23-34. DOI : <https://doi.org/10.1111/j.1469-7998.1996.tb05377.x>.
- Forryan, A., J. T. Allen, E. Edhouse, B. Silburn, K. Reeve et E. Tesi (2012). « Turbulent mixing in the eddy transport of Western Mediterranean Intermediate Water to the Alboran Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 117.C9. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2012JC008284>. DOI : <https://doi.org/10.1029/2012JC008284>.
- Fox-Kemper, B., A. Adcroft, C. W. Böning, E. P. Chassignet, E. Curchitser, G. Danabasoglu et al. (2019). « Challenges and Prospects in Ocean Circulation Models ». English. In : *Frontiers in Marine Science* 0. Publisher : Frontiers. DOI : [10.3389/fmars.2019.00065](https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00065).
- Fraysse, M., C. Pinazo, V. M. Faure, R. Fuchs, P. Lazzari, P. Raimbault et al. (déc. 2013). « Development of a 3D Coupled Physical-Biogeochemical Model for the Marseille Coastal Area (NW Mediterranean Sea) : What Complexity Is Required in the Coastal Zone? » en. In : *PLoS ONE* 8.12. Sous la dir. de M. Gomez-Gesteira, e80012. DOI : [10.1371/journal.pone.0080012](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0080012).
- Fraysse, M., I. Pairaud, O. N. Ross, V. M. Faure et C. Pinazo (oct. 2014). « Intrusion of Rhone River diluted water into the Bay of Marseille : Generation processes and impacts on ecosystem functioning ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 119.10, p. 6535-6556. DOI : [10.1002/2014JC010022](https://doi.org/10.1002/2014JC010022).
- Fuda, J.-L., G. Etiope, C. Millot, P. Favali, M. Calcara, G. Smriglio et al. (oct. 2002). « Warming, salting and origin of the Tyrrhenian Deep Water : WARMING, SAL-

- TING AND ORIGIN OF THE TYRRHENIAN DEEP WATER». en. In : *Geophysical Research Letters* 29.19, p. 4-1-4-4. DOI : [10.1029/2001GL014072](https://doi.org/10.1029/2001GL014072).
- Fuda, J., C Millot, I Taupier-Letage, U Send et J. Bocognano (nov. 2000). « XBT monitoring of a meridian section across the western Mediterranean Sea ». en. In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 47.11, p. 2191-2218. DOI : [10.1016/S0967-0637\(00\)00018-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00018-2).
- Gačić, M., G. L. E. Borzelli, G. Civitarese, V. Cardin et S. Yari (2010). « Can internal processes sustain reversals of the ocean upper circulation? The Ionian Sea example ». en. In : *Geophysical Research Letters* 37.9. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2010GL043216>. DOI : [10.1029/2010GL043216](https://doi.org/10.1029/2010GL043216).
- Gačić, M., K. Schroeder, G. Civitarese, S. Cosoli, A. Vetrano et G. L. Eusebi Borzelli (jan. 2013). « Salinity in the Sicily Channel corroborates the role of the Adriatic-Ionian Bimodal Oscillating System (BiOS) in shaping the decadal variability of the Mediterranean overturning circulation ». en. In : *Ocean Science* 9.1, p. 83-90. DOI : [10.5194/os-9-83-2013](https://doi.org/10.5194/os-9-83-2013).
- Gangloff, A., R. Verney, D. Doxaran, A. Ody et C. Estournel (juil. 2017). « Investigating Rhône River plume (Gulf of Lions, France) dynamics using metrics analysis from the MERIS 300m Ocean Color archive (2002–2012) ». en. In : *Continental Shelf Research* 144, p. 98-111. DOI : [10.1016/j.csr.2017.06.024](https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.06.024).
- Gannier, A. et E. Praca (fév. 2007). « SST fronts and the summer sperm whale distribution in the north-west Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 87.1, p. 187-193. DOI : [10.1017/S0025315407054689](https://doi.org/10.1017/S0025315407054689).
- Gao, Y., R. X. Huang, J. Zhu, Y. Huang et J. Hu (2020). « Using the Sigma-Pi Diagram to Analyze Water Masses in the Northern South China Sea in Spring ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 125.7. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019JC015676>, e2019JC015676. DOI : [10.1029/2019JC015676](https://doi.org/10.1029/2019JC015676).
- García-Lafuente, J., S. Sammartino, I. E. Huertas, S. Flecha, R. F. Sánchez-Leal, C. Naranjo et al. (2021). « Hotter and Weaker Mediterranean Outflow as a Response to Basin-Wide Alterations ». English. In : *Frontiers in Marine Science* 8. Publisher : Frontiers. DOI : [10.3389/fmars.2021.613444](https://doi.org/10.3389/fmars.2021.613444).
- García-Monteiro, S., J. Sobrino, Y. Julien, G. Sòria et D. Skokovic (jan. 2022). « Surface Temperature trends in the Mediterranean Sea from MODIS data during years 2003–2019 ». en. In : *Regional Studies in Marine Science* 49, p. 102086. DOI : [10.1016/j.rsma.2021.102086](https://doi.org/10.1016/j.rsma.2021.102086).
- García-Ladona, J., Castellon, J. Font et J. Tintore (1995). « The Balearic current and volume transports in the Balearic basin ». en. In : p. 9.
- Garreau, P., F. Dumas, S. Louazel, A. Stegner et B. Le Vu (déc. 2018). « High-Resolution Observations and Tracking of a Dual-Core Anticyclonic Eddy in the Algerian Basin ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 123.12, p. 9320-9339. DOI : [10.1029/2017JC013667](https://doi.org/10.1029/2017JC013667).
- Garreau, P., V. Garnier et A. Schaeffer (juil. 2011). « Eddy resolving modelling of the Gulf of Lions and Catalan Sea ». en. In : *Ocean Dynamics* 61.7, p. 991-1003. DOI : [10.1007/s10236-011-0399-2](https://doi.org/10.1007/s10236-011-0399-2).

- Garreau, P., F. Dumas, S. Louazel, S. Correard, S. Fercocq, M. Le Menn et al. (fév. 2020). « PROTEVS-MED field experiments : very high resolution hydrographic surveys in the Western Mediterranean Sea ». English. In : *Earth System Science Data* 12.1. Publisher : Copernicus GmbH, p. 441-456. DOI : <https://doi.org/10.5194/essd-12-441-2020>.
- Garzoli, S. et C. Maillard (août 1979). « Winter circulation in the Sicily and Sardinia straits region ». en. In : *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 26.8, p. 933-954. DOI : [10.1016/0198-0149\(79\)90106-7](https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90106-7).
- Gasparini, G. P., G. Zodiatis, M. Astraldi, C. Galli et S. Sparnocchia (avr. 1999). « Winter intermediate water lenses in the Ligurian Sea ». en. In : *Journal of Marine Systems* 20.1, p. 319-332. DOI : [10.1016/S0924-7963\(98\)00089-X](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00089-X).
- Gaudy, R. et F. Youssara (avr. 2003). « Variations of zooplankton metabolism and feeding in the frontal area of the Alboran Sea (western Mediterranean) in winter ». en. In : *Oceanologica Acta* 26.2, p. 179-189. DOI : [10.1016/S0399-1784\(02\)00005-1](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(02)00005-1).
- Gilham, L. B., J. J. Mika et D. A. Wiesenburg (août 1985). *Bibliography of Research on Ocean Fronts, 1964-1984* : en. Rapp. tech. Fort Belvoir, VA : Defense Technical Information Center. DOI : [10.21236/ADA160040](https://doi.org/10.21236/ADA160040).
- Giordani, H., C. Lebeaupin-Brossier, F. Léger et G. Caniaux (fév. 2017). « A PV-approach for dense water formation along fronts : Application to the Northwestern Mediterranean : A PV-APPROACH FOR DWF ALONG FRONTS ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.2, p. 995-1015. DOI : [10.1002/2016JC012019](https://doi.org/10.1002/2016JC012019).
- Giorgi, F. (2006). « Climate change hot-spots ». en. In : *Geophysical Research Letters* 33.8, p. L08707. DOI : [10.1029/2006GL025734](https://doi.org/10.1029/2006GL025734).
- Givon, Y., D. Keller Jr., V. Silverman, R. Pennel, P. Drobinski et S. Raveh-Rubin (juil. 2021). « Large-scale drivers of the mistral wind : link to Rossby wave life cycles and seasonal variability ». English. In : *Weather and Climate Dynamics* 2.3. Publisher : Copernicus GmbH, p. 609-630. DOI : [10.5194/wcd-2-609-2021](https://doi.org/10.5194/wcd-2-609-2021).
- Goffart, A., J.-H. Hecq et L. Prieur (1995). « Contrôle du phytoplancton du bassin ligure par le front liguro-provençal (secteur corse) ». fr. In : *Oceanologica Acta* 18. Publisher : Elsevier Science.
- Griffies, S. M., J. Yin, P. J. Durack, P. Goddard, S. C. Bates, E. Behrens et al. (juin 2014). « An assessment of global and regional sea level for years 1993–2007 in a suite of interannual CORE-II simulations ». en. In : *Ocean Modelling* 78, p. 35-89. DOI : [10.1016/j.ocemod.2014.03.004](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.03.004).
- Grignon, L., D. A. Smeed, H. L. Bryden et K. Schroeder (juin 2010). « Importance of the variability of hydrographic preconditioning for deep convection in the Gulf of Lion, NW Mediterranean ». en. In : *Ocean Science* 6.2, p. 573-586. DOI : [10.5194/os-6-573-2010](https://doi.org/10.5194/os-6-573-2010).
- Guihou, K., J. Marmain, Y. Ourmières, A. Molcard, B. Zakardjian et P. Forget (juil. 2013). « A case study of the mesoscale dynamics in the North-Western Mediterranean Sea : a combined data-model approach ». In : *Ocean Dynamics* 63, p. 793-808. DOI : [10.1007/s10236-013-0619-z](https://doi.org/10.1007/s10236-013-0619-z).
- Hamon, M., J. Beuvier, S. Somot, J.-M. Lellouche, E. Greiner, G. Jordà et al. (avr. 2016). « Design and validation of MEDRYS, a Mediterranean Sea reanalysis over

- the period 1992–2013 ». en. In : *Ocean Science* 12.2, p. 577-599. DOI : [10.5194/os-12-577-2016](https://doi.org/10.5194/os-12-577-2016).
- Hassoun, A. E. R., V. Guglielmi, E. Gemayel, C. Goyet, M. A.-A. Saab, M. Giani et al. (fév. 2015). « Is the Mediterranean Sea Circulation in a Steady State ». en. In : *Journal of Water Resources and Ocean Science* 4.1. Number : 1 Publisher : Science Publishing Group, p. 6. DOI : [10.11648/j.wros.20150401.12](https://doi.org/10.11648/j.wros.20150401.12).
- Herbaut, C., M. Crépon et L. Mortier (jan. 1996). « A Sensitivity Study of the General Circulation of the Western Mediterranean Sea. Part I : The Response to Density Forcing through the Straits ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* 26.1. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography, p. 65-84. DOI : [10.1175/1520-0485\(1996\)026<0065:ASSOTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<0065:ASSOTG>2.0.CO;2).
- Herbaut, C, F Martel et M. Crépon (1997). « A Sensitivity Study of the General Circulation of the Western Mediterranean Sea. Part II : The Response to Atmospheric Forcing ». en. In : *JOURNAL OF PHYSICAL OCEANOGRAPHY* 27, p. 20.
- Hernández-Carrasco, I. et A. Orfila (2018). « The Role of an Intense Front on the Connectivity of the Western Mediterranean Sea : The Cartagena-Tenes Front ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 123.6. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2017JC013613>, p. 4398-4422. DOI : <https://doi.org/10.1029/2017JC013613>.
- Herrmann, M., F. Sevault, J. Beuvier et S. Somot (2010). « What induced the exceptional 2005 convection event in the northwestern Mediterranean basin? Answers from a modeling study ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 115.C12. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2010JC006162>. DOI : [10.1029/2010JC006162](https://doi.org/10.1029/2010JC006162).
- Hilt, M., F. Auclair, R. Benshila, L. Bordoï, X. Capet, L. Debreu et al. (juil. 2020). « Numerical modelling of hydraulic control, solitary waves and primary instabilities in the Strait of Gibraltar ». en. In : *Ocean Modelling* 151, p. 101642. DOI : [10.1016/j.ocemod.2020.101642](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101642).
- Hjelmervik, K. B. et K. T. Hjelmervik (juil. 2020). « Detection of Oceanographic Fronts on Variable Water Depths Using Empirical Orthogonal Functions ». In : *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 45.3. Conference Name : IEEE Journal of Oceanic Engineering, p. 915-926. DOI : [10.1109/JOE.2019.2917456](https://doi.org/10.1109/JOE.2019.2917456).
- Holland, J. et X.-H. Yan (sept. 1992). « Ocean thermal feature recognition, discrimination, and tracking using infrared satellite imagery ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 30.5. Conference Name : IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, p. 1046-1053. DOI : [10.1109/36.175339](https://doi.org/10.1109/36.175339).
- Holyer, R. et S. Peckinpaugh (jan. 1989). « Edge detection applied to satellite imagery of the oceans ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 27.1. Conference Name : IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, p. 46-56. DOI : [10.1109/36.20274](https://doi.org/10.1109/36.20274).
- Hooke, J. M. (sept. 2006). « Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region ». en. In : *Geomorphology*. 37th Binghamton Geomorphology Symposium 79.3, p. 311-335. DOI : [10.1016/j.geomorph.2006.06.036](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.036).

- Hopkins, J., P. Challenor et A. G. P. Shaw (jan. 2010). « A New Statistical Modeling Approach to Ocean Front Detection from SST Satellite Images ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 27.1. Publisher : American Meteorological Society, p. 173-191. DOI : [10.1175/2009JTECH0684.1](https://doi.org/10.1175/2009JTECH0684.1).
- Hopkins, T. S. (jan. 1988). « Recent observations on the intermediate and deep water circulation in the southern Tyrrhenian Sea ». en. In : *Oceanologica Acta, Special issue*. Publisher : Gauthier-Villars.
- Hu, Z. Y., A. A. Petrenko, A. M. Doglioli et I. Dekeyser (oct. 2011). « Study of a mesoscale anticyclonic eddy in the western part of the Gulf of Lion ». en. In : *Journal of Marine Systems*. 41st International Liege Colloquium on Ocean Dynamics "Science based management of the coastal waters 88.1, p. 3-11. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2011.02.008](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.02.008).
- Iacono, R., E. Napolitano, S. Marullo, V. Artale et A. Vetrano (août 2013). « Seasonal Variability of the Tyrrhenian Sea Surface Geostrophic Circulation as Assessed by Altimeter Data ». en. In : *Journal of Physical Oceanography* 43.8, p. 1710-1732. DOI : [10.1175/JPO-D-12-0112.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0112.1).
- Iacono, R., E. Napolitano, M. Palma et G. Sannino (jan. 2021). « The Tyrrhenian Sea Circulation : A Review of Recent Work ». en. In : *Sustainability* 13.11. Number : 11 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 6371. DOI : [10.3390/su13116371](https://doi.org/10.3390/su13116371).
- Ioannou, A., A. Stegner, B. L. Vu, I. Taupier-Letage et S. Speich (2017). « Dynamical Evolution of Intense Ierapetra Eddies on a 22 Year Long Period ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.11. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017JC013158>, p. 9276-9298. DOI : [10.1002/2017JC013158](https://doi.org/10.1002/2017JC013158).
- Ioannou, A., A. Stegner, A. Tuel, B. LeVu, F. Dumas et S. Speich (2019). « Cyclostrophic Corrections of AVISO/DUACS Surface Velocities and Its Application to Mesoscale Eddies in the Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 124.12. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019JC015031>, p. 8913-8932. DOI : [10.1029/2019JC015031](https://doi.org/10.1029/2019JC015031).
- Isern-Fontanet, J., B. Chapron, G. Lapeyre et P. Klein (2006). « Potential use of microwave sea surface temperatures for the estimation of ocean currents ». en. In : *Geophysical Research Letters* 33.24. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2006GL027801>. DOI : <https://doi.org/10.1029/2006GL027801>.
- Isobe, A., T. Azuma, M. R. Cordova, A. Cózar, F. Galgani, R. Hagita et al. (sept. 2021). « A multilevel dataset of microplastic abundance in the world's upper ocean and the Laurentian Great Lakes ». In : *Microplastics and Nanoplastics* 1.1, p. 16. DOI : [10.1186/s43591-021-00013-z](https://doi.org/10.1186/s43591-021-00013-z).
- Jackett, D. R. et T. J. McDougall (oct. 1985). « An oceanographic variable for the characterization of intrusions and water masses ». en. In : *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 32.10, p. 1195-1207. DOI : [10.1016/0198-0149\(85\)90003-2](https://doi.org/10.1016/0198-0149(85)90003-2).
- (fév. 1997). « A Neutral Density Variable for the World's Oceans ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* 27.2. Publisher : American Meteorological Society

- Section : Journal of Physical Oceanography, p. 237-263. DOI : [10.1175/1520-0485\(1997\)027<0237:ANDVFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0237:ANDVFT>2.0.CO;2).
- Jahn, A. et M. M. Holland (2013). « Implications of Arctic sea ice changes for North Atlantic deep convection and the meridional overturning circulation in CCSM4-CMIP5 simulations ». en. In : *Geophysical Research Letters* 40.6. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/grl.50183>, p. 1206-1211. DOI : [10.1002/grl.50183](https://doi.org/10.1002/grl.50183).
- Jebri, F., F. Birol, B. Zakardjian, J. Bouffard et C. Sammari (2016). « Exploiting coastal altimetry to improve the surface circulation scheme over the central Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.7. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2016JC011961>, p. 4888-4909. DOI : [10.1002/2016JC011961](https://doi.org/10.1002/2016JC011961).
- Jebri, F., B. Zakardjian, F. Birol, J. Bouffard, L. Jullion et C. Sammari (2017). « Interannual Variations of Surface Currents and Transports in the Sicily Channel Derived From Coastal Altimetry ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.11. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017JC012836>, p. 8330-8353. DOI : <https://doi.org/10.1002/2017JC012836>.
- Jordi, A. et D.-P. Wang (jan. 2009). « Mean dynamic topography and eddy kinetic energy in the Mediterranean Sea : Comparison between altimetry and a 1/16 degree ocean circulation model ». en. In : *Ocean Modelling* 29.2, p. 137-146. DOI : [10.1016/j.ocemod.2009.04.001](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.04.001).
- Juza, M., L. Renault, S. Ruiz et J. Tintoré (déc. 2013). « Origin and pathways of Winter Intermediate Water in the Northwestern Mediterranean Sea using observations and numerical simulation : Origin and Pathways of Wiw in Nwmed ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 118.12, p. 6621-6633. DOI : [10.1002/2013JC009231](https://doi.org/10.1002/2013JC009231).
- Juza, M., R. Escudier, M. Vargas-Yáñez, B. Mourre, E. Heslop, J. Allen et al. (mar. 2019). « Characterization of changes in Western Intermediate Water properties enabled by an innovative geometry-based detection approach ». en. In : *Journal of Marine Systems* 191, p. 1-12. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2018.11.003](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.11.003).
- Kane, I. A., M. A. Clare, E. Miramontes, R. Wogelius, J. J. Rothwell, P. Garreau et al. (juin 2020). « Seafloor microplastic hotspots controlled by deep-sea circulation ». en. In : *Science* 368.6495. Publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Report, p. 1140-1145. DOI : [10.1126/science.aba5899](https://doi.org/10.1126/science.aba5899).
- Karimova, S. (nov. 2017a). « OBSERVING SURFACE CIRCULATION OF THE WESTERN MEDITERRANEAN BASIN WITH SATELLITE IMAGERY ». en. In : *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* XLII-3/W2, p. 97-104. DOI : [10.5194/isprs-archives-XLII-3-W2-97-2017](https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-3-W2-97-2017).
- Karimova, S. (mar. 2017b). « Observations of asymmetric turbulent stirring in inner and marginal seas using satellite imagery ». en. In : *International Journal of Remote Sensing* 38.6, p. 1642-1664. DOI : [10.1080/01431161.2017.1285078](https://doi.org/10.1080/01431161.2017.1285078).

- Karydis, M. et D. Kitsiou (août 2012). « Eutrophication and environmental policy in the Mediterranean Sea : a review ». en. In : *Environmental Monitoring and Assessment* 184.8, p. 4931-4984. DOI : [10.1007/s10661-011-2313-2](https://doi.org/10.1007/s10661-011-2313-2).
- Keller Jr., D., Y. Givon, R. Pennel, S. Raveh-Rubin et P. Drobinski (août 2021). « Untangling the Mistral and seasonal atmospheric forcing driving deep convection in the Gulf of Lion : 2012–2013 ». English. In : *Ocean Science Discussions*. Publisher : Copernicus GmbH, p. 1-37. DOI : [10.5194/os-2021-72](https://doi.org/10.5194/os-2021-72).
- Kersalé, M., A. A. Petrenko, A. M. Doglioli, I. Dekeyser et F. Nencioli (2013). « Physical characteristics and dynamics of the coastal Latex09 Eddy derived from in situ data and numerical modeling ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 118.1. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2012JC008229>, p. 399-409. DOI : [10.1029/2012JC008229](https://doi.org/10.1029/2012JC008229).
- Khodayar, S., S. Davolio, P. Di Girolamo, C. Lebeaupin Brossier, E. Flaounas, N. Fourrie et al. (nov. 2021). « Overview towards improved understanding of the mechanisms leading to heavy precipitation in the western Mediterranean : lessons learned from HyMeX ». English. In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 21.22. Publisher : Copernicus GmbH, p. 17051-17078. DOI : [10.5194/acp-21-17051-2021](https://doi.org/10.5194/acp-21-17051-2021).
- Kida, S., H. Mitsudera, S. Aoki, X. Guo, S.-i. Ito, F. Kobashi et al. (oct. 2015). « Oceanic fronts and jets around Japan : a review ». en. In : *Journal of Oceanography* 71.5, p. 469-497. DOI : [10.1007/s10872-015-0283-7](https://doi.org/10.1007/s10872-015-0283-7).
- Kim, K., K. R. Kim, T. S. Rhee, H. K. Rho, R. Limeburner et R. C. Beardsley (jan. 1991). « Identification of Water Masses in the Yellow Sea and the East China Sea by Cluster Analysis ». en. In : *Elsevier Oceanography Series*. Sous la dir. de K. Takano. T. 54. Oceanography of Asian Marginal Seas. Elsevier, p. 253-267. DOI : [10.1016/S0422-9894\(08\)70100-4](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70100-4).
- Knoll, M., I. Borrione, H.-V. Fiekas, A. Funk, M. P. Hemming, J. Kaiser et al. (nov. 2017). « Hydrography and circulation west of Sardinia in June 2014 ». en. In : *Ocean Science* 13.6, p. 889-904. DOI : [10.5194/os-13-889-2017](https://doi.org/10.5194/os-13-889-2017).
- Kokkini, Z., R. Gerin, P. M. Poulain, E. Mauri, Z. Pasarić, I. Janeković et al. (juil. 2017). « A multiplatform investigation of Istrian Front dynamics (north Adriatic Sea) in winter 2015 ». en. In : *Mediterranean Marine Science* 18.2. Number : 2, p. 344-354. DOI : [10.12681/mms.1895](https://doi.org/10.12681/mms.1895).
- Kolmogorov, A. N., V. Levin, J. C. R. Hunt, O. M. Phillips et D. Williams (juil. 1991). « Dissipation of energy in the locally isotropic turbulence ». In : *Proceedings of the Royal Society of London. Series A : Mathematical and Physical Sciences* 434.1890. Publisher : Royal Society, p. 15-17. DOI : [10.1098/rspa.1991.0076](https://doi.org/10.1098/rspa.1991.0076).
- Kostianoy, A. G. et A. Carpenter (2018). « Oil and Gas Exploration and Production in the Mediterranean Sea ». en. In : *Oil Pollution in the Mediterranean Sea : Part I : The International Context*. Sous la dir. d'A. Carpenter et A. G. Kostianoy. The Handbook of Environmental Chemistry. Cham : Springer International Publishing, p. 53-77. DOI : [10.1007/978-3-319-7373-3_3](https://doi.org/10.1007/978-3-319-7373-3_3).
- Krishnamurthy, S., S. Iyengar, R. Holyer et M. Lybanon (juil. 1994). « Histogram-based morphological edge detector ». en. In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 32.4, p. 759-767. DOI : [10.1109/36.298005](https://doi.org/10.1109/36.298005).

- Kubin, E., P.-M. Poulain, E. Mauri, M. Menna et G. Notarstefano (sept. 2019). « Levantine Intermediate and Levantine Deep Water Formation : An Argo Float Study from 2001 to 2017 ». en. In : *Water* 11.9. Number : 9 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 1781. DOI : [10.3390/w11091781](https://doi.org/10.3390/w11091781).
- La Violette, P. E., J. Tintoré et J. Font (1990). « The surface circulation of the Balearic Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 95.C2, p. 1559. DOI : [10.1029/JC095iC02p01559](https://doi.org/10.1029/JC095iC02p01559).
- Lagerloef, G., F. R. COLOMB, D. LE VINE, F. WENTZ, S. YUEH, C. RUF et al. (2008). « The AQUARIUS/SAC-D Mission : Designed to meet the salinity remote-sensing challenge ». In : *Oceanography* 21.1. Publisher : Oceanography Society, p. 68-81.
- Lana, A., J. Marmain, V. Fernández, J. Tintoré et A. Orfila (avr. 2016). « Wind influence on surface current variability in the Ibiza Channel from HF Radar ». en. In : *Ocean Dynamics* 66.4, p. 483-497. DOI : [10.1007/s10236-016-0929-z](https://doi.org/10.1007/s10236-016-0929-z).
- Lévy, M. (2008). « The Modulation of Biological Production by Oceanic Mesoscale Turbulence ». en. In : *Transport and Mixing in Geophysical Flows : Creators of Modern Physics*. Sous la dir. de J. B. Weiss et A. Provenzale. Lecture Notes in Physics. Berlin, Heidelberg : Springer, p. 219-261. DOI : [10.1007/978-3-540-75215-8_9](https://doi.org/10.1007/978-3-540-75215-8_9).
- Lévy, M., L. Mémerly et J.-M. André (jan. 1998a). « Simulation of primary production and export fluxes in the Northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Marine Research* 56.1, p. 197-238. DOI : [10.1357/002224098321836163](https://doi.org/10.1357/002224098321836163).
- Lévy, M., L. Mémerly et G. Madec (sept. 1998b). « The onset of a bloom after deep winter convection in the northwestern Mediterranean sea : mesoscale process study with a primitive equation model ». en. In : *Journal of Marine Systems* 16.1-2, p. 7-21. DOI : [10.1016/S0924-7963\(97\)00097-3](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(97)00097-3).
- Le Goff, C., A. Mironov, B. Boussidi, L. Bordoï, F. Dumas et B. Chapron (jan. 2021). « Oceanic Circulation in the Strait of Gibraltar revealed by AIS data Information ». en. In :
- Le Vu, B., A. Stegner et T. Arsouze (avr. 2018). « Angular Momentum Eddy Detection and Tracking Algorithm (AMEDA) and Its Application to Coastal Eddy Formation ». en. In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 35.4, p. 739-762. DOI : [10.1175/JTECH-D-17-0010.1](https://doi.org/10.1175/JTECH-D-17-0010.1).
- Lea, S. et M. Lybanon (nov. 1993). « Automated boundary delineation in infrared ocean images ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 31.6. Conference Name : IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, p. 1256-1260. DOI : [10.1109/36.317437](https://doi.org/10.1109/36.317437).
- Lebeaupin, C., V. Ducrocq et H. Giordani (2006). « Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 111.D12. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2005JD006541>. DOI : <https://doi.org/10.1029/2005JD006541>.
- Lebreton, L. C. M., S. D. Greer et J. C. Borrero (mar. 2012). « Numerical modelling of floating debris in the world's oceans ». en. In : *Marine Pollution Bulletin* 64.3, p. 653-661. DOI : [10.1016/j.marpolbul.2011.10.027](https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2011.10.027).

- Legeckis, R. (1978). « A survey of worldwide sea surface temperature fronts detected by environmental satellites ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 83.C9. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/JC083iC09p04501>, p. 4501-4522. DOI : <https://doi.org/10.1029/JC083iC09p04501>.
- Li, P. et T. Tanhua (juil. 2020). « Recent Changes in Deep Ventilation of the Mediterranean Sea; Evidence From Long-Term Transient Tracer Observations ». en. In : *Frontiers in Marine Science* 7, p. 594. DOI : [10.3389/fmars.2020.00594](https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00594).
- Li, Q., G. Zhong, C. Xie et R. Hedjam (2021). « Weak Edge Identification Network for Ocean Front Detection ». In : *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. Conference Name : IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, p. 1-5. DOI : [10.1109/LGRS.2021.3051203](https://doi.org/10.1109/LGRS.2021.3051203).
- Lopez-Garcia, M. J. L., C. Millot, J. Font et E. García-Ladona (1994). « Surface circulation variability in the Balearic Basin ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 99.C2, p. 3285. DOI : [10.1029/93JC02114](https://doi.org/10.1029/93JC02114).
- Lopez-Jurado, J. L., J. G. Lafuente, J.-M. Pinot et A. Alvarez (1996). « Water exchanges in the Balearic channels ». en. In : p. 23.
- Ludwig, W., E. Dumont, M. Meybeck et S. Heussner (mar. 2009). « River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea : Major drivers for ecosystem changes during past and future decades? » en. In : *Progress in Oceanography* 80.3, p. 199-217. DOI : [10.1016/j.pocean.2009.02.001](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.02.001).
- Macías, D., M. Bruno, F. Echevarría, A. Vázquez et C. M. García (juin 2008). « Meteorologically-induced mesoscale variability of the North-western Alboran Sea (southern Spain) and related biological patterns ». en. In : *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 78.2, p. 250-266. DOI : [10.1016/j.ecss.2007.12.008](https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.12.008).
- Macias, D., E. Garcia-Gorrioz et A. Stips (fév. 2016). « The seasonal cycle of the Atlantic Jet dynamics in the Alboran Sea : direct atmospheric forcing versus Mediterranean thermohaline circulation ». en. In : *Ocean Dynamics* 66.2, p. 137-151. DOI : [10.1007/s10236-015-0914-y](https://doi.org/10.1007/s10236-015-0914-y).
- Madec, G., P. Delecluse, M. Crepon et M. Chartier (sept. 1991). « A Three-Dimensional Numerical Study of Deep-Water Formation in the Northwestern Mediterranean Sea ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* 21.9. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography, p. 1349-1371. DOI : [10.1175/1520-0485\(1991\)021<1349:ATDNSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<1349:ATDNSO>2.0.CO;2).
- Madec, G., P. Delecluse, M. Crépon et F. Lott (août 1996). « Large-Scale Preconditioning of Deep-Water Formation in the Northwestern Mediterranean Sea ». In : *Journal of Physical Oceanography* 26.8. Publisher : American Meteorological Society, p. 1393-1408. DOI : [10.1175/1520-0485\(1996\)026<1393:LSPODW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<1393:LSPODW>2.0.CO;2).
- Maillet, G. M., C. Vella, S. Berné, P. L. Friend, C. L. Amos, T. J. Fleury et al. (déc. 2006). « Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France) ». en. In : *Marine Geology*. EUROSTRATAFORM VOL. 1 : Source to Sink Sedimentation on the European Margin 234.1, p. 159-177. DOI : [10.1016/j.margeo.2006.09.025](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.025).

- Malagó, A., F. Bouraoui, B. Grizzetti et A. De Roo (avr. 2019). « Modelling nutrient fluxes into the Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Hydrology : Regional Studies* 22, p. 100592. DOI : [10.1016/j.ejrh.2019.01.004](https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.01.004).
- Malanotte-Rizzoli, P., B. B. Manca, M. R. D'Alcalà, A. Theocharis, A. Bergamasco, D. Bregant et al. (jan. 1997). « A synthesis of the Ionian Sea hydrography, circulation and water mass pathways during POEM-Phase I ». en. In : *Progress in Oceanography* 39.3, p. 153-204. DOI : [10.1016/S0079-6611\(97\)00013-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00013-X).
- Mallil, K., P. Testor, A. Bosse, F. Margirier, L. Houpert, H. Le Goff et al. (déc. 2021). « The Levantine Intermediate Water in the western Mediterranean and its interactions with the Algerian Gyres : insights from 60 years of observation ». English. In : *Ocean Science Discussions*. Publisher : Copernicus GmbH, p. 1-26. DOI : [10.5194/os-2021-120](https://doi.org/10.5194/os-2021-120).
- Manca, B. B., V. Ibelli, M. Pacciaroni, P. Scarazzato et A. Giorgetti (juil. 2006). « Ventilation of deep waters in the Adriatic and Ionian Seas following changes in thermohaline circulation of the Eastern Mediterranean ». en. In : *Climate Research* 31.2-3, p. 239-256. DOI : [10.3354/cr031239](https://doi.org/10.3354/cr031239).
- Mancho, A. M., E. Hernández-García, D. Small, S. Wiggins et V. Fernández (juin 2008). « Lagrangian Transport through an Ocean Front in the Northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Physical Oceanography* 38.6, p. 1222-1237. DOI : [10.1175/2007JP03677.1](https://doi.org/10.1175/2007JP03677.1).
- Mannino, A. M., P. Balistreri et A. Deidun (nov. 2017). « The Marine Biodiversity of the Mediterranean Sea in a Changing Climate : The Impact of Biological Invasions ». en. In : *Mediterranean Identities - Environment, Society, Culture*. Publisher : IntechOpen. DOI : [10.5772/intechopen.69214](https://doi.org/10.5772/intechopen.69214).
- Mansui, J., A. Molcard et Y. Ourmières (fév. 2015). « Modelling the transport and accumulation of floating marine debris in the Mediterranean basin ». en. In : *Marine Pollution Bulletin* 91.1, p. 249-257. DOI : [10.1016/j.marpolbul.2014.11.037](https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2014.11.037).
- Mansui, J., G. Darmon, T. Ballerini, O. van Canneyt, Y. Ourmieres et C. Miaud (mar. 2020). « Predicting marine litter accumulation patterns in the Mediterranean basin : Spatio-temporal variability and comparison with empirical data ». en. In : *Progress in Oceanography* 182, p. 102268. DOI : [10.1016/j.pocean.2020.102268](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2020.102268).
- Marcellin Yao, K., O. Marcou, C. Goyet, V. Guglielmi, F. Touratier et J.-P. Savy (mai 2016). « Time variability of the north-western Mediterranean Sea pH over 1995–2011 ». en. In : *Marine Environmental Research* 116, p. 51-60. DOI : [10.1016/j.marenvres.2016.02.016](https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2016.02.016).
- Margirier, F., P. Testor, E. Heslop, K. Mallil, A. Bosse, L. Houpert et al. (déc. 2020). « Abrupt warming and salinification of intermediate waters interplays with decline of deep convection in the Northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Scientific Reports* 10.1. Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group, p. 20923. DOI : [10.1038/s41598-020-77859-5](https://doi.org/10.1038/s41598-020-77859-5).
- Marsaleix, P., C. Estournel, V. Kondrachoff et R. Vehil (jan. 1998). « A numerical study of the formation of the Rhône River plume ». en. In : *Journal of Marine Systems* 14.1, p. 99-115. DOI : [10.1016/S0924-7963\(97\)00011-0](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(97)00011-0).

- Marshall, J. et F. Schott (1999). « Open-ocean convection : Observations, theory, and models ». en. In : *Reviews of Geophysics* 37.1. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/98RG02739>, p. 1-64. DOI : [10.1029/98RG02739](https://doi.org/10.1029/98RG02739).
- Martínez, R. (déc. 1997). « Enhancement of microplankton respiratory activity in the Almería-Oran Front (Western Mediterranean Sea) ». In : *Journal of Plankton Research* 19.12, p. 2051-2065. DOI : [10.1093/plankt/19.12.2051](https://doi.org/10.1093/plankt/19.12.2051).
- Marty, J. C. et J. Chiavérini (juil. 2010). « Hydrological changes in the Ligurian Sea (NW Mediterranean, DYFAMED site) during 1995–2007 and biogeochemical consequences ». English. In : *Biogeosciences* 7.7. Publisher : Copernicus GmbH, p. 2117-2128. DOI : [10.5194/bg-7-2117-2010](https://doi.org/10.5194/bg-7-2117-2010).
- Marullo, S., R. Santoleri et F. Bignami (1994). « The Surface Characteristics of the Tyrrhenian Sea : Historical Satellite Data Analysis ». en. In : *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea*. Section : 8 _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/CE046p0135>. American Geophysical Union (AGU), p. 135-154. DOI : [10.1029/CE046p0135](https://doi.org/10.1029/CE046p0135).
- Marullo, S., R. Santoleri, D. Ciani, P. Le Borgne, S. Péré, N. Pinardi et al. (avr. 2014). « Combining model and geostationary satellite data to reconstruct hourly SST field over the Mediterranean Sea ». en. In : *Remote Sensing of Environment*. Liege Colloquium Special Issue : Remote sensing of ocean colour, temperature and salinity 146, p. 11-23. DOI : [10.1016/j.rse.2013.11.001](https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.11.001).
- Mason, E. et A. Pascual (juin 2013). « Multiscale variability in the Balearic Sea : An altimetric perspective : Balearic Sea Variability ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 118.6, p. 3007-3025. DOI : [10.1002/jgrc.20234](https://doi.org/10.1002/jgrc.20234).
- Mauzole, Y. (fév. 2022). « Objective delineation of persistent SST fronts based on global satellite observations ». en. In : *Remote Sensing of Environment* 269, p. 112798. DOI : [10.1016/j.rse.2021.112798](https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112798).
- Mayot, N. (2016). « Interannual variability of the Mediterranean trophic regimes from ocean color satellites ». en. In : p. 18.
- Mazoyer, C., H. Vanneste, C. Dufresne, Y. Ourmières, M. G. Magaldi et A. Molcard (fév. 2020). « Impact of wind-driven circulation on contaminant dispersion in a semi-enclosed bay ». en. In : *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 233, p. 106529. DOI : [10.1016/j.ecss.2019.106529](https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106529).
- MEDOC GROUP (sept. 1970). « Observation of Formation of Deep Water in the Mediterranean Sea, 1969 ». en. In : *Nature* 227.5262. Number : 5262 Publisher : Nature Publishing Group, p. 1037-1040. DOI : [10.1038/2271037a0](https://doi.org/10.1038/2271037a0).
- Menna, M., R. Gerin, G. Notarstefano, E. Mauri, A. Bussani, M. Pacciaroni et al. (2021). « On the Circulation and Thermohaline Properties of the Eastern Mediterranean Sea ». English. In : *Frontiers in Marine Science* 0. Publisher : Frontiers. DOI : [10.3389/fmars.2021.671469](https://doi.org/10.3389/fmars.2021.671469).
- Mestres, M., J. P. Sierra, A. Sánchez-Arcilla, J. G. d. Río, T. Wolf, A. Rodríguez et al. (déc. 2003). « Modelling of the Ebro River plume. Validation with field observations ». en. In : *Scientia Marina* 67.4. Number : 4, p. 379-391. DOI : [10.3989/scimar.2003.67n4379](https://doi.org/10.3989/scimar.2003.67n4379).
- Miglietta, M. M., A. Moscatello, D. Conte, G. Mannarini, G. Lacorata et R. Rotunno (juil. 2011). « Numerical analysis of a Mediterranean ‘hurricane’ over south-

- eastern Italy : Sensitivity experiments to sea surface temperature ». en. In : *Atmospheric Research* 101.1, p. 412-426. DOI : [10.1016/j.atmosres.2011.04.006](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.04.006).
- Millot, C. (avr. 1991). « Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean ». en. In : *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 15.3-5, p. 179-214. DOI : [10.1016/0377-0265\(91\)90020-G](https://doi.org/10.1016/0377-0265(91)90020-G).
- Millot, C., I. Taupier-Letage et M. Benzohra (mai 1990). « The Algerian eddies ». en. In : *Earth-Science Reviews* 27.3, p. 203-219. DOI : [10.1016/0012-8252\(90\)90003-E](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90003-E).
- Millot, C. (jan. 1979). « Wind induced upwellings in the gulf of lions ». en. In : *Oceanologica Acta* 2.3. Publisher : Gauthier-Villars, p. 261-274.
- (1985). « Some features of the Algerian Current ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 90.C4. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/JC090iC04p07169>, p. 7169-7176. DOI : <https://doi.org/10.1029/JC090iC04p07169>.
- (avr. 1987). « Circulation in the western mediterranean-sea ». en. In : *Oceanologica Acta* 10.2. Publisher : Gauthier-Villars, p. 143-149.
- (jan. 1995). « PRIMO-0 and related experiments ». en. In : *Oceanologica Acta* 18.2. Publisher : Gauthier-Villars, p. 137-138.
- (avr. 1999). « Circulation in the Western Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Marine Systems* 20.1, p. 423-442. DOI : [10.1016/S0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5).
- (2007). « Interannual salinification of the Mediterranean inflow ». en. In : *Geophysical Research Letters* 34.21. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2007GL031179>. DOI : [10.1029/2007GL031179](https://doi.org/10.1029/2007GL031179).
- (août 2009). « Another description of the Mediterranean Sea outflow ». en. In : *Progress in Oceanography* 82.2, p. 101-124. DOI : [10.1016/j.pocean.2009.04.016](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.04.016).
- (juin 2013). « Levantine Intermediate Water characteristics : an astounding general misunderstanding! » en. In : *Scientia Marina* 77.2, p. 217-232. DOI : [10.3989/scimar.03518.13A](https://doi.org/10.3989/scimar.03518.13A).
- Millot, C. et L. Wald (1980). « The effect of Mistral wind on the Ligurian current near Provence ». en. In : *Oceanologica Acta* 3.4, p. 399-402.
- Millot, C. et I. Taupier-Letage (2005). « Circulation in the Mediterranean Sea ». en. In : *The Mediterranean Sea*. Sous la dir. d'A. Salot. T. 5K. Series Title : Handbook of Environmental Chemistry. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, p. 29-66. DOI : [10.1007/b107143](https://doi.org/10.1007/b107143).
- Millot, C., J. Candela, J.-L. Fuda et Y. Tber (avr. 2006). « Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition ». en. In : *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 53.4, p. 656-666. DOI : [10.1016/j.dsr.2005.12.017](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.12.017).
- Moen, J. (jan. 1984). *Variability and Mixing of the Surface Layer in the Tyrrhenian Sea. MILEX-80*. en. Rapp. tech. Section : Technical Reports. SAACLANT ASW RESEARCH CENTRE LA SPEZIA (ITALY).
- Mohanty, P. C., R. S. Mahendra, R. K. Nayak, Nimit Kumar, T. Srinivasa Kumar et R. M. Dwivedi (nov. 2017). « Persistence of productive surface thermal fronts

- in the northeast Arabian Sea ». en. In : *Regional Studies in Marine Science* 16, p. 216-224. DOI : [10.1016/j.rsma.2017.09.010](https://doi.org/10.1016/j.rsma.2017.09.010).
- Monaco, A et S Peruzzi (juin 2002). « The Mediterranean Targeted Project MATER—a multiscale approach of the variability of a marine system—overview ». en. In : *Journal of Marine Systems*. MATER : MAss Transfer and Ecosystem Response 33-34, p. 3-21. DOI : [10.1016/S0924-7963\(02\)00050-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00050-7).
- Monserrat, S., J. López-Jurado et M. Marcos (juin 2008). « A mesoscale index to describe the regional circulation around the Balearic Islands ». en. In : *Journal of Marine Systems* 71.3-4, p. 413-420. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2006.11.012](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.11.012).
- Moore, C. J, S. L Moore, M. K Leecaster et S. B Weisberg (déc. 2001). « A Comparison of Plastic and Plankton in the North Pacific Central Gyre ». en. In : *Marine Pollution Bulletin* 42.12, p. 1297-1300. DOI : [10.1016/S0025-326X\(01\)00114-X](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(01)00114-X).
- Nakayama, Y., D. Menemenlis, H. Zhang, M. Schodlok et E. Rignot (août 2018). « Origin of Circumpolar Deep Water intruding onto the Amundsen and Bellingshausen Sea continental shelves ». en. In : *Nature Communications* 9.1. Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group, p. 3403. DOI : [10.1038/s41467-018-05813-1](https://doi.org/10.1038/s41467-018-05813-1).
- Napolitano, E., R. Iacono, T. Ciuffardi, F. Reseghetti, P.-M. Poulain et G. Notarstefano (jan. 2019). « The Tyrrhenian Intermediate Water (TIW) : Characterization and formation mechanisms ». en. In : *Progress in Oceanography* 170, p. 53-68. DOI : [10.1016/j.pocean.2018.10.017](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.10.017).
- Neumann, G. et W. J. J. Pierson (1966). « Principles of physical oceanography ». In : Publisher : Englewood Cliffs, NJ (USA) Prentice Hall.
- Nieto, K., H. Demarcq et S. McClatchie (août 2012). « Mesoscale frontal structures in the Canary Upwelling System : New front and filament detection algorithms applied to spatial and temporal patterns ». en. In : *Remote Sensing of Environment* 123, p. 339-346. DOI : [10.1016/j.rse.2012.03.028](https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.03.028).
- Niewiadomska, K., H. Claustre, L. Prieur et F. d'Ortenzio (2008). « Sub-mesoscale physical-biogeochemical coupling across the Ligurian current (northwestern Mediterranean) using a bio-optical glider ». en. In : *Limnology and Oceanography* 53.5part2. _eprint : https://aslopubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.4319/lo.2008.53.5_part_2.2210, p. 2210-2225. DOI : https://doi.org/10.4319/lo.2008.53.5_part_2.2210.
- Nof, D. (1979). « On man-induced variations in the circulation of the Mediterranean Sea ». en. In : *Tellus* 31.6. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.2153-3490.1979.tb00937.x>, p. 558-564. DOI : [10.1111/j.2153-3490.1979.tb00937.x](https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1979.tb00937.x).
- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin et S. Anquetin (2008). « A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I : Numerical framework and synoptic ingredients ». en. In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134.630. _eprint : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/qj.200>, p. 111-130. DOI : <https://doi.org/10.1002/qj.200>.
- O'Neill, L. W., D. B. Chelton et S. K. Esbensen (sept. 2012). « Covariability of Surface Wind and Stress Responses to Sea Surface Temperature Fronts ». EN. In : *Journal*

- of Climate* 25.17. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, p. 5916-5942. DOI : [10.1175/JCLI-D-11-00230.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00230.1).
- Oguz, T., D. Macias, J. Garcia-Lafuente, A. Pascual et J. Tintore (nov. 2014). « Fueling Plankton Production by a Meandering Frontal Jet : A Case Study for the Alboran Sea (Western Mediterranean) ». en. In : *PLOS ONE* 9.11. Publisher : Public Library of Science, e111482. DOI : [10.1371/journal.pone.0111482](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0111482).
- Oguz, T., D. Macias et J. Tintore (juin 2015). « Ageostrophic Frontal Processes Controlling Phytoplankton Production in the Catalano-Balearic Sea (Western Mediterranean) ». en. In : *PLOS ONE* 10.6. Sous la dir. de M. Gomez-Gesteira, e0129045. DOI : [10.1371/journal.pone.0129045](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0129045).
- Olita, A., S. Sparnocchia, S. Cusí, L. Fazioli, R. Sorgente, J. Tintoré et al. (juil. 2014). « Observations of a phytoplankton spring bloom onset triggered by a density front in NW Mediterranean ». en. In : *Ocean Science* 10.4, p. 657-666. DOI : [10.5194/os-10-657-2014](https://doi.org/10.5194/os-10-657-2014).
- Olita, A., A. Ribotti, R. Sorgente, L. Fazioli et A. Perilli (jan. 2011). « SLA–chlorophyll-a variability and covariability in the Algero-Provençal Basin (1997–2007) through combined use of EOF and wavelet analysis of satellite data ». en. In : *Ocean Dynamics* 61.1, p. 89-102. DOI : [10.1007/s10236-010-0344-9](https://doi.org/10.1007/s10236-010-0344-9).
- Olita, A., A. Ribotti, L. Fazioli, A. Perilli et R. Sorgente (déc. 2013). « Surface circulation and upwelling in the Sardinia Sea : A numerical study ». en. In : *Continental Shelf Research* 71, p. 95-108. DOI : [10.1016/j.csr.2013.10.011](https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.10.011).
- Olmedo, E., I. Taupier-Letage, A. Turiel et A. Alvera-Azcárate (mar. 2018). « Improving SMOS Sea Surface Salinity in the Western Mediterranean Sea through Multivariate and Multifractal Analysis ». en. In : *Remote Sensing* 10.3, p. 485. DOI : [10.3390/rs10030485](https://doi.org/10.3390/rs10030485).
- Omand, M. M., E. A. D'Asaro, C. M. Lee, M. J. Perry, N. Briggs, I. Cetinić et al. (avr. 2015). « Eddy-driven subduction exports particulate organic carbon from the spring bloom ». en. In : *Science* 348.6231. Publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Report, p. 222-225. DOI : [10.1126/science.1260062](https://doi.org/10.1126/science.1260062).
- Onken, R. (2003). « Data-driven simulations of synoptic circulation and transports in the Tunisia-Sardinia-Sicily region ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 108.C9, p. 8123. DOI : [10.1029/2002JC001348](https://doi.org/10.1029/2002JC001348).
- Onken, R. et J. Sellschopp (mar. 2001). « Water masses and circulation between the eastern Algerian Basin and the Strait of Sicily in October 1996 ». en. In : *Oceanologica Acta* 24.2, p. 151-166. DOI : [10.1016/S0399-1784\(00\)01135-X](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(00)01135-X).
- Onken, R. et B. Baschek (sept. 2021). « Properties and evolution of a submesoscale cyclonic spiral ». English. In : *Ocean Science Discussions*. Publisher : Copernicus GmbH, p. 1-51. DOI : [10.5194/os-2021-86](https://doi.org/10.5194/os-2021-86).
- Ontoria, Y., E. Gonzalez-Guedes, N. Sanmartí, J. Bernardeau-Esteller, J. M. Ruiz, J. Romero et al. (mar. 2019). « Interactive effects of global warming and eutrophication on a fast-growing Mediterranean seagrass ». en. In : *Marine Environmental Research* 145, p. 27-38. DOI : [10.1016/j.marenvres.2019.02.002](https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2019.02.002).
- Ourmières, Y., B. Zakardjian, K. Béranger et C. Langlais (jan. 2011). « Assessment of a NEMO-based downscaling experiment for the North-Western Mediterranean region : Impacts on the Northern Current and comparison with ADCP data and

- altimetry products ». en. In : *Ocean Modelling* 39.3, p. 386-404. DOI : [10.1016/j.ocemod.2011.06.002](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.06.002).
- Pachauri, R. K., M. R. Allen, V. R. Barros, J. Broome, W. Cramer, R. Christ et al. (2014). *Climate Change 2014 : Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Sous la dir. de R. K. Pachauri et L. Meyer. Pages : 151 Publication Title : EPIC3Geneva, Switzerland, IPCC, 151 p., pp. 151, ISBN : 978-92-9169-143-2. Geneva, Switzerland : IPCC.
- Pairaud, I. L., J. Gatti, N. Bensoussan, R. Verney et P. Garreau (oct. 2011). « Hydrology and circulation in a coastal area off Marseille : Validation of a nested 3D model with observations ». en. In : *Journal of Marine Systems*. 41st International Liege Colloquium on Ocean Dynamics"Science based management of the coastal waters 88.1, p. 20-33. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2011.02.010](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.02.010).
- Parras-Berrocal, I., R. Vazquez, W. D. CabosNarvaez, D. Sein, O. A. Esteban, M. B. Mejías et al. (août 2021). *Will deep water formation collapse in the North Western Mediterranean Sea by the end of the 21st century?* EN. preprint. ISSN : 1050-7698 Publisher : Earth and Space Science Open Archive Section : Oceanography.
- Pascual, A., B. B. Nardelli, G. Larnicol, M. Emelianov et D. Gomis (2002). « A case of an intense anticyclonic eddy in the Balearic Sea (western Mediterranean) ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 107.C11. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2001JC000913>, p. 4-1-4-14. DOI : [10.1029/2001JC000913](https://doi.org/10.1029/2001JC000913).
- Pascual, A., S. Ruiz, B. B. Nardelli, S. Guinehut, D. Iudicone et J. Tintoré (2015). « Net primary production in the Gulf Stream sustained by quasi-geostrophic vertical exchanges ». en. In : *Geophysical Research Letters* 42.2. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2014GL062569>, p. 441-449. DOI : <https://doi.org/10.1002/2014GL062569>.
- Pascual, A., S. Ruiz, A. Olita, C. Troupin, M. Claret, B. Casas et al. (fév. 2017). « A Multiplatform Experiment to Unravel Meso- and Submesoscale Processes in an Intense Front (AlborEx) ». en. In : *Frontiers in Marine Science* 4. DOI : [10.3389/fmars.2017.00039](https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00039).
- Pastor, F., M. J. Estrela, D. Peñarrocha et M. M. Millán (juil. 2001). « Torrential Rains on the Spanish Mediterranean Coast : Modeling the Effects of the Sea Surface Temperature ». EN. In : *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 40.7. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Applied Meteorology and Climatology, p. 1180-1195. DOI : [10.1175/1520-0450\(2001\)040<1180:TROTSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<1180:TROTSM>2.0.CO;2).
- Pauthenet, E., F. Roquet, G. Madec, J.-B. Sallée et D. Nerini (oct. 2019). « The Thermohaline Modes of the Global Ocean ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* 49.10. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography, p. 2535-2552. DOI : [10.1175/JPO-D-19-0120.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0120.1).
- Pauthenet, E., J.-B. Sallée, S. Schmidtke et D. Nerini (mar. 2021). « Seasonal variation of the Antarctic Slope Front occurrence and position estimated from an interpolated hydrographic climatology ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* - 1.aop. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography. DOI : [10.1175/JPO-D-20-0186.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0186.1).

- Pedlosky, J. (1979). *Geophysical Fluid Dynamics*. en. New York, NY : Springer US. DOI : [10.1007/978-1-4684-0071-7](https://doi.org/10.1007/978-1-4684-0071-7).
- Peliz, A., D. Boutov et A. Teles-Machado (déc. 2013). « The Alboran Sea mesoscale in a long term high resolution simulation : Statistical analysis ». en. In : *Ocean Modelling* 72, p. 32-52. DOI : [10.1016/j.ocemod.2013.07.002](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.07.002).
- Pensieri, S., M. E. Schiano, P. Picco, M. Tizzi et R. Bozzano (mai 2018). « Analysis of the Precipitation Regime over the Ligurian Sea ». en. In : *Water* 10.5. Number : 5 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 566. DOI : [10.3390/w10050566](https://doi.org/10.3390/w10050566).
- Pessini, F., A. Olita, Y. Cotroneo et A. Perilli (juil. 2018). « Mesoscale eddies in the Algerian Basin : do they differ as a function of their formation site? » en. In : *Ocean Science* 14.4, p. 669-688. DOI : [10.5194/os-14-669-2018](https://doi.org/10.5194/os-14-669-2018).
- Philippe, M. et L. Harang (1982). « Surface Temperature Fronts in the Mediterranean Sea from Infrared Satellite Imagery ». en. In : *Elsevier Oceanography Series*. T. 34. Elsevier, p. 91-128. DOI : [10.1016/S0422-9894\(08\)71239-X](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)71239-X).
- Piñeiro, S., C. González-Pola, J. M. Fernández-Díaz et R. Balbin (2019). « Thermohaline Evolution of the Western Mediterranean Deep Waters Since 2005 : Diffusive Stages and Interannual Renewal Injections ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 124.12. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019JC015094>, p. 8747-8766. DOI : [10.1029/2019JC015094](https://doi.org/10.1029/2019JC015094).
- Pinardi, N. et G. Coppini (fév. 2010). « Preface "Operational oceanography in the Mediterranean Sea : the second stage of development" » en. In : *Ocean Science* 6.1, p. 263-267. DOI : [10.5194/os-6-263-2010](https://doi.org/10.5194/os-6-263-2010).
- Pinardi, N., M. Zavatarelli, M. Adani, G. Coppini, C. Fratianni, P. Oddo et al. (mar. 2015). « Mediterranean Sea large-scale low-frequency ocean variability and water mass formation rates from 1987 to 2007 : A retrospective analysis ». en. In : *Progress in Oceanography*. Oceanography of the Arctic and North Atlantic Basins 132, p. 318-332. DOI : [10.1016/j.pocean.2013.11.003](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.11.003).
- Pinardi, N., P. Cessi, F. Borile et C. L. P. Wolfe (juil. 2019). « The Mediterranean Sea Overturning Circulation ». en. In : *Journal of Physical Oceanography* 49.7, p. 1699-1721. DOI : [10.1175/JPO-D-18-0254.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0254.1).
- Pinot, J.-M., J. Tintore, J. L. Lopez-Jurado, M. L. Fernández-de Puellas et J. Jansa (mar. 1995a). « Three-dimensional circulation of a mesoscale eddy/front system and its biological implications ». en. In : p. 12.
- Pinot, J.-M. et A. Ganachaud (1999). « The role of winter intermediate waters in the spring-summer circulation of the Balearic Sea : 1. Hydrography and inverse box modeling ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 104.C12. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/1999JC900202>, p. 29843-29864. DOI : <https://doi.org/10.1029/1999JC900202>.
- Pinot, J.-M., J. López-Jurado et M. Riera (nov. 2002). « The CANALES experiment (1996-1998). Interannual, seasonal, and mesoscale variability of the circulation in the Balearic Channels ». en. In : *Progress in Oceanography* 55.3-4, p. 335-370. DOI : [10.1016/S0079-6611\(02\)00139-8](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00139-8).

- Pinot, J.-M., J. Tintoré et D. Gomis (mai 1994). « Quasi-synoptic mesoscale variability in the Balearic Sea ». en. In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 41.5-6, p. 897-914. DOI : [10.1016/0967-0637\(94\)90082-5](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90082-5).
- (jan. 1995b). « Multivariate analysis of the surface circulation in the Balearic Sea ». en. In : *Progress in Oceanography* 36.4, p. 343-376. DOI : [10.1016/0079-6611\(96\)00003-1](https://doi.org/10.1016/0079-6611(96)00003-1).
- Pisano, A., S. Marullo, V. Artale, F. Falcini, C. Yang, F. E. Leonelli et al. (jan. 2020). « New Evidence of Mediterranean Climate Change and Variability from Sea Surface Temperature Observations ». en. In : *Remote Sensing* 12.1. Number : 1 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 132. DOI : [10.3390/rs12010132](https://doi.org/10.3390/rs12010132).
- Pitas, I et A. N Venetsanopoulos (juin 1986). « Nonlinear order statistic filters for image filtering and edge detection ». en. In : *Signal Processing* 10.4, p. 395-413. DOI : [10.1016/0165-1684\(86\)90047-2](https://doi.org/10.1016/0165-1684(86)90047-2).
- Piterbarg, L., V. Taillandier et A. Griffa (jan. 2014). « Investigating frontal variability from repeated glider transects in the Ligurian Current (North West Mediterranean Sea) ». en. In : *Journal of Marine Systems* 129, p. 381-395. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2013.08.003](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.08.003).
- Poulain, P.-M., E. Mauri, R. Gerin, J. Chiggiato, K. Schroeder, A. Griffa et al. (mai 2020). « On the dynamics in the southeastern Ligurian Sea in summer 2010 ». en. In : *Continental Shelf Research* 196, p. 104083. DOI : [10.1016/j.csr.2020.104083](https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104083).
- Prants, S. V. (juin 2022). « Marine life at Lagrangian fronts ». en. In : *Progress in Oceanography* 204, p. 102790. DOI : [10.1016/j.pocean.2022.102790](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2022.102790).
- Prieur, L. et A. Sournia (août 1994). « “Almofront-1” (April–May 1991) : an interdisciplinary study of the Almeria-Oran geostrophic front, SW Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Marine Systems. Processes and Fluxes in the Geostrophic Almeria-Oran Front* 5.3, p. 187-203. DOI : [10.1016/0924-7963\(94\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0924-7963(94)90046-9).
- Prieur, L., F. D’ortenzio, V. Taillandier et P. Testor (fév. 2020). « Physical Oceanography of the Ligurian Sea ». en. In : *The Mediterranean Sea in the Era of Global Change 1*. Sous la dir. de C. Migon, P. Nival et A. Sciandra. 1^{re} éd. Wiley, p. 49-78. DOI : [10.1002/9781119706960.ch3](https://doi.org/10.1002/9781119706960.ch3).
- Puig, P., X. D. d. Madron, J. Salat, K. Schroeder, J. Martín, A. P. Karageorgis et al. (avr. 2013). « Thick bottom nepheloid layers in the western Mediterranean generated by deep dense shelf water cascading ». en. In : *Progress in Oceanography* 111, p. 1-23. DOI : [10.1016/j.pocean.2012.10.003](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2012.10.003).
- Puillat, I, I Taupier-Letage et C Millot (jan. 2002). « Algerian Eddies lifetime can near 3 years ». en. In : *Journal of Marine Systems* 31.4, p. 245-259. DOI : [10.1016/S0924-7963\(01\)00056-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00056-2).
- Qiu, Z., A. Doglioli, Z. Hu, P. Marsaleix et F. Carlotti (nov. 2010). « The influence of hydrodynamic processes on zooplankton transport and distributions in the North Western Mediterranean : Estimates from a Lagrangian model ». en. In : *Ecological Modelling* 221.23, p. 2816-2827. DOI : [10.1016/j.ecolmodel.2010.07.025](https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2010.07.025).
- Quivelli, O., M. Marino, T. Rodrigues, A. Gironne, P. Maiorano, F. Abrantes et al. (mar. 2020). « Surface and deep water variability in the Western Mediterranean (ODP

- Site 975) during insolation cycle 74 : High-resolution calcareous plankton and molecular biomarker signals ». en. In : *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 542, p. 109583. DOI : [10.1016/j.palaeo.2019.109583](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109583).
- Rainaud, R., C. L. Brossier, V. Ducrocq et H. Giordani (juil. 2017). « High-resolution air-sea coupling impact on two heavy precipitation events in the Western Mediterranean : Air-Sea Coupling Impact on Two Mediterranean HPEs ». en. In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 143.707, p. 2448-2462. DOI : [10.1002/qj.3098](https://doi.org/10.1002/qj.3098).
- Reffray, G., P. Fraunié et P. Marsaleix (mai 2004). « Secondary flows induced by wind forcing in the Rhône region of freshwater influence ». en. In : *Ocean Dynamics* 54.2, p. 179-196. DOI : [10.1007/s10236-003-0079-y](https://doi.org/10.1007/s10236-003-0079-y).
- Renault, L., T. Oguz, A. Pascual, G. Vizoso et J. Tintore (2012). « Surface circulation in the Alborán Sea (western Mediterranean) inferred from remotely sensed data ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 117.C8. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2011JC007659>. DOI : <https://doi.org/10.1029/2011JC007659>.
- Renault, L., T. Arsouze et J. Ballabrera-Poy (2021). « On the Influence of the Current Feedback to the Atmosphere on the Western Mediterranean Sea Dynamics ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 126.1. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020JC016664>, e2020JC016664. DOI : <https://doi.org/10.1029/2020JC016664>.
- Rey, V., C. Dufresne, J.-L. Fuda, D. Mallarino, T. Missamou, C. Paugam et al. (juil. 2020). « On the use of long-term observation of water level and temperature along the shore for a better understanding of the dynamics : example of Toulon area, France ». en. In : *Ocean Dynamics* 70.7, p. 913-933. DOI : [10.1007/s10236-020-01363-7](https://doi.org/10.1007/s10236-020-01363-7).
- Rhein, M., U. Send, B. Klein et G. Krahnmann (1999). « Interbasin deep water exchange in the western Mediterranean ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 104.C10. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/1999JC900162>, p. 23495-23508. DOI : [10.1029/1999JC900162](https://doi.org/10.1029/1999JC900162).
- Ribes, A., S. Thao, R. Vautard, B. Dubuisson, S. Somot, J. Colin et al. (jan. 2019). « Observed increase in extreme daily rainfall in the French Mediterranean ». en. In : *Climate Dynamics* 52.1-2, p. 1095-1114. DOI : [10.1007/s00382-018-4179-2](https://doi.org/10.1007/s00382-018-4179-2).
- Ribotti, A., I. Puillat, R. Sorgente et S. Natale (oct. 2004). « Mesoscale circulation in the surface layer off the southern and western Sardinia Island in 2000–2002 ». In : *Chemistry and Ecology* 20.5. Publisher : Taylor & Francis _eprint : <https://doi.org/10.1080/02757540410001727963>, p. 345-363. DOI : [10.1080/02757540410001727963](https://doi.org/10.1080/02757540410001727963).
- Ribotti, A., R. Sorgente, F. Pessini, A. Cucco, G. Quattrocchi et M. Borghini (sept. 2022). « Twenty-one years of hydrological data acquisition in the Mediterranean Sea : quality, availability, and research ». English. In : *Earth System Science Data* 14.9. Publisher : Copernicus GmbH, p. 4187-4199. DOI : [10.5194/essd-14-4187-2022](https://doi.org/10.5194/essd-14-4187-2022).

- Riesgo, A., R. Pérez-Portela, L. Pita, G. Blasco, P. M. Erwin et S. López-Legentil (déc. 2016). « Population structure and connectivity in the Mediterranean sponge *Ircinia fasciculata* are affected by mass mortalities and hybridization ». en. In : *Hereditas* 117.6. Number : 6 Publisher : Nature Publishing Group, p. 427-439. DOI : [10.1038/hdy.2016.41](https://doi.org/10.1038/hdy.2016.41).
- Rivas, A. L. et J. P. Pisoni (jan. 2010). « Identification, characteristics and seasonal evolution of surface thermal fronts in the Argentinean Continental Shelf ». en. In : *Journal of Marine Systems* 79.1, p. 134-143. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2009.07.008](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.07.008).
- Robinson, A. R. et M. Golnaraghi (1994). « The Physical and Dynamical Oceanography of the Mediterranean Sea ». en. In : *Ocean Processes in Climate Dynamics : Global and Mediterranean Examples*. Sous la dir. de P. Malanotte-Rizzoli et A. R. Robinson. NATO ASI Series. Dordrecht : Springer Netherlands, p. 255-306. DOI : [10.1007/978-94-011-0870-6_12](https://doi.org/10.1007/978-94-011-0870-6_12).
- Robinson, A., W. Leslie, A. Theocharis et A. Lascaratos (2001). « Mediterranean Sea Circulation ». en. In : *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Elsevier, p. 1689-1705. DOI : [10.1006/rwos.2001.0376](https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0376).
- Roden, G. I. (oct. 1975). « On North Pacific Temperature, Salinity, Sound Velocity and Density Fronts and their Relation to the Wind and Energy Flux Fields ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* 5.4. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography, p. 557-571. DOI : [10.1175/1520-0485\(1975\)005<0557:ONPTSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1975)005<0557:ONPTSS>2.0.CO;2).
- Rodríguez-Fernández, N. J., E. Anterrieu, B. Rougé, J. Boutin, G. Picard, T. Pellarin et al. (juil. 2019). « SMOS-HR : A High Resolution L-Band Passive Radiometer for Earth Science and Applications ». In : *IGARSS 2019 - 2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. ISSN : 2153-7003, p. 8392-8395. DOI : [10.1109/IGARSS.2019.8897815](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2019.8897815).
- Roether, W., B. Klein, B. B. Manca, A. Theocharis et S. Kioroglou (sept. 2007). « Transient Eastern Mediterranean deep waters in response to the massive dense-water output of the Aegean Sea in the 1990s ». en. In : *Progress in Oceanography* 74.4, p. 540-571. DOI : [10.1016/j.pocean.2007.03.001](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.03.001).
- Romero, R., C. Ramis et V. Homar (2015). « On the severe convective storm of 29 October 2013 in the Balearic Islands : observational and numerical study ». en. In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 141.689. _eprint : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/qj.2429>, p. 1208-1222. DOI : <https://doi.org/10.1002/qj.2429>.
- Ruiz, S, J Font, M Emelianov, J Isern-Fontanet, C Millot, J Salas et al. (juin 2002). « Deep structure of an open sea eddy in the Algerian Basin ». en. In : *Journal of Marine Systems*. MATER : MAss Transfer and Ecosystem Response 33-34, p. 179-195. DOI : [10.1016/S0924-7963\(02\)00058-1](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00058-1).
- Ruiz, S., A. Pascual, B. Garau, Y. Faugère, A. Alvarez et J. Tintoré (nov. 2009a). « Mesoscale dynamics of the Balearic Front, integrating glider, ship and satellite data ». en. In : *Journal of Marine Systems* 78, S3-S16. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2009.01.007](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.01.007).

- Ruiz, S., A. Pascual, B. Garau, I. Pujol et J. Tintoré (juil. 2009b). « Vertical motion in the upper ocean from glider and altimetry data ». en. In : *Geophysical Research Letters* 36.14, p. L14607. DOI : [10.1029/2009GL038569](https://doi.org/10.1029/2009GL038569).
- Ruiz, S., A. Mahadevan, A. Pascual, M. Claret, J. Tintore et E. Mason (2018). « Multi-Platform Observations and Numerical Simulations to Understand Meso and Submesoscale Processes : A Case Study of Vertical Velocities in the Western Mediterranean ». en. In : *New Frontiers in Operational Oceanography*, p. 117-130.
- Ryan, P. G. (2015). « A Brief History of Marine Litter Research ». en. In : *Marine Anthropogenic Litter*. Sous la dir. de M. Bergmann, L. Gutow et M. Klages. Cham : Springer International Publishing, p. 1-25. DOI : [10.1007/978-3-319-16510-3_1](https://doi.org/10.1007/978-3-319-16510-3_1).
- Sabatés, A. et M. Masó (juil. 1990). « Effect of a shelf-slope front on the spatial distribution of mesopelagic fish larvae in the western Mediterranean ». en. In : *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 37.7, p. 1085-1098. DOI : [10.1016/0198-0149\(90\)90052-W](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90052-W).
- Salat, J. (jan. 1995). « The interaction between the catalan and balearic currents in the southern catalan sea ». en. In : *Oceanologica Acta* 18.2. Publisher : Gauthier-Villars, p. 227-234.
- Salat, J., M. A. Garcia, A. Cruzado, A. Palanques, L. Arn, D. Gomis et al. (jan. 2002). « Seasonal changes of water mass structure and shelf slope exchanges at the Ebro Shelf (NW Mediterranean) ». en. In : *Continental Shelf Research. Fluxes Across a Narrow Shelf* 22.2, p. 327-348. DOI : [10.1016/S0278-4343\(01\)00031-0](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00031-0).
- Sammari, C., C. Millot et L. Prieur (juin 1995). « Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from the PRODIG-2 and PROS-6 experiments ». en. In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 42.6, p. 893-917. DOI : [10.1016/0967-0637\(95\)00031-Z](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00031-Z).
- Sammari, C, C Millot, I Taupier-Letage, A Stefani et M Brahim (oct. 1999). « Hydrological characteristics in the Tunisia-Sardinia-Sicily area during spring 1995 ». en. In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 46.10, p. 1671-1703. DOI : [10.1016/S0967-0637\(99\)00026-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00026-6).
- Sánchez-Garrido, J. C., J. García Lafuente, E. Álvarez Fanjul, M. G. Sotillo et F. J. de los Santos (sept. 2013). « What does cause the collapse of the Western Alboran Gyre? Results of an operational ocean model ». en. In : *Progress in Oceanography* 116, p. 142-153. DOI : [10.1016/j.pocean.2013.07.002](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.07.002).
- Saraceno, M., C. Provost, A. R. Piola, J. Bava et A. Gagliardini (2004). « Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 109.C5. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2003JC002127>. DOI : [10.1029/2003JC002127](https://doi.org/10.1029/2003JC002127).
- Sarhan, T (jan. 2000). « Upwelling mechanisms in the northwestern Alboran Sea ». en. In : *Journal of Marine Systems* 23.4, p. 317-331. DOI : [10.1016/S0924-7963\(99\)00068-8](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00068-8).
- Sauvage, C., C. Lebeaupin Brossier, V. Ducrocq, M.-N. Bouin, B. Vincendon, M. Verdecchia et al. (nov. 2018). « Impact of the representation of the freshwater river

- input in the Western Mediterranean Sea ». en. In : *Ocean Modelling* 131, p. 115-131. DOI : [10.1016/j.ocemod.2018.09.005](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.09.005).
- Sauvage, C., C. Lebeaupin Brossier, M.-N. Bouin et V. Ducrocq (fév. 2020). « Characterization of the air–sea exchange mechanisms during a Mediterranean heavy precipitation event using realistic sea state modelling ». English. In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 20.3. Publisher : Copernicus GmbH, p. 1675-1699. DOI : <https://doi.org/10.5194/acp-20-1675-2020>.
- Schneider, A., T. Tanhua, W. Roether et R. Steinfeldt (jan. 2014). « Changes in ventilation of the Mediterranean Sea during the past 25 year ». en. In : *Ocean Science* 10.1, p. 1-16. DOI : [10.5194/os-10-1-2014](https://doi.org/10.5194/os-10-1-2014).
- Schröder, K., G. P. Gasparini, M. Tangherlini et M. Astraldi (nov. 2006). « Deep and intermediate water in the western Mediterranean under the influence of the Eastern Mediterranean Transient ». en. In : *Geophysical Research Letters* 33.21, p. L21607. DOI : [10.1029/2006GL027121](https://doi.org/10.1029/2006GL027121).
- Schroeder, K., V. Taillandier, A. Vetrano et G. Gasparini (août 2008). « The circulation of the western Mediterranean Sea in spring 2005 as inferred from observations and from model outputs ». en. In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 55.8, p. 947-965. DOI : [10.1016/j.dsr.2008.04.003](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.04.003).
- Schroeder, K., S. A. Josey, M. Herrmann, L. Grignon, G. P. Gasparini et H. L. Bryden (août 2010). « Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005 : Atmospheric forcings and lateral advection ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 115.C8, p. C08029. DOI : [10.1029/2009JC005749](https://doi.org/10.1029/2009JC005749).
- Schroeder, K., A. C. Haza, A. Griffa, T. M. Özgökmen, P. M. Poulain, R. Gerin et al. (mar. 2011). « Relative dispersion in the Liguro-Provençal basin : From sub-mesoscale to mesoscale ». en. In : *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 58.3, p. 209-228. DOI : [10.1016/j.dsr.2010.11.004](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.11.004).
- Schroeder, K., J. Chiggiato, H. L. Bryden, M. Borghini et S. Ben Ismail (mar. 2016). « Abrupt climate shift in the Western Mediterranean Sea ». en. In : *Scientific Reports* 6.1. Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group, p. 23009. DOI : [10.1038/srep23009](https://doi.org/10.1038/srep23009).
- Schroeder, K. (jan. 2019). « Current Systems in the Mediterranean Sea ». en. In : *Encyclopedia of Ocean Sciences (Third Edition)*. Sous la dir. de J. K. Cochran, H. J. Bokuniewicz et P. L. Yager. Oxford : Academic Press, p. 219-227. DOI : [10.1016/B978-0-12-409548-9.11296-5](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11296-5).
- Schroeder, K., S. Cozzi, M. Belgacem, M. Borghini, C. Cantoni, S. Durante et al. (2020). « Along-Path Evolution of Biogeochemical and Carbonate System Properties in the Intermediate Water of the Western Mediterranean ». English. In : *Frontiers in Marine Science* 7. Publisher : Frontiers. DOI : [10.3389/fmars.2020.00375](https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00375).
- Schubert, R., J. Gula, R. J. Greatbatch, B. Baschek et A. Biastoch (sept. 2020). « The Submesoscale Kinetic Energy Cascade : Mesoscale Absorption of Submesoscale Mixed Layer Eddies and Frontal Downscale Fluxes ». en. In : *Journal of Physical Oceanography* 50.9, p. 2573-2589. DOI : [10.1175/JPO-D-19-0311.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0311.1).
- Scott, R. B. et F. Wang (sept. 2005). « Direct Evidence of an Oceanic Inverse Kinetic Energy Cascade from Satellite Altimetry ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography*

- graphy 35.9. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography, p. 1650-1666. DOI : [10.1175/JP02771.1](https://doi.org/10.1175/JP02771.1).
- Send, U. et P. Testor (déc. 2017). « Direct Observations Reveal the Deep Circulation of the Western Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.12, p. 10091-10098. DOI : [10.1002/2016JC012679](https://doi.org/10.1002/2016JC012679).
- Seyfried, L., P. Marsaleix, E. Richard et C. Estournel (déc. 2017). « Modelling deep-water formation in the north-west Mediterranean Sea with a new air-sea coupled model : sensitivity to turbulent flux parameterizations ». en. In : *Ocean Science* 13.6, p. 1093-1112. DOI : [10.5194/os-13-1093-2017](https://doi.org/10.5194/os-13-1093-2017).
- Seyfried, L., C. Estournel, P. Marsaleix et E. Richard (mar. 2019). « Dynamics of the North Balearic Front during an autumn tramontane and mistral storm : air-sea coupling processes and stratification budget diagnostic ». en. In : *Ocean Science* 15.1, p. 179-198. DOI : [10.5194/os-15-179-2019](https://doi.org/10.5194/os-15-179-2019).
- Shaw, A. G. P. et R. Vennell (juin 2000). « A Front-Following Algorithm for AVHRR SST Imagery ». en. In : *Remote Sensing of Environment* 72.3, p. 317-327. DOI : [10.1016/S0034-4257\(99\)00108-X](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(99)00108-X).
- Sherbinin, A. de (mar. 2014). « Climate change hotspots mapping : what have we learned? » en. In : *Climatic Change* 123.1, p. 23-37. DOI : [10.1007/s10584-013-0900-7](https://doi.org/10.1007/s10584-013-0900-7).
- Shimada, T., F. Sakaida, H. Kawamura et T. Okumura (sept. 2005). « Application of an edge detection method to satellite images for distinguishing sea surface temperature fronts near the Japanese coast ». en. In : *Remote Sensing of Environment* 98.1, p. 21-34. DOI : [10.1016/j.rse.2005.05.018](https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.05.018).
- Simhadri, K., S. Iyengar, R. Holyer, M. Lybanon et J. Zachary (mai 1998). « Wavelet-based feature extraction from oceanographic images ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36.3. Conference Name : IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, p. 767-778. DOI : [10.1109/36.673670](https://doi.org/10.1109/36.673670).
- Sisma-Ventura, G., N. Kress, J. Silverman, Y. Gertner, T. Ozer, E. Biton et al. (2021). « Post-eastern Mediterranean Transient Oxygen Decline in the Deep Waters of the Southeast Mediterranean Sea Supports Weakening of Ventilation Rates ». English. In : *Frontiers in Marine Science* 7. Publisher : Frontiers. DOI : [10.3389/fmars.2020.598686](https://doi.org/10.3389/fmars.2020.598686).
- Skliris, N., J. D. Zika, L. Herold, S. A. Josey et R. Marsh (oct. 2018). « Mediterranean sea water budget long-term trend inferred from salinity observations ». en. In : *Climate Dynamics* 51.7-8, p. 2857-2876. DOI : [10.1007/s00382-017-4053-7](https://doi.org/10.1007/s00382-017-4053-7).
- Small, R., S. deSzoeko, S. Xie, L. O'Neill, H. Seo, Q. Song et al. (août 2008). « Air-sea interaction over ocean fronts and eddies ». en. In : *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 45.3-4, p. 274-319. DOI : [10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001](https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001).
- Small, R., S. Carniel, T. Campbell, J. Teixeira et R. Allard (mai 2012). « The response of the Ligurian and Tyrrhenian Seas to a summer Mistral event : A coupled atmosphere-ocean approach ». en. In : *Ocean Modelling* 48, p. 30-44. DOI : [10.1016/j.ocemod.2012.02.003](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.02.003).
- Soldo, Y., F. Cabot, B. Rougé, Y. H. Kerr, A. A. Bitar et E. Epailard (2013). « SMOS-NEXT : A New Concept for Soil Moisture Retrieval from Passive Interferometric Observations ». en. In : *EAS Publications Series* 59. Publisher : EDP Sciences, p. 203-212. DOI : [10.1051/eas/1359011](https://doi.org/10.1051/eas/1359011).

- Somot, S., F. Sevault, M. Déqué et M. Crépon (sept. 2008). « 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model ». en. In : *Global and Planetary Change* 63.2-3, p. 112-126. DOI : [10.1016/j.gloplacha.2007.10.003](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.10.003).
- Somot, S., L. Houpert, F. Sevault, P. Testor, A. Bosse, I. Taupier-Letage et al. (août 2018). « Characterizing, modelling and understanding the climate variability of the deep water formation in the North-Western Mediterranean Sea ». en. In : *Climate Dynamics* 51.3, p. 1179-1210. DOI : [10.1007/s00382-016-3295-0](https://doi.org/10.1007/s00382-016-3295-0).
- Sorgente, R., A. F. Drago et A. Ribotti (jan. 2003a). « Seasonal variability in the Central Mediterranean Sea circulation ». English. In : *Annales Geophysicae* 21.1. Publisher : Copernicus GmbH, p. 299-322. DOI : [10.5194/angeo-21-299-2003](https://doi.org/10.5194/angeo-21-299-2003).
- Sorgente, R., A. Ribotti et I. Puillat (jan. 2003b). « Water masses and diagnostic circulation west of Sardinia from 23 March to 4 April 2001 ». en. In : *Elsevier Oceanography Series*. Sous la dir. de H. Dahlin, N. C. Flemming, K. Nittis et S. E. Petersson. T. 69. Building the European Capacity in Operational Oceanography. Elsevier, p. 100-104. DOI : [10.1016/S0422-9894\(03\)80017-X](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(03)80017-X).
- Sorgente, R., A. Olita, P. Oddo, L. Fazioli et A. Ribotti (août 2011). « Numerical simulation and decomposition of kinetic energy in the Central Mediterranean : insight on mesoscale circulation and energy conversion ». English. In : *Ocean Science* 7.4. Publisher : Copernicus GmbH, p. 503-519. DOI : <https://doi.org/10.5194/os-7-503-2011>.
- Soto-Navarro, J., F. Criado-Aldeanueva, J. García-Lafuente et A. Sánchez-Román (oct. 2010). « Estimation of the Atlantic inflow through the Strait of Gibraltar from climatological and in situ data ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 115.C10, p. C10023. DOI : [10.1029/2010JC006302](https://doi.org/10.1029/2010JC006302).
- Sournia, A, J.-M. Brylinsky, S. Dallot, P. Le Corre, M. Leveau, L. Prieur et al. (1990). « Fronts hydrologiques au large des côtes françaises : les sites-ateliers du programme frontal ». In : *Fronts hydrologiques au large des côtes françaises : les sites-ateliers du programme frontal* 13.4. Num Pages : 26 Place : Paris Publisher : Elsevier, p. 413-438.
- Spall, M. A. (1995). « Frontogenesis, subduction, and cross-front exchange at upper ocean fronts ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 100.C2, p. 2543. DOI : [10.1029/94JC02860](https://doi.org/10.1029/94JC02860).
- Stanev, E. (1989). « On the seasonal response of intermediate and deep water to surface forcing in the Mediterranean Sea ». en. In : p. 10.
- Starck, J.-I, F. Murtagh et A. Bijaoui (1995). « Multiresolution and Astronomical Image Processing ». en. In : *ASP Conference Series* 77. Sous la dir. de D. Shaw, H Payne et J. Hayes, p. 10.
- Stemann, L., L. Prieur, L. Legendre, I. Taupier-Letage, M. Picheral, L. Guidi et al. (mar. 2008). « Effects of frontal processes on marine aggregate dynamics and fluxes : An interannual study in a permanent geostrophic front (NW Mediterranean) ». en. In : *Journal of Marine Systems* 70.1, p. 1-20. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2007.02.014](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.02.014).
- Stocchi, P. et S. Davolio (fév. 2016). « Intense air-sea exchange and heavy rainfall : impact of the northern Adriatic SST ». en. In : *Advances in Science and Research* 13, p. 7-12. DOI : [10.5194/asr-13-7-2016](https://doi.org/10.5194/asr-13-7-2016).

- Stuhlmacher, A. et M. Gade (déc. 2020). « Statistical analyses of eddies in the Western Mediterranean Sea based on Synthetic Aperture Radar imagery ». en. In : *Remote Sensing of Environment* 250, p. 112023. DOI : [10.1016/j.rse.2020.112023](https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112023).
- Suaria, G., C. G. Avio, A. Mineo, G. L. Lattin, M. G. Magaldi, G. Belmonte et al. (nov. 2016). « The Mediterranean Plastic Soup : synthetic polymers in Mediterranean surface waters ». en. In : *Scientific Reports* 6.1. Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group, p. 37551. DOI : [10.1038/srep37551](https://doi.org/10.1038/srep37551).
- Sun, Q., C. M. Little, A. M. Barthel et L. Padman (jan. 2021). « A clustering-based approach to ocean model–data comparison around Antarctica ». English. In : *Ocean Science* 17.1. Publisher : Copernicus GmbH, p. 131-145. DOI : [10.5194/os-17-131-2021](https://doi.org/10.5194/os-17-131-2021).
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson et R. H. Fleming (1942). *The Oceans Their Physics, Chemistry, and General Biology*. New York : Prentice-Hall.
- Tailleux, R. (jan. 2021). « Spiciness theory revisited, with new views on neutral density, orthogonality, and passiveness ». en. In : *Ocean Science* 17.1, p. 203-219. DOI : [10.5194/os-17-203-2021](https://doi.org/10.5194/os-17-203-2021).
- Tamsitt, V., R. P. Abernathy, M. R. Mazloff, J. Wang et L. D. Talley (mar. 2018). « Transformation of Deep Water Masses Along Lagrangian Upwelling Pathways in the Southern Ocean : SOUTHERN OCEAN UPWELLING TRANSFORMATION ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 123.3, p. 1994-2017. DOI : [10.1002/2017JC013409](https://doi.org/10.1002/2017JC013409).
- Taupier-Letage, I et C. Millot (1986). « General hydrodynamical features in the Ligurian sea inferred from the DYOME experiment ». In : *General hydrodynamical features in the Ligurian sea inferred from the DYOME experiment* 9.2. Place : Paris Publisher : Elsevier, p. 119-131.
- Taupier-Letage, I. et C. Millot (jan. 1988). « Surface circulation in the Algerian basin during 1984 ». en. In : *Oceanologica Acta, Special issue*. Publisher : Gauthier-Villars.
- Testor, P. et J.-C. Gascard (jan. 2003). « Large-Scale Spreading of Deep Waters in the Western Mediterranean Sea by Submesoscale Coherent Eddies ». In : *Journal of Physical Oceanography* 33.1. Publisher : American Meteorological Society, p. 75-87. DOI : [10.1175/1520-0485\(2003\)033<0075:LSSODW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<0075:LSSODW>2.0.CO;2).
- Testor, P. et J.-C. Gascard (août 2005a). « Large scale flow separation and mesoscale eddy formation in the Algerian Basin ». en. In : *Progress in Oceanography* 66.2-4, p. 211-230. DOI : [10.1016/j.pocean.2004.07.018](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.018).
- Testor, P., K. Béranger et L. Mortier (juin 2005b). « Modeling the deep eddy field in the southwestern Mediterranean : The life cycle of Sardinian eddies ». en. In : *Geophysical Research Letters* 32.13. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2004GL022283>. DOI : [10.1029/2004GL022283](https://doi.org/10.1029/2004GL022283).
- Testor, P., U. Send, J.-C. Gascard, C. Millot, I. Taupier-Letage et K. Béranger (nov. 2005c). « The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea : Algerian Gyres ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 110.C11, p. C11017. DOI : [10.1029/2004JC002861](https://doi.org/10.1029/2004JC002861).

- Testor, P., A. Bosse, L. Houpert, F. Margirier, L. Mortier, H. Legoff et al. (mar. 2018). « Multiscale Observations of Deep Convection in the Northwestern Mediterranean Sea During Winter 2012-2013 Using Multiple Platforms ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 123.3, p. 1745-1776. DOI : [10.1002/2016JC012671](https://doi.org/10.1002/2016JC012671).
- Testor, P., B. de Young, D. L. Rudnick, S. Glenn, D. Hayes, C. M. Lee et al. (oct. 2019). « OceanGliders : A Component of the Integrated GOOS ». en. In : *Frontiers in Marine Science* 6, p. 422. DOI : [10.3389/fmars.2019.00422](https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00422).
- Theocharis, A., D. Georgopoulos, A. Lascaratos et K. Nittis (jan. 1993). « Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean : Eastern Ionian, South Aegean and Northwest Levantine, 1986–1987 ». en. In : *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 40.6, p. 1121-1142. DOI : [10.1016/0967-0645\(93\)90064-T](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90064-T).
- Theocharis, A. (2008). « Do we expect significant changes in the Thermohaline Circulation in the Mediterranean in relation to the observed surface layers warming? » en. In : p. 5.
- Theocharis, A., E. Balopoulos, S. Kioroglou, H. Kontoyiannis et A. Iona (déc. 1999). « A synthesis of the circulation and hydrography of the South Aegean Sea and the Straits of the Cretan Arc (March 1994–January 1995) ». en. In : *Progress in Oceanography* 44.4, p. 469-509. DOI : [10.1016/S0079-6611\(99\)00041-5](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00041-5).
- Thibault, D, R Gaudy et J Le Fèvre (août 1994). « Zooplankton biomass, feeding and metabolism in a geostrophic frontal area (Almeria-Oran Front, western Mediterranean). Significance to pelagic food webs ». en. In : *Journal of Marine Systems. Processes and Fluxes in the Geostrophic Almeria-Oran Front* 5.3, p. 297-311. DOI : [10.1016/0924-7963\(94\)90052-3](https://doi.org/10.1016/0924-7963(94)90052-3).
- Thomas, L. et R. Ferrari (nov. 2008). « Friction, Frontogenesis, and the Stratification of the Surface Mixed Layer ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* 38.11. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography, p. 2501-2518. DOI : [10.1175/2008JP03797.1](https://doi.org/10.1175/2008JP03797.1).
- Thomas, L. N. et C. M. Lee (juin 2005). « Intensification of Ocean Fronts by Down-Front Winds ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* 35.6. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography, p. 1086-1102. DOI : [10.1175/JP02737.1](https://doi.org/10.1175/JP02737.1).
- Thomas, S. D. A., D. C. Jones, A. Faul, E. Mackie et E. Pauthenet (nov. 2021). « Defining Southern Ocean fronts using unsupervised classification ». English. In : *Ocean Science* 17.6. Publisher : Copernicus GmbH, p. 1545-1562. DOI : [10.5194/os-17-1545-2021](https://doi.org/10.5194/os-17-1545-2021).
- Tintoré, J., D.-P. Wang et P. E. L. Violette (1990). « Eddies and thermohaline intrusions of the shelf/slope front off the northeast Spanish coast ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 95.C2. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/JC095iC02p01627>, p. 1627-1633. DOI : <https://doi.org/10.1029/JC095iC02p01627>.
- Tintoré, J., N. Pinardi, E. Álvarez-Fanjul, E. Aguiar, D. Álvarez-Berastegui, M. Bajo et al. (sept. 2019). « Challenges for Sustained Observing and Forecasting Systems in the Mediterranean Sea ». en. In : *Frontiers in Marine Science* 6, p. 568. DOI : [10.3389/fmars.2019.00568](https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00568).

- Tintore, J., P. E. L. Violette, I. Blade et A. Cruzado (oct. 1988). « A Study of an Intense Density Front in the Eastern Alboran Sea : The Almeria–Oran Front ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* 18.10. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography, p. 1384-1397. DOI : [10.1175/1520-0485\(1988\)018<1384:AS0AID>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018<1384:AS0AID>2.0.CO;2).
- Tomczak, M. et D. G. B. Large (1989). « Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean ». en. In : *Journal of Geophysical Research* 94.C11, p. 16141. DOI : [10.1029/JC094iC11p16141](https://doi.org/10.1029/JC094iC11p16141).
- Tsimplis, M. N, A. F Velegrakis, P Drakopoulos, A Theocharis et M. B Collins (déc. 1999). « Cretan deep water outflow into the Eastern Mediterranean ». en. In : *Progress in Oceanography* 44.4, p. 531-551. DOI : [10.1016/S0079-6611\(99\)00042-7](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00042-7).
- Tsimplis, M. N., V. Zervakis, S. A. Josey, E. L. Peneva, M. V. Struglia, E. V. Stanev et al. (jan. 2006). « Chapter 4 Changes in the oceanography of the Mediterranean Sea and their link to climate variability ». en. In : *Developments in Earth and Environmental Sciences*. Sous la dir. de P. Lionello, P. Malanotte-Rizzoli et R. Boscolo. T. 4. Mediterranean. Elsevier, p. 227-282. DOI : [10.1016/S1571-9197\(06\)80007-8](https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80007-8).
- Turiel, A., H. Yahia et C. J. Pérez-Vicente (déc. 2007). « Microcanonical multifractal formalism—a geometrical approach to multifractal systems : Part I. Singularity analysis ». en. In : *Journal of Physics A : Mathematical and Theoretical* 41.1. Publisher : IOP Publishing, p. 015501. DOI : [10.1088/1751-8113/41/1/015501](https://doi.org/10.1088/1751-8113/41/1/015501).
- Turner, J. S. (déc. 1979). *Buoyancy Effects in Fluids*. en. Cambridge University Press.
- U. S. Naval Oceanographic Office, U. S.N. O. (1966). *Glossary of Oceanographic Terms*. en. Google-Books-ID : MXAYAAAIAAJ. U.S. Naval Oceanographic Office.
- Uitz, J., D. Stramski, B. Gentili, F. D’Ortenzio et H. Claustre (juin 2012). « Estimates of phytoplankton class-specific and total primary production in the Mediterranean Sea from satellite ocean color observations : PRIMARY PRODUCTION IN THE MEDITERRANEAN ». en. In : *Global Biogeochemical Cycles* 26.2, n/a-n/a. DOI : [10.1029/2011GB004055](https://doi.org/10.1029/2011GB004055).
- Ullman, D. S. et P. C. Cornillon (déc. 2000). « Evaluation of Front Detection Methods for Satellite-Derived SST Data Using In Situ Observations ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 17.12. Publisher : American Meteorological Society, p. 1667-1675. DOI : [10.1175/1520-0426\(2000\)017<1667:EOFDMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<1667:EOFDMF>2.0.CO;2).
- Vélez-Belchi, P., M. Vargas-Yáñez et J. Tintoré (août 2005). « Observation of a western Alborán gyre migration event ». en. In : *Progress in Oceanography*. Mediterranean physical oceanography and biogeochemical cycles : Mediterranean general circulation and climate variability 66.2, p. 190-210. DOI : [10.1016/j.pocean.2004.09.006](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.09.006).
- Vara, A. de la, I. Parras-Berrocal, A. Izquierdo, D. Sein et W. Cabos (juin 2021). « Climate change signal in the ocean circulation of the Tyrrhenian Sea ». English. In : *Earth System Dynamics Discussions*. Publisher : Copernicus GmbH, p. 1-27. DOI : [10.5194/esd-2021-37](https://doi.org/10.5194/esd-2021-37).

- Vara, A. d. l., P. G. del Sastre, T. Arsouze, C. Gallardo et M. Gaertner (fév. 2019). « Role of atmospheric resolution in the long-term seasonal variability of the Tyrrhenian Sea circulation from a set of ocean hindcast simulations (1997–2008) ». en. In : *Ocean Modelling* 134, p. 51-67. DOI : [10.1016/j.ocemod.2019.01.004](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.01.004).
- Vargas-Yáñez, M., F. Moya, M. García-Martínez, E. Tel, P. Zunino, F. Plaza et al. (août 2010a). « Climate change in the Western Mediterranean Sea 1900–2008 ». en. In : *Journal of Marine Systems* 82.3, p. 171-176. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2010.04.013](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.04.013).
- Vargas-Yáñez, M., P. Zunino, K. Schroeder, J. López-Jurado, F. Plaza, M. Serra et al. (déc. 2012). « Extreme Western Intermediate Water formation in winter 2010 ». en. In : *Journal of Marine Systems* 105-108, p. 52-59. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2012.05.010](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.05.010).
- Vargas-Yáñez, M., M. García-Martínez, F. Moya, R. Balbín, J. López-Jurado, M. Serra et al. (sept. 2017). « Updating temperature and salinity mean values and trends in the Western Mediterranean : The RADMED project ». en. In : *Progress in Oceanography* 157, p. 27-46. DOI : [10.1016/j.pocean.2017.09.004](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.09.004).
- Vargas-Yáñez, M., P. Zunino, A. Benali, M. Delpy, F. Pastre, F. Moya et al. (2010b). « How much is the western Mediterranean really warming and salting? ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 115.C4. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2009JC005816>. DOI : [10.1029/2009JC005816](https://doi.org/10.1029/2009JC005816).
- Vargas-Yáñez, M., M. Juza, R. Balbín, P. Velez-Belchí, M. C. García-Martínez, F. Moya et al. (sept. 2020). « Climatological Hydrographic Properties and Water Mass Transports in the Balearic Channels From Repeated Observations Over 1996–2019 ». en. In : *Frontiers in Marine Science* 7, p. 568602. DOI : [10.3389/fmars.2020.568602](https://doi.org/10.3389/fmars.2020.568602).
- Vargas-Yáñez, M., M. Juza, M. C. García-Martínez, F. Moya, R. Balbín, E. Ballesteros et al. (2021). « Long-Term Changes in the Water Mass Properties in the Balearic Channels Over the Period 1996–2019 ». English. In : *Frontiers in Marine Science* 8. Publisher : Frontiers. DOI : [10.3389/fmars.2021.640535](https://doi.org/10.3389/fmars.2021.640535).
- Vázquez, D. P., C. Atae-Allah et P. L. L. Escamilla (juil. 1999). « Entropic Approach to Edge Detection for SST Images ». EN. In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16.7. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, p. 970-979. DOI : [10.1175/1520-0426\(1999\)016<0970:EATEDF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1999)016<0970:EATEDF>2.0.CO;2).
- Verma, V. et S. Sarkar (sept. 2021). « Lagrangian three-dimensional transport and dispersion by submesoscale currents at an upper-ocean front ». en. In : *Ocean Modelling* 165, p. 101844. DOI : [10.1016/j.ocemod.2021.101844](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2021.101844).
- Verma, V., H. T. Pham et S. Sarkar (août 2019). « The submesoscale, the finescale and their interaction at a mixed layer front ». en. In : *Ocean Modelling* 140, p. 101400. DOI : [10.1016/j.ocemod.2019.05.004](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.05.004).
- Viúdez, A., J.-M. Pinot et R. L. Haney (1998). « On the upper layer circulation in the Alboran Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 103.C10. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/98JC01082>, p. 21653-21666. DOI : <https://doi.org/10.1029/98JC01082>.

- Viúdez, J. Tintoré et R. L. Haney (mai 1996). « Circulation in the Alboran Sea as Determined by Quasi-Synoptic Hydrographic Observations. Part I : Three-Dimensional Structure of the Two Anticyclonic Gyres ». EN. In : *Journal of Physical Oceanography* 26.5. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Physical Oceanography, p. 684-705. DOI : [10 . 1175 / 1520 - 0485 \(1996\) 026 < 0684 : CITASA > 2 . 0 . CO ; 2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<0684:CITASA>2.0.CO;2).
- Vignudelli, S., P. Cipollini, M. Astraldi, G. P. Gasparini et G. Manzella (2000). « Integrated use of altimeter and in situ data for understanding the water exchanges between the Tyrrhenian and Ligurian Seas ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 105.C8. _eprint : [https : // agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2000JC900083](https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2000JC900083), p. 19649-19663. DOI : [10 . 1029 / 2000JC900083](https://doi.org/10.1029/2000JC900083).
- Volpe, G., B. B. Nardelli, P. Cipollini, R. Santoleri et I. S. Robinson (fév. 2012). « Seasonal to interannual phytoplankton response to physical processes in the Mediterranean Sea from satellite observations ». en. In : *Remote Sensing of Environment* 117, p. 223-235. DOI : [10 . 1016 / j . rse . 2011 . 09 . 020](https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.09.020).
- Wald, L. (fév. 1980). « Utilisation du satellite NOAA 5 à la connaissance de la thermique océanique. Etude de ses variations saisonnières en Mer Ligure et de ses variations spatiales en Méditerranée ». fr. Thèse de doct. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- (juin 1985). « Apport de la télédétection spatiale en infrarouge proche et moyen à la connaissance du milieu marin : relations entre le champ de température et le champ de courant, observations de l'état de surface et mesures de la vitesse du vent, la dynamique de la couche superficielle en mer Ligure ». Theses. Université du Sud Toulon Var.
- Waldman, R., S. Somot, M. Herrmann, P. Testor, C. Estournel, F. Sevault et al. (sept. 2016). « Estimating dense water volume and its evolution for the year 2012-2013 in the Northwestern Mediterranean Sea : An observing system simulation experiment approach : ESTIMATING DENSE WATER VOLUME ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.9, p. 6696-6716. DOI : [10 . 1002 / 2016JC011694](https://doi.org/10.1002/2016JC011694).
- Waldman, R., M. Herrmann, S. Somot, T. Arsouze, R. Benshila, A. Bosse et al. (nov. 2017a). « Impact of the Mesoscale Dynamics on Ocean Deep Convection : The 2012-2013 Case Study in the Northwestern Mediterranean Sea ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.11, p. 8813-8840. DOI : [10 . 1002 / 2016JC012587](https://doi.org/10.1002/2016JC012587).
- Waldman, R., S. Somot, M. Herrmann, A. Bosse, G. Caniaux, C. Estournel et al. (fév. 2017b). « Modeling the intense 2012-2013 dense water formation event in the northwestern Mediterranean Sea : Evaluation with an ensemble simulation approach : MODELING THE 2012-2013 DWF EVENT ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122.2, p. 1297-1324. DOI : [10 . 1002 / 2016JC012437](https://doi.org/10.1002/2016JC012437).
- Waldman, R., S. Somot, M. Herrmann, F. Sevault et P. E. Isachsen (mar. 2018a). « On the Chaotic Variability of Deep Convection in the Mediterranean Sea ». en. In : *Geophysical Research Letters* 45.5, p. 2433-2443. DOI : [10 . 1002 / 2017GL076319](https://doi.org/10.1002/2017GL076319).

-
- Waldman, R., N. Brüggemann, A. Bosse, M. Spall, S. Somot et F. Sevault (août 2018b). « Overturning the Mediterranean Thermohaline Circulation ». en. In : *Geophysical Research Letters* 45.16, p. 8407-8415. DOI : [10.1029/2018GL078502](https://doi.org/10.1029/2018GL078502).
- Yelekçi, G. Charria, X. Capet, G. Reverdin, J. Sudre et H. Yahia (juil. 2017). « Spatial and seasonal distributions of frontal activity over the French continental shelf in the Bay of Biscay ». en. In : *Continental Shelf Research* 144, p. 65-79. DOI : [10.1016/j.csr.2017.06.015](https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.06.015).
- Younes, W. A. N., N. Bensoussan, J.-C. Romano, D. Arlhac et M.-G. Lafont (sept. 2003). « Seasonal and interannual variations (1996–2000) of the coastal waters east of the Rhone river mouth as indicated by the SORCOM series ». en. In : *Oceanologica Acta* 26.4, p. 311-321. DOI : [10.1016/S0399-1784\(03\)00037-9](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(03)00037-9).
- Zahn, R., M. Comas et A. Klaus, éd. (fév. 1999). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 161 Scientific Results*. en. T. 161. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program. DOI : [10.2973/odp.proc.sr.161.1999](https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.161.1999).
- Zakardjian, B. et L. Prieur (nov. 1998). « Biological and chemical signs of upward motions in permanent geostrophic fronts of the western Mediterranean ». en. In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 103.C12, p. 27849-27866. DOI : [10.1029/98JC01537](https://doi.org/10.1029/98JC01537).
- Zalidis, G., S. Stamatiadis, V. Takavakoglou, K. Eskridge et N. Misopolinos (fév. 2002). « Impacts of agricultural practices on soil and water quality in the Mediterranean region and proposed assessment methodology ». en. In : *Agriculture, Ecosystems & Environment*. Soil Health as an Indicator of Sustainable Management 88.2, p. 137-146. DOI : [10.1016/S0167-8809\(01\)00249-3](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(01)00249-3).
- Zunino, P., K. Schroeder, M. Vargas-Yáñez, G. Gasparini, L. Coppola, M. García-Martínez et al. (août 2012). « Effects of the Western Mediterranean Transition on the resident water masses : Pure warming, pure freshening and pure heaving ». en. In : *Journal of Marine Systems* 96-97, p. 15-23. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2012.01.011](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.01.011).

Annexes

Annexe A

Front et zone frontale, détection et validité

1. Notions de front et zone frontale : Un front est défini par une situation d'affrontement, de convergence, horizontale entre deux masses d'eaux¹. Il possède une double définition : une pour chaque masse d'eau, elles-mêmes définies par leurs caractéristiques hydrologiques θ -S- σ_θ . Au delà de la définition d'un front, celle de zone frontale intervient dans la compréhension de la structure générale du front. La zone frontale recouvre l'ensemble de la structure, le front est la signature de cette structure en surface². Aussi, les gradients des scalaires dans la zone frontale sont beaucoup plus forts que les gradients grande échelle ou synoptiques³. D'autre part, une zone frontale est une zone large, transitoire et relativement stationnaire dans le temps et l'espace⁴. Ces définitions évoquent quatre notions différentes; la zone frontale est donc à la fois caractérisée par : une extension verticale spécifique, une différence de propriétés moyennes entre deux régions spécifiques, une zone où le gradient moyen est fort, des gradients instantanés plus forts.

2. Transcription mathématique au sens de Fedorov : De cette manière, plus qu'uniquement définir un seuil de gradient, une des premières définitions du front consistait donc à choisir ce seuil en fonction de cet autre gradient moyen, plus faible. Par une série d'études⁵, il fut établi qu'en général un front thermique local de surface est 10 fois plus fort que le gradient large échelle et climatologique moyen qu'il fabrique⁶ :

$$\|\vec{\nabla}\theta\|_{\text{local, instantané}} \geq 10 \times \|\vec{\nabla}\theta\|_{\text{régional, climatologique}} \quad (\text{A.1})$$

$$\text{où } \|\vec{\nabla}\theta\| = \sqrt{(\nabla_x\theta)^2 + (\nabla_y\theta)^2} = \sqrt{\left(\frac{\Delta\theta}{\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{\Delta\theta}{\Delta y}\right)^2} = \nabla_h\theta \quad (\text{A.2})$$

Ce raisonnement peut paraître simpliste; il convient évidemment d'en vérifier la consistance. Nous définissons les métriques utiles à la caractérisation d'un

-
1. (U. S. Naval Oceanographic Office, 1966) 2. (Neumann et al., 1966) 3. (Pedlosky, 1979)
4. (Fedorov, 1986) 5. Dans le Gulf Stream, le Kuroshio et par satellite, dans le monde entier (Roden, 1975; Legeckis, 1978; Gilham et al., 1985; Fedorov, 1986). 6. (Fedorov, 1986)

front et de sa zone frontale, en considérant d'abord la température, via les données de SST L4 CMEMS de résolution kilométrique sur la période 2008-2020.

3. Reformulation des métriques : Deux différentes interprétations peuvent être faites pour la seconde moitié de (A.1) à la lecture des notions apportées par les définitions précédentes. Une zone frontale est une zone où, à la fois, le gradient de la moyenne (i.e. la moyenne spatiale du gradient du champ moyen climatologique) et la moyenne des gradients (i.e. la moyenne spatiale et climatologique des gradients d'interfaces frontales journalières) sont forts. La première notion souligne la différence (ici latitudinale, Figure A.1b) de caractéristiques climatologiques (A.3) entre deux régions alors que la deuxième explicite l'intensité moyenne des gradients dans la zone (A.3). Pour une grille discrète, elles s'écriraient :

$$\nabla_c \theta = \langle |\nabla_y \bar{\theta}| \rangle \quad (\text{A.3})$$

$$\nabla_g \theta = \langle \overline{\nabla_h \theta} \rangle \quad (\text{A.4})$$

$$\text{où } \langle f \rangle = \frac{1}{N_i \cdot N_j} \sum_1^{N_i} \sum_1^{N_j} f \quad \text{et} \quad \bar{f} = \frac{1}{N_t} \sum_1^{N_t} f \quad (\text{A.5})$$

sont les moyennes $\langle \text{régionale} \rangle$ ⁷ et $\overline{\text{climatologique}}$ ⁸. Évidemment, puisque (A.3) caractérise les fronts et non la zone frontale, la définition fut faite (Fedorov, 1986) de caractériser un front thermique tel que (A.1) soit en réalité :

$$\nabla_h \theta \geq 10 \times \nabla_c \theta \quad (\text{A.6})$$

4. Evaluation avec le sujet de l'étude : Le calcul de $\nabla_c SST$ à la figure A.1b donne $5, 1.10^{-3} \text{ °C/km}$ en moyenne et est légèrement plus fort en été (Figure A.1d, noir plein). Par conséquent, le seuil de définition d'un front $\nabla_h (SST)$ se place à $\sim 0,051 \text{ °C/km}$ spécifiquement pour cette zone frontale. La figure A.1c représente l'histogramme des gradients (en mars et en septembre) et montre une majorité de gradients faibles (pics bleu). Le seuil (vert) dépasse correctement la majorité des gradients faibles fabriqués par la turbulence environnante. Il garde moins de 20% des données de surface en été et moins de 10% en hiver (section des courbes orange par le seuil vert). Conformément, les histogrammes montrent légèrement plus de fronts thermiques en été (Section 2.2.3). De plus, la mesure des variations saisonnières de $\nabla_g SST$ confirme ce calcul (Figure A.1d, noir pointillés) : les fronts estivaux augmentent la moyenne des gradients de juillet à octobre.

Comme $\nabla_g SST$ est une moyenne spatiale, elle considère largement les gradients faibles. Cet opérateur est donc utile à la caractérisation des gradients dans leur ensemble mais surtout pas aux seuls fronts. Le rapport de cette moyenne des

7. du domaine de référence (Figure A.1b), défini de manière à limiter l'impact des fronts d'upwelling côtier 8. Pour la figure A.1 seulement 12 ans sont disponibles, néanmoins la période apporte une bonne première approximation.

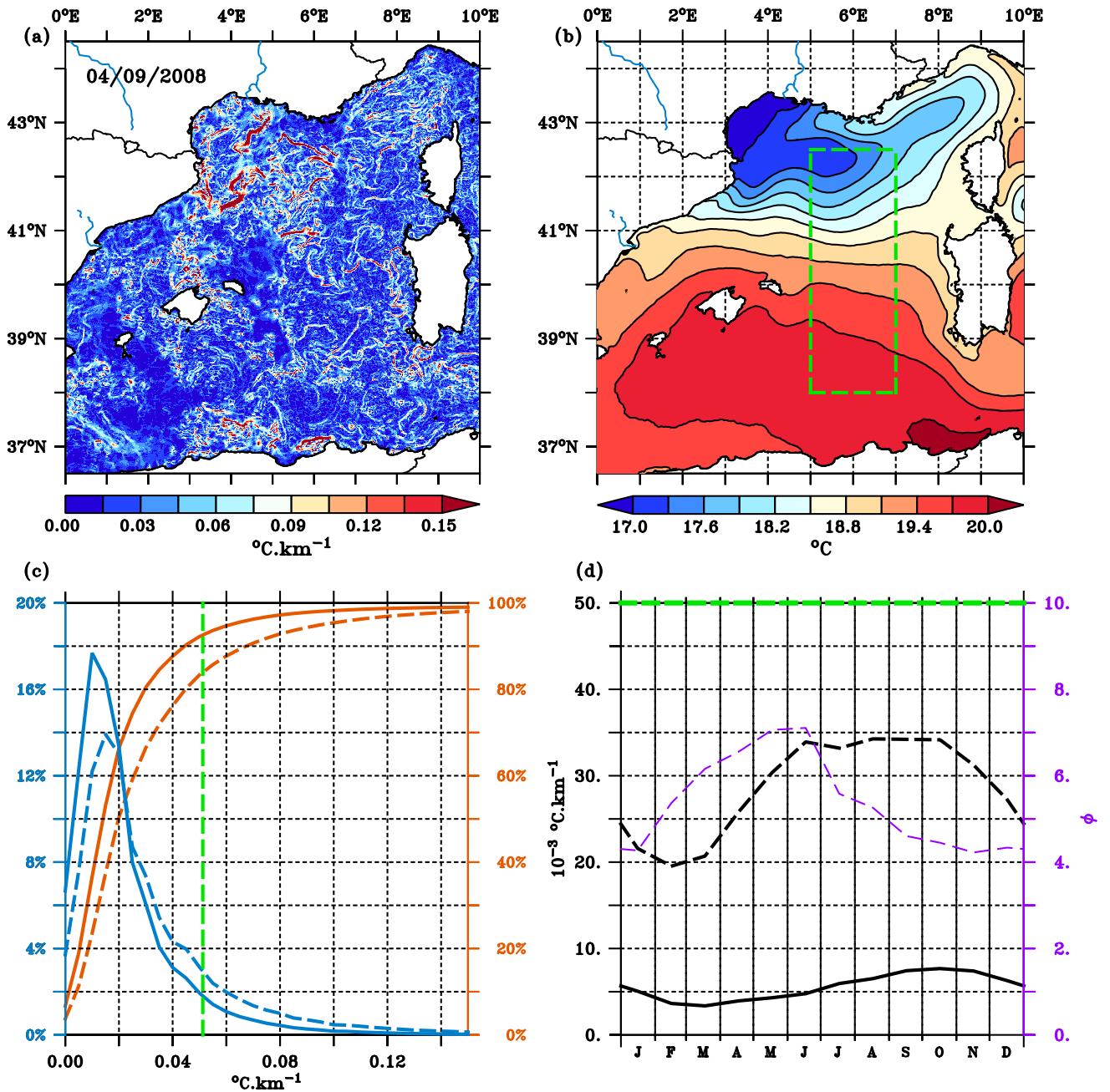


FIGURE A.1 – Caractéristiques des gradients de SST en Méditerranée Occidentale (1/100° ~ 1km, 2008 – 2020, L4 CMEMS, Buongiorno Nardelli et al., 2013).

(a) Exemple de fronts pour une journée (∇_h).

(b) Champ climatologique de SST et domaine de référence (vert).

(c) Histogrammes des fréquences de gradients (∇_h , bleu), aux mois de mars 2008 (plein) et septembre 2008 (pointillés), et fonctions de répartition associées (orange). Les pourcentages sont relatifs à la totalité des données (sur 30j : ~ 25.10⁶). Le seuil $10 \times \nabla_c$ est indiqué (vert), calculé dans le domaine de référence.

(d) Variations annuelles de ∇_c (noir, plein), de ∇_g (noir, pointillés) et de ∇_g/∇_c (violet), tous estimés dans le domaine de référence. Le seuil 10 est aussi indiqué en vert.

gradients, divisé par le gradient de la moyenne du champ de SST, détaille le rapport de proportionnalité qui existe entre les gradients (pas seulement les fronts) et la zone frontale (Figure A.1d, pointillés violets) et renseigne donc sur le rapport minimum à appliquer. Il varie annuellement entre 4 en automne et 7 au printemps, ce qui montre que le rapport 10 est un seuil bien suffisamment haut pour trancher la masse de gradients faibles qui lissent $\nabla_g SST$. Son maximum printanier correspond à l'augmentation des températures et à la naissance des fronts thermiques forts en surface, quand le gradient méridional régional est encore homogène après l'hiver. A l'inverse, son minimum automnal montre le lien plus étroit qui existe entre ces deux notions lorsque les températures chutent dans le nord, et que le gradient méridional de la zone frontale est maximal.

5. Transposition à la salinité : La définition d'un front thermique, telle que son gradient est 10 fois plus fort que celui de la zone frontale, est donc valide ici quelle que soit la saison. La présence d'un front peut alors s'écrire sous la forme d'un opérateur binaire d'Indice Frontal, qui définit un seuil R_t ⁹ pour le gradient normalisé climatologiquement $\nabla_n \theta$, tels que :

$$FI(\theta) = \begin{cases} 1, & \forall \nabla_n \theta \geq R_t(\theta) \\ 0 & \end{cases} \quad (\text{A.7})$$

$$\text{où } \nabla_n \theta = \frac{\nabla_h \theta}{\nabla_c \theta} \quad \text{et} \quad R_t(\theta) = 10 \quad (\text{A.8})$$

Ce rapport 10 fut supposé transposable aux fronts halins¹⁰, pour autant, il n'est pas forcément applicable en Méditerranée où la salinité est bien supérieure aux océans (36-39 contre 31-36). En outre, les processus de fronts halins dans cette zone frontale ne sont forcément pas les mêmes que ceux des fronts thermiques¹¹. Ce seuil doit également être étudié et validé ou non, qui plus est parce qu'il n'était qu'une supposition.

Pour l'exemple, nous utilisons la réanalyse MedSea24, donnée de SSS mieux résolue ($1/24^\circ$, $\sim 4.5\text{km}$) sur trois décennies (1987-2019) qui nous permet d'utiliser 26 années (1993-2019¹²). Tout d'abord, le calcul de $\nabla_c SSS$ ¹³ fournit une mesure de $\sim 0,0022 \text{ km}^{-1}$, induisant un seuil de $\sim 0,022 \text{ km}^{-1}$ sur $\nabla_h(SSS)$ pour un rapport $R_t(SSS)=10$. Ensuite, et par rapport à la SST précédente, la baisse de résolution s'observe sans surprise (Figure A.2a) et a un effet non négligeable sur le nombre de données¹⁴ et la distribution des gradients (Figure A.2c). Malgré des histogrammes de fréquences aux courbes similaires à la SST, le pic de petits gradients est plus faible que précédemment (5% contre 15%) tandis que la distribution est plus étalée, ce qui peut aussi être induit par une différence de nature des fronts, plus que par la résolution de la donnée. Comme précédemment, le seuil de 10 (vert) dépasse la majorité des gradients faibles et correspondrait à ne garder

9. Threshold Ratio 10. (Fedorov, 1986), pour le monde entier, exception faite des fronts de panaches fluviaux qui sont bien plus intenses que les autres. 11. Folkard et al., 1994 12. Période et espace restreints par contrainte de taille et téléchargement des données, mais suffisant pour cette étude.

13. Le domaine de référence est élargi au sud pour la prise en compte des AWs. 14. ~ 36 fois moins de données.

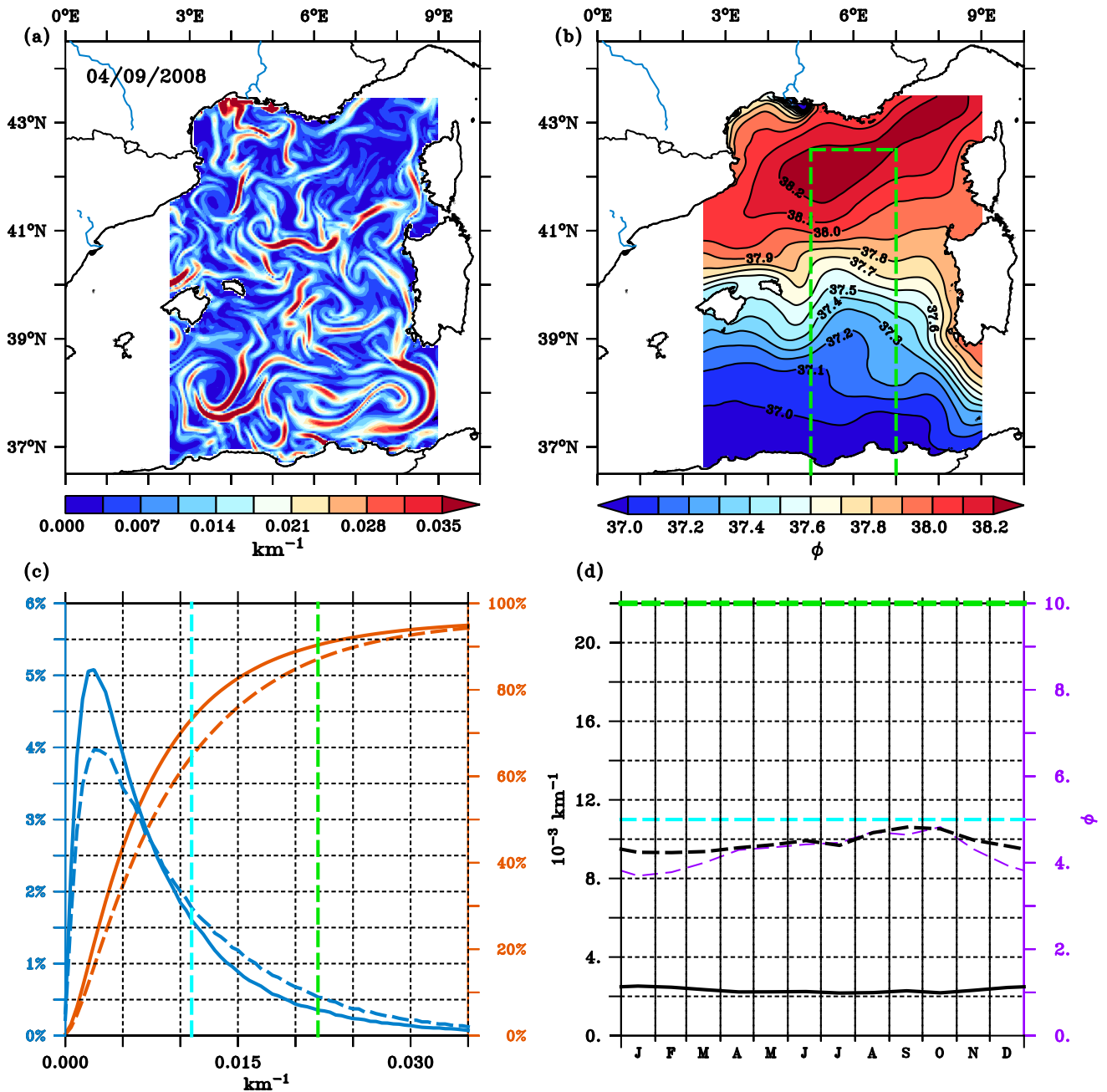


FIGURE A.2 – Caractéristiques des gradients de SSS en Méditerranée Occidentale (1/24°, ~4.5km, 1993-2019, *Med-MFC*, Escudier et al., 2021). (a) Exemple de fronts pour une journée (∇_h). (b) Champ moyen de SSS et domaine de référence (vert). (c) Histogrammes des fréquences d'apparition de gradients (∇_h) sur toute la carte (bleu), aux mois de mars 2008 (plein) et septembre 2008 (pointillés), et fonctions de répartitions associées (orange). Les pourcentages sont relatifs à la totalité des données ($\# \sim 7.10^5$). Les seuils $10 \times \nabla_c$ (vert) et $5 \times \nabla_c$ (bleu clair) sont indiqués et calculés dans le domaine de référence. (d) Variations annuelles de ∇_c (noir, plein), ∇_g (noir, pointillés) et ∇_g / ∇_c (violet), tous estimés dans le domaine de référence. Les seuils sont indiqués.

que $\sim 10\%$ des données. Toutefois, lorsque l'histogramme montrait que le seuil 10 était appliqué sur des classes à 2-3% auparavant, ici, il s'observe sur une classe à 0.25-0.5%, indiquant que ce seuil 10 est un filtre passe haut bien plus restrictif pour les fronts de SSS que pour les fronts de SST. *A contrario*, si l'on considérait un seuil à 5, la classe atteinte pour la SST est à 8% (faibles gradients) tandis que celle de la SSS est 1.7%, ce qui correspondrait mieux au seuil de 10 pour la SST (1.7% *simeq* 2%). Ainsi, un seuil de 5 est plus approprié pour les gradients de SSS, ce qui porte la mesure à 0.011 km^{-1} pour $\nabla_h(\text{SSS})$ avec $R_t(\text{SSS})=5$. Ce nouveau seuil est reporté sur la [Figure A.2d](#) (bleu clair) pour la comparaison aux variations annuelles de $\nabla_g(\text{SSS})$. Sur cette figure, les variations annuelles de ∇_c sont très faibles (noir plein), par rapport à celles du gradient climatologique de température. Finalement, le rapport d'échelle, de la moyenne des gradients par le gradient climatologique ∇_g/∇_c , ne varie quasiment pas autour de 4. Par conséquent, le seuil de 5 est adapté pour trancher les gradients faibles et ne garder que les fronts.

La définition d'un front de salinité est donc ici aussi validée quelle que soit la saison, mais adaptée à un seuil de 5 fois le gradient climatologique. L'indice de front halin est alors :

$$FI(S) = \begin{cases} 1, & \forall \nabla_n S \geq R_t(S) \\ 0 & \end{cases} \quad (\text{A.9})$$

$$\text{où } \nabla_n S = \frac{\nabla_h S}{\nabla_c S} \quad \text{et} \quad R_t(S) = 5 \quad (\text{A.10})$$

6. Extension des métriques en profondeur : Ces définitions sont calculées en surface mais définies sans contrainte verticale de couche. Pour confirmer cette extension en profondeur, nous mesurons le profil vertical de ce gradient climatologique normalisant, pour θ et S, dans leurs domaines de référence respectifs ([Figure A.3](#)). Puisque les données de température satellite sont en surface, nous utilisons les données θ de la réanalyse Med-MFC.

L'extension verticale du gradient moyen climatologique de salinité montre une homogénéité jusqu'à 100m qui caractérise l'affrontement AW-mAW ([Figure A.3b](#)), après quoi, il décroît rapidement. Ses variations saisonnières sont quasi-inexistantes ([Figure A.3a](#)). La normalisation est valide jusqu'à 100m. En revanche, le gradient climatologique de température croît jusqu'à la valeur de $0.007^\circ\text{C}/\text{km}$ à 30m sans changer d'ordre de grandeur d'abord et diminue plus profondément en changeant d'ordre de grandeur. En effet, à cette profondeur, $\nabla_c \theta$ croît jusqu'à $\sim 0.015^\circ\text{C}/\text{km}$ (*i.e.* $\sim 3 \times \nabla_c$ moyen de surface, [A.3c](#), rouge). Cette augmentation du gradient en sub-surface correspond à l'augmentation de la MLD en fin d'été/début d'automne ¹⁵. Si l'on veut apprécier la variabilité saisonnière, cette variation ne doit pas être prise en compte dans la normalisation (on garde une normalisation climatologique). Ce cycle saisonnier de la MLD implique que cette légère augmentation à 30m peut être lissée de manière climatologique, telle une couche de mélange homogène. Il faut faire l'approximation

15. (Turner, 1979; Fedorov et al., 1992)

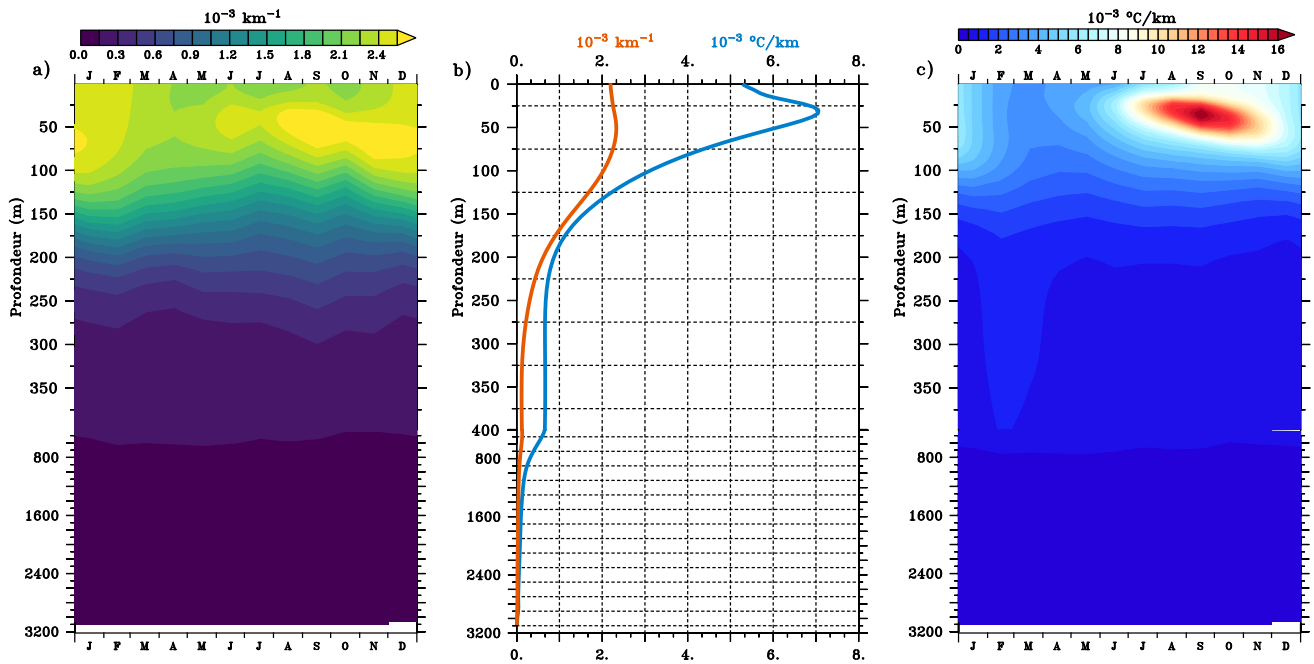


FIGURE A.3 – *Caractéristiques verticales et saisonnières des gradients climatologiques normalisant ∇_c , calculés au sein des domaines de référence respectifs précédents (1/24°, ~4.5km, 1993-2019, Med-MFC, Escudier et al., 2020) (b) Profils verticaux des gradients climatologiques $\nabla_c S$ (orange) et $\nabla_c \theta$ (bleu). (a et c) Diagrammes de Hovmöller représentant l'évolution annuelle des profils verticaux de $\nabla_c S$ (a) et $\nabla_c \theta$ (c).*

d'un profil de $\nabla_c \theta$ constant de la surface jusqu'à environ 60m de profondeur (la valeur unique de surface est gardée). Finalement, la comparaison des valeurs de $\nabla_c \theta$ en surface entre observation et modélisation montre qu'elles diffèrent légèrement (0.0051°C/km pour la SST à 1km contre 0.0053°C/km ici), ce qui peut être dû soit à la différence de résolution des données soit à la période de calcul, mais reste, en tout état de cause, très faible (écart relatif inférieur à 4%) et en bon accord. Finalement, compte-tenu des variations saisonnières et verticales des gradients moyens, les normalisations ∇_c sont valables de la surface jusqu'à environ 60m (θ) et 100m (S) de profondeur.

7. Discussion et occurrences frontales : *In fine*, le principal atout de cette méthode de détection des fronts réside dans sa simplicité : les gradients sont normalisés partout de la même façon par une valeur unique ; les fronts sont ensuite définis suivant un seuil simple et fixe. Premièrement, cela permet de traiter plus efficacement une base de données volumineuse par réduction du coût de calcul. Ensuite, elle apporte une subjectivité à la définition du front spécifiquement relative à une région et à ses processus. De fait, cette méthode montre une capacité d'adaptation : le gradient climatologique et les seuils peuvent être modifiés par rapport à la région étudiée et son échelle, et vis-à-vis des processus connus et considérés ; ils pourraient même être adaptés à la verticale et/ou au cycle annuel. Enfin, cette simplicité d'exécution est un atout majeur pour une étude de comparaison observations/modélisations, multi-modèles, ou les deux à la fois.

Nous détectons les fronts pour mesurer les statistiques de présence, autre-

ment dit l'occurrence, des fronts en Méditerranée Occidentale. Lorsque les taux de présence des fronts sont forts, on peut parler de zone frontale. Quand ces statistiques prennent en compte un très grand nombre de données, elles s'interprètent comme, tendent vers une probabilité de présence. En utilisant les indices frontaux précédemment définis, (A.7) et (A.9), l'Occurrence Frontale s'écrit simplement :

$$FO = \overline{FI} \quad (\text{A.11})$$

Les zones frontales peuvent être mesurées sur plusieurs échelles temporelles différentes : journalière, hebdomadaire, mensuelle, saisonnière, inter-annuelle, décennale ou climatologique, voire par une moyenne glissante. De même, si l'on réalise la moyenne sur plusieurs années des FIs de tous les 1ers janvier, puis tous les 2 janvier... et ainsi de suite jusqu'au 31 décembre, on obtient la climatologie des FOs, autorisant l'étude de la variabilité saisonnière des zones frontales dans l'espace. C'est le cas dans le chapitre 3 : la compréhension des variations spatiales des zones frontales aux échelles climatologique, saisonnière et inter-annuelle.

Table des figures

1.1	Méditerranée physique et géographique. Sous-bassins, mers marginales, fleuves et nations.	2
1.2	Carte du taux de réchauffement des eaux de surface (°C/an). Moyenne sur la période 1982-2018. (Pisano et al., 2020)	3
1.3	Circulation méditerranéenne (Kubin et al., 2019 adaptée de Tsimplis et al., 2006).	4
1.4	Le NBF, frontière de deux systèmes dynamiques différents.	6
1.5	Chl-A, température et hauteur de surface observées (14-15/04/2013, CMEMS).	7
1.6	Tourbillons de submésos-échelle (en %, résolution ~30km) estivaux et cycloniques, observés par satellite entre 2014 et 2017, adapté de Stuhlmacher et al., 2020.	7
1.7	Modélisation océanique : élaboration, assimilation d'observations, prévisions (Mercator-Océan International).	13
1.8	Instrumentation utile à l'océanographie <i>in situ</i>	14
2.1	Schémas de circulation des couches de surface (AW), intermédiaire (LIW) et profonde (WMDW, EMDW, bathymétrie en mètres, Schroeder, 2019).	19
2.2	DWFs (gauche) avant et après les (milieu) EMT et (droite) WMT (Li et al., 2020). Flèches : épaisseur=intensité, couleurs = salinité (rouge=haute, bleu=faible). AdDW : Eau Profonde Adriatique; CDW : Eau Profonde de Crête.	21
2.3	Évolutions spatio-temporelles des processus liés à la WMT. Interfaces supérieures des nouvelles WMDWs; celle de 2015 est déduite (Schroeder et al., 2016).	22
2.4	Courant moyen en surface (1995-2012) dans la modélisation ROM-SWMED32, (Capó et al., 2019). Courants Nord (NC), des Baléares (BC), et Algérien (AC). L'échelle atteint 40 cm/s, mais 90 cm/s à Gibraltar et à 0,5°W-36°E.	24
2.5	Instantané (19/02/2013) du courant géostrophique de surface dérivé de la Topographie Dynamique Absolue (ADT, ~ 1/8°) AVISO, représentant les Tourbillons Algériens (AEs) (adapté de Le Vu et al., 2018; Escudier et al., 2016b : ajout des trajectoires d'AEs en rouge).	25

2.6	Circulation en mer Ligure et ses processus (Priour et al., 2020). CZ : Zone Centrale; FZ : Zone Frontale; PZ : Zone Périphérique; SW : Eau de Surface DW : Eau Profonde; WCW : Eau Froide d'Hiver; F : Front; M : Méandre; d : divergence (upwelling); C : convergence (downwelling); BI : Circulation Barocline; SC : Circulation Secondaire; THF : Front ThermoHalin. Figure fabriquée avec l'aide d'Antoine Sciandra.	26
2.7	Courant moyen (m/s) de surface dans la modélisation SYMPHONIE (~ 3km) en mars et août (Qiu et al., 2010).	27
2.8	Transport saisonnier (gris = nets, en $10^9 kg.s^{-1} \approx 1Sv$) dans la couche supérieure (AW+mAW+WIW) des canaux Baléares (Vargas-Yáñez et al., 2020).	28
2.9	(haut) Circulation intermédiaire des LIWs et (bas) diagrammes θ/S associés aux sections transversales. La flèche rouge représente la dilution des LIWs et leur fraction restante (intervalles de %), adapté de Schroeder et al., 2020.	29
2.10	Fabrication de WIW par (a) cascading dans le GoL et (b) convection intermédiaire au large (ovale) (Vargas-Yáñez et al., 2012). (b, c) C, M et A : eaux Continentales, Méditerranéennes et Atlantiques. (d) Profils verticaux de θ (continu) et S (pointillés) : moyennes obtenues par MEDATLAS (1960-1990) en Mer des Baléares, en été (noir) et en hiver (gris).	30
2.11	(gauche) Processus et évolution de la DWF (Testor et al., 2018). (droite) Évolution du diagramme θ/S de profils verticaux réalisés au N-E de Minorque. o-, n- et cWMDW montrent l'eau profonde âgée, neuve et de cascading (Piñeiro et al., 2019).	31
2.12	Transport profond moyen (Sv, 1997 – 2002, 1200 – 1900m) mesuré par bouées dérivantes. Celui entre parenthèses est déduit; l'ovale désigne la DWF; les pointillés sont des hypothèses; le carré postule un blocage du courant (Send et al., 2017).	32
2.13	Exemples de fronts thermohalins en mer des Sargasses (Sep. 1977), Fedorov, 1986.	35
2.14	Circulations tourbillonnaires et verticales d'un front à submésos-échelle, (LEF et HEF : Filaments des cotés léger et lourd, Light & Heavy Edge Filaments; LB=Lobes anticycloniques; cercles=tourbillons cycloniques; circulations fléchées : mouvement des particules dans les filaments, Verma et al., 2021).	37
2.15	Rayon de Rossby, rotation des tourbillons, et saisonnalité de la submésos-échelle. Les "black (white) eddies" signent des vents < (>) à 5m/s. Le "white eddy" correspond plus à un courant fortement cisailé, avec une plus grande vorticité relative.	38

2.16 (a) Carte du GoL indiquant la Baie de Marseille (vert), les upwellings de la Côte Bleue et des Calanques (bleu clair), du panache du Rhône (marron) et de la zone d'intrusion du NC (Frayse et al., 2013). (b) La Tramontane génère des structures anticycloniques (rouge) et cycloniques (bleu clair). L'upwelling (bleu) isole du large le tourbillon anticyclonique. Un courant chaud nourrit la structure anticyclonique (Garreau et al., 2011). (c) Image satellite de Chl-A trahissant l'entraînement du panache du Rhône par le NC (Pairaud et al., 2011). Le Rhône et les upwellings peuvent induire des fronts thermohalins jusqu'aux Pyrénées.	39
2.17 (gauche et milieu) SST (°C) dans la modélisation couplée atmosphère-vagues-océan MESONH–SURFEX–SYMPHONIE (25 et 30 octobre 2012) (droite) Différence de SST (°C) entre les deux dates (Seyfried et al., 2019).	41
2.18 Transect de la campagne YOYO au large de Nice (1989, isobathes 0.2, 1 et 2km, rouge, rose, bleu). ZP, ZF, ZC : Zones côtière, frontale, centrale. Transect du courant géostrophique (cm/s, positif vers le N-E) dérivé de σ_θ par relation du vent thermique (isopycnes 28.5–29.0, noir et 29.01–29.09, blanc). Diagrammes θ/S des 34 profils verticaux (Prieur et al., 2020).	42
2.19 (gauche) Schéma de l'AOF, bord de l'EAG, et SST satellite (11/11/2011), adapté de Tintore et al., 1988; Sánchez-Garrido et al., 2013. (droite) Localisation du front estival Carthagène-Ténès par FSLE et analyse SOM (2009-2015), Hernández-Carrasco et al., 2018.	43
2.20 (gauche) Image thermique AVHRR de la NOAA (3/02/90, le BF à l'ouest du NBF, Lopez-Garcia et al., 1994). (droite) Salinité dans le canal de Sardaigne simulée en février et août (l'intervalle 37.7-37.85 en vert montre la variation nord-sud, adapté de Sorgente et al., 2003a).	44
2.21 Origine du NBF par images thermiques, adapté de Deschamps et al., 1984.	46
2.22 Cartes de corrélation SLA/Chl-A, adaptées de Olita et al., 2011.	47
2.23 Courantologie, EKE transitoire, et instabilités frontales par forçage éolien (Waldman et al., 2017a; Seyfried et al., 2019).	48
2.24 Interaction de 2 tourbillons : un weddie (W) et un d'origine AE (AA') présentant un double cœur (AW et WIW), adapté de Garreau et al., 2018.	50
2.25 Critère Okubo-Weiss à 600m de profondeur (gauche) et en surface (droite). Les échelles montrent la déformation (rouge) et la rotation (bleu). Le Tourbillon de Sardaigne (SE) dérive d'abord vers le nord-ouest comme suggéré par les flotteurs de la couche intermédiaire (noir, épais) et s'observe plus tard en surface (droite), adapté de Testor et al., 2005a et Testor et al., 2005b.	51
5.1 Comparaison sur 20 ans des zones frontales de température et de salinité, entre MedSea24 et MEDRYS1V2, aux échelles (haut) climatologique et (bas) saisonnière.	137

5.2	Transport de mAW climatologique, printanier et en octobre (intégré sur la verticale) dans MEDRYS1V2.	142
A.1	Caractéristiques des gradients de SST en Méditerranée Occidentale ($1/100^\circ \sim 1km$, 2008 – 2020, L4 CMEMS, Buongiorno Nardelli et al., 2013). (a) Exemple de fronts pour une journée (∇_h). (b) Champ climatologique de SST et domaine de référence (vert). (c) Histogrammes des fréquences de gradients (∇_h , bleu), aux mois de mars 2008 (plein) et septembre 2008 (pointillés), et fonctions de répartitions associées (orange). Les pourcentages sont relatifs à la totalité des données (sur 30j : $\sim 25.10^6$). Le seuil $10 \times \nabla_c$ est indiqué (vert), calculé dans le domaine de référence. (d) Variations annuelles de ∇_c (noir, plein), de ∇_g (noir, pointillés) et de ∇_g/∇_c (violet), tous estimés dans le domaine de référence. Le seuil 10 est aussi indiqué en vert.	187
A.2	Caractéristiques des gradients de SSS en Méditerranée Occidentale ($1/24^\circ$, $\sim 4.5km$, 1993-2019, Med-MFC, Escudier et al., 2021). (a) Exemple de fronts pour une journée (∇_h). (b) Champ moyen de SSS et domaine de référence (vert). (c) Histogrammes des fréquences d'apparition de gradients (∇_h) sur toute la carte (bleu), aux mois de mars 2008 (plein) et septembre 2008 (pointillés), et fonctions de répartitions associées (orange). Les pourcentages sont relatifs à la totalité des données ($\# \sim 7.10^5$). Les seuils $10 \times \nabla_c$ (vert) et $5 \times \nabla_c$ (bleu clair) sont indiqués et calculés dans le domaine de référence. (d) Variations annuelles de ∇_c (noir, plein), ∇_g (noir, pointillés) et ∇_g/∇_c (violet), tous estimés dans le domaine de référence. Les seuils sont indiqués.	189
A.3	Caractéristiques verticales et saisonnières des gradients climatologiques normalisant ∇_c , calculés au sein des domaines de référence respectifs précédents ($1/24^\circ$, $\sim 4.5km$, 1993-2019, Med-MFC, Escudier et al., 2020) (b) Profils verticaux des gradients climatologiques $\nabla_c S$ (orange) et $\nabla_c \theta$ (bleu). (a et c) Diagrammes de Hovmöller représentant l'évolution annuelle des profils verticaux de $\nabla_c S$ (a) et $\nabla_c \theta$ (c).	191

M. Quentin-Boris BARRAL

Institut Méditerranéen d'Océanologie (MIO), Université de Toulon

Caractérisation du Front Nord-Baléares : variabilité et rôle de la circulation des masses d'eau en Méditerranée Occidentale

La Méditerranée Occidentale est l'un des bassins avec le plus de pollution plastique au monde, et son réchauffement de surface est quatre fois plus intense que celui des océans. Elle est dite "bassin laboratoire" pour l'étude de l'océan global : elle développe sa propre circulation de retournement. Sa courantologie est composée de 4 couches et d'environ 6 masses d'eau. La rencontre de deux masses d'eau de différentes températures et salinités en surface crée un front thermohalin. Cette thèse présente des avancées récentes sur la caractérisation des zones de fronts et sur la dynamique des masses d'eau en Méditerranée Occidentale. La détection de fronts de surface dans une simulation, et sur des observations satellites, a produit des cartes de statistiques de présence des fronts. Deux zones majeures de fronts, de température et de salinité, apparaissent dans le centre du bassin et se révèlent très différentes. La première est thermique, estivale et sur une profondeur de 50m. Elle part des Pyrénées mais s'estompe vers le nord-ouest de la Corse. La deuxième est haline, quasi-permanente et sur 200m de profondeur. Elle relie nettement les îles Baléares au sud-ouest de la Sardaigne. Précédemment confondues au sein d'un seul « front Nord-Baléares », leurs différentes origines et localisations impliquent que deux nouvelles appellations soient proposées. La zone de fronts halins marque la frontière entre eaux atlantiques jeunes du sud (AW) et vieilles du nord (mAW). Elle se fait déplacer vers le sud lors de la formation d'eau profonde (DWF) interannuelle du bassin provençal, et remonte ensuite vers le nord sous l'influence des tourbillons algériens (AEs). Le développement d'un algorithme de séparation des 6 différentes masses d'eau a permis de décrire la circulation particulière de chacune d'entre elles dans la simulation. Les circulations moyennes coïncident avec la littérature connue. Puis, outre un événement irréaliste de circulation profonde, deux résultats importants sont déduits. D'une part, la simulation montre que la DWF du bassin provençal semble disloquer le gyre profond Est-Algérien, modifiant à son tour la trajectoire des AEs en surface. D'autre part, la DWF de 2005 a induit en 2009 un transit d'eau profonde vers la mer Tyrrhénienne. Néanmoins, ce transit a provoqué en surface un courant de retour de mAWs par le canal de Sardaigne vers le bassin algérien, au lieu d'un apport habituel par le canal Corse, et entraînant exceptionnellement de l'AW jusqu'en mer Ligure.

Mots clé : Front - Masse d'eau - Front Nord-Baléares - Détection de front - Méditerranée Occidentale - Circulation thermohaline - Retournement - Formation d'eau profonde - Tourbillon Algérien - Mésoséchelle - Réanalyse - Satellite - Glider

Characterisation of the North-Balearic Front : variability and role of the water mass circulation in the Western Mediterranean

The Western Mediterranean is one of the basins with the most plastic pollution in the world, and its surface warming is four times more intense than that of the oceans. It is a so-called "laboratory basin" for the study of the global ocean : it develops its own overturning circulation. Its currentology is composed of 4 layers and about 6 water masses. The meeting of two water masses of different surface temperatures and salinities creates a thermohaline front. This thesis presents recent advances in the characterisation of front zones and water mass dynamics in the Western Mediterranean. The detection of surface fronts in a simulation, and on satellite observations, has produced maps of front presence statistics. Two major zones of fronts, of temperature and salinity, appear in the centre of the basin and are very different. The first is thermal, summer and 50m deep. It starts in the Pyrenees but fades towards the north-west of Corsica. The second is haline, quasi-permanent and over 200m depth. It clearly connects the Balearic Islands to southwestern Sardinia. Previously confused within a single "North Balearic front", their different origins and locations imply that two new designations are proposed. The haline front zone marks the boundary between young southern Atlantic waters (AW) and old northern waters (mAW). It is displaced southwards during the interannual deep water formation (DWF) of the Provençal basin, and then moves northwards under the influence of Algerian eddies (AEs). The development of an algorithm for separating the 6 different water masses allowed the description of the particular circulation of each of them in the simulation. The average circulations coincide with the known literature. Then, besides an unrealistic deep circulation event, two important results are deduced. On the one hand, the simulation shows that the DWF of the Provençal Basin seems to dislocate the deep East Algerian gyre, modifying in turn the trajectory of the surface AEs. On the other hand, the 2005 DWF induced a deep water transit towards the Tyrrhenian Sea in 2009. However, this transit induced a surface return flow of mAWs through the Sardinia Channel towards the Algerian Basin, instead of the usual inflow through the Corsica Channel, and exceptionally causing AW to reach the Ligurian Sea.

Key words : Front - Water Mass - North Balearic Front - Edge detection - Western Mediterranean - Thermohaline circulation - Overturning - Deep Water Formation - Algerian Eddies - Mesoscale - Satellite - Reanalysis - Glider