



Prévision couplée océan-atmosphère des épisodes méditerranéens : impact d'une meilleure prise en compte des débits des fleuves et de l'état de mer

César Sauvage

► To cite this version:

César Sauvage. Prévision couplée océan-atmosphère des épisodes méditerranéens : impact d'une meilleure prise en compte des débits des fleuves et de l'état de mer. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2019. Français. NNT : 2019TOU30322 . tel-03267700

HAL Id: tel-03267700

<https://theses.hal.science/tel-03267700v1>

Submitted on 22 Jun 2021

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.



THÈSE

En vue de l'obtention du DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Présentée et soutenue par
César SAUVAGE

Le 11 décembre 2019

Prévision couplée océan-atmosphère des épisodes méditerranéens : Impact d'une meilleure prise en compte des débits des fleuves et de l'état de mer

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace**

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Climat**

Unité de recherche :
CNRM - Centre National de Recherches Météorologiques

Thèse dirigée par
Marie Noëlle Bouin et Cindy LEBEAUPIN-BROSSIER

Jury

M. Guillaume LAPEYRE, Rapporteur

Mme Sophie BASTIN, Rapporteure

M. Bruno ZAKARDJIAN, Examinateur

M. Jean-Luc REDELSPERGER, Examinateur

M. Frank ROUX, Examinateur

Mme Marie-Noëlle BOUIN, Directrice de thèse

Mme Cindy LEBEAUPIN BROSSIER, Co-directrice de thèse

Remerciements

Trois ans déjà et voilà le moment d'écrire les remerciements. Ce fût une belle aventure et tant de gens y ont participé. Je vais tenter à travers ces quelques lignes de tous vous remercier.

Mes premiers mots iront évidemment à mes directrices, Cindy Lebeaupin Brossier, Marie-Noëlle Bouin et Véronique Ducrocq.

Merci Cindy pour m'avoir accompagné au jour le jour, toujours dans la bonne humeur, merci pour ta gentillesse et ta bienveillance, nos petites discussions du matin vont me manquer à moi aussi ! Moi qui ne connaissais pas grand-chose sur l'atmosphère et sur l'océan en arrivant, j'ai appris énormément grâce à toi ! J'ai eu beaucoup de chance de t'avoir à mes côtés en tant que directrice, merci pour tout !

Merci Marie-Noëlle, tu as toujours été là et disponible pour moi malgré la distance Brest-Toulouse. Merci pour tes conseils, ta rigueur et ton expertise sur les paramétrisations et sur les vagues. Merci aussi pour ta bonne humeur lors de nos rendez-vous visio, téléphone ou mes visites à Brest (sous la pluie même en juin.. non je ne l'oublierai pas!).

Merci Véronique, car même si pour d'obscures raisons administratives tu as dû quitter "officiellement" la direction de ma thèse, tu as tout de même continué à me suivre. Merci pour tes conseils et ton regard avisé qui m'ont aidé à prendre du recul sur mes travaux.

J'ai particulièrement aimé, autant sur le plan professionnel que personnel, passer ces trois ans de thèse en votre compagnie. Merci de m'avoir donné envie de continuer dans la recherche et j'espère bien avoir de nouveau l'occasion de travailler avec vous dans le futur !

Je voudrais ici, en quelques mots, remercier mon jury de thèse. Merci à Sophie Bastin et Guillaume Lapeyre d'avoir accepté de rapporter ma thèse et merci aux examinateurs, Jean-Luc Redelsperger, Bruno Zakardjian et Frank Roux d'avoir évalué mon travail. Merci à tous pour la discussion fructueuse lors de ma soutenance qui m'a permis de pousser plus loin ma réflexion sur mes travaux et sur le couplage océan-atmosphère-vagues.

Merci beaucoup à Olivier Delestre pour m'avoir fait découvrir et m'avoir ouvert sur le monde de la recherche pendant mon cursus d'ingénieur.

Je tiens aussi à remercier chaleureusement Yann Ourmières et Anne Molcard avec qui j'ai fait mon premier stage de recherche au MIO, et avec qui j'ai réellement apprécié travailler. Vous m'avez les premiers initiés à ce métier de chercheur et poussé à poursuivre en thèse, merci pour votre aide et vos conseils.

Evidemment, merci aux membres (présents et anciens) de l'équipe PRECIP : Cindy, Odile, Laurent, Olivier C., Olivier N., Fanny, Clotilde, François, Béatrice, Sabine, Maxime, Alexane, Simon, Mary, Judith, Karine, Hugo, Marc, Axelle, Felix, Natalia et ceux de PHY-NH : Benoît, Quentin R., Didier, Sébastien, Christine, Quentin L., Clément, Léo D., Aurélien, Marie, Erfan, pour la bonne ambiance dans le couloir et les pauses café du matin !

Merci aux personnes à Brest du LOPS/IFREMER pour leur aide sur le modèle de vagues et leur accueil lors de mes visites, je pense notamment à Swen J., Mickaël A. et Fabrice A..

Merci aussi à la communauté *HyMeX* qui m'a permis de voyager et de rencontrer des chercheurs internationaux. Merci à Alexane et Mary pour ces aventures à Barcelone ! Merci à Alexane pour ces bons moments à Lecce ! Merci à Jonathan B. et Etienne C. toujours prêts pour un apéro post-conférence et un après-midi plage (même sous la pluie à Split..) !

Merci à Ouria, Régine et Anita pour leur bonne humeur, leur gentillesse et leur aide cruciale dans les démarches administratives.

Bien sûr, comment écrire ces remerciements sans citer tous les thésards, stagiaires, CDD, post-docs et autres que j'ai connu durant ces trois ans et avec qui j'ai partagé ces repas EUREST 12h15 hum.. non 12h ? ou bien 11h50.. Merci à tous pour ces bons moments, les soirées, les badminton du lundi, les ping-pongs etc.. La liste est longue, allez je me lance, Merci à : Léo D., Matteo, Thomas D., Alexane, Mary, Quentin R., P-A, Maxime M., Clément, Iris, Quentin F., Aurélien, Thibault, Damien, Zied, Martin, Thomas B., Jonathan W., Simon, Erfan, Félix, Axelle, Judith, Marc, Hugo, Sabine, Guillaume B., Rémy, Yann, Hélène, Marie T., Marine G., Arsène, Adrien N., Valentin P., Nicolas M., Constantin, Alix, Matthias, Lucas, Axel, Marine J., Marie C., Karine, ... Cette liste est à mon avis loin d'être exhaustive, mais je peux vous dire que vous allez tous me manquer et j'espère à bientôt !

Un Merci tout particulier à ceux, déjà cités mais qui le méritent encore une fois, qui ont partagé quotidiennement avec moi les bons (et moins bons) moments d'une thèse, des bisous à vous : Léo, Alexane, Thomas, Matteo, Clément, Mary, Maxime.

Merci à tous les pongistes des pauses de midi pour les folles tournantes et les matchs du "Petit Jeu" (trouvera-t-il un meilleur nom un jour.. ? qui sait...). Merci Hugo pour toutes ces *carottes* et ces *lets*, je laisse la table entre de bonnes mains.

Je tiens également à remercier les membres de l'APEM section badminton pour tous ces matchs le mercredi midi qui m'ont permis de me détendre et de me maintenir en forme ! Pierrick je te confie les clefs et les volants, prends en soin..

Finalement, Merci à ma famille pour leur affection et leur soutien ! Merci aussi à Yoonah pour ton soutien malgré les quelques milliers de kilomètres !

MERCI

"Le projet se révèle seulement quand il prend fin,
le voyage commence lorsqu'il s'achève."
Benjamin Pelletier

"A l'instar des roses ou des diamants,
les vagues sont des objets immuables de la nature."
William Finnegan

Résumé

La Méditerranée occidentale est particulièrement touchée en automne par des événements fortement précipitants. Ces épisodes caractérisés par des vents forts en mer et de fortes pluies en peu de temps peuvent entraîner d'importantes inondations ainsi que des phénomènes de vagues-submersions. Ces travaux de thèse ont pour but de progresser vers la prévision intégrée à courte échéance de ces événements via la modélisation couplée pour une meilleure représentation des processus à l'interface air-mer. La méthodologie mise au point ici consiste à étudier l'impact d'une représentation réaliste des débits pour l'océan superficiel, puis d'examiner l'impact d'une meilleure prise en compte de l'état de mer, notamment au travers du couplage.

Dans une première partie, nous avons évalué la sensibilité à différentes représentations du débit dans le modèle d'océan NEMO durant la campagne HyMeX (SOP1, automne 2012). Pour cela, deux configurations océaniques ont été utilisées, WMED (1/36°) couvrant la méditerranée occidentale et une nouvelle configuration : NW MED (1/72°) couvrant la méditerranée nord-ouest. Trois forçages de débits sont utilisés : une climatologie mensuelle ainsi que des observations journalières et horaires de débits. Les résultats ont montré localement un impact significatif sur la stratification océanique lorsque les observations de débits sont utilisées comparé à la climatologie. La salinité de surface est modifiée ainsi que la couche de mélange, plus fine, car délimitée par une halocline bien marquée.

Dans la deuxième partie de la thèse, nous nous sommes intéressés à un épisode méditerranéen survenu entre le 12 et le 14 octobre 2016 dans le sud de la France. Afin d'étudier le rôle de l'état de mer dans les échanges air-mer un ensemble de simulations numériques a été fait avec le modèle atmosphérique kilométrique de Météo-France AROME - incluant la paramétrisation des flux turbulent WASP - forcé ou couplé avec le modèle de vagues WaveWatchIII. Les résultats ont montré que la prise en compte de l'état de mer avait un impact significatif sur les basses de couches de l'atmosphère en réduisant notamment la vitesse du vent de surface et en modifiant les prévisions des précipitations en mer, particulièrement leurs localisations.

Dans la troisième partie de la thèse, nous avons évalué l'apport du couplage océan-atmosphère-vagues sur le cas d'étude d'octobre 2016. Afin de pouvoir identifier et quantifier les impacts du couplage, des simulations couplées océan-atmosphère-vagues ont été réalisées à l'aide du système couplé NEMO-AROME-WaveWatchIII et comparées aux simulations couplées atmosphère-vagues et océan-atmosphère. Les résultats montrent d'abord une sensibilité de la prévision aux couplages, et que le couplage interactif avec l'océan conduit à des modifications dans l'alimentation en chaleur et humidité des systèmes fortement précipitants, tandis que le couplage avec un modèle de vagues conduit principalement à modifier la dynamique en basses couches. Ces résultats ont finalement été mis en parallèle avec des tests de sensibilité à la paramétrisation des flux turbulents de surface. Il en ressort que le choix de la paramétrisation des flux turbulents peut avoir un impact de même ampleur voire plus important sur la prévision de l'épisode méditerranéen que le couplage avec un océan interactif, alors que l'effet dynamique n'est produit qu'en considérant le forçage/couplage des vagues.

Abstract

The Western Mediterranean Sea area is frequently affected in autumn by heavy precipitation events (HPEs). These episodes, characterized by strong offshore low-level winds and heavy rain in a short period of time, can lead to severe flooding and wave-submersion events. This thesis work aims to progress towards integrated short-range forecast system via coupled modeling for a better representation of the processes at the air-sea interface. The methodology consists in studying the impact of a realistic representation of freshwater flow into the ocean, then examining the impact of better taking into account the sea state, particularly through coupling.

In a first part, we evaluated the sensitivity to different river flow representations in the NEMO ocean model during the HyMeX campaign (SOP1, fall 2012). For this purpose, two ocean configurations were used, WMED ($1/36^\circ$) covering the Western Mediterranean Sea and a new configuration : NWMED ($1/72^\circ$) covering the Northwestern Mediterranean Sea. Three river discharge forcings are used : a monthly climatology as well as daily and hourly observations. The results showed a significant local impact on the ocean stratification when river discharge observations are used compared to climatology. The surface salinity is modified as well as the mixing layer, becoming thinner, delimited by a well marked halocline.

Secondly, we focused on a HPE that occurred between October 12 and 14, 2016 in the south of France. In order to study the role of sea state in air-sea exchanges, a set of numerical simulations was carried out with the Météo-France AROME kilometric atmospheric model - including the turbulent sea surface fluxes parameterization WASP - forced or coupled with the WaveWatchIII wave model. The results showed that taking sea state into account has a significant impact on the lower levels of the atmosphere, reducing the surface wind speed and modifying the precipitation forecast over sea, particularly the location.

In the third part of the thesis, we evaluated the contribution of ocean-atmosphere-wave coupling. In order to identify and quantify the coupling impacts, coupled ocean-atmosphere-wave simulations were performed using the coupled NEMO-AROME-WaveWatchIII system and notably compared to coupled atmosphere-wave and ocean-atmosphere simulations. The results showed, first of all, that the forecast is sensitive to coupling, and that the interactive coupling with the ocean leads to significant changes in the heat and moisture supply of HPE, while coupling with a wave model mainly leads to changes in the low-level dynamics. These results were finally compared with atmospheric sensitivity tests to the turbulent sea surface fluxes parameterization and to SST. It emerges that the choice of the parameterization can be of great importance for the HPE forecast as large as the coupling with an interactive ocean, whereas the dynamic effect is only produced by considering waves forcing/coupling.

Table des matières

Remerciements

Résumé

Abstract

Introduction	1
1 État de l'art	7
1.1 Épisodes méditerranéens	7
1.2 Circulation en Méditerranée occidentale	9
1.3 Fleuves et dynamique océanique	10
1.4 Interactions à l'interface air-mer	12
1.4.1 Interactions Océan-Atmosphère	12
1.4.2 Interactions Vagues-Atmosphère	14
1.5 Modélisation couplée à fine échelle	15
1.6 Questions scientifiques	17
2 Les outils de modélisation et couplages	19
2.1 Modèle océanique NEMO	19
2.2 Modèle de vagues WaveWatch III	22
2.3 Modèle atmosphérique AROME	23
2.4 Modèle de surface SURFEX	25
2.4.1 Flux turbulents à l'interface air-mer	25
2.4.1.1 Equations bulk	26
2.4.1.2 Prise en compte de l'état de mer	28
2.5 Couplages	29
I Amélioration de la représentation des débits des fleuves	31
I.1 Forçage des débits et descriptions des simulations	33
I.1.1 Jeux de données de débits	33
I.1.1.1 Climatologie	34
I.1.1.2 Débits observés	34
I.1.2 Protocole expérimental	35
I.2 "Impact of the representation of the freshwater input in the Western Mediterranean Sea"	37
I.2.1 Résumé de l'article	37
I.2.2 Article	38
I.2.3 Supplément	56
I.2.4 Discussion et conclusion	66

II Échanges et mécanismes à l'interface air-mer et impact de la représentation de l'état de mer dans la prévision du temps	71
II.1 Événement fortement précipitant du 12-14 octobre 2016	73
II.1.1 Description du cas d'étude	73
II.1.1.1 Situation synoptique	73
II.1.1.2 Caractéristiques de l'événement	73
II.1.1.3 Conséquences de l'événement	75
II.1.2 Protocole de simulations Atmosphère - Vagues	77
II.2 "Characterization of the air-sea exchange mechanisms during a Mediterranean heavy precipitation event using realistic sea state modelling"	81
II.2.1 Résumé de l'article	81
II.2.2 Article	82
II.2.3 Discussion et conclusion	108
III La modélisation couplée Océan - Atmosphère - Vagues à haute résolution	113
III.1 Modélisation couplée océan-atmosphère-vagues	115
III.1.1 L'océan dynamique de NEMO-NWMED72	115
III.1.2 Expériences numériques	116
III.1.3 Méthode	118
III.2 Analyse de sensibilité au couplage	121
III.2.1 Impact sur le flux de quantité de mouvement et la dynamique des basses couches	121
III.2.1.1 Stress	121
III.2.1.2 Vent	123
III.2.2 Échanges de chaleur et environnement en basses couches	126
III.2.3 Précipitations	129
III.2.4 Impact sur l'état de mer	133
III.2.5 Validation du compartiment océanique	135
III.2.6 Impact du forçage des fleuves	139
III.3 Discussions et conclusion	143
Conclusions et perspectives	151
Bibliographie	157
A AMS 21st Air-Sea Interaction - Résumé long	175
B Scores supplémentaires pour la validation du compartiment océanique	183
C Glossaire	185

Introduction

Épisodes Méditerranéens et enjeux

La région méditerranéenne est régulièrement touchée par des événements de pluies intenses. Caractérisés par d'important cumuls de précipitation (supérieur à 100-200 mm) en une période de temps très courte (< 24h) entraînant parfois des phénomènes de "crues-éclair". Ces pluies intenses sont souvent accompagnées de forts vents (rafales à plus de 100 km/h) et d'un risque de submersion marine pour les régions côtières avec la génération de fortes houles entraînant une montée des eaux soudaine. Ces épisodes sont ainsi extrêmement violents et provoquent de nombreux dégâts, humains et matériels (*e.g.* Llasat et al., 2013, Petrucci et al., 2018). Ces épisodes mettent notamment en jeu de fortes interactions entre les différents milieux, *i.e.* atmosphère-hydrologie-océan-vagues, et représentent des enjeux multiples pour la prévision en particulier pour ce qui concerne la mise en place de la Vigilance mais aussi pour la prévention, l'information et la mise en place des mesures de sécurité qui s'imposent lors de ces phénomènes météorologiques dangereux (Fig. 1).

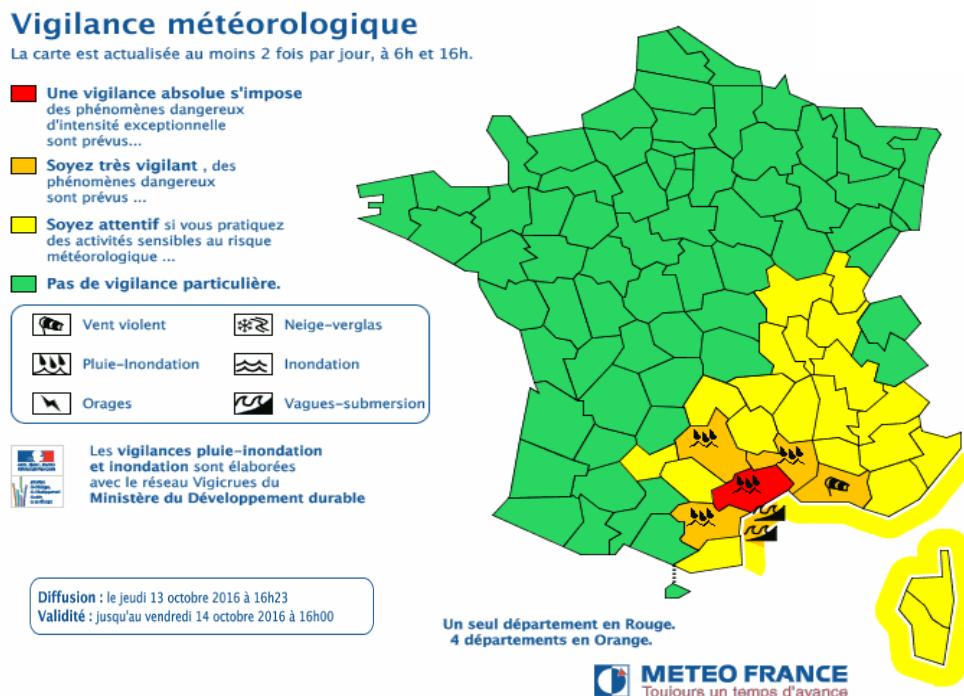


FIGURE 1 – Carte de Vigilance produite par Météo-France pour le 13 octobre 2016 à partir de 1623UTC, ©Météo-France.

Ces épisodes sont particulièrement fréquents en automne lorsque la mer Méditerranée est encore chaude et constitue un important réservoir d'énergie et d'humidité pour les systèmes fortement précipitants. La mer Méditerranée est une mer semi-fermée située aux moyennes latitudes, entre 5.5°W et 36°E en longitude et entre 30°N et 45°N en latitude. Les seuls échanges d'eau sont concentrés au détroit de Gibraltar avec l'océan Atlantique et au détroit de Bosphore avec la mer Noire. Concernant les échanges avec l'atmosphère, la Méditerranée est qualifiée de bassin de concentration, c'est-à-dire que l'évaporation domine son bilan hydrologique ce qui conduit à une densification des eaux entrant à Gibraltar. Constituée de deux principaux bassins séparés par le détroit de Sicile, nous nous intéresserons, dans cette étude, plus particulièrement à son bassin occidental (illustré par la Figure 2). Sa configuration géographique est marquée par de nombreuses chaînes de montagnes (*i.e.* les Alpes, les Pyrénées, les Apennins, l'Atlas), à son pourtour, qui influencent largement le climat de cette région. Les reliefs favorisent notamment le déclenchement de la convection proche des côtes et contraignent l'écoulement atmosphérique de basses couches conduisant fréquemment à des conditions favorables à la mise en place d'un fort vent marin alimentant les systèmes fortement précipitants (Nuissier et al., 2011). Le phénomène de crue rapide est quant à lui intensifié d'une part du fait des pluies intenses tombant sur de petits bassins versants, constituant le pourtour de la Méditerranée, caractéristiques de cette région et d'autre part, du fait de l'urbanisation et de l'évolution de la démographie, toujours en progression dans les régions côtières, amplifiant le ruissellement et la montée des eaux.

Le sud-est de la France est particulièrement touché par ces événements avec, pour certaines régions, l'occurrence en moyenne d'au moins 2 épisodes dépassant les 200 mm en 24h. De nombreux épisodes ont ainsi été recensés sur la période 1958-2016 et

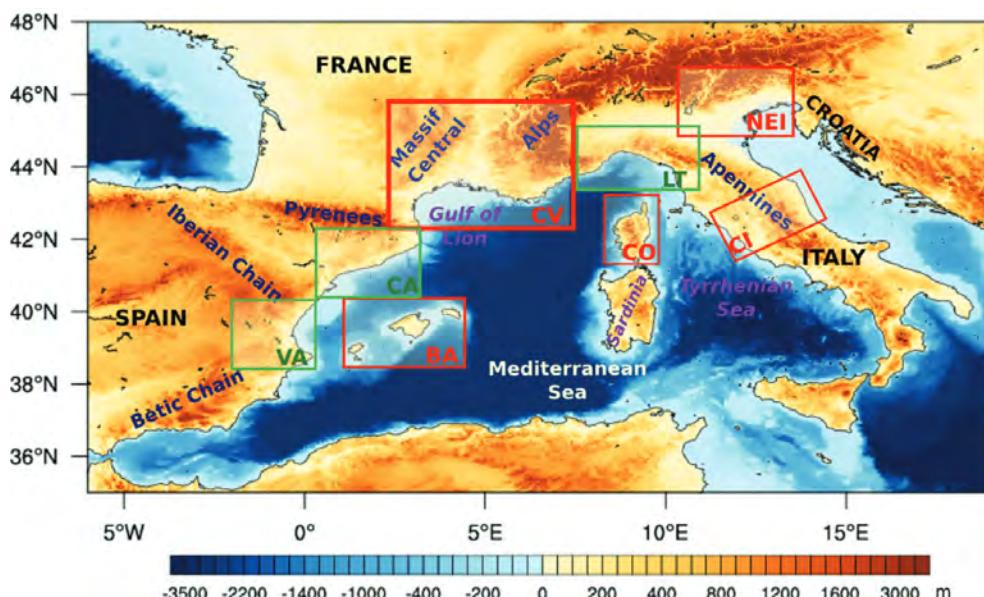


FIGURE 2 – Topographie du bassin méditerranéen occidental illustré par le domaine de la SOP1 du programme HyMeX avec les zones d'étude ciblées : les îles Baléares (BA), la Catalogne (CA) et la région de Valence (VA) en Espagne ; la région Cévennes-Vivarais (CV) et la Corse (CO) en France ; L'Italie centrale (CI), la Ligurie-Toscane (LT) et le Nord-Est Italie (NEI) en Italie. Figure extraite de Ducrocq et al., 2014.

sont illustrés sur la Figure 3. Nous pouvons par exemple citer le cas de Cannes le 3 et 4 octobre 2015. Lors de cet évènement, l'ouest des Alpes-Maritimes est touché avec un cumul de 195 mm à Cannes dont plus de 175 mm en 2h ou encore 178 mm à Mandelieu dont plus de 156 mm en 2h avec des rafales de 80 à 90 km/h. Ces forts cumuls tombés en très peu de temps ont généré des crues exceptionnelles des fleuves côtiers (*e.g.* Siagne, Brague) qui ont provoqué de larges inondations. Les dégâts matériels causés ont été estimés à plus de 300 millions d'euros et 20 personnes ont perdu la vie durant cet événement.

Plus récemment, à l'automne 2018, le département de l'Aude a connu un épisode fortement précipitant entre le 14 et le 15 octobre. Le cumul de précipitation a atteint à Trèbes plus de 300 mm en seulement 12h. Ces pluies intenses ont entraîné une réaction très rapide des cours d'eau affluents de l'Aude, qui lui, a observé une crue centennale enregistrant une hauteur d'eau d'environ 7,66 m pour un débit maximum de $\sim 1\ 100 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ($\sim 46 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en temps normal). En plus des précipitations, un renforcement du vent de sud-est avec des rafales à plus de 90-100 km/h a été observé générant de fortes vagues avec des hauteurs de plus de 3 m provoquant des submersions marine et amplifiant le phénomène de crue en bloquant l'écoulement des fleuves dans la mer. Cet épisode a provoqué d'importants dégâts matériels dans la région, à hauteur de plus de 220 millions d'euros, et a malheureusement coûté la vie à 15 personnes.

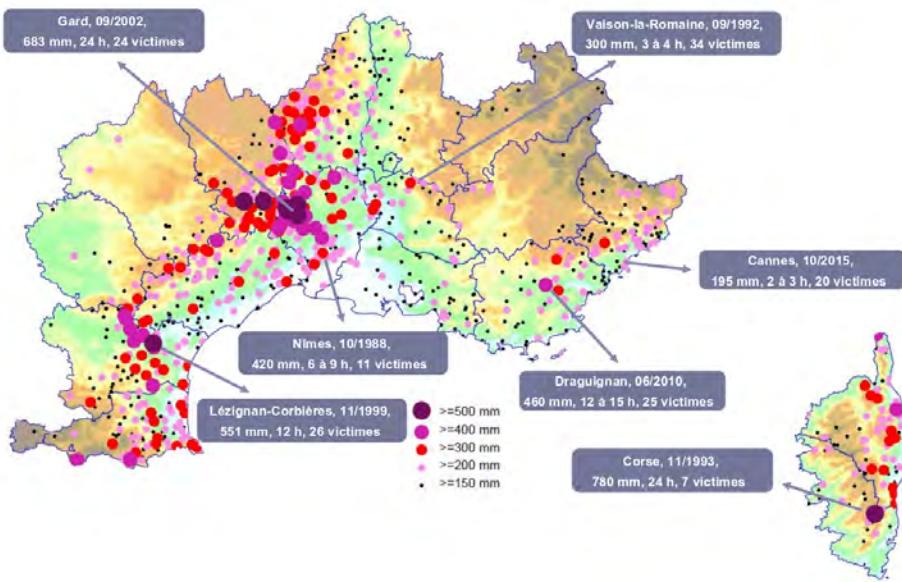


FIGURE 3 – Distribution géographique des épisodes avec des cumuls de précipitations de plus 150 mm en 24h (période 1958-2016), ©Météo-France.

Les autres régions du bassin méditerranéen occidental sont également touchées par ces épisodes méditerranéens, notamment les côtes espagnoles et les îles Baléares mais aussi l'Italie particulièrement dans la région de Ligurie (*e.g.* Romero et al., 2014, Buzzi et al., 2014).

L'étude récente de Ribes et al., 2018, a analysé l'évolution des précipitations sur les côtes méditerranéennes françaises entre 1962 et 2015 et a ainsi montré une tendance à l'intensification des ces fortes pluies (+22% sur les maxima annuels de cumuls quotidiens) et également une augmentation de fréquence dans les événements les plus forts, *i.e.* ceux dépassant le seuil de 200 mm en 24h. De plus, les études de Jacob et al., 2014 et Tramblay et Somot, 2018 sur l'évolution future de ces précipitations ont

montré une augmentation, notamment de leur intensité et ce, sur la partie nord du bassin méditerranéen.

Programme HyMeX

Le projet international HyMeX (*Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment*, Drobinski et al., 2014) vise à étudier et mieux comprendre le cycle hydrologique en Méditerranée. L'un des objectifs importants du programme vise en particulier à améliorer la prévisibilité des événements hydro-météorologiques intenses.

Dans le cadre du programme, de nombreuses observations ont été collectées. Entre 2011 et 2015 une période d'observation renforcée (EOP, *Enhanced Observation Period*) a été mise en place durant laquelle deux campagnes spéciales de mesures (SOP pour *Special Observation Period*) furent organisées en Méditerranée occidentale : la SOP1 à l'automne 2012 (Ducrocq et al., 2014, Fig. 2) et la SOP2 à l'hiver 2013 (Estournel et al., 2016a). La SOP1, correspondant à une des périodes d'étude de cette thèse, s'est déroulée du 5 septembre au 6 novembre 2012 et était particulièrement dédiée à la documentation d'événement fortement précipitants (HPE, *Heavy Precipitation Event*) et aux crues rapides avec le déploiement de plus de 200 instruments déployés aussi bien sur terre, dans les airs et en mer (Ducrocq et al., 2014).

Objectifs de la thèse et organisation du mémoire

Les enjeux sociétaux liés à la prévision de la localisation et de l'intensité de ces systèmes précipitants sont ainsi cruciaux. Il est donc nécessaire d'avoir une meilleure compréhension des épisodes méditerranéens afin d'en améliorer la prévision. Par ailleurs, il apparaît de plus en plus important d'appréhender l'ensemble des différents aspects (hydrologie, vent fort et état de mer) qui accompagnent ces phénomènes météorologiques intenses.

Le travail de thèse présenté ici a pour but de progresser dans la mise au point de systèmes de prévisions intégrés en s'intéressant notamment aux interactions air-mer au travers de cas d'étude d'événement de pluies intenses. Il cherche dans un premier temps à plus finement prendre en compte l'impact des fleuves sur la modélisation de l'océan superficiel. Dans un second temps, il cherche, au travers d'une nouvelle paramétrisation des flux turbulents de surface à évaluer l'impact des vagues sur l'atmosphère mais également l'apport du couplage Océan - Atmosphère - Vagues pour la prévision à courte échéance et à fine échelle de ces épisodes méditerranéens.

Mon travail de thèse a donc pour objectif :

- d'étudier la sensibilité de la surface océanique à une meilleure représentation des débits des fleuves dans un modèle de circulation océanique notamment en évaluant l'impact des pics de crues lors d'événements de pluies intenses en Méditerranée.
- d'examiner finement les interactions air-mer en jeu au cours d'un épisode fortement précipitant et d'évaluer l'impact de la prise en compte de l'état de mer et du couplage Atmosphère – Vagues sur la prévision numérique du temps.
- d'identifier et de quantifier les différents processus couplés en jeu lors d'épisodes fortement précipitant en Méditerranée à l'aide d'un système de prévision

tri-couplé Océan - Atmosphère – Vagues à haute résolution avec pour but de hiérarchiser les différents impacts de la surface océanique et des couplages.

Tout d'abord dans le Chapitre 1, un état de l'art des connaissances sera donné sur les épisodes méditerranéens, sur l'influence des fleuves sur l'océan, sur les interactions air-mer et pour finir sur l'état actuel de la modélisation régional couplée. Une description des outils de modélisation océanique (NEMO), atmosphérique (AROME) et de vagues (WaveWatchIII) ainsi que le fonctionnement des couplages et la nouvelle paramétrisation des flux turbulents de surface utilisée sera faite dans le Chapitre 2.

Ensuite, le manuscrit sera divisé en trois grandes parties :

- I : L'amélioration de la représentation des débits des fleuves dans les modèles de circulation océanique. Le Chapitre I.1 décrit le protocole expérimental et les différentes simulations réalisées. Ensuite, le Chapitre I.2 présente la validation des simulations et les résultats des expériences de sensibilité à différents forçage de débit sur la période de la SOP1 et apporte une conclusion à ces résultats.
- II : La caractérisation des échanges air-mer et l'impact de la représentation de l'état de mer dans la prévision du temps. Le Chapitre II.1 décrit le cas d'étude choisi pour cette Partie, un épisode méditerranéen survenu mi-octobre 2016 dans le sud de la France, ainsi que les simulations réalisées avec AROME et WaveWatchIII. Dans le Chapitre II.2, les interactions air-mer durant l'évènement sont analysées aux travers des résultats des simulations forcées et couplées Atmosphère - Vagues et utilisant une nouvelle paramétrisation des flux turbulents de surface. Une conclusion est apportée en fin de chapitre.
- III : L'apport de la modélisation couplée Océan-Atmosphère-Vagues à haute résolution. Dans le Chapitre III.1 sont présentées les objectifs liés au tri-couplage ainsi que les expériences numériques couplées réalisées. Le Chapitre III.2 présente à l'aide d'une analyse de sensibilité les principaux résultats sur la quantification des impacts du couplage des vagues comparé aux impacts du couplage de l'océan avec l'atmosphère. Le Chapitre III.3 conclura sur ces travaux.

Pour finir, une conclusion générale et des perspectives sur ces travaux de thèse seront apportées et termineront le manuscrit.

1 | État de l'art

Ce chapitre dresse un état de l'art des connaissances autour des thématiques évoquées dans ces travaux de thèse, tout d'abord concernant les épisodes méditerranéens et les caractéristiques de leur formation. Puis, après avoir rappelé les éléments principaux de la circulation océanique de surface en Méditerranée occidentale, nous nous pencherons sur l'impact des fleuves et leurs représentations dans les modèles numériques. Nous nous intéresserons ensuite aux interactions air-mer, au cœur des épisodes méditerranéens, en détaillant les interactions océan-atmosphère et les interactions vagues-atmosphère. Puis, nous présenterons un état de l'art de la modélisation couplée à fine échelle notamment dans le contexte d'événements météorologiques intenses et de leur prévision. En regard de cet état de l'art, nous présenterons finalement les objectifs scientifiques de la thèse.

1.1 Épisodes méditerranéens

La thèse s'intéresse aux événements fortement précipitants (ou HPEs, pour *Heavy Precipitation Events*) qui affectent fréquemment en automne la région méditerranéenne et qui font partie des risques naturels majeurs dans cette région. Le sud de la France est particulièrement touché par ces HPEs notamment la région des Cévennes et le Languedoc-Roussillon, mais également la Côte d'Azur et la Corse. Au fil des ans de nombreux cas ont été recensés et étudiés. Parmi eux, on peut citer les cas en France de l'Aude en novembre 1999 avec des cumuls de plus de 500 mm en 24h (Ducrocq et al., 2003) et du Gard en septembre 2002 avec des cumuls jusqu'à 700 mm en 24h (Delrieu et al., 2005). L'ensemble du pourtour méditerranéen occidental est affecté par ces événements, avec par exemple les cas en Ligurie (Italie) en novembre 2011 avec plus de 500 mm en 14h (Silvestro et al., 2012) et en Catalogne (Espagne) en juin 2000 avec plus de 200 mm en 6h (Llasat et al., 2003).

Les conditions synoptiques favorables à la formation de tels systèmes précipitants ont été étudiées notamment par Nuissier et al. 2011 qui en analysant les périodes automnales de 1960 à 2000 ont mis en évidence quatre situations différentes menant à des HPEs. Parmi elles, deux situations sont particulièrement favorables aux HPEs dans le sud de la France en représentant plus de 75% des cas : *Cyclonic SouthWesterly* (CSW) et *Cyclonic Southerly* (CS). Dans les deux cas, en altitude (500 hPa) les conditions sont proches, caractérisées par une dépression centrée proche de l'Irlande avec un thalweg qui se prolonge des îles Britanniques en Espagne. Ce qui diffère plus largement sont les conditions en basses couches et les sources d'humidité. Dans les situations CSW, le flux de basses couches provient du sud-ouest et de l'océan Atlantique à travers le détroit de Gibraltar et la source d'humidité provient essentiellement de la région des Baléares. Les situations CS sont caractérisées par un flux de sud-est en basses couches

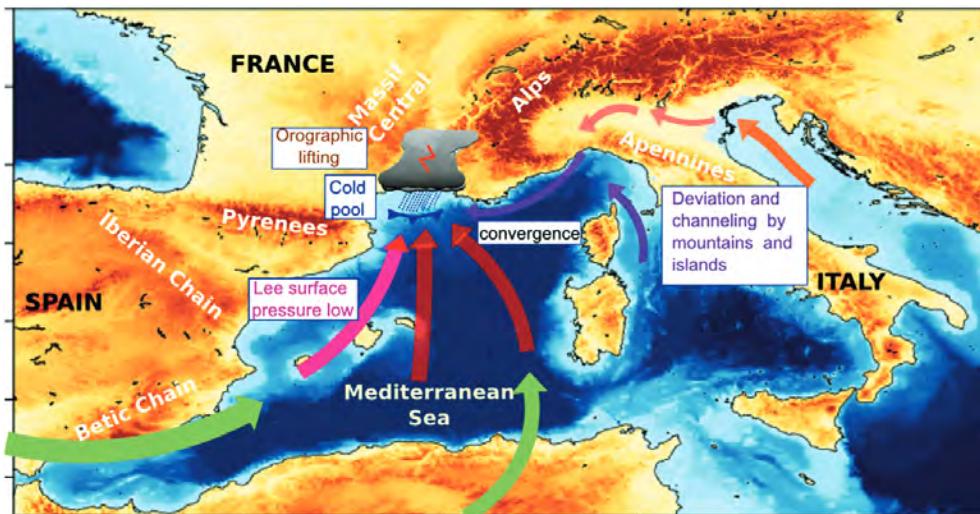


FIGURE 1.1 – Schéma des mécanismes principaux impliqués dans la formation d’HPEs en Méditerranée occidentale. Figure extraite de Ducrocq et al. (2016).

en provenance de la Tunisie qui se charge en humidité en passant au-dessus de la mer. Nous noterons également que dans la classe CS, une dorsale importante sur l’Europe Centrale renforce la convergence des flux vers le golfe du Lion.

Dans les deux cas, les flux inconditionnellement instables de basses couches jouent un rôle majeur dans la formation d’HPE. Plusieurs mécanismes de soulèvement des masses d’air instables entraînant la convection ont été identifiées (Ducrocq et al., 2008, Ducrocq et al., 2016) :

- Le soulèvement orographique, où, à la rencontre de reliefs les masses d’air d’air chaudes et humides s’élèvent.
- La convergence des vents en basses couches qui entraîne des mouvements ascendants. La convergence peut résulter de la situation synoptique mais également être générée par des flux de contournement liés aux reliefs et aux îles, ou encore être amplifiée par des circulations atmosphériques secondaires (Duffourg et al., 2018).
- La formation de plage froide sous orage résultant de l’évaporation des précipitations, qui, en jouant le rôle de relief virtuel, va forcer le soulèvement des masses d’air instables.

La Figure 1.1 illustre schématiquement ces différents mécanismes de soulèvement en Méditerranée occidentale. Selon les caractéristiques de chaque situation (vitesse du vent, instabilité, humidité) les mécanismes impliqués sont différents et parfois combinés (*e.g.* Mastrangelo et al., 2011, Rebora et al., 2013, Davolio et al., 2016). Le plus souvent, les fortes précipitations sont produites par des systèmes convectifs de mésoscale (MCS, Mesoscale Convective System) quasi-stationnaires. La stationnarité de ces systèmes est due au relâchement de l’instabilité convective au même endroit sur plusieurs heures du fait d’une évolution lente des conditions de basses couches, ce qui conduit à des cumuls de précipitations très importants et très localisés. La mer Méditerranée joue donc un rôle important, premièrement en étant un réservoir de chaleur et d’humidité qui alimente le flux instable de basses couches. Duffourg et Ducrocq (2011) ont ainsi montré que, suivant les conditions atmosphériques, la Méditerranée pouvait contribuer à alimenter en humidité de 40% à 60% les flux de basses couches et

ce particulièrement en automne alors que la mer est encore chaude. Plus récemment, Meroni et al. (2018a,b) ont montré que la stratification verticale océanique constraint le refroidissement de la couche mélangée océanique et donc les échanges air-mer, et, que les structures océaniques fines (tourbillons, méandres, filaments) peuvent modifier la convergence en basses couches par un mécanisme de transfert vertical de quantité de mouvement. Ainsi, en plus d'un rôle thermodynamique, il existe dans ces situations des effets non-négligeables de la dynamique océanique.

1.2 Circulation en Méditerranée occidentale

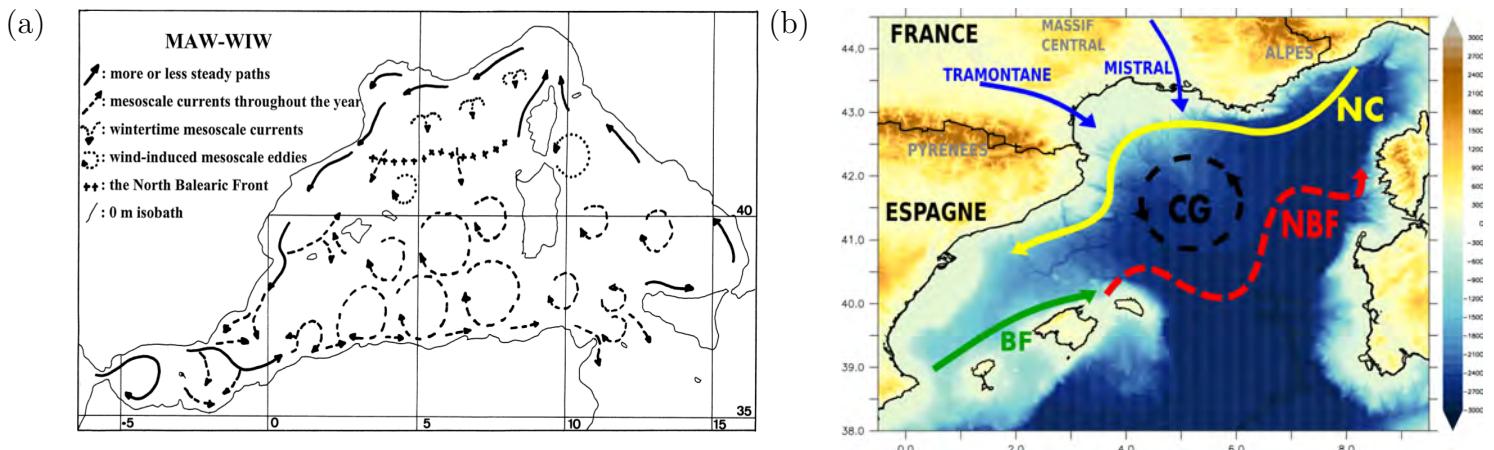


FIGURE 1.2 – (a) Circulation des eaux Atlantique de surface (MAW, pour *Modified Atlantic Water*) et sub-surface (WIW pour *Western Intermediate Water*) dans le bassin méditerranéen occidental. Figure extraite de Millot (1999) ; (b) Circulation océanique de surface en Méditerranée nord-occidentale : NC : Courant Nord ; NBF : Front Nord Baléares ; BF : Front Baléares ; CG : Gyre Cyclonique. Les flèches bleues représentent les principaux vents régionaux.

La circulation océanique en Méditerranée est largement documentée et des schémas illustrant cette circulation des masses d'eau ont été proposés et fréquemment mis à jour (*e.g.* Millot, 1999, Millot et Taupier-Letage, 2005). La circulation générale en Méditerranée est pilotée par l'entrée des eaux Atlantique froides et peu salées à Gibraltar qui ensuite suivent un circuit cyclonique engendrant au passage des méandres et des tourbillons, tout en se densifiant progressivement par action principalement de l'évaporation (Bormans et al., 1986, Mariotti et al., 2002).

La Figure 1.2a les détails de la circulation océanique dans le bassin méditerranéen occidental. Passé le détroit de Gibraltar et la mer d'Alboran, les eaux Atlantique forment le Courant Algérien longeant les côtes africaines de manière plus ou moins stable avec la formation de tourbillons. Au détroit de Sicile les eaux Atlantique se séparent en deux branches, une qui va continuer dans le bassin oriental et l'autre qui va continuer le long des côtes italiennes au nord de la Sicile vers la mer Tyrrhénienne. Arrivées en mer Ligure les eaux Atlantique forment le Courant Nord (NC ou courant Liguro-Provençal) qui va longer les côtes françaises puis espagnoles. La circulation de surface est largement influencée par la bathymétrie complexe de la Méditerranée (Testor et al., 2005) ainsi que par les forts régimes de vent (Pinardi et Navarra, 1993).

Les reliefs importants qui bordent la Méditerranée occidentale génèrent en effet des vents régionaux tels que le Mistral entre les Alpes et le Massif Central, la Tramontane entre le Massif Central et les Pyrénées. Ces vents continentaux du nord et nord-ouest, respectivement, amènent des masses d'air froides et sèches au-dessus de la mer Méditerranée entraînant de fortes pertes de chaleur et d'eau par évaporation, pouvant parfois conduire à la formation d'eaux denses (Schott et al., 1996, Marshall et Schott, 1999). Ce phénomène hivernal de formation d'eau dense (souvent associé à de la convection océanique profonde) possède de fortes variations inter-annuelles et fait l'objet de nombreuses études (*e.g.* Somot et al., 2016, Estournel et al., 2016b, Seyfried et al., 2017) et campagnes de mesures (Testor et al., 2018).

Dans la partie nord du bassin occidental (Fig. 1.2b), la circulation s'organise finalement en un gyre cyclonique (GC) dans le golfe du Lion, limité au nord par le Courant Nord et au sud par le Front Nord Baléares (NBF) qui représente la limite des eaux Atlantiques entrantes, relativement chaudes et peu salées, avec celles, froides et plus salées, au centre du gyre. La dynamique de ce front est sensible aux processus de méso-échelle et aux variations saisonnières (López García et al., 1994). Il est également influencé par les forts régimes de vents automnaux (Seyfried et al., 2019). La circulation de surface en Méditerranée nord-occidentale est ainsi particulièrement sensible aux échanges à l'interface air-mer, notamment au flux d'eau douce qui s'exprime comme l'évaporation moins la précipitation moins l'apport des rivières, et ce à l'échelle du sous-bassin comme à très fine échelle.

1.3 Fleuves et dynamique océanique

Le long des côtes les fleuves jouent un rôle très important. Les fleuves se déversent dans l'océan avec des propriétés dynamiques et thermohalines très différentes de l'océan ouvert. Plusieurs études ont montré que cet afflux d'eau douce créait une circulation locale liée aux processus dynamiques de transfert de ces eaux vers le large sous forme de panaches (*e.g.* Simpson, 1997, Brando et al., 2015). La morphologie et la dynamique des panaches sont principalement liés aux processus d'advection et de mélange à l'embouchure tandis que le transport le long de la côte est déterminé par plusieurs processus, notamment le mélange turbulent des couches stratifiées, le transport océanique, la marée et le forçage atmosphérique (*i.e.* vent), ainsi que les effets de Coriolis (*e.g.* Hetland, 2005, Otero et al., 2008, Horner-Devine et al., 2015). Otero et al. 2008 ont notamment mis en évidence sur la côte ouest portugaise l'impact de différents régimes de vents sur la dynamique des panaches des fleuves, identifiant des caractéristiques d'expansion ou de confinement du panache près des côtes en fonction du vent. Falcieri et al. 2014 ont montré, en étudiant le fleuve du Pô en mer Adriatique, que sur une longue durée (*i.e.* un mois), le forçage principal définissant la morphologie du panache était le débit du fleuve alors que sur une courte durée (*i.e.* quelques jours) le vent était le forçage dominant, surtout en cas d'événement de vent fort. La Figure 1.3 montre à partir d'une image satellite un exemple de morphologie et de dynamique du panache de l'Ebre. La structure du panache peut être définie en plusieurs zones dynamiques différentes, représentées schématiquement sur la Figure 1.4. Une zone "source" où l'initiation du panache est régit par la dynamique de l'estuaire, ensuite une zone de recirculation anticyclonique et finalement une zone au large où les eaux ont perdu la dynamique initiale du flux mais restent distinctes des eaux ambiantes.

Cet apport d'eau douce plus froide, va modifier la stratification aux abords des



FIGURE 1.3 – Image satellite du panache de l’Ebre en Espagne en mer des Baléares le 12 novembre 2017, ©Landsat 8 - NASA/U.S. Geological Survey.

embouchures et donc engendrer une diminution de la salinité (SSS) et de la température (SST) de surface. Brando et al. 2015 ont notamment montré à l'aide d'images satellites, des fronts de SST et de SSS marqués délimitant le panache des fleuves le long des côtes lors d'un épisode de crue en mer Adriatique en novembre 2014. Cet impact peut être transporté par les courants et avoir une influence au large (*e.g.* Tseng et al., 2016, Fournier et al., 2016). En Méditerranée occidentale le fleuve le plus influent est le Rhône qui se jette dans le golfe du Lion avec en moyenne un débit de $1700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Son panache peut s'étendre jusqu'à plusieurs kilomètres de son embouchure ($\sim 40 \text{ km}$) (Estournel et al., 1997) et peut fortement varier en fonction des conditions météorologiques et hydrologiques (*i.e.* vent, débit) (Broche et al., 1998, Estournel et al., 2001). Il est à noter également que, dans le golfe du Lion, qui est une des régions méditerranéennes les plus productives en termes de matières organiques en suspension, le Rhône représente 95% des apports continentaux (Sadaoui et al., 2016, Pruski et al., 2019).

La représentation des fleuves pour la modélisation océanique peut se faire de dif-

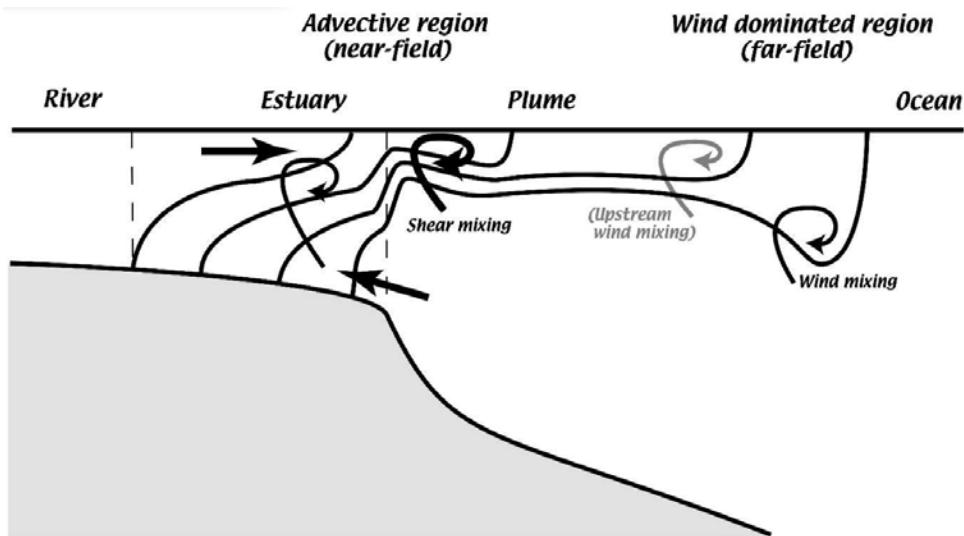


FIGURE 1.4 – Schéma de morphologie d'un panache de rivière représentant les différentes zones dynamiques et les principaux mécanismes de mélange, Figure extraite de Hetland (2005).

férentes façons. Plusieurs études ont comparé différentes représentations du flux d'eau douce (*e.g.* Roullet et Madec, 2000, Yin et al., 2010), les deux principales méthodes étant d'ajouter le flux d'eau comme un volume d'eau entrant au travers d'une frontière océanique ouverte, soit d'inclure dans l'équation de salinité un flux d'eau douce sans changer le volume d'eau (VSF pour Virtual Salt Flux). La première méthode, plus réaliste, est une des plus utilisées. Dans ces deux cas, le flux d'eau douce des rivières agit en surface ponctuellement à l'embouchure. Cependant il est également possible d'injecter le débit non pas uniquement à la surface mais sur une colonne d'eau. Sur des configurations expérimentales ou régionales, Schiller et Kourafalou 2010 et Herzfeld 2015 ont notamment étudié différentes approches d'injection du débit et ont montré un impact sur le panache et les processus de mélange proche des côtes. Plus particulièrement la distribution verticale du débit des fleuves sur plusieurs mètres permet de réduire les biais de salinité en surface (*e.g.* Tseng et al., 2016).

1.4 Interactions à l'interface air-mer

Les interactions air-mer sont variées (Fig. 1.5) et peuvent avoir une influence importante aussi bien sur le climat global et régional que sur des événements météorologiques intenses et localisés. Dans la suite nous nous concentrerons sur les interactions océan-atmosphère et vagues-atmosphère.

1.4.1 Interactions Océan-Atmosphère

Les interactions océan-atmosphère à grande échelle sont au cœur du système climatique. L'évolution océanique joue ainsi un rôle sur des phénomènes climatiques de grande ampleur tel que le phénomène ENSO (El Niño-Southern Oscillation) dans l'océan Pacifique (*e.g.* Glantz, 2001, McPhaden et al., 2006). Survenant irrégulièrement (intervalles de 3 à 7 ans) il se traduit par la variation de pression atmosphérique entre

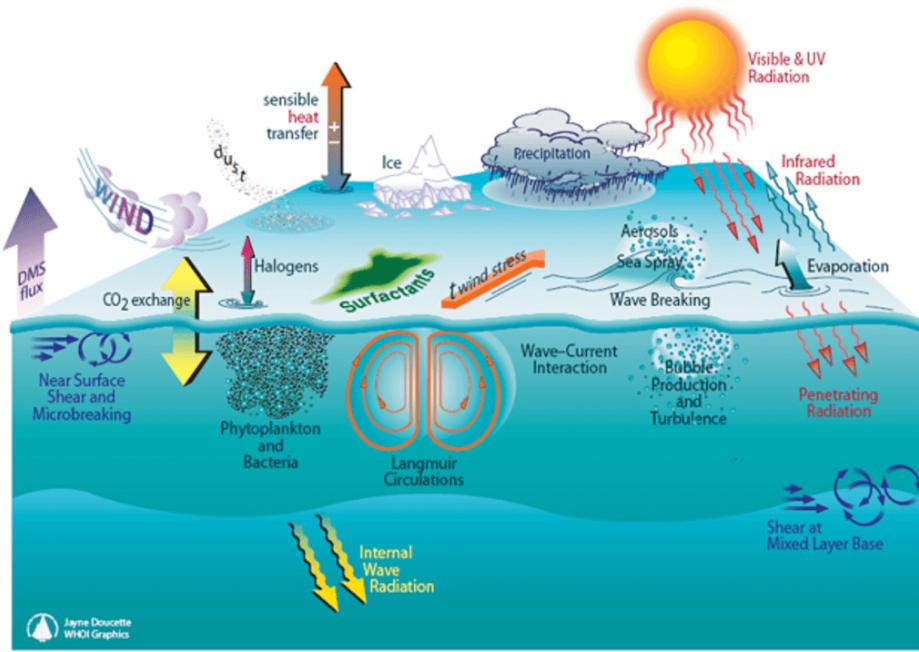


FIGURE 1.5 – Schéma d'illustration des différentes interactions air-mer, ©Woods Hole Oceanographic Institution.

l'est et l'ouest du Pacifique et une circulation océanique entraînant les eaux chaudes de surface, associé à de la convection et des précipitations, d'ouest en est. Il est alors observé des modifications de la couche de mélange océanique et des changements de position de la thermocline qui à leur tour conduisent à des changements affectant les régimes de vent et les précipitations. Ce phénomène est à l'origine de la mise en place de campagnes de mesures telles que TOGA-COARE (Webster et Lukas, 1992) en 1992 dans le but d'une meilleure compréhension des processus couplés océan-atmosphère.

Les cyclones tropicaux sont des événements météorologiques pour lesquels les interactions océan-atmosphère ont un rôle primordial (*e.g.* Chiang et al., 2011, Vincent et al., 2012, Jullien et al., 2014). De manière très générale, les cyclones puisent leur énergie de l'évaporation de la surface océanique entraîné par les vents forts. Les conditions océaniques favorables à leur développement sont : une température élevée ($>26^\circ\text{C}$) et ce, sur une profondeur suffisante ($\sim 50\text{ m}$). La forte quantité de mouvement injectée dans l'océan provoque d'importantes modifications de la couche de mélange océanique sous le cyclone entraînant un important refroidissement et finalement une rétroaction négative sur l'atmosphère pouvant provoquer une baisse d'intensité du cyclone.

La SST est un facteur clé qui contrôle les échanges océan-atmosphère dans ces situations. En Méditerranée, les études de Miglietta et al. 2011 et de Pytharoulis 2018 sur des cas de medicanes (pour "cyclone méditerranéen") survenus au sud de l'Italie ont montré une sensibilité à la SST. L'intensité du phénomène est notamment plus importante lorsque la SST est plus chaude. Plus généralement, les régimes de vents forts locaux (par exemple Mistral, Tramontane ou Bora) favorisent les échanges turbulents et l'évaporation, et donc le refroidissement et l'approfondissement de la couche de mélange en même temps que le réchauffement et l'humidification de la couche limite atmosphérique marine (CLAM). Ils peuvent également déclencher le phénomène d'upwelling côtier. Nous avons précédemment introduit l'influence de la mer sur les HPEs méditerranéens. De nombreuses études ont examiné l'impact de la

SST sur les HPEs dans la modélisation à fine échelle (*e.g.* Millán et al., 1995, Romero et al., 1998, Romero et al., 2014, Pastor et al., 2001, Pastor et al., 2015, Homar et al., 2003, Lebeaupin Brossier et al., 2006, Cassola et al., 2016, Stocchi et Davolio, 2017, Ivatek-Šahdan et al., 2018, Meroni et al., 2018b, Strajnar et al., 2019, Senatore et al., 2019). A titre d'exemples, Pastor et al. 2001 et Cassola et al. 2016 ont montré que l'utilisation de SST haute résolution provenant de données satellites permettait d'améliorer les prévisions des cumuls de précipitation en Espagne et en mer Ligure, respectivement. Pastor et al. 2015 a mis en évidence, à l'aide d'expériences modulant le champ de SST, les zones favorisant les échanges air-mer et donc l'extraction de chaleur et de vapeur d'eau alimentant les systèmes de fortes pluies dans la région de Valence. De même, Stocchi et Davolio 2017 et Ivatek-Šahdan et al. 2018 ont montré par des tests de sensibilité à la SST, un impact sur la localisation et l'intensité des précipitations sur différents événements fortement précipitants autour de la mer Adriatique.

Plus largement, le contenu thermique de la couche de mélange et la stratification verticale ont un rôle sur les HPEs (*e.g.* Lebeaupin Brossier et al., 2009b, Meroni et al., 2018a) alors que de fortes disparités à très fine échelle de ces paramètres sont présentes sur le bassin occidental en raison principalement de sa dynamique, au large comme en zone côtière. De plus, dans les cas de fortes précipitations en mer, des apports soudains d'eau douce impactent la SSS, la stratification verticale et la SST, créant ainsi de forts gradients localement (de la même manière que les fleuves). En conclusion, il apparaît important de mieux prendre en compte l'océan à fine échelle, en particulier sa structuration 3D et ses évolutions rapides pour la compréhension et la prévision des HPEs. Lebeaupin Brossier et al. 2013 et Berthou et al. 2014 ont montré sur des études de cas en Méditerranée nord occidentale que la réponse océanique suite à un événement de vent fort pouvait avoir une influence sur les HPEs qui s'ensuivent.

1.4.2 Interactions Vagues-Atmosphère

Les vagues, qui représentent l'interface dynamique entre l'océan et l'atmosphère jouent également un rôle important dans les échanges air-mer. Notamment, en affectant la rugosité de surface les vagues vont avoir un impact sur les flux turbulents de surface (*i.e.* le stress du vent, les flux de chaleur sensible et latente) (*e.g.* Kudryavtsev et Makin, 2007, Liu et al., 2011, Fisher et al., 2017). Dans le cas d'une mer du vent le stress induit par les vagues représente une large partie du stress total ce qui provoque une augmentation de l'effet d'entraînement de l'air (*i.e.* coefficient de traînée) et donc modifie le profil du vent et la dynamique des basses couches atmosphériques (Janssen, 1989, 1991, 1992, Donelan, 1990). La rugosité de surface impacte également les flux de chaleur et l'épaisseur de la couche limite atmosphérique (Doyle, 1995, 2002). Par exemple, un impact sur la structure thermodynamique et sur le transfert d'humidité affectant l'évolution d'un système convectif a récemment été mis en évidence par Varlas et al. 2018 avec l'utilisation d'un système couplé atmosphère-vague en Méditerranée. Thévenot et al. 2016 et Bouin et al. 2017 ont montré un impact sur la localisation des précipitations lors d'HPEs méditerranéens lorsque l'état de mer est pris en compte dans le calcul des flux turbulents de surface.

Les embruns marins jouent également un rôle important à l'interface air-mer. Ce phénomène résulte de l'extraction de gouttelettes liquides éjectées de la surface de la mer généralement en raison du déferlement des vagues et de phénomènes tels que l'entraînement des bulles et de l'écume (*e.g.* Veron, 2015, Fig. 1.6). L'effet des embruns



FIGURE 1.6 – Schéma illustrant les principaux mécanismes de génération des embruns : par éclatement de bulles expulsant des gouttelettes à la surface ou par éjection de la crête (lorsque le vent est suffisamment important). Figure extraite de Veron, 2015.

est significatif sur les échanges d'humidité et de chaleur à l'interface air-mer et a fait l'objet de plusieurs études (*e.g.* Andreas, 1992, Andreas et al., 1995, Kepert et al., 1999, Bao et al., 2000, Bao et al., 2011, Bianco et al., 2011, Wu et al., 2015). Li 2004 et Liu et al. 2012 ont mis en évidence au travers de simulations de cas idéalisés et réels de typhons dans l'océan Pacifique que la prise en compte de l'effet des embruns pouvait provoquer une augmentation des flux de chaleur latente (jusqu'à +40%) et une augmentation de l'intensité du vent de surface (jusqu'à +30%). De récentes études ont démontré l'important de formulations permettant de mieux prendre en compte les effets de l'état de mer et des embruns sur la rugosité et les flux turbulents de surface durant des événements extrêmes comme l'ouragan Arthur en 2014 (Garg et al., 2018) ou le medicane de 2006 (Rizza et al., 2018). Ils ont montré qu'inclure l'effet des vagues dans les modèles améliorait significativement les trajectoires simulées ainsi que l'intensité et la vitesse maximale du vent de la tempête.

1.5 Modélisation couplée à fine échelle

Au vu des fortes interactions à l'interface air-mer et leurs impacts significatifs sur les couches limites océanique et atmosphérique, de plus en plus de systèmes de modélisation couplés sont mis en œuvre pour l'étude des phénomènes atmosphériques. La modélisation couplée a été particulièrement utilisée pour l'étude des phénomènes extrêmes comme les cyclones tropicaux cités précédemment (*e.g.* Doyle, 2002, Liu et al., 2011, Zhao et al., 2017, Pianezze et al., 2018, Lengaigne et al., 2018) comme elle permet de mieux représenter les forts échanges air-mer associés. En Méditerranée la modélisation couplée à fine échelle (*e.g.* Pullen et al., 2006, 2007, Lebeaupin Brossier et al., 2009a, Renault et al., 2012, Berthou et al., 2016, Ricchi et al., 2016, Rainaud et al., 2017) a notamment été utilisée afin d'évaluer l'importance des interactions air-mer lors d'événements de vents forts (*i.e.* Mistral, Bora, medicane) ou lors d'HPEs. Rainaud et al. 2017 ont montré que le couplage entre le modèle d'atmosphère AROME (*Application of Research to Operations at MESoscale*) à 2,5 km de résolution et le modèle d'océan NEMO (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*) avec une résolution au 1/36° (~ 2,5 km), permettait de mieux représenter les processus intenses et rapides de refroidissement de la surface et de mélange de la couche océanique de surface. A

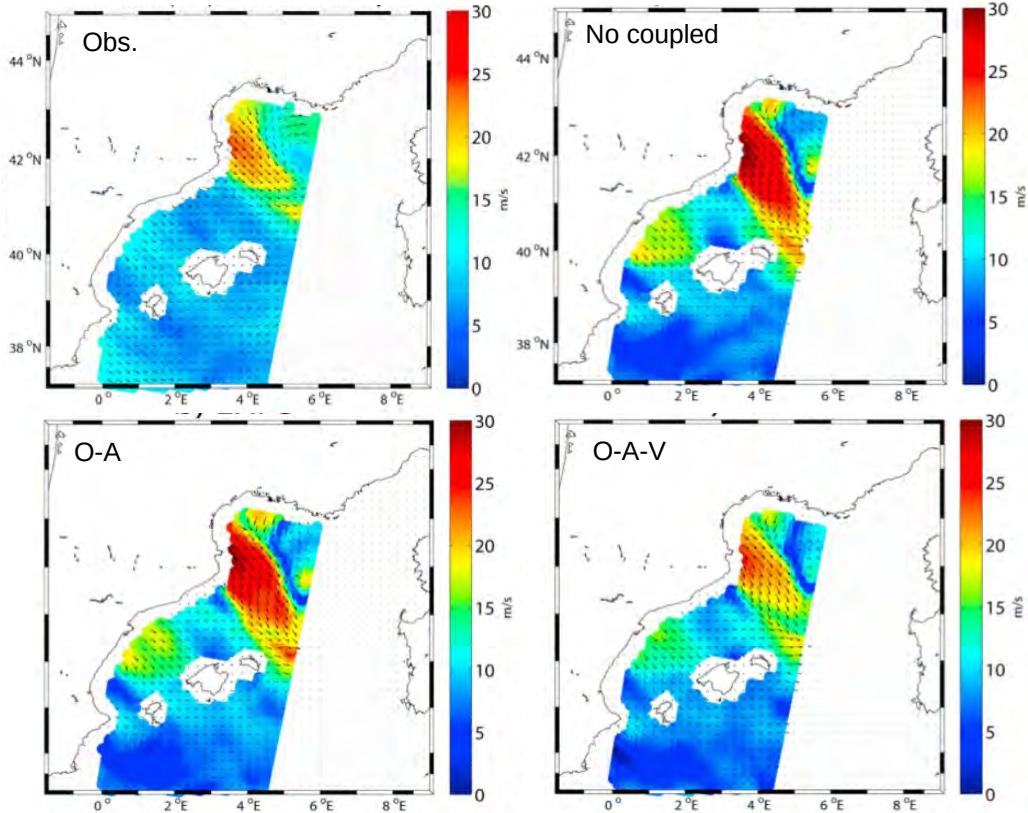


FIGURE 1.7 – (a) Vents de surface (m/s) observés par le satellite ASCAT le 4 mai 2010 à 0842UTC , les flèches représentent la direction du vent ; Vents de surface interpolés le 4 mai 2010 à 0842UTC, simulés (b) par l'atmosphère seul (WRF), (c) par le système couplé atmosphère-océan (WRF-ROMS) et (d) par le système couplé atmopshère-océan-vagues (WRF-ROMS-SWAN). Figures extraites de Renault et al., 2012.

l'aide du système couplé océan-atmosphère-vague COAWST (*Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport*, Warner et al., 2010) Renault et al. 2012 ont démontré le bénéfice de l'utilisation du couplage pour représenter des tempêtes en Méditerranée notamment en montrant de meilleurs résultats comparé aux observations disponibles (*i.e.* satellites, bouées) (Fig. 1.7). Le système COAWST fait intervenir WRF (*Weather Research and Forecast*, Skamarock et al., 2008) pour l'atmosphère, ROMS (*Regional Ocean Modeling System*, Shchepetkin et McWilliams, 2005) pour l'océan et SWAN (*Simulating WAves Nearshore*, Booij et al., 1999) pour l'état de mer. Small et al. 2011, 2012 a également montré en utilisant le système couplé océan-atmosphère COAMPS (*Coupled Ocean–Atmosphere Mesoscale Prediction System*) l'importance d'avoir une SST évolutive lors d'événements de Mistral en mer Ligure. Plus récemment, toujours avec COAMPS, Pullen et al. 2017b a permis de mieux évaluer les rétroactions air-mer lors de tourbillons atmosphériques dans la région des îles de Madère. Seo 2017 à l'aide du système couplé SCOAR (*Scripps Coupled Ocean Atmosphere Regional Model*, Seo et al., 2007), faisant intervenir les modèles WRF pour l'atmosphère et ROMS pour l'océan, a montré l'importance des interactions SST-vents et courants-vents en mer d'Oman.

1.6 Questions scientifiques

Au travers de cet état de l'art nous avons vu l'importance des fleuves sur la circulation océanique côtière et la manière dont nous pouvions les représenter. Nous avons vu également l'importance de la prise en compte de l'état de mer et son influence sur la dynamique des basses couches atmosphériques. Cela nous a permis de mettre en évidence, d'une manière générale le rôle important de la mer Méditerranée dans les HPEs et donc le besoin d'approfondir nos connaissances sur les processus de fine échelle au centre des fortes interactions air-mer. Dans les modèles de prévision numérique du temps comme AROME à Météo-France, à courtes échéances (48h), la SST n'évolue pas pendant la prévision. Ce choix est principalement justifié par l'hypothèse que la SST évolue très peu sur ces durées. Or, nous avons vu que les réactions océaniques peuvent être très rapides (*i.e.* quelques heures) et conduire à de forts gradients en surface influençant particulièrement la CLAM. Motivé par des aspects de recherches mais aussi opérationnels, le couplage régional pour la prévision du temps à court et moyen terme a permis d'apporter des améliorations à la fois sur la SST, l'état de mer et le vent de basses couches (*e.g.* Pullen et al., 2017a, Lewis et al., 2018b,a).

Ces travaux de thèse abordent plusieurs questions scientifiques :

- Quels vont être les impacts d'une représentation plus réaliste des fleuves ? Quels vont être les impacts des pics de crues dans l'océan superficiel ?
- Quels sont les impacts d'une meilleure prise en compte de l'état de mer sur les flux turbulents de surface ? sur la représentation des systèmes précipitants ? Quels sont les mécanismes couplés atmosphère-vagues en jeu ?
- Quel est l'apport de la modélisation couplée océan-atmosphère-vagues sur la prévision à haute-résolution et à courte échéance des HPEs ? Quels sont les couplages et paramètres importants pour les échanges air-mer ? la représentation de la dynamique de basses couches ? la prévision des précipitations intenses ?

2 | Les outils de modélisation et couplages

Dans ce chapitre sont présentés les différents modèles utilisés au cours de la thèse. L'objectif est de décrire ici les différentes configurations des modèles, notamment en regard par rapport aux configurations des systèmes opérationnels à Météo-France et à Mercator Océan International, et ensuite les principes qui régissent les calculs des échanges et le couplage entre les différents systèmes.

2.1 Modèle océanique NEMO

Le modèle d'océan utilisé au cours de cette thèse est NEMO (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*) dans sa version 3_6 (Madec et NEMO Team, 2016). NEMO est un modèle de circulation générale océanique permettant aux travers de différents modules de simuler la dynamique et la thermodynamique de l'océan (*OPA Océan PArallelisé*), la dynamique et la thermodynamique de la glace de mer (*LIM Louvain-la-Neuve Ice Model*), les traceurs biogéochimiques (*TOP Tracer in the Ocean Paradigm*, LOBSTER ou PISCES) ainsi que les traceurs passifs (TRP). Dans notre étude seul le module OPA sera utilisé.

Afin d'approcher au mieux le fluide océanique NEMO (OPA) résout les équations primitives que sont les équations de Navier-Stokes ainsi qu'une équation d'état non-linéaire associant les deux traceurs actifs (température conservative T et salinité absolue S) aux différentes composantes de la vitesse du fluide. Afin de résoudre ces équations, plusieurs hypothèses sont introduites :

- approximation de la Terre sphérique : la Terre est supposée être une sphère parfaite de telle sorte que la gravité est orientée selon la verticale locale ;
- approximation de la couche mince : la profondeur des océans est négligée devant le rayon de la Terre ;
- hypothèse de fermeture turbulente : les flux turbulents, représentants les effets sous-mailles sont exprimés en fonctions de variables grande échelle ;
- hypothèse de Boussinesq : les variations de densité sont négligées sauf dans leurs contributions à la force de flottabilité ;
- approximation hydrostatique : l'équation de conservation de la quantité de mouvement verticale est réduite à l'équilibre entre le gradient vertical de pression et la force de flottabilité ;
- hypothèse d'incompressibilité : la divergence de la vitesse du fluide est supposée nulle.

Ces approximations permettent d'obtenir un système à six équations : l'équation de conservation de quantité de mouvement (eq. 2.1), l'équation d'équilibre hydrostatique

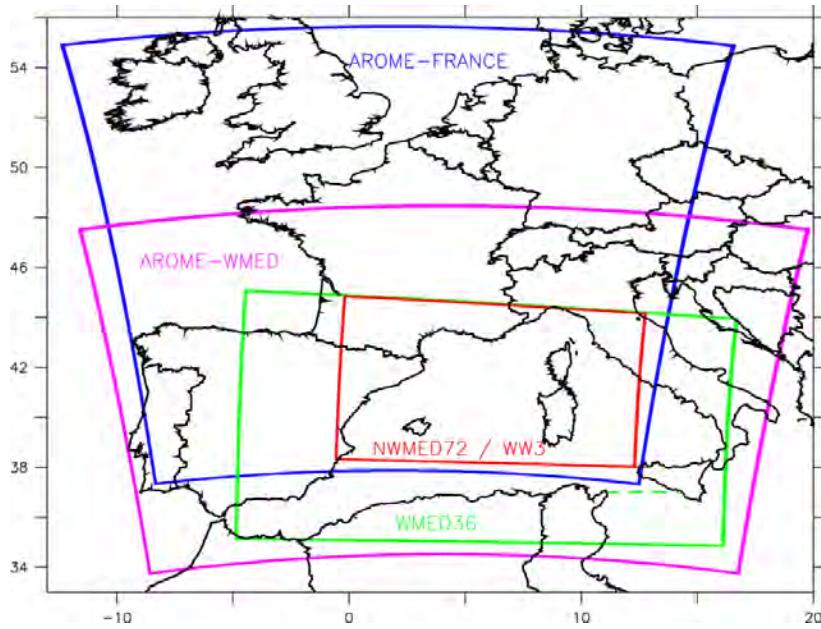


FIGURE 2.1 – Limites des domaines couverts par AROME-FRANCE (bleu), AROME-WMED (violet), WMED36 (vert) et NWMED72 (rouge). Le domaine utilisé pour WW3 est celui de NWMED72. La ligne en pointillé vert représente la frontière ouverte Sud de WMED36.

(eq. 2.2), l'équation d'imcompressibilité (eq. 2.3), l'équation de conservation de chaleur (eq. 2.4) et de sel (eq. 2.5) et l'équation d'état (eq. 2.6).

$$\frac{\partial U_h}{\partial t} = - \left[(\nabla \times U) \times U + \frac{1}{2} \nabla (U^2) \right]_h - fk \times U - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + D^U + F^U \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot U = 0 \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T U) + D^T + F^T \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S U) + D^S + F^S \quad (2.5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (2.6)$$

avec U_h la composante horizontale de la vitesse $U = U_h + w_k$ où k est le vecteur unitaire sur l'axe z, ρ la densité et ρ_0 la densité de référence, p la pression, f l'accélération de Coriolis et g l'accélération de la gravité. D^U , D^T et D^S sont les paramétrisations des processus turbulents sous-maille pour la quantité de mouvement, la chaleur et le sel. F^U , F^T et F^S sont les forçages de surface.

Les paramétrisations physiques utilisées sont les suivantes :

Pour les traceurs, le schéma Total Variance Dissipation (TVD, Barnier et al., 2006) est utilisé pour l'advection et un opérateur laplacien est utilisé pour leur diffusion sur les surfaces iso-neutrales, avec un coefficient de diffusivité turbulente horizontale noté ν_h (Tab. 2.1).

Pour le calcul de la vorticité, le schéma conservatif Energy and ENstrophy (EEN, Barnier et al., 2006) est utilisé et un opérateur bilaplaciens est appliqué pour la diffusion des moments sur les surfaces horizontales avec un coefficient de viscosité turbulente horizontale noté η_h (Tab. 2.1).

Le mélange vertical est traité par le schéma en énergie cinétique turbulente (TKE pour Turbulent Kinetic Energy) d'ordre 1.5, standard dans NEMO (Blanke et Delecluse, 1993). En cas d'instabilité, un coefficient de diffusion de $10 \text{ m}^2/\text{s}$ est appliqué (Enhanced Vertical Diffusion, Lazar et al., 1999).

La hauteur de la surface de la mer est une variable pronostique du modèle résolue par le schéma de surface libre filtrée d'après Roullet et Madec 2000. La pénétration du flux solaire en surface est traitée par un schéma à 3 bandes (RGB pour Red-Green-Blue, Lengaigne et al., 2006). Au fond, les flux de chaleur et de sel sont nul. Une condition latérale de non glissement (no-slip) est appliquée et la friction de fond est paramétrée comme une fonction quadratique dont le coefficient est un champ 2D dépendant de l'énergie moyenne de marée (Lyard et al., 2006, Beuvier et al., 2012).

Deux configurations ont été utilisées pendant la thèse : WMED36 et NWMED72, qui sont, respectivement, centrées sur la Méditerranée occidentale et nord-occidentale. Les limites des deux domaines sont illustrées sur la Figure 2.1. Les caractéristiques des configurations sont résumées dans le Tableau 2.1.

La configuration WMED36 a été mise au point afin d'examiner les processus océaniques et a été utilisé dans plusieurs études autour des SOPs du programme HyMeX (Lebeaupin Brossier et al., 2014, Léger et al., 2016, Rainaud et al., 2017). La grille horizontale est une grille régionale ORCA au $1/36^\circ$ ($\sim 2.5 \text{ km}$ de résolution). La grille verticale comporte 50 niveaux z étirés dont l'épaisseur est comprise entre 1 m en surface et 400 m pour le dernier niveau. WMED36 a deux frontières ouvertes, au Sud et à l'Ouest.

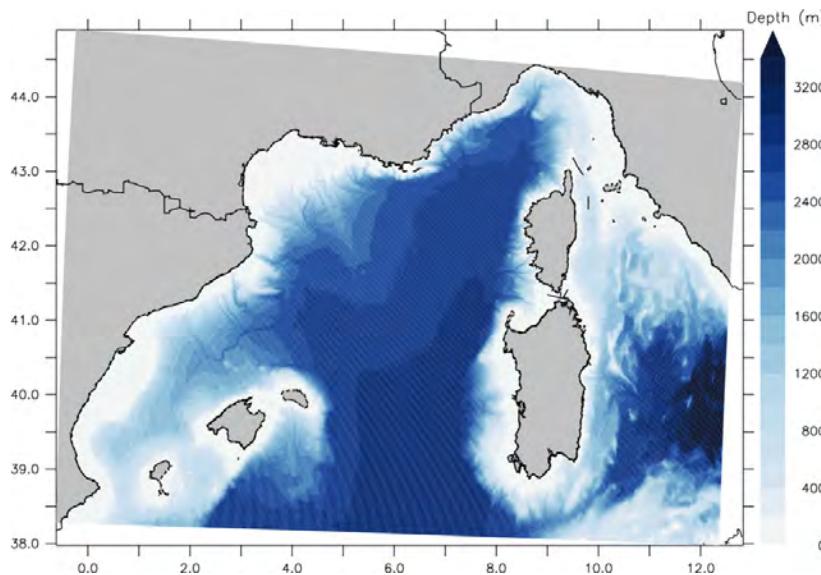


FIGURE 2.2 – Bathymétrie (m) du domaine NWMED.

La configuration NWMED72 a été spécialement mise au point pour la thèse. Son domaine est plus petit que celui de WMED36 (Fig. 2.1), recentré sur la Méditerranée nord-occidentale alors que sa résolution horizontale est deux fois plus fine (au $1/72^\circ$, soit $\sim 1.25 \text{ km}$). La bathymétrie de cette configuration (Fig. 2.2) a été obtenue suite

à l’interpolation d’une topographie à très haute résolution au 1/120° ($\sim 800\text{m}$). Une attention particulière a été portée sur le trait de côte, les îles et les embouchures des fleuves. NW MED72 possède également 50 niveaux verticaux avec cependant un étirement plus fin vers la surface permettant notamment pour les niveaux proches de la surface d’avoir une épaisseur de 0.5 m. La discréétisation des niveaux verticaux ainsi que les bathymétries des deux configurations sont illustrées sur la Figure 1 de l’article présenté dans le chapitre I.2.2.

Nom	WMED36	NWMED72
Points de grille	760 x 480	933 x 657
Résolution horizontale	1/36° (entre 2 et 2,5 km) grille ORCA	1/72° (entre 1,3 et 1,5 km) grille ORCA
Niveaux verticaux	50 niveaux z épaisseur 1 ^{er} niveau : 1 m	50 niveaux z épaisseur 1 ^{er} niveau : 0,5 m
Frontières ouvertes	Ouest (4.8° O) Sud (37° N) (détroit de Messine fermé)	Sud (38° N) Est (12.5° E)
Rappel en surface	Non	Non
Diffusivité latérale (m ² .s)	30	15
Viscosité horizontale (m ⁴ .s)	-1e ⁹	-1e ⁸

TABLE 2.1 – Descriptions des configurations océaniques.

2.2 Modèle de vagues WaveWatch III

Le modèle de vagues utilisé dans cette étude est le modèle spectral de vagues 3^{ème} génération WaveWatchIII (ci-après WW3, version 5.16, The WAVEWATCH III Development Group, 2016, Tolman, 1992). Pour chaque point d’océan, le champ de vague est décrit selon la décomposition spectrale de l’état de mer permettant de définir l’énergie des vagues. A mesure que les vagues sont produites par le vent, se propagent et se dissipent cette énergie change dans le temps et dans l’espace. La description spectrale permet de décrire cette complexité et défini en chaque point la densité de variance (énergie) des vagues $E(f, \theta)$ avec les fréquences f et les directions θ de l’état de mer.

Afin de suivre l’évolution de l’énergie des vagues WW3 résout les équations de conservation de la densité d’action (WAE, *Wave Action Equation*) permettant de suivre l’évolution temporelle et spatiale du spectre de vagues en chaque point. La densité d’action est définie telle que $A = E/\sigma$, σ étant la fréquence angulaire relative et on a :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{c_x \partial A}{\partial x} + \frac{c_y \partial A}{\partial y} + \frac{c_\sigma \partial A}{\partial \sigma} + \frac{c_\theta \partial A}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma}. \quad (2.7)$$

A gauche, le premier terme représente l’évolution temporelle de la densité d’action des vagues, on a ensuite la propagation de l’énergie des vagues dans l’espace des directions (x, y, σ, θ) . A droite, le terme source S représente l’ensemble des processus physiques qui génèrent, dissipent ou redistribuent l’énergie des vagues. Il est défini ici comme :

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{db} + S_{bot} + S_{ref} \quad (2.8)$$

S_{in} est un terme de formation et de croissance représentant les interactions vent-vague liées à l'atmosphère, ici définies selon la paramétrisation de Ardhuin et al. 2010.

Le terme S_{nl} défini les interactions non linéaires vague-vague ici calculées utilisant la paramétrisation DIA (*Discrete Interaction Approximation*) de Hasselmann et al. 1985. Le déferlement bathymétrique est décrit par le terme S_{db} , utilisant ici l'algorithme de Battjes et Janssen 1978 et la friction de fond par S_{bot} , calculée avec la formulation de Ardhuin et al. 2003. Finalement, S_{ref} représente le terme de réflexion aux rivages décrit par la paramétrisation de Ardhuin et Roland 2012. D'autres termes sources sont disponibles comme pour les interactions glace-vagues ou encore la dispersion des vagues due au fond. De plus, il est possible pour l'utilisateur d'ajouter lui-même un terme source.

WW3 utilise plusieurs pas de temps afin de résoudre l'équation WAE (eq. 2.7). Un pas de temps global définissant l'intervalle dans lequel la solution se propage. Un pas de temps maximum de propagation spatiale de référence pour la fréquence de vagues la plus basse. Un pas de temps de propagation intra-spectrale notamment pour éviter les instabilités lors des interactions vague-vague. Et finalement, un pas de temps pour le calcul des termes sources permettant de mieux tenir compte des changements rapides des conditions de vents et de vagues.

Dans cette thèse, le domaine WW3 choisi est identique à celui de NWMED72 (Fig. 2.1) de même que la bathymétrie (Fig. 2.2) et la résolution horizontale (1/72°). Différents types de maillages sont disponibles dans WW3 : régulier, curvilinéaire et non structuré. Ici, nous utiliserons un maillage curvilinéaire dans un souci de cohérence avec la bathymétrie de NWMED72 définie sur une grille ORCA. Les grilles non structurées permettent de mieux représenter les zones côtières ou les îles et sont utilisées notamment à Météo-France en opérationnel (résolution variant de 200 m à 5 km).

2.3 Modèle atmosphérique AROME

Le modèle AROME (*Application of Research to Operations at MESoscale*, Seity et al., 2011) est le modèle de Prévision Numérique du Temps (PNT) à aire limitée et non-hydrostatique opérationnel sur la France Métropolitaine depuis 2008.

AROME résout le système d'équations d'Euler pleinement compressible (Bubnová et al., 1995). Le cœur dynamique d'AROME est hérité du modèle à aire limitée ALADIN (*Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement INternational*, (ALADIN International Team, 1997)), dont la description est faite plus en détail dans Bénard et al., 2010. AROME utilise ainsi un schéma semi-implicite, et une discrétisation semi-lagrangienne sur une grille A. AROME est un modèle spectral, signifiant que les variables pronostiques du modèle – c'est-à-dire les deux composantes horizontales du vent, l'humidité spécifique, le contenu spécifique de cinq espèces d'hydrométéores (eau liquide nuageuse, eau liquide précipitante, neige, graupel et glace primaire), l'énergie cinétique turbulente, la divergence verticale et l'écart de pression à l'hydrostatisme – ont une représentation spectrale sur une décomposition double de Fourier. De plus, la pression de surface hydrostatique est également pronostique de manière à fermer le système d'équation. L'application des conditions latérales d'AROME suit une méthode de Davies (Radnóti, 1995) sur une zone de relaxation le long des frontières du domaine physique. La coordonnée verticale est une coordonnée hybride resserrée près de la surface permettant de suivre l'orographie (Simmons et Burridge, 1981, Laprise,

1992) et la discrétisation verticale est basée sur des différences finies (Simmons et Burridge, 1981).

Les paramétrisations physiques d'AROME sont héritées du modèle de recherche MESO-NH (Lafore et al., 1998, Lac et al., 2018).

- La schéma microphysique d'AROME est le schéma ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998, Lascaux et al., 2006).
- La turbulence dans la couche limite est représentée par un schéma en énergie cinétique turbulente combiné à un diagnostic de la longueur de mélange (Cuxart et al., 2000, Bougeault et Lacarrere, 1989).
- AROME utilise les mêmes schémas radiatifs que le Centre Européen (ECMWF) : les flux solaires (visibles) sont estimés par le schéma de Fouquart et Bonnel, 1980 qui utilise six bandes spectrales. Les propriétés optiques des nuages sont dérivées de Morcrette et Fouquart, 1986 pour les particules liquides et de Ebert et Curry, 1992 pour la phase glacée. Les flux infra-rouges sont calculés par le schéma Rapid Radiative Transfer Model (RRTM, Mlawer et al., 1997) avec des climatologies pour les distributions d'ozone et d'aérosols.
- Grâce à sa résolution, AROME résout explicitement la convection profonde. La convection peu profonde est quant à elle paramétrée par le schéma de Pergaud et al., 2009 qui est un schéma en flux de masse basé sur le schéma d'Eddy Diffusivity Mass Flux (EDMF) de Soares et al., 2004 et qui représente les thermiques secs et les cumulus fins [peu épais].
- Les échanges entre l'atmosphère et la surface sont calculés par le modèle de surface externalisée SURFEX (Masson et al., 2013) décrit plus en détail dans la section 2.4 ci-après.

AROME dispose de son schéma d'assimilation 3D-Var (Brousseau et al., 2008) qui permet de produire des analyses à méso-échelle des composantes horizontales du vent, de la température, de l'humidité spécifique et de la pression de surface (les autres variables pronostiques ne sont pas analysées mais s'ajustent aux champs analysés). Dans la thèse, le schéma d'assimilation d'AROME n'a pas été utilisé, mais les analyses d'AROME ont été utilisées en conditions initiales. De ce point de vue, les expériences AROME réalisées pendant la thèse sont qualifiées de prévisions en adaptation dynamique.

Le domaine actuel d'AROME-France est présenté dans la Figure 2.1. Depuis 2015 sa résolution horizontale est passée de 2,5 km à 1,3 km et de 60 niveaux verticaux à 90 avec un premier niveau à environ 5 m de la surface du sol. Grâce à sa haute résolution et ses paramétrisations physiques, AROME est capable de bien représenter les systèmes orageux et en particulier les événements convectifs fortement précipitants se produisant en Méditerranée. En opérationnel, AROME-France fournit des prévisions jusqu'à 42h d'échéance à partir des réseaux 00 et 12UTC et jusqu'à 36h d'échéance à partir des réseaux 06 et 18UTC. Pendant la thèse, nous avons exécuté le même code et domaine qu'AROME-France opérationnel en 2016 (1.3 km, cycle 41t1) pour des prévisions jusqu'à 42h d'échéance en adaptation dynamique à partir des analyses AROME-France du réseau 00UTC en conditions initiales et les prévisions horaires du modèle de grande échelle ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Courtier et al., 1991) en conditions latérales.

Les prévisions du système AROME-WMED (Fourrié et al., 2015) ont également été utilisées au cours de la thèse. AROME-WMED est une configuration d'AROME spéci-

lement développée pour les campagnes HyMeX de 2012-2013. Tout comme AROME-France opérationnel en 2012, sa résolution est de 2,5 km et AROME-WMED possède 60 niveaux verticaux. En revanche, comme illustré sur la Figure 2.1 son domaine est plus large, couvrant toute la Méditerranée occidentale afin de mieux représenter les flux humides de basses couches alimentant les systèmes précipitants dans cette région. AROME-WMED tournait en temps réel pendant les campagnes en fournissant des prévisions une fois par jour jusqu'à 48h d'échéance à partir du réseau 00UTC. De plus le schéma d'assimilation 3D-Var d'AROME a été adapté pour AROME-WMED afin d'assimiler en temps réel les nombreuses observations collectées pendant les SOPs telles que des radiosondages ou encore des stations météorologiques au sol notamment en Espagne.

Bien que non utilisé ici, il est important de noter que le modèle AROME est également utilisé de manière opérationnelle en Outre-Mer depuis 2016 (AROME-OM) mais dans une version légèrement différente que celle de métropole avec, entre autre, une résolution plus basse à 2,5 km, sans assimilation et avec un couplage interactif avec un modèle océanique 1D (Lebeaupin Brossier et al., 2009b).

2.4 Modèle de surface SURFEX

Le modèle de surface externalisée SURFEX (Masson et al., 2013) est développé au sein du CNRM. Il peut être utilisé aussi bien seul dans sa version "off-line" que dans une version intégrée avec un modèle d'atmosphère. Dans notre cas, il a été utilisé dans sa version 7.3 de manière couplée à AROME. SURFEX permet de modéliser les échanges surface-atmosphère selon quatre grands types de surface :

- Océan/Mer (et glace de mer)
- Eau de surface terrestre (lacs et rivières)
- Sol naturel/Végétation
- Ville

Différents modèles et paramétrisations ont été développés pour décrire les flux pour chaque type de surface. Le modèle TEB (*Town Energy Balance*, Masson, 2000) est utilisé pour les surfaces urbanisées. Le modèle ISBA (*Interaction between Soil, Biosphere and Atmosphere*, Noilhan et Planton, 1989) permet de modéliser les interactions avec le sol naturel incluant la végétation alors que les flux à la surface des lacs et rivières sont calculés à partir de la paramétrisation de Charnock (1955). Les échanges avec l'océan sont décrits par une paramétrisation des flux turbulents air-mer (voir section suivante).

Chaque point de grille est défini selon une proportion (r_x) de chaque type de surface de sorte que le flux total, F_{tot} est obtenu de la manière suivante :

$$F_{tot} = r_{mer} \cdot F_{mer} + r_{eau} \cdot F_{eau} + r_{sol} \cdot F_{sol} + r_{ville} \cdot F_{ville} \quad (2.9)$$

avec :

$$r_{mer} + r_{eau} + r_{sol} + r_{ville} = 1 \quad (2.10)$$

2.4.1 Flux turbulents à l'interface air-mer

Dans cette thèse nous nous intéresserons particulièrement aux flux turbulents air-mer (flux de quantité de mouvement τ , flux de chaleur latent LE et flux de cha-

leur sensible H). Plusieurs paramétrisations sont disponibles dans SURFEX telles que la paramétrisation de Louis (1979), la paramétrisation COARE 3.0 (*Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment*, Fairall et al., 2003) ou en encore la paramétrisation ECUME (*Exchange Coefficients from Unified Multi-campaign Estimates*, Belamari, 2005) développée et utilisée de façon opérationnelle à Météo-France. Ces deux dernières sont basées sur des méthodes bulk itératives.

Au cours de la thèse, une nouvelle formulation des flux turbulents elle aussi bulk itérative, la paramétrisation WASP (*Wave-Age-dependant Stress Parametrization*) décrite ci-après a été intégrée au code SURFEX/AROME.

2.4.1.1 Equations bulk

La paramétrisation bulk des flux turbulents de surface est liée aux gradients verticaux de paramètres météorologique dans la couche limite de surface entre l'atmosphère et la surface océanique. Ce type de paramétrisation, largement utilisée, permet de facilement modéliser les flux à l'interface air-mer du fait de la disponibilité des paramètres météorologiques nécessaire dans les modèles atmosphériques. Basé sur la théorie de similitude de Monin-Obukhov (MO) les flux turbulents de surface peuvent être décrits selon les longueurs caractéristiques liées au vent u_* , à l'humidité q_* et à la température θ_* :

$$\begin{aligned}\tau &= \rho u_*^2, \\ LE &= \rho L_v u_* q_*, \\ H &= \rho c_{pa} u_* \theta_*,\end{aligned}\tag{2.11}$$

avec ρ la masse volumique de l'air, c_{pa} la capacité calorifique de l'air à pression constante et L_v la chaleur latente de vaporisation. A partir de là, les flux sont exprimés en fonction des gradients verticaux des différents paramètres, soit respectivement, la vitesse du vent ΔU , l'humidité Δq et la température $\Delta \theta$:

$$\begin{aligned}\tau &= \rho C_\tau \Delta U^2 &= \rho C_\tau (U_a - U_o)(U_a - U_o), \\ LE &= \rho L_v C_{LE} \Delta U \Delta q &= \rho L_v C_{LE} (U_a - U_o)(q_a - q_o), \\ H &= \rho c_{pa} C_H \Delta U \Delta \theta &= \rho c_{pa} C_H (U_a - U_o)(\theta_a - \theta_o),\end{aligned}\tag{2.12}$$

avec C_x les coefficients de transferts et où l'indice a désigne le premier niveau atmosphérique et o la surface océanique. De manière générale, on considère dans les modèles d'atmosphère seuls $U_o = 0$ car $U_o \ll U_a$. Avec les équations 2.11 et 2.12 on peut donc exprimer les fonctions de transferts de la façon suivante :

$$\begin{aligned}C_\tau &= \left(\frac{u_*}{U_a - U_o} \right)^2, \\ C_{LE} &= \frac{u_* q_*}{(U_a - U_o)(q_a - q_o)}, \\ C_H &= \frac{u_* \theta_*}{(U_a - U_o)(\theta_a - \theta_o)},\end{aligned}\tag{2.13}$$

On peut alors définir chaque coefficient C_x en fonction de C_τ de telle sorte que :

$$C_x = C_\tau^{1/2} c_x^{1/2},\tag{2.14}$$

où $c_x^{1/2}$ est calculé à partir d'un coefficient défini en conditions neutres de stratification de l'atmosphère $c_{n,x}^{1/2}$:

$$c_x^{1/2} = \frac{c_{n,x}^{1/2}}{1 - \frac{c_{n,x}^{1/2}}{\kappa} \psi_x(\zeta)}, \quad (2.15)$$

avec κ la constante de Von-Karman ($\kappa = 0.4$) et $\psi_x(\zeta)$ est une fonction de stabilité définie selon la théorie de similitude de MO avec $\zeta = z/L$ la stratification de l'atmosphère avec z l'altitude du premier niveau du modèle et L la longueur de MO.

$c_{n,x}^{1/2}$ s'exprime en fonction de z et κ :

$$c_{nn}^{1/2} = \frac{\kappa}{\ln(z/z_{0x})}, \quad (2.16)$$

avec la longueur de rugosité z_{0x} définie comme :

$$z_0 = \frac{\alpha_{ch} u_*^2}{g} + \frac{\beta \nu}{u_*}, \quad (2.17)$$

avec α_{ch} le coefficient de Charnock, β une constante (~ 0.11) et ν la viscosité dynamique.

Les paramétrisations de SURFEX, *i.e.* Louis, 1979, ECUME et COARE 3.0 sont toutes des paramétrisations bulk, mais qui diffèrent dans leur relation de fermeture (Lebeaubin Brossier, 2007, Lebeaupin Brossier et al., 2008).

Pour la paramétrisation itérative ECUME, la relation de fermeture est obtenue par un ajustement des coefficients de transfert neutres à 10m, obtenu à partir de données de différentes campagnes de mesure. Cet ajustement est seulement fonction du vent neutre à 10m (Fig. 2.3) et ne prend donc pas en compte la variabilité liée à l'état de mer, tandis que le calcul de la rugosité est seulement diagnostiqué à posteriori.

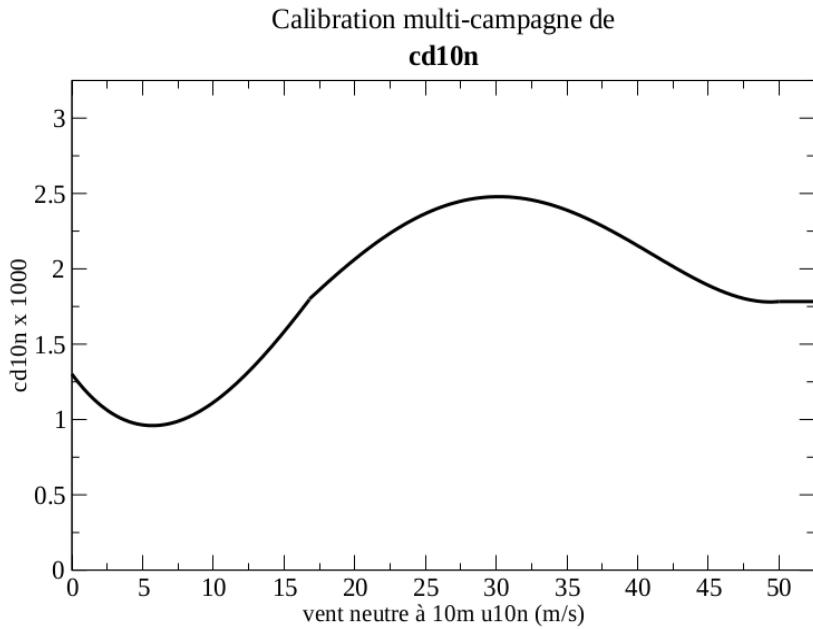


FIGURE 2.3 – Calibration multi-campagne de Cd10n en fonction de U10n dans EUME.

Pour la paramétrisation COARE, la relation de fermeture est basée sur les fonctions de stabilité de Kansas (Businger et al., 1971) modifiées par Beljaars et Holtslag 1991 et sur l'équation de la rugosité (eq. 2.17) permettant de faire intervenir l'effet des vagues (comme détaillé ci-après).

2.4.1.2 Prise en compte de l'état de mer

Une des manières de relier les vagues et le stress du vent est d'exprimer le coefficient de Charnock en fonction de l'état de mer en le calculant directement dans le modèle de vague à partir du spectre de vague (*e.g.* Janssen et al. 2001) ou bien dans le modèle atmosphérique comme une fonction de l'âge des vagues (*e.g.* Oost et al. 2002, Moon et al. 2004). Les études se basant sur des observations (Oost et al., 2002) l'exprime comme une fonction puissance :

$$\alpha_{ch} = A \cdot \chi^{-B}, \quad (2.18)$$

avec A et B des coefficients soit constants soit dépendants du vent de surface et l'âge des vagues. χ est l'âge des vagues défini comme $\chi = \frac{c_p}{U_a}$ avec c_p la vitesse de phase des vagues et U_a le vent de surface. L'état de mer peut être décrit principalement en utilisant l'âge des vagues. En effet, une mer du vent correspond à des vagues générées par le vent local et qui se développent ($\chi < 0.8$) ou en équilibre avec le vent ($0.8 < \chi < 1.2$), et qui sont alignées avec le vent local. Ces vagues vont bénéficier du transfert de quantité de mouvement de l'atmosphère pour se développer. A l'inverse, la houle (qui ne dépend pas du transfert de quantité de mouvement depuis l'atmosphère) sont des vagues qui sont formées par un vent lointain ou passé ($\chi > 1.2$) et qui ne sont pas alignées avec le vent local.

En supposant une profondeur infinie, la vitesse de phase des vagues peut être exprimée comme étant :

$$c_p = \frac{g T_p}{2\pi}, \quad (2.19)$$

avec T_p la période pic des vagues et g l'accélération de la pesanteur.

En gardant les coefficients A et B constants indépendamment de la vitesse du vent cela résulte en un coefficient de traînée C_τ et un stress du vent trop élevé en régime de vent fort ($> 20 \text{ m.s}^{-1}$) comme l'a montré Pineau-Guillou et al. 2018. Afin de pallier à ce problème et de pouvoir représenter la saturation/décroissance de C_τ observée lors de vents forts à cycloniques (*e.g.* Powell et al. 2003) la nouvelle paramétrisation appelée WASP (*Wave-Age-dependant Stress Parametrization*) a été développée et utilisée. Cette approche considère que la gamme de vent où la quantité de mouvement de l'atmosphère transférée aux vagues est entre 5 et 20 m.s^{-1} . Au-dessus de 20 m.s^{-1} , la contribution du déferlement des vagues est dominant et l'âge des vagues n'est plus un paramètre suffisant pour représenter l'impact de l'état de mer sur la rugosité de surface. En dessous de 5 m.s^{-1} , α_{ch} est principalement contrôlé par le terme de viscosité (second terme de droite dans l'équation 2.17). Afin de pouvoir représenter ces différents mécanismes et la saturation du coefficient de traînée en régime de vent fort la paramétrisation WASP est continue par morceaux, définie par l'équation 2.18 avec A et B des fonctions polynomiales du vent de surface. En condition de vent faible à fort, lorsque les observations de stress du vent sont nombreuses et cohérentes entre

elles (*i.e.* jusqu'à 23 m.s^{-1}), elle a été calibrée selon les données utilisées pour mettre au point la paramétrisation COARE 3.5 (Edson et al., 2013). La rugosité thermique et d'humidité, z_{0T} et z_{0q} (eq. 2.16), qui définissent les coefficients de transfert neutres, C_{LEn} et C_{Hn} , ont été ajustées pour que les flux de chaleur sensible et latente soient en adéquation avec la paramétrisation COARE 3.0 (Fairall et al., 2003) pour des vents de surface jusqu'à 45 m.s^{-1} . Dans WASP, les fonctions de stabilité ψ_x (eq. 2.15) sont un mélange de la fonction de Kansas (Businger et al., 1971) avec un profil correspondant à la limite convective asymptotique (Fairall et al., 1996).

2.5 Couplages

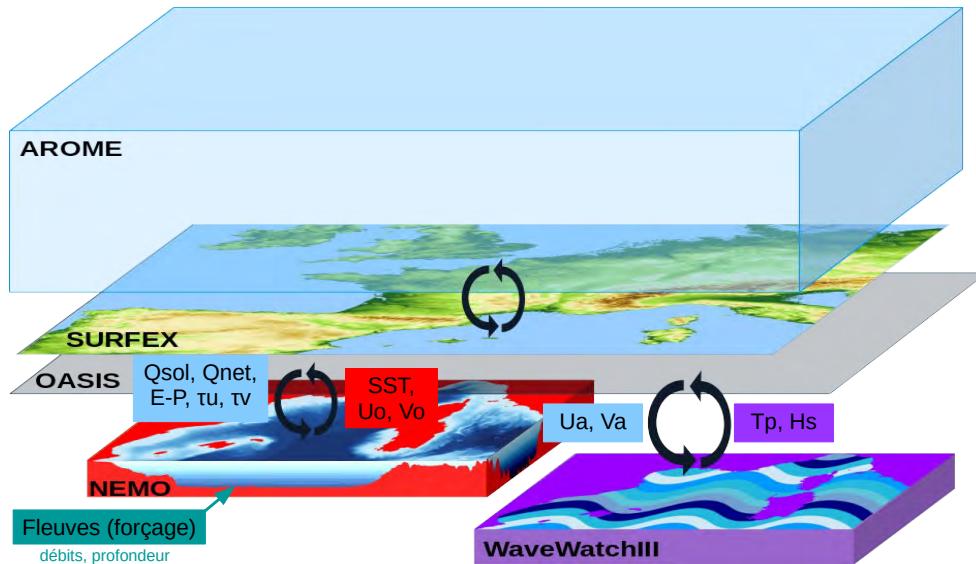


FIGURE 2.4 – Schéma illustrant les compartiments du système couplé et les paramètres échangés entre AROME, NEMO et WW3.

Le système couplé AROME-NEMO-WW3 (Fig. 2.4) est mis en place à travers l'interface de couplage développé autour du modèle de surface SURFEX et du coupleur OASIS (Volodire et al., 2017). OASIS est un coupleur développé au CERFACS depuis 1991 utilisé ici dans sa version 3 (Valcke, 2013). Interfacé avec MCT (Model Coupling Toolkit, Larson et al., 2005), OASIS3-MCT (Craig et al., 2017) est une bibliothèque de couplage dont la fonction principale est d'échanger et d'interpoler des champs de variables entre les différents modèles utilisés dans le système couplé.

En comparaison avec le couplage AROME-NEMO de Rainaud et al. 2017, nous avons mis à jour les versions d'AROME/SURFEX et de NEMO et nous les avons utilisées sur les nouveaux domaines (AROME-Fr et NWMED72). Nous avons finalement intégré en plus le couplage atmosphère-vagues tel que permis par l'interface SURFEX-OASIS.

Pendant la simulation, le modèle de vague WW3 fournit à OASIS les champs de périodes pics T_p et de hauteurs significatives H_s . Ces variables vont ensuite être interpolées sur la grille SURFEX. De la même manière le modèle d'océan NEMO va envoyer à OASIS la SST et les composantes horizontales du courant de surface (U_o, V_o). Ces variables vont permettre, à chaque pas de temps de calculer les flux turbulents de surface, LE, H et τ . Le modèle atmosphérique va, quant à lui, fournir, via

SURFEX à OASIS les composantes horizontales du vent de surface (U_a, V_a) qui seront interpolées et envoyées WW3, mais également, les variables de flux net de chaleur Q_{net} , de rayonnement solaire Q_{sol} , de bilan d'eau douce $E - P$ et les composantes horizontales du stress du vent (τ_u, τ_v) qui seront interpolés et envoyés à NEMO.

Première partie

Amélioration de la représentation des débits des fleuves

I.1 | Forçage des débits et descriptions des simulations

Dans ce chapitre, nous décrivons les jeux de données et les simulations océaniques utilisés afin d'examiner l'impact d'une meilleure représentation des débits des fleuves. Dans un premier temps, les différents types de forçage de débits de fleuves utilisés ou mis au point seront détaillés. Ensuite, le protocole expérimental sera présenté.

I.1.1 Jeux de données de débits

Les fleuves sont généralement représentés dans les modèles d'océan comme un apport d'eau douce à la surface au point d'embouchure. Pour la prévision opérationnelle le débit des fleuves peut provenir de différents jeux de données. Plusieurs bases de données climatologiques mensuelles existent et sont utilisées, notamment par le service de prévision océanique Méditerranéen (MFS) et Mercator Ocean (i.e. Global Runoff Data Center, Fekete et al., 1999). Mais, également, peuvent être utilisés des débits simulés sortis de modèles hydrologiques ou encore des observations recueillies dans les bases de données nationales.

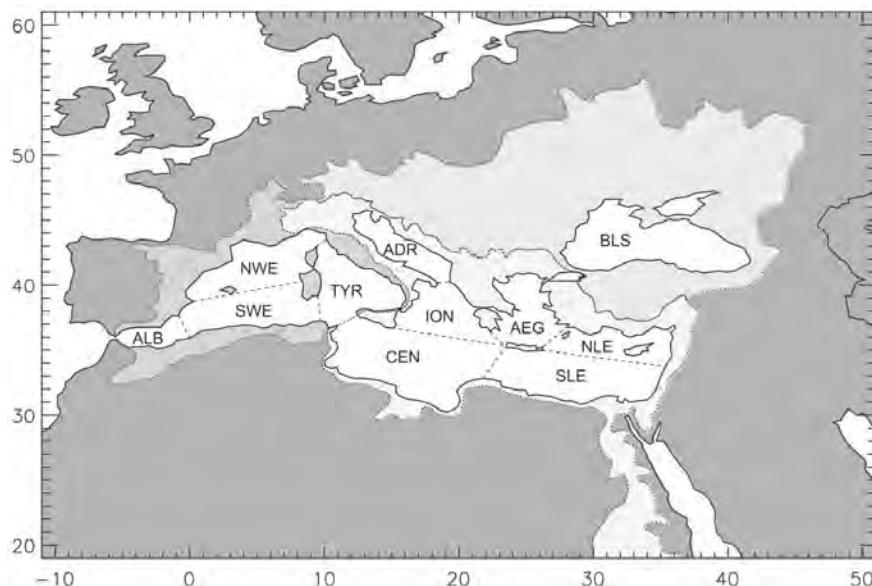


FIGURE I.1.1 – Découpage en sous-bassins pour la mise au point du débit côtier dans la climatologie de Ludwig et al., 2009.

I.1.1.1 Climatologie

La climatologie mensuelle utilisée ici est celle issue des travaux de Beuvier et al., 2010 comprenant toute la Méditerranée. Les valeurs mensuelles de débits sont construites à partir de la climatologie interannuelle de Ludwig et al., 2009. D'une part, la valeur des 33 principaux fleuves méditerranéen de la base de données RivDis de l'UNESCO (Vörösmarty et al., 1996) est utilisée et redistribuée en chaque point de grille correspondant aux embouchures de chaque fleuve. D'autre part, les 239 autres fleuves secondaires de la base de donnée, non explicitement représentés, sont rassemblés et moyennés selon chaque sous-bassin méditerranéen, illustrés sur la Figure I.1.1, afin de créer un ruissellement côtier. Ce flux côtier est réparti en chaque point de grille côtier de chaque sous-bassin. Dans notre cas, sur le domaine WMED, 14 fleuves sont explicitement représentés pour seulement 4 sur le domaine NWMED. La Figure I.1.2a illustre notamment, dans les limites du domaine NWMED, l'apport du ruissellement côtier en comparaison à l'apport d'eau douce total (flux côtier + débit des fleuves) durant l'automne 2012. Le flux côtier ($786 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) représente une part non négligeable de l'apport d'eau douce total, entre 20% et 50%.

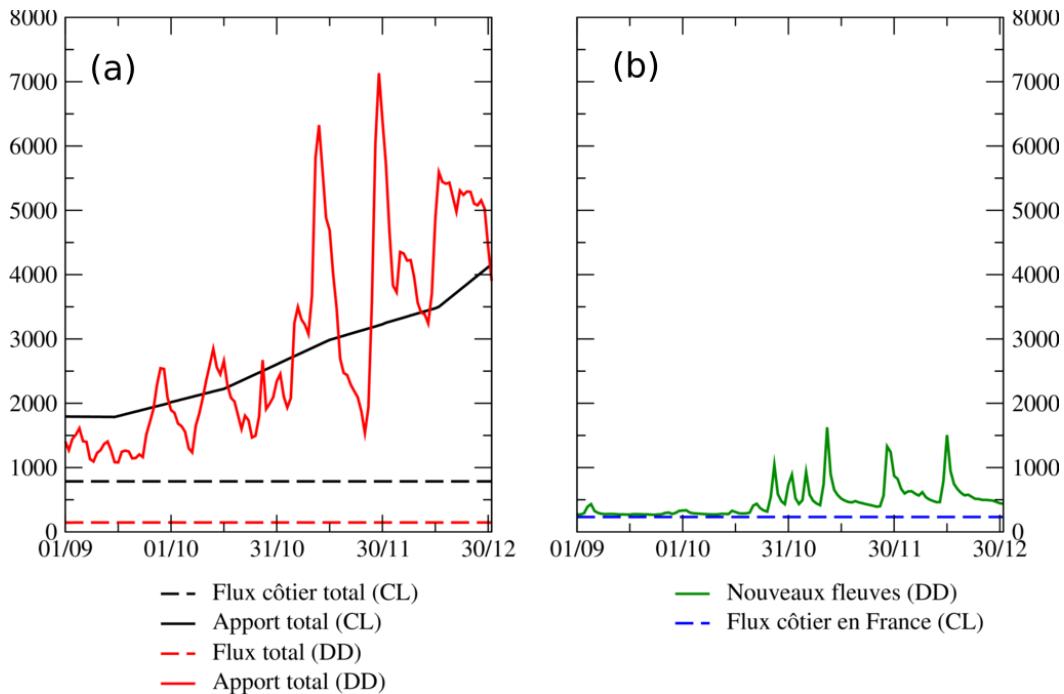


FIGURE I.1.2 – Comparaison des apports d'eau douce ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) sur la partie du domaine correspondant à NWMED pour l'automne 2012 : (a) climatologie et obs. journalière et (b) l'apport des nouveaux fleuves comparé au flux côtier en France.

I.1.1.2 Débits observés

Ensuite, sur la période d'automne 2012, des observations de débits journaliers et horaires ont été collectées sur différentes bases de données dans le but d'améliorer les flux d'eau douce entrant. Ces données proviennent, pour les fleuves français, de l'institut "Banque Hydro" regroupant les observations d'environ 5000 stations implantées sur les cours d'eau. En ce qui concerne les fleuves italiens et espagnols, les données

proviennent respectivement de l'université de L'Aquila et du Ministère de l'Agriculture, de l'Alimentation et de l'Environnement. Au total, grâce à ces observations, 28 fleuves sont représentés dans NWMED72 (38 dans WMED36 dont 10 sur le continent Africain uniquement représentés par la climatologie).

Les stations ont été choisies le plus proche possible de l'embouchure dans la mesure de leurs disponibilités et de leurs qualités sur la période voulue. Un traitement supplémentaire a été nécessaire pour les fleuves italiens et espagnols. En effet, ne disposant que de données horaire pour le Tibre les données journalières ont été construites en moyennant les données horaires sur 24h. A l'inverse, pour l'Ebre et le Jucar, les données horaires ont été obtenues à partir des données journalières consistant en 24 valeurs identiques consécutives pour chaque heure. Ensuite, dans le modèle, chaque débit est prescrit au point de grille côtier le plus proche associé à l'emplacement de chaque embouchure.

Contrairement à une climatologie mensuelle, ce type d'observation permet une meilleure représentation des pics de crues représentées par une variation rapide des débits de rivière en peu de temps comme illustré en Figure I.1.2a (ou encore en Figure 2 de l'article section I.2.2). En effet, les pics de crues, lissés dans la climatologie, apparaissent clairement dans les observations. Ceci, a pour effet de concentrer en un point un apport d'eau douce conséquent en peu de temps. De plus, l'ajout de débits observés notamment avec les nouveaux fleuves permet de remplacer le flux côtier, Fig. I.1.2b. On peut constater que sur la période d'automne 2012 le flux côtier prescrit a tendance à sous-estimer l'apport d'eau douce le long des côtes françaises. On notera également, que les données horaires apportent une variation intrajournalière.

I.1.2 Protocole expérimental

Ainsi, les différents jeux de forçage de débits ont été utilisés afin d'évaluer la sensibilité dans des simulations océaniques à haute-résolution (2.5 km pour WMED36 et 1.3 km pour NWMED72).

Les conditions initiales de température et de salinité au 1^{er} septembre 2012 sont prescrites par les analyses quotidiennes du système opérationnel PS2V4R4 de Mercator-Océan International. Tout comme nos configurations ces analyses utilisent le modèle NEMO sur une grille ORCA mais globale à 1/12° (environ 8 km de résolution sur la Méditerranée) et comporte 50 niveaux verticaux (Lellouche et al., 2013). Le courant est, quant à lui, initialisé à zéro. Aux frontières ouvertes de nos domaines WMED36 et NWMED72, les conditions de température, salinité et les composantes horizontales du courant sont également données à partir des analyses de PSY2V4R4, respectivement, mensuellement pour WMED36 (Lebeaupin Brossier et al., 2014) et quotidiennement pour NWMED72. Le système d'assimilation de PS2V4R4 prend en compte principalement les données satellites d'altimétrie mais également des données *in-situ* (*i.e.* bouées ancrées, bateaux, flotteurs notamment de type profileurs ARGO, données de gliders).

Les conditions atmosphériques dans nos simulations sont données par les prévisions AROME-WMED (Fourrié et al., 2015) à une fréquence horaire. Les prévisions AROME-WMED ont déjà été utilisées comme forçage pour les modèles océaniques pendant les campagnes HyMeX de 2012-2013, ainsi que dans les études de Lebeaupin Brossier et al., 2014 et Léger et al., 2016.

Les trois différents types de forçages de débits sont utilisés pour forcer nos configurations océaniques, WMED36 et NWMED72. La simulation de référence utilise la climatologie mensuelle (W36_CL et N72_CL). Les débits observés sont ensuite utilisés en forçage à fréquence journalière (W36_DD et N72_DD) et horaires (W36_HH et N72_HH). Concernant le ruissellement côtier, il est en parti conservé dans WMED36, notamment dans la partie sud et est du domaine là où aucun fleuve n'a été ajouté, voir Fig. 1 de l'article section [I.2.2](#). Il est, par contre, entièrement supprimé dans NWMED72 afin de considérer des simulations plus réalistes.

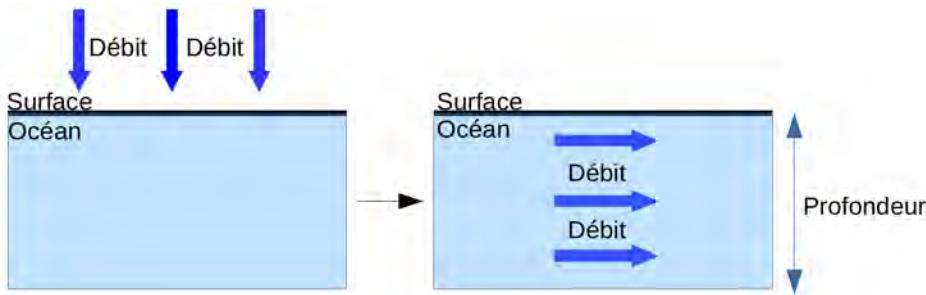


FIGURE I.1.3 – Schéma représentant la manière dont le débit peut être injecté dans le modèle, soit à la surface, soit sur une profondeur donnée.

De plus, un test de sensibilité sur la représentation du débit sur une colonne d'eau et non plus uniquement à la surface comme c'est le cas usuellement, est réalisé sur la configuration NWMED72 utilisant les observations journalières (N72_DD_z). En effet, toujours dans le but d'être plus réaliste dans la représentation de nos fleuves, le débit est injecté de manière homogène sur une profondeur donnée, Fig. [I.1.3](#). Dans NEMO, la profondeur d'injection du débit est définie par une profondeur maximale donnée (*profondeur_max*, m) et un débit maximal donné (*débit_max*, kg.m⁻².s⁻¹) selon la relation :

$$profondeur = \frac{profondeur_max}{débit_max} \times zrnf, \quad (I.1.1)$$

avec *zrnf* le débit maximal du fleuve auquel est calculé la profondeur. Dans notre cas, la profondeur de chaque fleuve a été calculée une fois pour toute en prenant comme référence le Rhône considéré comme étant le plus gros fleuve de notre domaine. De ce fait, on définit *profondeur_max* = 7 m, correspondant à 14 niveaux dans NWMED72 et *débit_max* = 0.6 kg.m⁻².s⁻¹.

Les différentes expériences sont résumées dans le Tableau [I.1.1](#).

Expérience	Configuration	Forçage de débits	
W36_CL	WMED36	Clim. mensuelle	En surface
W36_DD	"	Débits observés quotidiens	"
W36_HH	"	Débits observés horaires	"
N72_CL	NWMED72	Clim. mensuelle	"
N72_DD	"	Débits observés quotidiens	"
N72_HH	"	Débits observés horaires	"
N72_DD_z	"	Débits observés quotidiens	En profondeur

TABLE I.1.1 – Tableau récapitulatif des expériences

I.2 | "Impact of the representation of the freshwater input in the Western Mediterranean Sea"

Ce chapitre est constitué d'un résumé introductif en français de l'article Sauvage et al., 2018b paru dans *Ocean Modelling* puis de l'article lui-même comprenant la méthodologie (voir aussi Chapitre I.1) et les résultats obtenus, ainsi que le document supplémentaire comportant les figures annexes venant compléter l'article. En fin de chapitre, la conclusion en français et une discussion sur les résultats sont proposées.

I.2.1 Résumé de l'article

Cet article a pour but d'étudier l'impact d'une meilleure représentation des fleuves pour la modélisation océanique de la Méditerranée nord-occidentale, avec une attention particulière pour les épisodes fortement précipitants qui peuvent engendrer inondations et crues rapides et ainsi constituer des apports d'eau douce brefs mais importants pour le bassin. L'étude porte sur la période de la SOP1 d'HyMeX, du 1er septembre au 4 novembre 2012.

Dans une première partie, la validation de nos simulations océaniques en termes de contenus salin et thermique de surface est effectuée. Pour ce faire, plusieurs types d'observations de SSS et SST ont été recueillies (bouées ancrées, bateaux, satellites). Ces données, bien que inhomogènes dans le temps et dans l'espace, permettent une bonne couverture de notre domaine durant la période simulée et viennent notamment compléter le travail de validation de la configuration WMED36 de NEMO réalisé précédemment par Lebeaupin Brossier et al., 2014 et Léger et al., 2016.

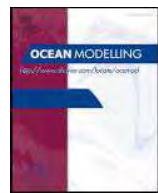
Dans une seconde partie, la sensibilité au forçage de débits a été étudié. La quantification de l'apport réel de l'utilisation de débits observés est néanmoins rendue difficile du fait d'observations trop souvent éloignées des zones d'intérêts, notamment ici des embouchures comme montré sur le Tableau S1 (voir supplément, section I.2.3) pour l'exemple du Rhône.

Les résultats montrent une modification de la stratification océanique locale aux abords des embouchures lorsque les débits observés sont utilisés en forçage. La SSS est significativement modifiée ainsi que l'épaisseur de la couche de mélange qui diminue du fait d'une halocline bien marquée au niveau des fleuves. La SST est également impactée localement. De plus, l'utilisation de débits observés a une influence sur l'extension des panaches générés par les fleuves. Finalement, lorsque le débit est injecté sur une

profondeur, des modifications des profils verticaux de salinité et de température sont observées, ainsi que de l'épaisseur de la couche de mélange associée. Ces modifications sont plutôt faibles et locales mais le réalisme du forçage des débits est amélioré.

I.2.2 Article

C. Sauvage, C. Lebeaupin Brossier, V. Ducrocq, M-N. Bouin, B. Vincendon, M. Verdecchia, I. Taupier-Letage and F. Orain (2018). *"Impact of the representation of the freshwater river input in the Western Mediterranean Sea"*. 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)



Impact of the representation of the freshwater river input in the Western Mediterranean Sea



César Sauvage^{*a}, Cindy Lebeaupin Brossier^a, Véronique Ducrocq^a, Marie-Noëlle Bouin^{a,b}, Béatrice Vincendon^a, Marco Verdecchia^c, Isabelle Taupier-Letage^d, Françoise Orain^e

^a CNRM, UMR 3589, Météo-France & CNRS, Toulouse, France

^b CNRS, Ifremer, IRD, UBO / Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), IUEM, Plouzané UMR 6523, France

^c Department of Physical and Chemical Sciences, University of L'Aquila, L'Aquila, Italy

^d Aix Marseille Univ., Université de Toulon, CNRS, IRD, MIO UM 110, Antenne de la Seyne, 83500, La Seyne, France

^e Centre de Météorologie Spatiale, Météo-France, Lannion, France

ARTICLE INFO

Keywords:

Flood
Heavy precipitation
HyMeX
North-Western Mediterranean sea
River plumes
Runoff freshwater flux
Stratification

ABSTRACT

The Western Mediterranean Sea is often affected by heavy precipitation which frequently generates floods or even flash floods. These events generally produce brief but major freshwater inputs in the ocean. In order to evaluate the sensitivity to the representation of river freshwater input, three different runoff forcing dataset are used to drive the NEMO ocean model: a monthly climatology, an observational dataset with a daily or a hourly frequency. The sensitivity is investigated over the first Special Observation Period (SOP1) of the HyMeX program that took place in autumn 2012, in two configurations of NEMO: the first is WMED36 over the Western Mediterranean Sea at 1/36°-resolution and the second is a new configuration covering the North-Western Mediterranean Sea with a 1/72°-resolution named NWMED72. With NWMED72, the impact of the representation of the river freshwater flux, i.e. moving from a surface flux to a vertical distribution of the flux, is also evaluated. The results show that the ocean stratification is significantly modified locally in simulations where runoff observations are used compared to those using the climatology. The sea surface salinity is modified as well as the mixed layer which is thinner as bounded by a well marked halocline. The sea surface temperature is also impacted by the change in runoff frequency. Moreover, the current intensity in river plume during flood is increased. Vertical profiles of salinity and temperature and thus the mixed layer depth are changed when the runoff forcing is distributed over a depth. Those changes are limited and very local but the realism of the river runoff input is improved.

1. Introduction

The Mediterranean Sea is a semi-enclosed sea where all of the water exchanges are concentrated in the Strait of Gibraltar with the Atlantic Ocean and in the Bosphorus Strait with the Black Sea. Well-known as an evaporation basin, the loss of water in the atmosphere is compensated by an inflow of Atlantic water (AW) (Bormans et al., 1986; Mariotti et al., 2002), which circulates cyclonically at basin scale (see Millot and Taupier-Letage (2005) for a review). In the Western Basin it forms the eastward Algerian Current (AC, Fig. 1) and the southwestward Northern Current (NC, Fig. 1). The latter flows along slope from the Ligurian Sea to the Balearic Sea. The northern limit of the reservoir of AW is materialized by the North Balearic Front (NBF, Fig. 1). The associated eastward recirculation along the northern side of the NBF and

the NC form a cyclonic gyre, interacting with atmosphere, continental surface and bathymetry (Fig. 1). During wintertime, the dry and cold regional winds (northerly Mistral and northwesterly Tramontane) can induce deep water formation in the Gulf of Lion, both by cascading and open-sea convection (Marshall and Schott, 1999; Houpert et al., 2016; Testor et al., 2018). During the stratified period, these winds induce upwelling cells in the Gulf of Lion (e.g. Millot (1990)) and frequent shallow anticyclonic eddies along its western coast (Rubio et al., 2009; Hu et al., 2011).

The Mediterranean Sea is also a region frequently affected by heavy precipitation events (HPEs). Such events are characterized by large amounts of accumulated rainfall in short time, typically more than 100 mm in 24 h, associated with mesoscale convective systems (MCSs) (Ducrocq et al., 2016). Falling over small river catchments that are

* Corresponding author.

E-mail address: cesar.sauvage@meteo.fr (C. Sauvage).

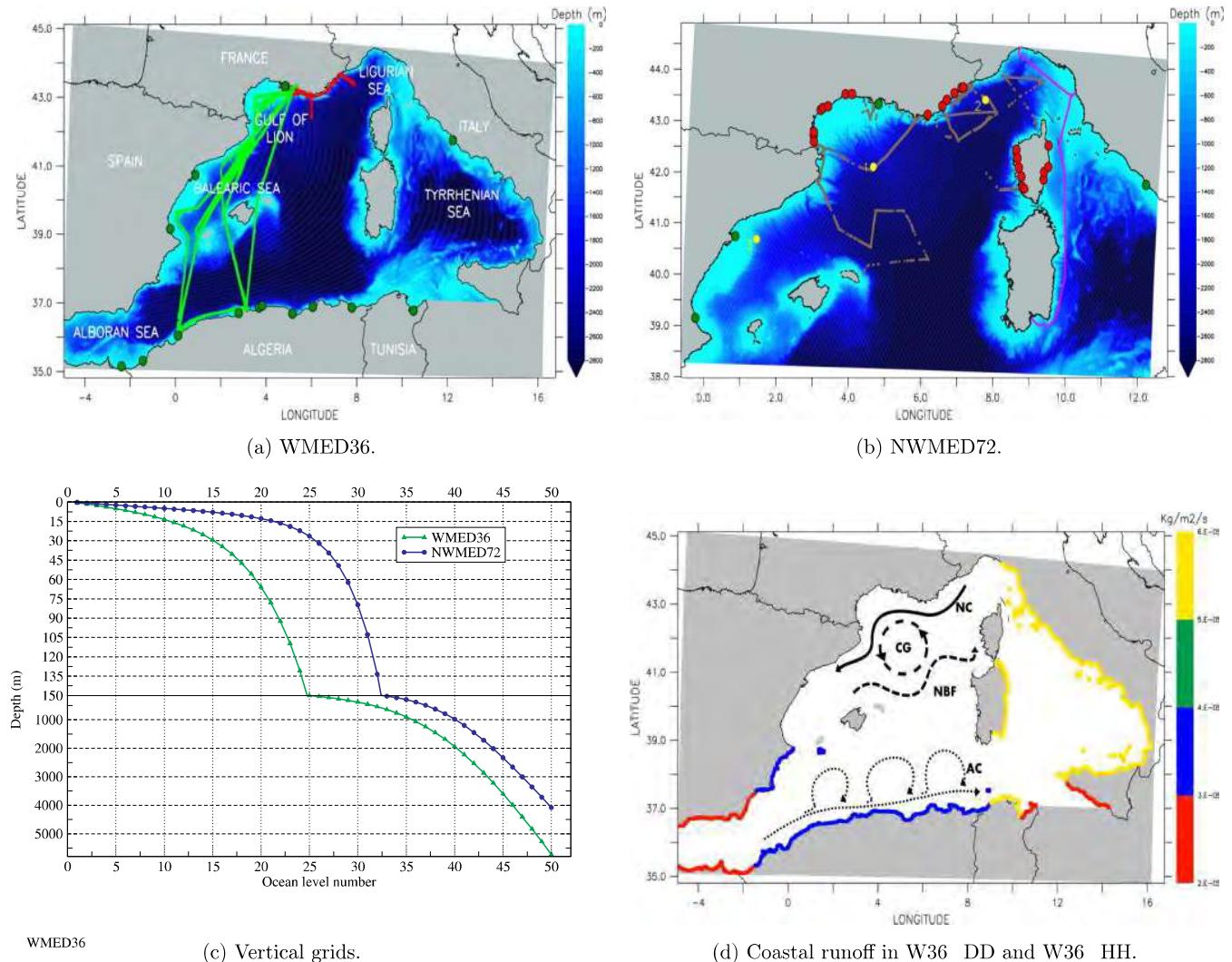


Fig. 1. Domains of the two ocean model configurations [bathymetry in meters]: (a) WMED36, (b) NW MED72 and (c) their vertical grids. (d) Coastal runoff (in $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$) from climatology kept for W36_DD and W36_HH simulations. In (a,b): Green circles represent the main rivers in the climatology; Red circles represent rivers added with runoff observations; Coloured lines represent ship/TSG tracks: Marfret–Niolon in green, Téthys II in brown, Europe in red and Barcelona Express in purple; and yellow circles represent the moored buoys: 1 is GL, 2 is Az and 3 is Ta. In (d): NC is for Northern Current, NBF is for North Balearic Front, CG is for Cyclonic Gyre and AC is for Algerian Current. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

characteristic of the Mediterranean region (Tarolli et al., 2012; Merheb et al., 2016), these large and sudden precipitation amounts often lead to devastating flash floods and flooding events, causing damages and sometimes casualties (Buzzi et al., 1998; Romero et al., 1998; Krichak et al., 2004; Delrieu et al., 2005; Efstathiou et al., 2014; Ivančan-Picek et al., 2014)

HPEs and the associated flooding can produce large amount of freshwater input into ocean. Therefore, river freshwater runoff plays an important role on coastal regions. Freshwater flows from the river mouths to the ocean as a plume and previous studies have shown impact on the local circulation (e.g. Brando et al. (2015)). In most of the cases, water from the plume tends to flow along the coast with the land on the right in the northern hemisphere due to the influence of the Earth's rotation (Simpson, 1997). This low salinity buoyant freshwater alters stratification in the vicinity of the river mouth. Thus, a variability of the sea surface salinity (SSS) and the sea surface temperature (SST) is observed. Sometimes, it can be advected downstream and have an impact off-shore (Brando et al., 2015; Tseng et al., 2016; Fournier et al., 2016).

This study investigates the impact of a better representation of river runoffs in a high-resolution ocean model, with a focus in the Western Mediterranean area. Indeed, several case studies such as Schiller and Kourafalou (2010) and Herzfeld (2015) have shown that the way the river runoff is modeled impacts the river plume area and the mixing processes in coastal regions. More particularly a vertical distribution of the runoff flow can reduce low salinity surface bias (Tseng et al., 2016). The morphology of the plumes is sensitive to wind events and river discharges (Otero et al., 2008). More especially, in our area of interest, one of the largest rivers is the Rhône River, flowing in the Gulf of Lion with an average flow around $1700 \text{ m}^3/\text{s}$. Its plume can extend far away (about 40 km) from the coast (Estournel et al., 1997) and presents a high variability depending on the meteorological conditions and outflow forcing (Broche et al., 1998; Estournel et al., 2001).

This study investigates how river plumes are represented and how a high temporal frequency flow can affect them, especially during floods. Moreover, we focus on how the heat and salt contents are impacted, along with the stratification, in the vicinity of river mouths. To evaluate the sensitivity to the representation of river runoff, the NEMO ocean

model is used, forced in surface by the atmospheric forecasts of the 2.5 km horizontal resolution AROME-WMED atmospheric model over a well-observed autumn period with the occurrence of several HPEs and river floods in the northwestern Mediterranean area. Two different ocean configurations are used (Fig. 1a and b), at a 1/36° and 1/72° horizontal resolutions. The sensitivity is investigated by comparison of ocean simulations, changing the river forcing in term of realism (climatology vs observations), frequency (monthly, daily, hourly) and distribution (surface input vs vertical distribution). First step is the validation of the two different configurations. Then the sensitivity to the frequency change of river runoff and to a more realistic vertical distribution of it, is evaluated using several diagnostics on SSS, SST and local circulation.

This paper is organized as follows: Section 2 presents a description of the ocean model used with two configurations, of the river runoff forcing dataset and of the ocean observations used for the validation. The latter is detailed in Section 3 while Section 4 presents results about the sensitivity to the different river runoff inputs. Conclusions and discussions are finally given in Section 5.

2. Context and model description

2.1. HyMeX Campaign

The Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment (HyMeX) international programme (Drobinski et al., 2014) aims to investigate the hydrological cycle processes with emphasis on high-impact weather events over the Mediterranean region. Two fields campaigns were organized during fall 2012 and winter 2013 called Special Observation Period (SOP1 and SOP2 respectively). The SOP1 from 5 September to 6 November 2012 was particularly devoted to the documentation of heavy precipitation, with the deployment of more than 200 instruments on land as well as in the air and at sea (Ducrocq et al., 2014). In particular, several platforms monitoring the ocean surface and upper layer were deployed during the campaign. Most of these platforms were located in the north-western Mediterranean area and thus provide a valuable dataset to validate the ocean simulations.

2.2. Numerical set-up

2.2.1. Configurations

The ocean model used is NEMO (version 3_6) (Madec and the NEMO Team, 2016) in two configurations. For these two configurations, the common physical parametrizations are the following. The Total Variance Dissipation (TVD) scheme is used for tracer advection in order to conserve energy and enstrophy (Barnier et al., 2006). The vertical diffusion follows the standard turbulent kinetic energy formulation of NEMO (Blanke and Delecluse, 1993). In case of unstable conditions, a higher diffusivity coefficient of $10 \text{ m}^2/\text{s}$ is applied (Lazar et al., 1999). The sea surface height is a prognostic variable solved thanks to the filtered free-surface scheme of Roullet and Madec (2000). A no-slip lateral boundary condition is applied and the bottom friction is parameterized by a quadratic function with a coefficient depending on the 2D mean tidal energy (Lyard et al., 2006; Beuvier et al., 2012). The diffusion is applied along isoneutral surfaces for the tracers using a laplacian operator with the horizontal eddy diffusivity value ν_h . For the dynamics (velocity), a bi-Laplacian operator is used with the horizontal viscosity coefficient η_h .

The first configuration is the sub-regional eddy-resolving configuration covering the western Mediterranean basin (Fig. 1a), with a 1/36° horizontal resolution over an ORCA-grid (from 2 to 2.5 km resolution) named WMED36 (Lebeaupin Brossier et al., 2014). It uses 50 stretched z-levels in the vertical, with level thickness ranging from 1 m near the surface to 400 m at the sea bottom (i.e. around 4000 m-depth, Fig. 1c). The model has two radiative open boundaries: a west open-boundary at 4.8°W (nearly 60 km east of the Strait of Gibraltar) and a

south open-boundary across the Sicily Channel (37°N). The Strait of Messina between Sicily and continental Italy is closed. In WMED36, ν_h is fixed at $30 \text{ m}^2/\text{s}$ and η_h at $-1.10^9 \text{ m}^4/\text{s}$.

The second configuration covers the northwestern Mediterranean basin (Fig. 1b), with a 1/72° horizontal resolution (from 1 to 1.3 km resolution) and is called NWMED72. For this one, a new bathymetry was built from the interpolation of a 1/120° horizontal resolution topography with a particular attention on the islands, coastlines and river mouths. 50 stretched z-levels are also used in the vertical but with a higher refinement near the surface and thus a first level thickness of 0.5 m (Fig. 1c). This configuration has 2 two open boundaries: a south open-boundary near 38°N south of the Balearic Islands and Sardinia, and a east open-boundary across the Tyrrhenian Sea (12.5°E). In NWMED72, ν_h is fixed at $15 \text{ m}^2/\text{s}$ and η_h is fixed at $-1.10^8 \text{ m}^4/\text{s}$.

2.2.2. Model forcing and initial conditions

Every simulation begins on 1 September 2012 until the 4 November 2012. In the following, this simulation period will sometimes be called SOP1 for simplification. Simulations are driven at the air-sea interface by the heat (the short-wave radiation minus the long-wave radiation minus the sensible and latent heat fluxes), freshwater (evaporation minus precipitation) and momentum fluxes taken from the AROME-WMED forecast (Fourrié et al. (2015), doi:10.6096/HYMEC.AROME_WMED.2012.02.20). This atmospheric forcing dataset was already used in Lebeaupin Brossier et al. (2014) and Léger et al. (2016) as it well reproduces, with a high resolution (2.5 km) and frequency (1h), the SOP1 meteorological conditions.

The initial conditions on the 1 September 2012 for the conservative temperature (θ) and absolute salinity (S) are provided by the Mercator Océan daily PSY2V4R4 analysis (1/12° horizontal resolution) (Lellouche et al., 2013). Ocean velocity is initially null. The open-boundary conditions (θ , S and velocities U,V) are also provided by the PSY2V4R4 mean fields at a monthly frequency for WMED36 (as in Lebeaupin Brossier et al. (2014)) and at a daily frequency for NWMED72.

2.2.3. River runoff data set

All the rivers used in the simulations are described in Fig. 1a, b and Table 1. In NWMED72, a total of 28 rivers are considered whereas 38 rivers are considered in WMED36. In this study, we collected river flow observations to increase the accuracy of the freshwater input. This is done for the 28 rivers in NWMED72 domain. Daily and hourly observations for french rivers were collected from the french institute "Banque Hydro". Spanish and Italian main rivers observations were provided by the Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente and by the University of L'Aquila, respectively. For the Ebro and Jucar Rivers only daily observations were available. The hourly set is then built from the daily set and consists in 24 consecutive identical values (Fig. 2b and c). For the Tíber, only hourly observations were available. So, the daily runoff is built from the average of the hourly set (Fig. 2a). For each river, runoff observations are taken at the hydrological station the nearest from the river mouth.

The runoff monthly climatology from Beuvier et al. (2010) is also used. This climatology was built using the climatological average of Ludwig et al. (2009) dataset to compute monthly runoff values. It is based on the values of 33 main rivers on the whole Mediterranean sea, listed in the RivDis database (Vörösmarty et al., 1996). Furthermore, in this climatology all the runoff of the secondary rivers are gathered and averaged by subbasin described in Ludwig et al. (2009) and put as a coastal runoff uniformly distributed over the coastal grid points.

Fig. 2 represents all the runoff time-series available for 4 main rivers in the northwestern Mediterranean during the SOP1. There is a significant difference between observations and climatological data set. Indeed, on Fig. 2d, which represents the Rhône River, the peak flow of the Intense Observation Period (IOP) 7a at the end of September and IOP13 occurring mid October appear clearly with the observations

Table 1

River mouth location; in italic font the rivers present in the climatology; underlined the rivers only present in WMED36; "OBS" stands for "available in observed data"; "Clim" for "contained in the [Ludwig et al. \(2009\)](#)'s climatology".

River	Longitude	Latitude	Source	River	Longitude	Latitude	Source
Var	7.1°E	43.7°N	OBS	Gravone	8.8°E	41.9°N	OBS
Loup	7.1°E	43.7°N	OBS	Porto	8.7°E	42.3°N	OBS
Siagne	6.9°E	43.6°N	OBS	Liamone	8.7°E	42.1°N	OBS
Argens	6.7°E	43.4°N	OBS	Taravo	8.8°E	41.7°N	OBS
Giscle	6.7°E	43.2°N	OBS	Rizzanese	8.8°E	41.7°N	OBS
Gapeau	6.2°E	43.1°N	OBS	Ebro	0.8°W	40.8°N	OBS / Clim
<i>Rhône</i>	4.8°E	43.5°N	OBS / Clim	Jucar	0.2°W	39.2°N	OBS / Clim
Vidourle	4.1°E	43.5°N	OBS	Tibre	12.2°E	41.7°N	OBS / Clim
Lez	3.9°E	43.5°N	OBS	Moulouya	2.4°W	35.2°N	Clim
Herault	3.4°E	43.3°N	OBS	Tafna	1.4°W	35.3°N	Clim
Orb	3.3°E	43.3°N	OBS	Cheliff	0.1°E	36.1°N	Clim
Aude	3.2°E	43.2°N	OBS	Mazafrañ	2.8°E	36.7°N	Clim
Agly	3.0°E	42.8°N	OBS	Isser	3.7°E	36.9°N	Clim
Têt	3.0°E	42.7°N	OBS	Sebau	3.8°E	36.9°N	Clim
Tech	3.0°E	42.6°N	OBS	Soummam	5.1°E	36.7°N	Clim
Golo	9.5°E	42.5°N	OBS	<i>El Kebir</i>	6.0°E	36.9°N	Clim
Tavignano	9.5°E	42.1°N	OBS	Seybouse	7.8°E	36.9°N	Clim
Fium-Orbo	9.4°E	42°N	OBS	<i>Mejerdah</i>	10.6°E	36.8°N	Clim
Solenzara	9.4°E	41.9°N	OBS				
Fango	8.7°E	42.4°N	OBS				

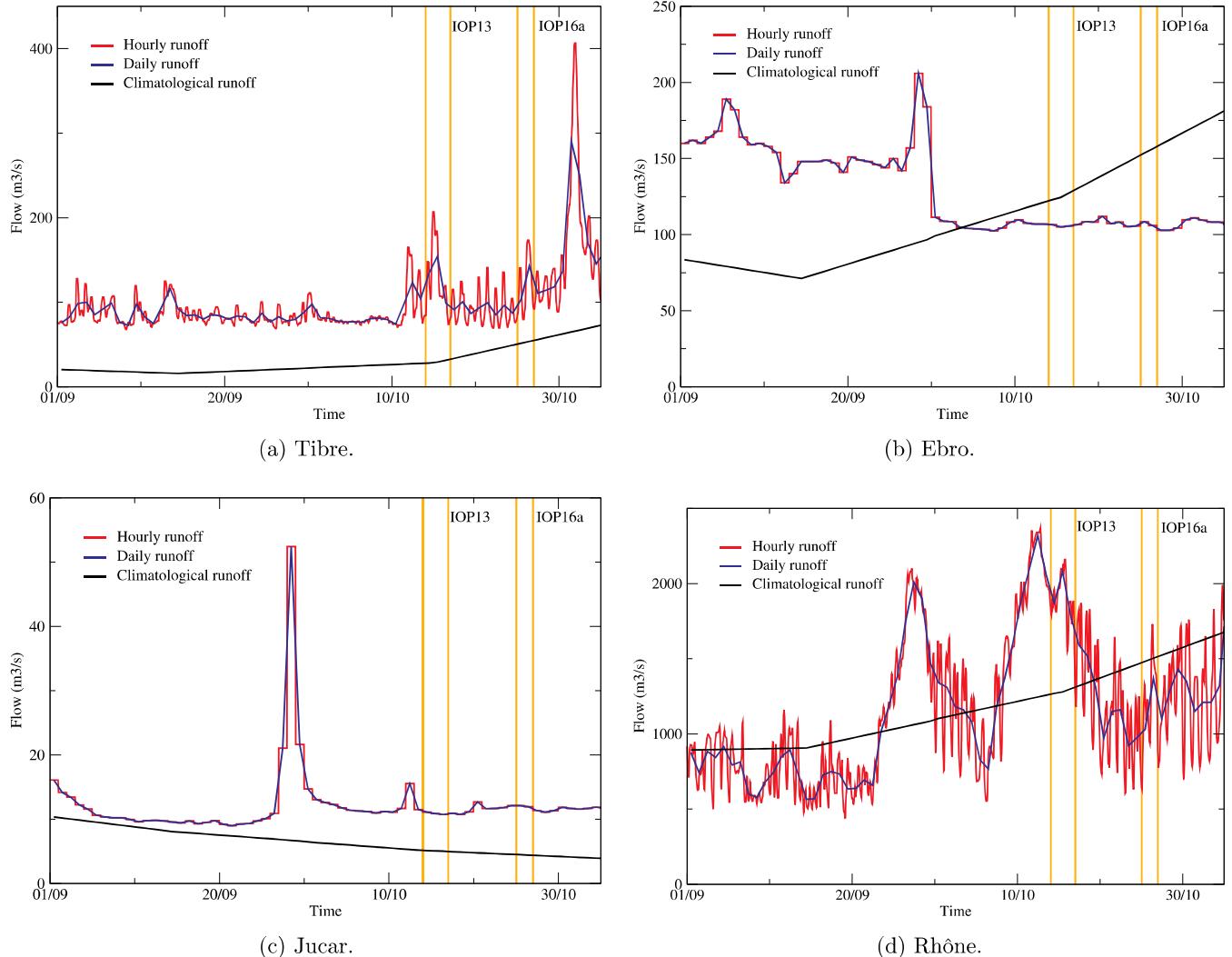


Fig. 2. Runoff (m^3/s) time-series during the SOP1 for (a) Tibre, (b) Ebro, (c) Jucar and (d) Rhône rivers: in black from the [Ludwig et al. \(2009\)](#) climatology, in blue from the daily data set and in red from the hourly data set. Orange lines mark IOP13 and 16a [see details in [Ducrocq et al. \(2016\)](#)]. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 2

Scores (bias in °C, RMSE in °C, correlation) for SST compared to the three moored buoys (GL, Az, Ta), the Marfret-Niolon Thermosalinograph (MN), the Téthys II TSG (TY) and the Europe and the Barcelona Express TSGs (Eu, Ba).

	GL			Az			Ta			
	Bias	RMSE	Corr.	Bias	RMSE	Corr.	Bias	RMSE	Corr.	
W36_CL	-0.37	0.83	0.92	1.36	1.68	0.86	-0.20	0.60	0.96	
W36_DD	-0.37	0.83	0.92	1.36	1.68	0.86	-0.19	0.59	0.96	
W36_HH	-0.37	0.83	0.92	1.35	1.68	0.86	-0.19	0.59	0.96	
N72_CL	-0.40	0.84	0.92	1.06	1.33	0.92	0.38	0.75	0.94	
N72_DD	-0.31	0.90	0.89	1.06	1.34	0.92	0.37	0.75	0.94	
N72_HH	-0.27	0.92	0.88	1.06	1.34	0.92	0.37	0.74	0.94	
N72_DD_z	-0.30	0.90	0.88	1.07	1.34	0.92	0.38	0.75	0.94	
MN			TY			EuBa				
	Bias	RMSE	Corr.	Bias	RMSE	Corr.	Bias	RMSE	Corr.	
	W36_CL	0.71	1.43	0.89	0.73	1.44	0.74	1.93	2.14	0.76
W36_DD	0.71	1.43	0.89	0.73	1.44	0.74	1.93	2.14	0.76	
W36_HH	0.71	1.42	0.89	0.73	1.44	0.74	1.93	2.14	0.76	
N72_CL	0.47	1.3	0.89	0.77	1.34	0.82	1.37	1.85	0.71	
N72_DD	0.46	1.31	0.89	0.49	1.31	0.76	-0.12	3.39	0.59	
N72_HH	0.46	1.31	0.89	0.76	1.34	0.82	0.66	2.80	0.58	
N72_DD_z	0.45	1.30	0.89	0.76	1.34	0.82	-0.25	0.62	0.99	

whereas they are obviously absent in the monthly climatology. In the following, the freshwater budget is calculated considering the WMED36 domain over the whole period of the simulation. For the climatological runoff dataset it is about 2477 m³/s included 1126 m³/s of coastal runoff which represents almost 50% of the total, whereas the contribution of freshwater for the daily runoff dataset is about 2142 m³/s with 482 m³/s for the coastal runoff. The contribution for the hourly runoff dataset is nearly the same as for the daily runoff dataset with 2137 m³/s of total freshwater with 482 m³/s of coastal runoff. The total amount of freshwater is larger in the climatological dataset due to the coastal runoff added along the coasts to figure all the secondary rivers. When only considering the main rivers, they have indeed a larger contribution in the daily and hourly observations than in climatology, as shown in Fig. 2. In summary, this means that the secondary rivers, which are now explicitly included, bring less water than the climatological coastal runoff. This, knowing that several rivers are missing in the observational datasets (notably outside France) but that there are also large uncertainties in the climatological coastal runoff values. The daily and hourly observations improves the realism of the river forcing with a greater spatial and temporal variability. It can also be noticed that a sub-daily variation of the runoff is observed on Fig. 2a and d.

Consequently, three types of river runoff forcing are applied. In WMED36 the first simulation named W36_CL uses the climatological data and coastal runoff on the whole domain. The second one uses daily observations (Table 1) where available and climatological data over the south and west subbasins (see, Fig. 1d) and is called hereafter W36_DD. The last one is the same but with hourly observations and is named W36_HH. In W36_DD and W36_HH the coastal runoff is as displayed in the Fig. 1d. Indeed, a part of the coastal runoff is deleted where new river runoffs observation are added. In NW MED72 the coastal runoff is never used in order to consider more realistic simulations. The first river forcing uses climatological data of the 4 majors rivers (Rhône, Tibre, Ebro and Jucar), called N72_CL, the second one uses daily runoff observations, called N72_DD, and the last one hourly runoff observations, named N72_HH.

For each configuration, river mouths are located in the domain using the nearest grid-point from their exact locations. In all the simulations described before, the river inflow is injected at the surface as if it was precipitation. The version 3_6 of NEMO allows us to change the way the river input is applied with the possibility to prescribe it over a defined depth rather than only at the surface. This method is only used

here with NW MED72. This last simulation called N72_DD_z has the same characteristics as the one with daily river runoff but the inflow is distributed over several ocean levels (see Section 4).

3. Validation

In this section, the validation is done by comparison of the simulations against several ocean surface observations using data from moored buoys, ships and satellites. For all of them, only values with the highest quality index are kept for validation.

The observed dataset is inhomogeneous in space and time (see Fig. S1 and - Table S1 in the supplement). The simulated SSS (Sea Surface practical Salinity) and SST (Sea Surface potential Temperature) were extracted from the model at the nearest grid point of the ocean observation locations. The closest output in time is also chosen, knowing that, WMED36 outputs are given every 3 hours whereas NW MED72 has hourly outputs for ocean surface fields. For each observed dataset, a comparison is done via several scores such as the bias (model minus observation), the root mean square error (RMSE) and the correlation coefficient over the simulation period, from the 1 September to the 4 November. Although all the simulations have been compared to observations, this section mainly presents the results of W36_CL and N72_CL for more clarity. This also permits to complement the validation works of Lebeaupin Brossier et al. (2014) and Léger et al. (2016) that used the WMED36 configuration with the climatological runoff forcing.

First, moored buoys give the observed series of atmospheric parameters (2 m-temperature, 2 m-humidity, 10 m-wind speed, direction and gust intensity, mean sea level pressure), wave parameters (height and period), as well as ocean parameters (SST and SSS). The SST and SSS observations of three buoys are used in this study (see Fig. 1b), the Lion buoy (hereafter GL, located at 4.7°E-42.1°N) and the Azur buoy (hereafter Az, at 7.8°E-43.4°N) of Météo-France, and, the Tarragona buoy (hereafter Ta at 1.5°E-40.7°N) of Puertos del Estado. Tables 2 and 3 summarize the scores against buoys. In W36_CL, the SST is in good agreement with the GL and Ta buoys with a negative bias of less than 0.4 °C and a correlation coefficient above 0.9 (Fig. 3d and f). For the Az buoy, the bias is higher due to an overestimation in late October (Fig. 3b) that is explained by a transport of warmer water by the NC. Still, a good correlation coefficient is obtained over the period (Table 2). In N72_CL, the bias is reduced at the Az buoy with an improvement of the correlation coefficient. Yet an overestimation is

Table 3

As Table 2 but for SSS, bias and RMSE in psu.

	GL			Az			Ta		
	Bias	RMSE	Corr.	Bias	RMSE	Corr.	Bias	RMSE	Corr.
W36_CL	-0.14	0.16	0.14	-0.25	0.27	0.08	-0.48	0.55	0.18
W36_DD	-0.14	0.16	0.14	-0.25	0.26	0.07	-0.49	0.55	0.21
W36_HH	-0.14	0.16	0.14	-0.25	0.26	0.06	-0.49	0.55	0.21
N72_CL	-0.15	0.18	0.33	-0.25	0.26	0.24	-0.52	0.56	0.28
N72_DD	-0.16	0.19	0.39	-0.25	0.27	0.24	-0.51	0.55	0.24
N72_HH	-0.16	0.19	0.41	-0.25	0.27	0.24	-0.51	0.55	0.23
N72_DD_Z	-0.16	0.19	0.42	-0.25	0.27	0.24	-0.51	0.55	0.22
MN			TY			EuBa			
	Bias	RMSE	Corr.	Bias	RMSE	Corr.	Bias	RMSE	Corr.
W36_CL	-0.30	0.48	0.67	-0.22	0.40	0.02	0.51	2.44	0.63
W36_DD	-0.30	0.49	0.67	-0.22	0.40	-0.01	0.48	2.44	0.63
W36_HH	-0.30	0.49	0.67	-0.22	0.40	-0.01	0.48	2.44	0.63
N72_CL	-0.28	0.48	0.53	-0.22	0.42	0.01	0.92	3.33	0.26
N72_DD	-0.32	0.50	0.57	-0.22	0.42	-0.01	-0.76	5.05	0.52
N72_HH	-0.32	0.50	0.57	-0.23	0.42	0.10	-0.33	4.77	0.47
N72_DD_Z	-0.32	0.50	0.57	-0.23	0.42	0.09	-0.38	4.31	0.54

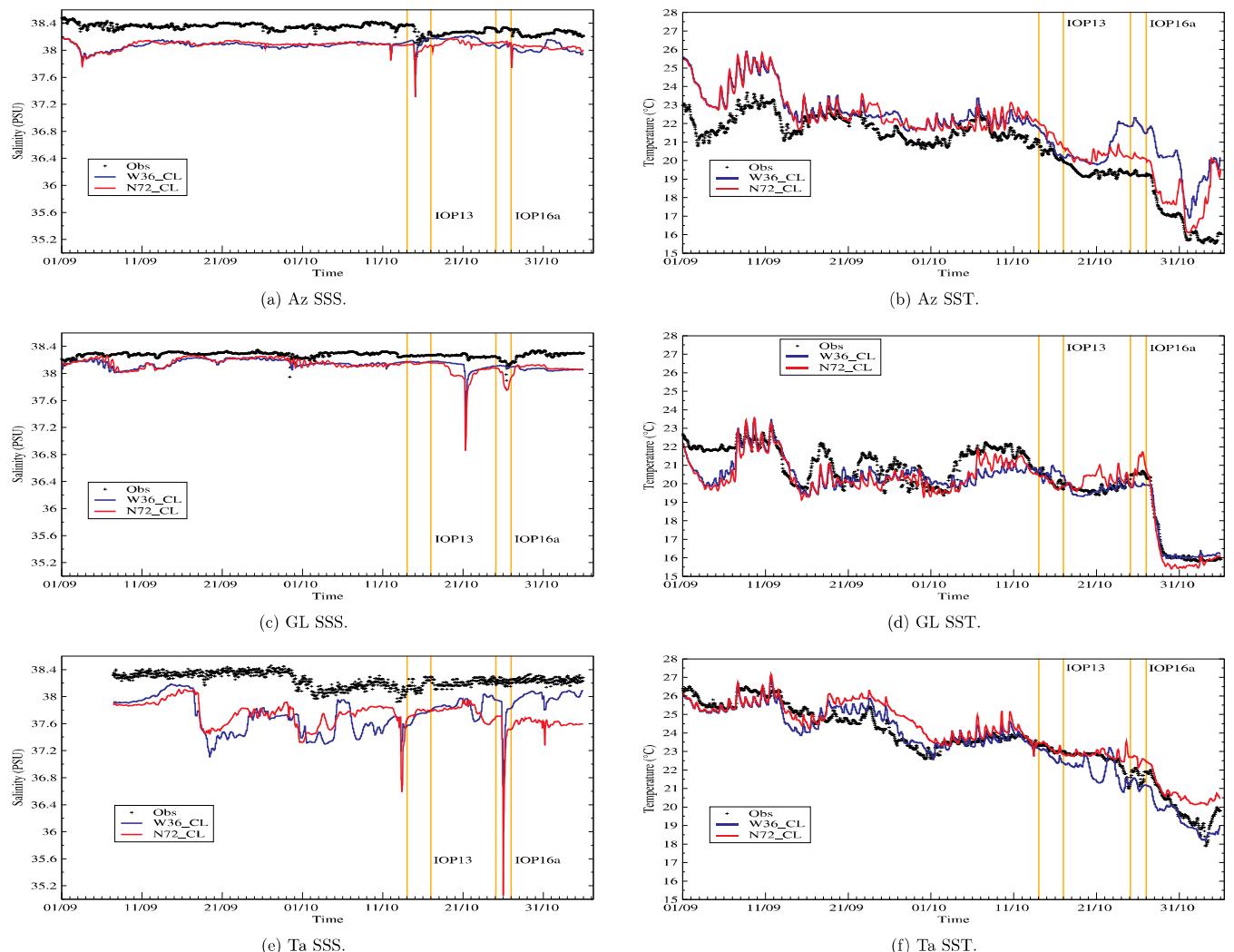


Fig. 3. Observed and simulated (a,c,e) SSS and (b,d,f) SST time-series during the SOP1 for the (a,b) Azur [Az], (c,d) Lion [GL] and (e,f) Tarragona [Ta] buoys. IOP13 and 16a are underlined in orange. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

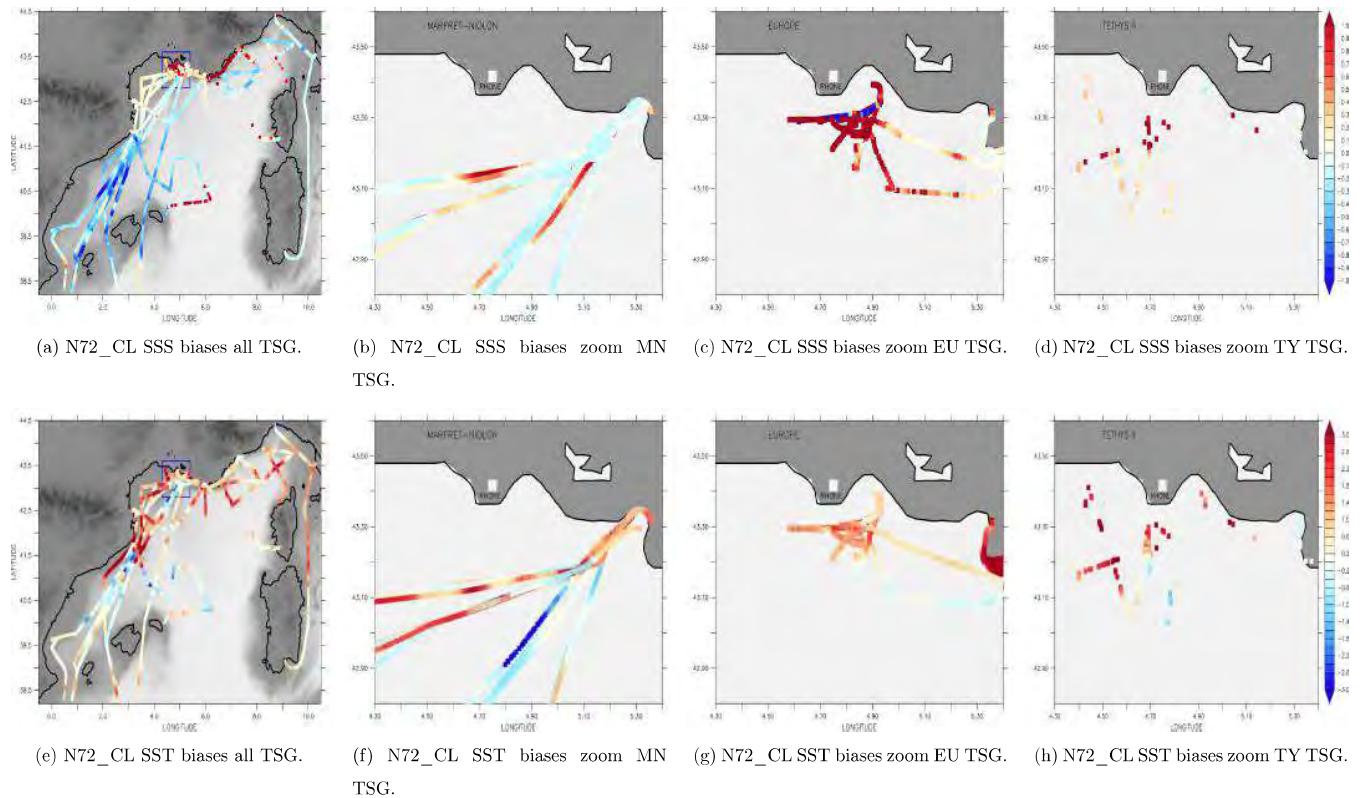


Fig. 4. N72_CL SSS (psu) [upper panels] and SST ($^{\circ}$ C) [lower panels] bias maps compared to TSG data for all ships tracks over the western Mediterranean (a,e,) and over a zoom near the Rhône river mouth for the MN (b,f), the Eu (c,g) and the TY (d,h) tracks.

observed at the end of the simulation also due to the NC in this place. For the GL buoy, after the 20 October (Fig. 3d), an overestimation is noticed. This is due to the buoy location, south of the NBF, in warmer water. The SSS for all three buoys are not very well reproduced with correlation around 0.2. A quasi-constant underestimation of the SSS is found (Table 3) which is mostly inherited from the initial conditions and a high variability with peaks is simulated (Fig. 3). All of those peaks, present both in W36_CL and N72_CL, are due to precipitation in the atmosphere forcing and each one can be related to different IOPs: IOP13 from the 13 to 16 October with a first phase along the Catalan coast (Fig. 3e) and a second along the French Riviera (Fig. 3a) (Rainaud et al., 2016; Duffourg et al., 2018), IOP15b between the 20 and 22 October impacting the Gulf of Lion (Fig. 3c) (Chazette et al., 2016) and the IOP16a between 24 and 26 October (Duffourg et al., 2016), visible on all three buoys (Fig. 3). Even though the simulated peaks produce too low SSS, most of them are present in the observation. N72_CL and W36_CL differ at the end of the simulation for the Ta buoy where W36_CL has cooler and saltier water than N72_CL (Fig. 3e and f). This is due to the eddy present in the N72_CL which keeps the warmer and less salty water apart from the colder and saltier water offshore. In W36_CL, this eddy is farther from the coast, so the water from the Gulf of Lion reaches the Catalan coast.

Surface in-situ SST and SSS data were collected with thermosalinometers on board of several ships. The Marfet-Niolon freighter (hereafter MN) made weekly round trips between France (Marseille) and Algeria (Mostaganem, Algiers) (Fig. 1a). In the context of the HyMeX program, MN was equipped with a thermosalinometer (TSG) as part of the TRANSMED network (Taupier-Letage et al., 2014). SST was measured with a high-quality sensor SBE38 whereas the surface salinity was obtained with the TSG SBE45 (see TRANSMED Website for more details) along the different routes crossing the western basin shown in Fig. 1a. The TSG data of several others ships, such as the R/V Téthys II (TY), the R/V Europe (Eu) and the container ship Barcelona Express

(Ba) (Fig. 1a and b), were collected in the operational Coriolis database and used here to validate the simulations. The comparison to TSG dataset is done using the first model level, knowing that the depth of the TSG measurement could vary (1–3 m) between ships in space and time, and also for a same ship due to its cargo.

The validation against TSG is done in Figs. 4 and 5 showing the biases along ship tracks during the SOP1. The scores are summarized in Tables 3 and 2. The results show that the SSS underestimation concerns the whole domain. For the SST, a positive bias is observed. Yet, a good correlation is obtained for both W36_CL and N72_CL simulations especially for the MN (correlation around 0.9). More locally some areas are subject to a lot of SSS and SST variability like the Catalan coast and river mouths. For example, a zoom on the Rhône River mouth is shown in Figs. 4 and 5 where TSG data are available. In both W36_CL and N72_CL, the SSS is mainly overestimated compared to observations. This can indicate that the influence of the Rhône plume is too small and does not affect enough the SSS at the TSG location (see also Fig. S1 in the supplement). The SST has mainly a positive bias in W36_CL which is reduced in N72_CL. However, bias values vary a lot from one ship to another and can be explained by the date of the sampling which may differ between ships and so as the ocean process sampled.

In order to enlarge the validation, we use satellite observations of SST available during the SOP1 from two different sources. The first satellite SST dataset comes from the Metop-A platform equipped with the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Pathfinder instrument. The L3P SST product used here is retrieved from the AVHRR infrared channels by using a multispectral technique, applying a re-mapping onto a 0.02°-resolution grid and a cloud mask. It is available twice a day (at midnight and noon). The second satellite SST dataset is obtained using the Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI) data on the Meteosat Second Generation (MSG) satellite. SST is retrieved from the SEVIRI infrared channels (10.8 and 12.0 μ m) using a multispectral algorithm that accounts for regional and

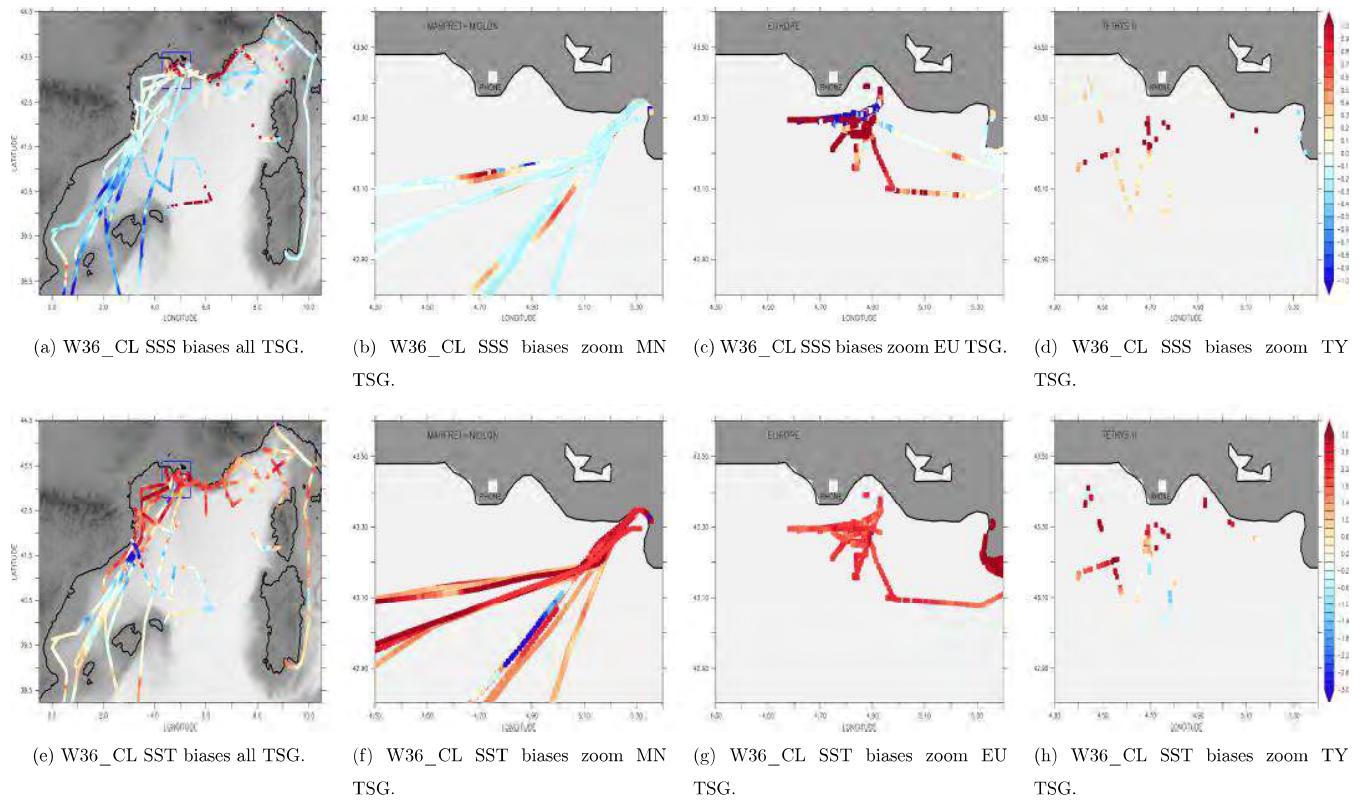


Fig. 5. As Fig. 4 but for W36_CL.

seasonal biases due to changing atmospheric conditions. The L3C product is obtained first by aggregating all 15 min SST data available in one hour time (the priority being given to the value the closest of the nominal time) and then by remapping over a 0.05° regular grid. Both dataset (METOP-L3P and SEVIRI-L3C) were developed by the Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSSST) and are produced by the European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT), Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility (OSI SAF) in France. They were made available on the HyMeX database by Centre de Meteorologie Spatiale (CMS) of Météo-France. Their coverages sample the whole WMED domain but depend on the cloud cover. Only satellite SST observations over the North-Western Mediterranean Sea (Fig. 1b) are considered for the validation to be consistent between the two configurations. For each SST satellite dataset, METOP-L3P and SEVIRI-L3C, the mean score for a day is calculated. The evolution of the scores along the SOP1 is shown in Fig. 6. The temporal evolution of the observation availability per day is also displayed on Fig. 6g and h. For METOP-L3P, it shows a good correlation with an average of 0.7 for both W36_CL and N72_CL. Days with weak values of correlation can be related to days with less data, i.e larger cloud covering (Fig. 6g). In average the bias value is around 0.55°C for W36_CL and it is reduced to 0.37°C for N72_CL. For SEVIRI-L3C, both simulations show a reduction of the bias (Fig. 6). This is explained by the frequency of observations (every hour) more in agreement with the frequency of the model outputs. In W36_CL, the bias is reduced to 0.3°C and in N72_CL to 0.2°C . The correlation is still around 0.7. Comparing with both METOP-L3P and SEVIRI-L3C, a reduction of the bias in N72_CL is found compared to W36_CL. This suggests mainly that the finer horizontal resolution allows a better representation of the SST at fine scale. Furthermore, the improvement in general of the scores in N72_CL might also be affected by the realistic boundary conditions prescribed closer than in W36_CL and impacting directly the area evaluated.

To summarize, the W36_CL and N72_CL simulations give a good

representation of the sea surface over the basin. Yet, there is still some issues with some specific areas with larger biases such as close to the river mouths, along the Catalan coast with the effect of the NBF and along the French Riviera impacted by the NC. Moreover, models tend to underestimate the SSS and especially the rapid decreases after HPEs. Several causes can produce the too strong SSS responses to precipitation: errors in precipitations in AROME-WMED in terms of intensity, a more refined vertical grid in N72 and a too small vertical diffusion. This latter aspect has been investigated with an increase of the vertical diffusivity coefficients (Fig. S2 and dummyTXdummy (Table S2 in the supplement) that does not show significant improvement. The increase in resolution from W36_CL ($1/36^\circ$) to N72_CL ($1/72^\circ$) shows some improvements on the SST and the SSS over the basin with bias reduction and slightly higher correlation coefficients.

The validation was also done for the others simulations using daily and hourly runoffs. They do not show large modification on average over the SOP1 (see Tables 2 and 3 and Figs. S3 to S6 in the supplement) but significant differences are found locally or for short periods of time and this will be discussed on the next section.

It appears that few observations are available close to river mouths, especially when considering the salinity. This makes difficult to clearly evaluate the possible improvements (or degradations) in the ocean simulation when changing the runoff forcing. So, only the sensitivity is considered in the following section.

4. River runoff input sensitivity

In this section, the goal is to better understand the impact of several runoff representation on the SSS, SST and local circulation. Only results from the NW MED72 configuration will be described as the validation showed scores improvements with resolution and the experiment with a vertical distribution of runoff was only done with N72_DD_z. Different cases will be studied to focus on the SOP1 flood events.

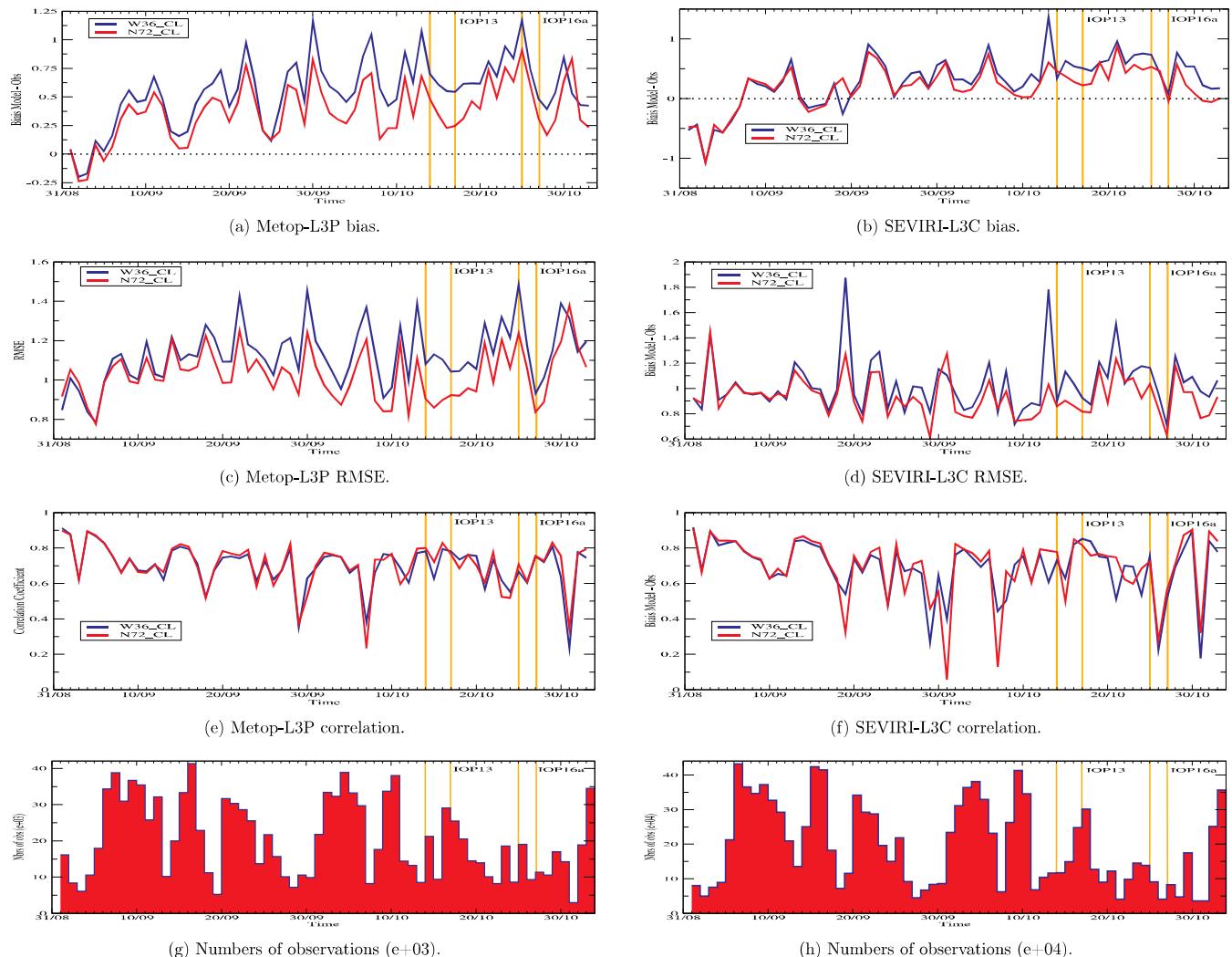


Fig. 6. Time-series of the simulated SST bias ($^{\circ}\text{C}$) (a,b), RMSE ($^{\circ}\text{C}$) (c,d) and correlation coefficient (e,f) against the Metop-L3P (a,c,e) and Seviri-L3D (b,d,f) satellite data in the north-western Mediterranean area. The number of data/pixels available each day is indicated in the lower panels (g,h).

4.1. Temporal variation of runoff

4.1.1. Impact on the stratification : The example of the IOP16a

From 25 to 28 October 2012, several MCSs affected the north-western Mediterranean area causing heavy precipitation and flooding in the south-east of France. This event known as the IOP16a is notably described in details in [Ducrocq et al. \(2014\)](#) and [Duffourg et al. \(2016\)](#).

A peak flow was observed in the Côte d'Azur region and Figs. 7a and c show the differences between N72_DD and N72_CL (Fig. 7b and d the difference between N72_DD and N72_HH) of the simulated SSS and SST, for the 27 October in this area. River plumes marked by low SST and SSS are clearly seen along the coast in N72_DD whereas they are absent in N72_CL. Indeed, in N72_DD, the SSS is reduced by more than 1 psu compare to N72_CL (Fig. 7a). Fig. 7e and f show the differences in the Mixed Layer Depth (MLD). The MLD is based on a criterion on density ($\rho_c = 0.01 \text{ kg.m}^{-3}$) and on the frequency of Brunt–Väisälä, N , that characterize the ocean stratification. Therefore, the MLD (h) satisfies the relation $\int_{lm}^h N^2 dz \geq g \frac{\rho_c}{\rho_0}$, with g the gravity and ρ_0 is the reference density of 1026 kg.m^{-3} . In the vicinity of the river mouths, the presence of fresh (very light) water close to the surface increase the stratification of the upper layer and the MLD bounded by this salt barrier is generally small. The larger differences are found between N72_DD and N72_CL and can reach more than 15 m which represent locally a reduction by

more than 80% of the N72_CL MLD. The differences between N72_DD and N72_HH are lower in term of MLD but still can represent modifications by 30% to 100%. The thinning of the ocean mixed layer (OML) enhances its sensitivity to the atmospheric forcing. Indeed, the thinner the OML, which is at the interface between the low-atmospheric levels and the ocean thermocline, the more sensitive it becomes to atmospheric forcing. As a consequence of this increase in stratification, the response in SST becomes stronger. Differences in simulated SST close to river mouths can reach 2°C between N72_DD and N72_CL (Fig. 7c).

Looking more locally on the French Riviera, close to the Argens River, Fig. 8 shows the evolution of the vertical profile of salinity and temperature during 27 October at a point near the river mouth (see the red circle in Fig. 7e). Since the Argens River is not represented in the climatology data set, the ocean profile is well mixed in N72_CL. Indeed, there are no variations in salinity or in temperature nor at the surface nor deeper in the ocean. The hourly observations of the Argens river show that the peak flow occurs early in the morning and then decreased along the day. This decrease is taken into account in N72_HH, whereas in N72_DD the peak flow is smoothed and happens "artificially" in the middle of the day (not shown). In the morning, the stratification is larger in N72_HH with colder and fresher water near the surface. Thus, a maximum difference of about 33 psu and 7°C at the surface is found

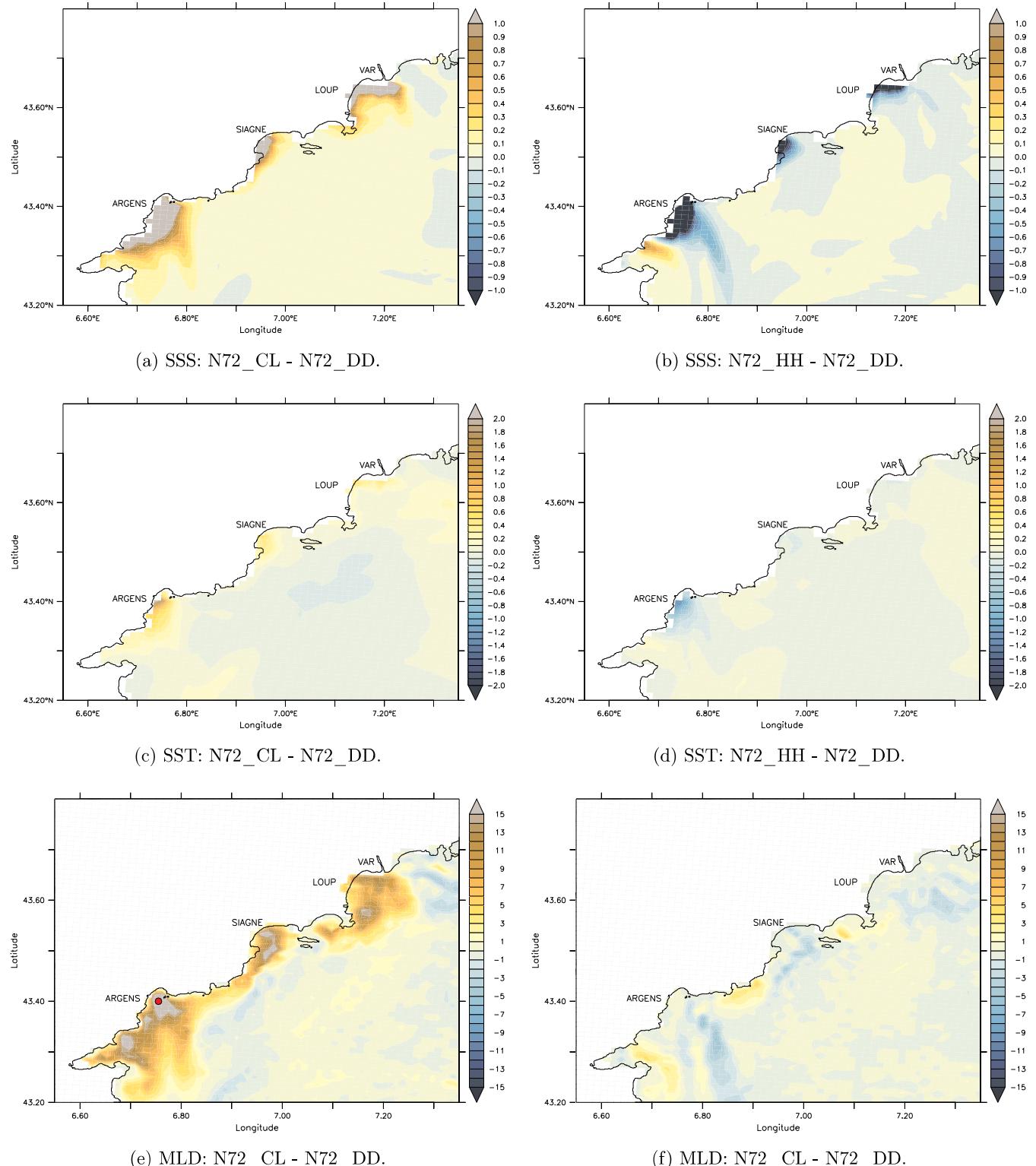


Fig. 7. Differences in the daily mean (a,b) SSS (psu), (c,d) SST ($^{\circ}$ C) and (e,f) MLD (m) between N72_DD and N72_CL (a,c,e) and between N72_DD and N72_HH (b,d,f) for the 27 October 2012 (IOP16a). Red circle (e) is the location of the vertical profiles shown in Fig. 8. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

between N72_HH and N72_CL, and of 15 psu and 4 $^{\circ}$ C between N72_DD and N72_HH. In the afternoon, the stratification in N72_HH is smaller than in N72_DD. During the day the spatial extent of the river plume differs between N72_DD and N72_HH due to the higher frequency in

N72_HH. This also explains the differences of SSS and SST, shown in Fig. 7b and d, of, respectively, more than 1 psu and almost 2 $^{\circ}$ C. The cooling at the end of the day is due to the set up of an upwelling caused by an intense episode of Mistral over the Gulf of Lion which intensifies

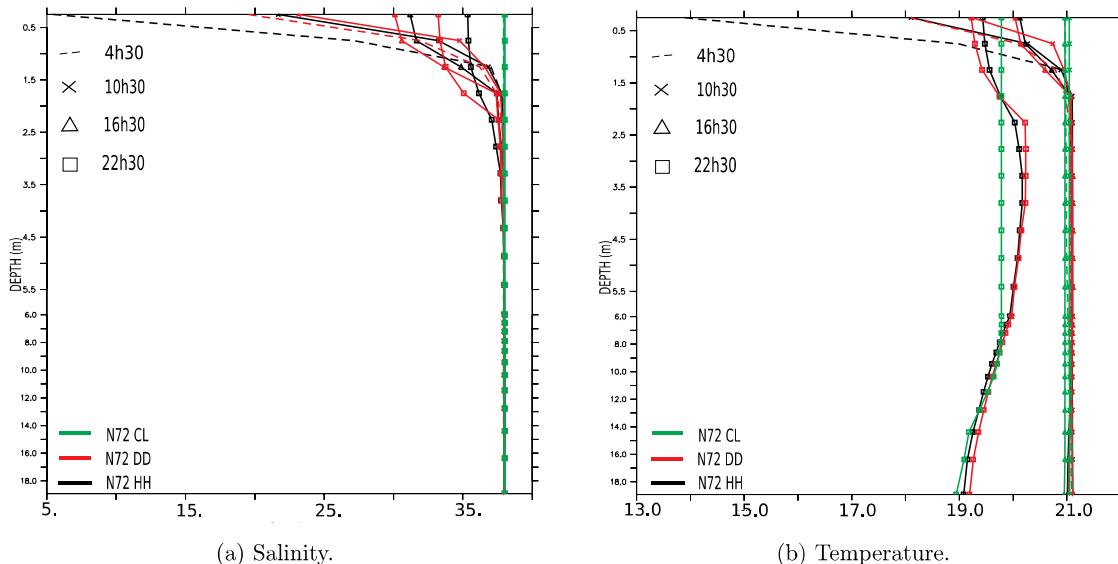


Fig. 8. (a) Salinity and (b) temperature vertical profiles near the Argens river mouth (see Fig. 7e) during the 27 October 2012 (IOP16a) with a zoom for the 6 m upper layer: N72_CL in green, N72_DD in red and N72_HH in black. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

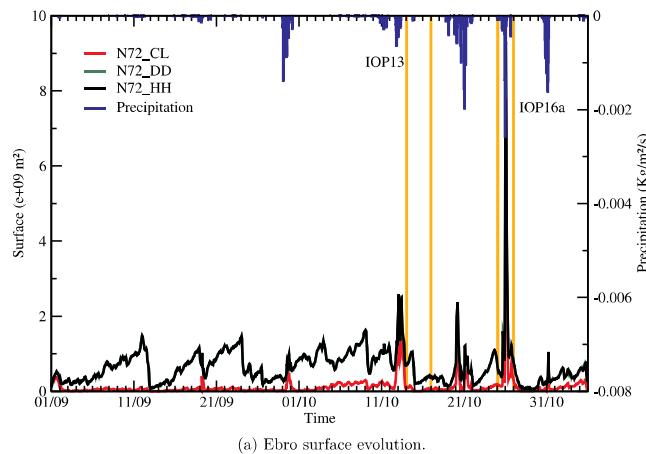


Fig. 9. Simulated time-series of the Ebro surface plume (m^2) during the SOP1. The upper histogram in blue indicates precipitation rate in $kg/m^2/s$ on average over the area in the AROME atmospheric forcing. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

on 28 October (Lebeaupin Brossier et al., 2014; Rainaud et al., 2016; 2017).

4.1.2. Plume and ocean surface circulation

The amount of freshwater input from rivers forms a plume in the ocean. Fig. 9 represents the evolution of the Ebro plume surface during the SOP1 for the three NWMED72 simulations. The area is delineated over a domain around the Ebro river mouth with a SSS below 37 psu. On average, the surface of the river plume is 5 times higher in N72_DD than in N72_CL, whereas the plume surface evolution is similar between N72_DD and N72_HH (Fig. 9). This shows that using daily or a hourly frequency do not have a great influence on the extent of the river plume. A high variability is found, even in N72_CL, as large peaks are found related to low-salinity lenses caused by the precipitation that artificially increase the "plume" surface. Several decreases in the surface are also noticed, mainly in N72_DD and N72_HH, and can be due to various factors such as a decrease in the river flow, a modification of the

wind velocity or direction leading to coastward advection or to higher mixing or modification in the circulation in the area.

Another approach is to look at the SSS variability over the SOP1 to estimate the extent of the plume (Fig. 10a). It is shown for a zoom in the Gulf of Lion. The variability is computed as $\sqrt{\frac{\sum_i^N (SSS_i - \bar{SSS})^2}{N}}$ and high values give the influence area of the river plumes. The Rhône river plume appears clearly and have the largest variability. The variability is larger in N72_DD than in N72_CL (Fig. 10b) and river plumes such as for the Aude or the Orb, which are not present in N72_CL, appear along the coast. Here, SSS variability between N72_DD and N72_HH appears quite similar as the differences are very small (Fig. 10c) and confirm previous results on the Ebro case considering plume extent.

Fig. 11a shows SSS and surface current velocity differences between N72_DD and N72_CL over the Gulf of Lion, on the 14 October 2012. This date corresponds to the IOP13 when the Rhône River reached a peak flow (Fig. 2). Most of the differences between simulations are located in the NBF, mainly due to small modifications in the circulation (not shown), and near the Rhône River mouth (Fig. 11a). Fig. 11b displays the surface current direction in the Gulf of Lion for N72_DD and N72_CL and the shade quantify the change in the current direction between the two simulation. Even if the general direction of the current is globally unchanged we can notice some local differences in the Rhône River plume (up to 30°). The largest differences in velocity near river mouths can first be explained by the filtered free surface elevation scheme of Roulet and Madec (2000) that produces a larger additional force in the momentum equation in response to a larger runoff input at the river mouths as found here with the better represented Rhône River flood in N72_DD. In addition, the spreading of freshwater over a heavier fluid results in a decrease in potential energy as it is partially converted into kinetic energy and thus in an intensification of the plume-induced circulation (Chao and Boicourt, 1986). Comparing N72_DD and N72_HH, differences of current intensity are small and do not exceed 0.04 m/s in this area (not shown).

To summarize, changing from climatological runoff forcing to daily forcing has a significant impact on the local ocean surface and stratification. Indeed, during flood events the SSS and SST are lower, when using daily observations, in the vicinity of river mouths. The impact is also observed on the representation of the river plumes becoming larger and thus extend their influence. Furthermore, the current intensity

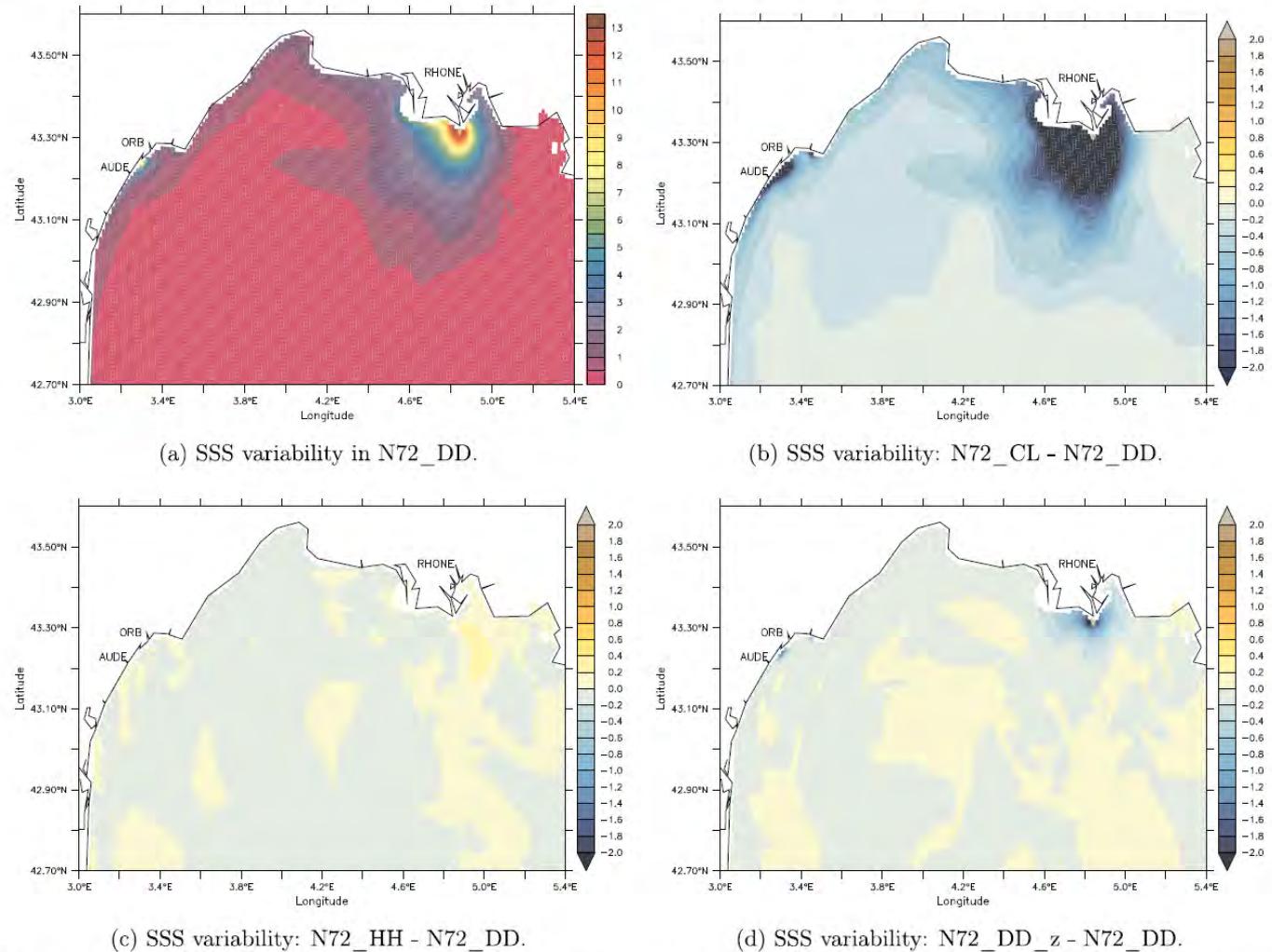


Fig. 10. (a) SSS variability (psu) over the Gulf of Lion during the SOP1 for N72_DD and differences in SSS variability between N72_DD and (b) N72_CL, (c) N72_HH and (d) N72_DD_z.

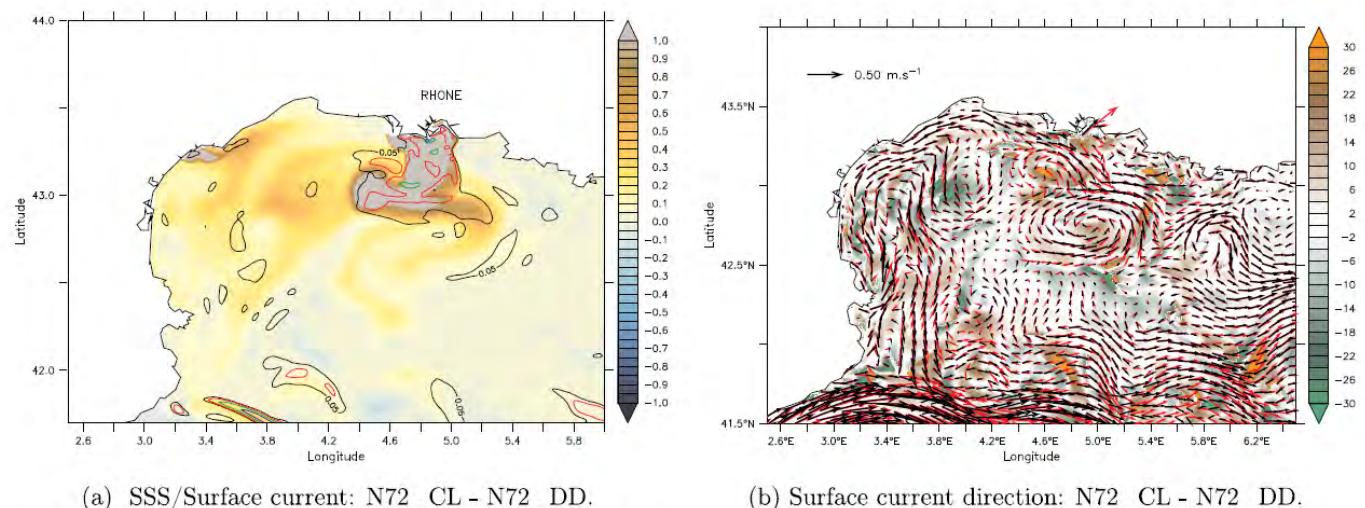


Fig. 11. Differences between N72_CL and N72_DD over the Gulf of Lion for the 14 October 2012 (IOP13) in (a) SSS (psu) and (b) current direction (° positive clockwise). Colored contours in (a) represent the differences in current velocity (every 0.05 m/s). Black [red] arrows in (b) represent the surface current in N72_CL [N72_DD]. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

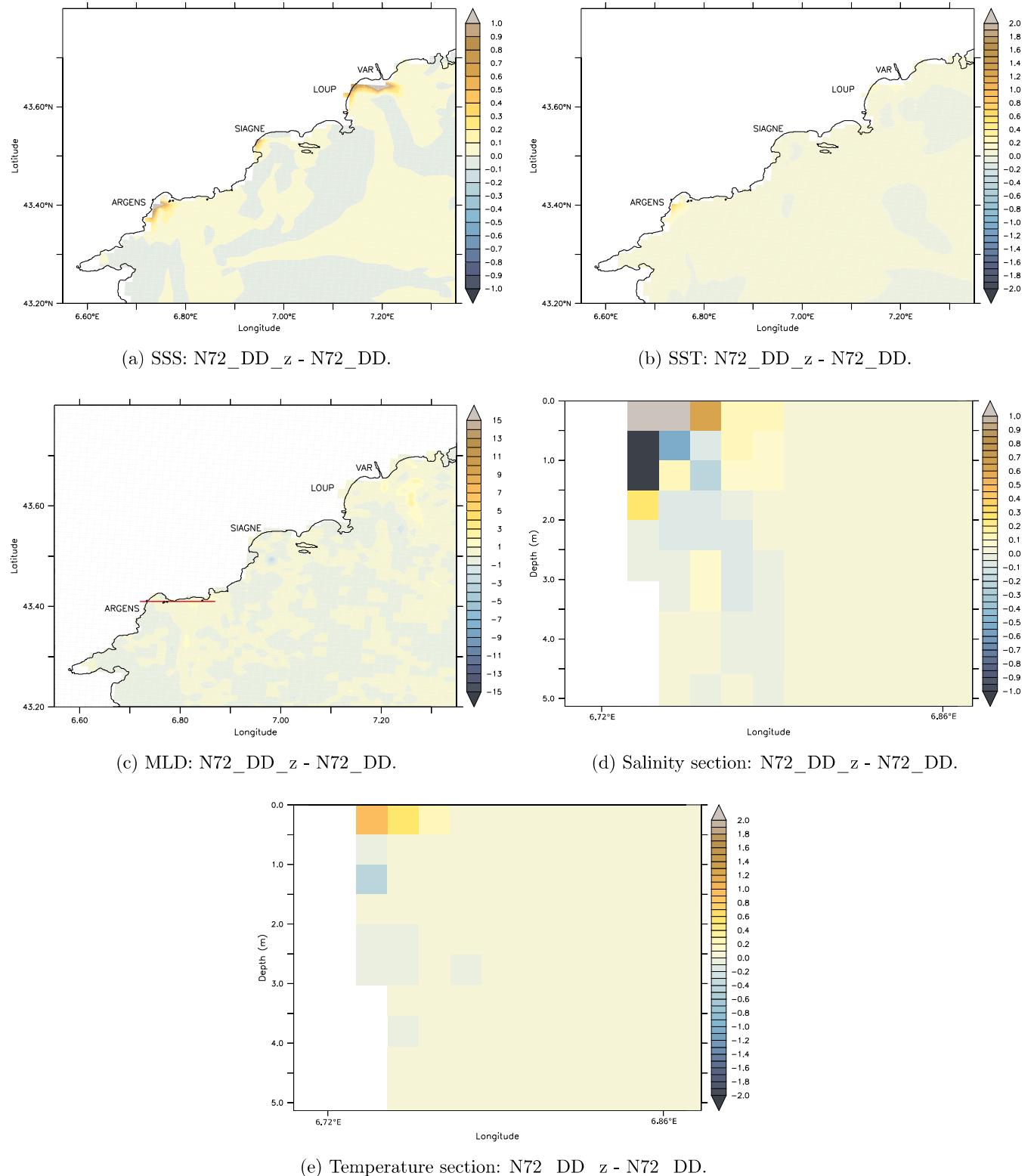


Fig. 12. 27 October 2012 (IOP16a): Differences in the daily mean (a) SSS (psu), (b) SST (°C), (c) MLD (m), and for a vertical cross section (shown by the red line in c) in (d) salinity (psu) and (e) temperature (°C). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

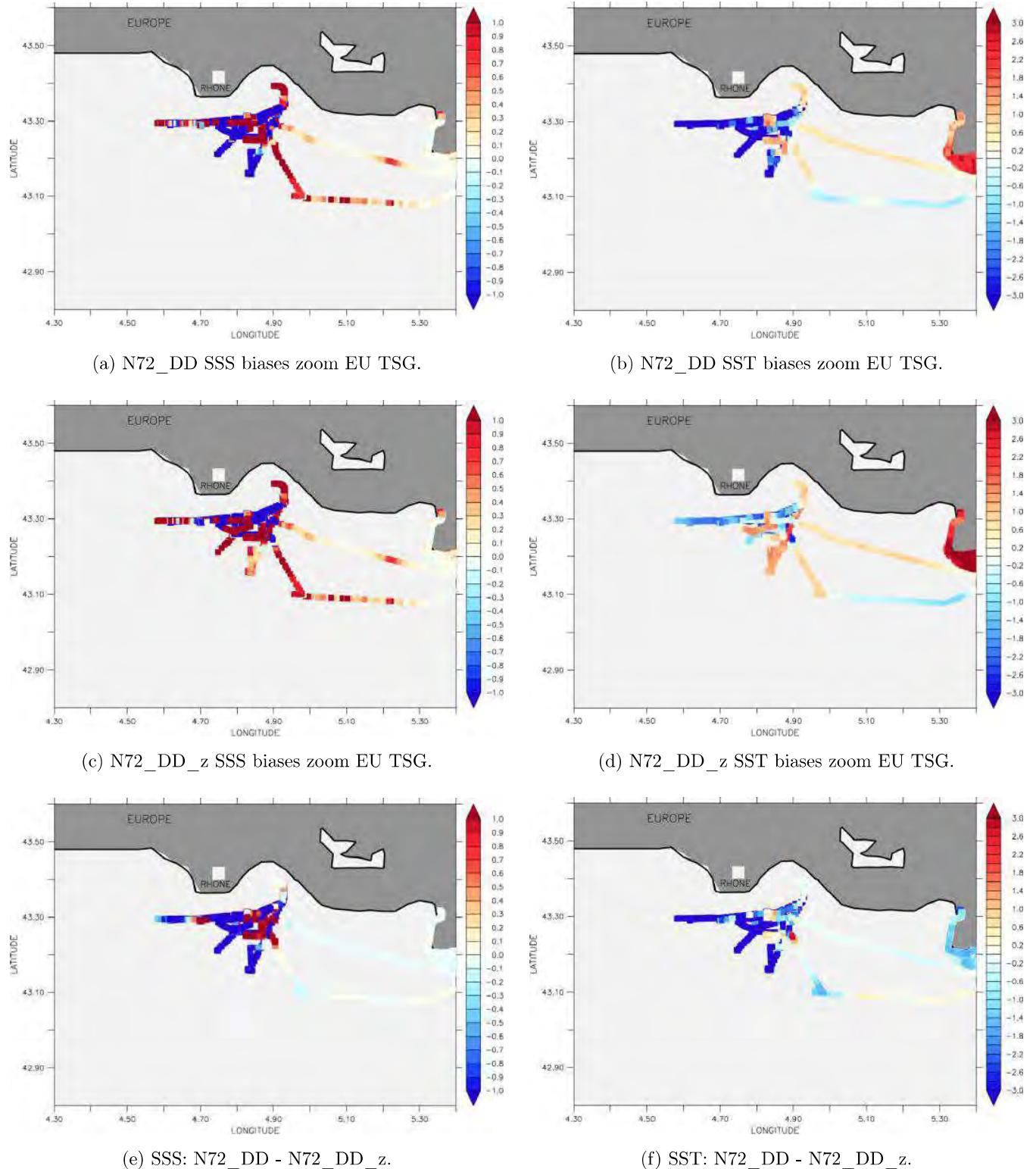


Fig. 13. (a,c) SSS (psu) and (b,d) SST ($^{\circ}$ C) bias maps compared to TSG data from the Eu for N72_DD (a,b) and N72_DD_z (c,d). (e,f) differences between N72_DD and N72_DD_z along the Eu TSG track.

within the plumes is increased and the current direction is slightly modified. When changing from daily to hourly runoff forcing, the overall impact is smaller regarding period of time of several months such as the SOP1.

Similar comparisons were done for the WMED36 configuration (not

shown) and lead to the same conclusions.

4.2. Depth sensitivity

In this section, the impact of a vertical distribution of the runoff

forcing is examined. Indeed, the depth in which the flow is homogeneously distributed can be imposed or calculated inline via a linear expression which is now made available in NEMO v3_6. It takes into account a maximum depth (*depth_max* in meter) and a maximum runoff (*run_max* in kg/m²/s). Therefore, the depth over which the river runoff will be prescribed is calculated as $\text{runoff_depth} = \frac{\text{depth_max}}{\text{run_max}} * \text{zrnf}$ with *zrnf* the maximum value of runoff for a specific river over a period of time. In our case, we choose to compute once and for all the depth for each river with *depth_max* = 7 m corresponding to 14 levels in NW MED72, *run_max* = 0.6 kg/m²/s and *zrnf* the maximum runoff for the considered river over the SOP1. *run_max* is defined just above the maximum value of the Rhône River taken as reference since it represents the biggest river inflow during our period of simulation. Following the same rule, *depth_max* is defined to 7 m compared to the bathymetry depth at the Rhône River mouth.

Fig. 12 shows for 27 October, the surface and vertical sections of the salinity and temperature differences between N72_DD and N72_DD_z near the Argens River whose runoff input is over 1 m depth representing 2 levels in our model. In N72_DD_z, the surface water is warmer and saltier whereas the water "deeper" is colder and less salty than in N72_DD in range of more than 1 psu and 1 °C. The MLD differences over the French Riviera between N72_DD and N72_DD_z are only about few meters (**Fig. 12c**) but the MLD is increased by 70% at some points near the river mouths in N72_DD_z compared to N72_DD(not shown). The SSS variability differences between N72_DD and N72_DD_z over the whole SOP1 (**Fig. 10d**) confirm that the major changes are located close to the river mouths.

Like for the others simulations the validation of N72_DD_z was done and scores are shown in **Tables 2** and **3**. Generally, the scores for moored buoys and TSG in SST and SSS are the same as for N72_DD, or slightly better in some case. TSG biases of N72_DD and N72_DD_z are comparable between the two simulations over the domain.

More locally looking at the Europe ship, SSS (**Fig. 13a** and c) and SST (**Fig. 13b** and d) biases showed significant differences. Indeed, **Fig. 13e** and f represents SSS and SST differences between N72_DD and N72_DD_z. Large variations are only located in the vicinity of the Rhône River mouth and can reach more than 1 psu and 3 °C. Indeed, near the Rhône River mouth in N72_DD the SST is mainly underestimated compared to the observations (**Fig. 13b**). In N72_DD_z the biases are reduced with an increase of the SST (**Fig. 13d**). This is due to the vertical redistribution of the input flow that brings less freshwater at the surface but more in the levels below. Indeed, when the river flow is injected in surface, it induces a very thin layer of freshwater and induces a marked salt barrier in the very first meters (1–2 m-depth) of the ocean. This salt barrier thus bounds an internal mixed layer that isolates the layer(s) below from the air-sea interactions. It means that for identical sea surface fluxes, the response of the internal layer will be more intense than for a "typical" mixed layer of 20 to 30 m-depth. When the river flow is injected along a depth, the internal layer is in fact thicker and the salt barrier is less marked. So, due to this (high but) lower stratification in the very upper layer and in case of heat loss, the temperature of the internal layer will decrease less than when runoff forcing is applied in surface [but the cooling will affect a deeper layer (5–7 m-depth)]. The SST decreases but to a lesser extent. And finally, for a same river flow and same atmospheric forcing, it leads to a warmer SST when the flow is vertically distributed. The SSS is also impacted, notably in the influence area of the Rhône plume where the SSS values in N72_DD_z are mostly higher than in N72_DD.

To summarize, the vertical distribution of the runoff is impacting the ocean salinity and temperature near river mouths with saltier and warmer water at the surface than below. The stratification is thus reduced and the MLD is increased.

5. Conclusion

Heavy precipitation events occurring in the northwestern Mediterranean basin have a significant impact on the river runoff producing brief and large amount of freshwater running to the sea. Such events constitute major contributions to the water cycle of the region and concern the three Earth compartments: atmosphere, continental surface and ocean.

This study investigates the ocean sensitivity to river forcing. In addition, it allows a first validation of a new ocean configuration over the northwestern Mediterranean basin at 1/72° horizontal resolution. The results of the NEMO ocean model simulations using three types of runoff forcing (monthly climatology, daily and hourly observations) were compared to ocean in-situ observations collected during the SOP1 and satellite data. They showed an agreement with observations on average even if the model tend to underestimate the SSS. Indeed, overestimation of SSS decreases and SST diurnal cycle are noticed. Considering this, our model might overestimate coastal oceanic responses to flood event in the results discussed in this paper. A test with higher vertical diffusivity coefficients for tracers and momentum does not lead to significant improvement. In fact, such oceanic responses strongly depend on the atmospheric flux forcing. Moreover, for N72, our changes in the description of the vertical levels in the ocean might have enhanced the large response of the first layer. So, this problem might be more complex and requires further investigation and notably sensitivity tests on vertical mixing scheme and comparison to what is used for example in operational oceanography for regional models such as at Mercator-Océan. In any case, more salinity observations over the domain and especially near the coast and in the mixed layer would have been useful for validation and in order to better assess the modifications of simulations using runoff observations. To go further in the process of validation, satellite images of chlorophyll could be used to look at the extent and shape of river plumes. However, this implies to correctly relate chlorophyll with modelled tracers. And such evaluation is difficult in the absence of a biogeochemistry compartment in the model.

Then, a detailed comparison between the simulations were done showing large differences on the ocean stratification. During flood events in particular, the SSS is significantly impacted near river mouths. Indeed, observed runoff values allowed to describe the high frequency variability and thus the peak flows. Thus, the extent and variability of river plumes are drastically increased. Large reduction of the MLD is noticed in the vicinity of river mouths in the simulations with observed runoff forcing compared to those using the climatology. This leads to a modification of the SST, as the smaller the MLD is, the higher the response of the ocean mixed layer to the atmospheric forcing is in this area. In future work, the coupled AROME-NEMO system will be used in order to better assess the impact on the air-sea fluxes and on the low-level atmospheric conditions. The current intensity is also increased in the river plume when using runoff observations, in response to the free surface elevation related to the larger amount of incoming freshwater during flood.

Smaller differences are found when comparing simulations using daily and hourly observed forcing. In both cases, the peak flow is well represented but a delay can be artificially introduced in simulations using daily dataset, as in that case the peak flow always happen at noon due to the NEMO time interpolation. This has an impact mostly on the extent of the plume and thus locally on the SSS, SST and MLD.

Finally, a simulation where the runoff is vertically distributed shows local impacts. The salinity and the temperature are changed in surface but also on the ocean levels below. This is due to the lower contribution of freshwater at the surface than deeper. The MLD and the stratification are also changed such as the plume variability near river mouths.

To conclude, the need of using observed runoff data with a high temporal frequency (daily, hourly) to drive ocean models has been illustrated here, especially in case of floods. Indeed, such realistic forcing allows to well reproduce the ocean response to flood event, in term of

stratification and plume dynamics. Nowadays, almost all European ocean forecast centers use monthly mean runoff datasets (Lellouche et al., 2013; Tonani et al., 2014). Therefore the results obtained here show that the use of a higher runoff frequency in forecast system can strongly impact the ocean circulation and stratification in particular in coastal areas. Nevertheless, the use of high frequency river runoff observations requires to collect a large amount of data. Thus, an [and sometimes several] updated and maintained database is [are] needed. In addition, the data collection can be difficult particularly when the studied domain covers several countries. The use of a vertical input for river runoff demands also accurate information about each river depth in the domain and that can be difficult to collect. Nevertheless, the simulation appears to be more realistic.

A way to describe the strong river flow variations properly could be to use river runoff forecasts (at a daily or hourly time step) from a hydrometeorological model and/or a box model approach (Verri et al., 2018). More broadly, this finally calls for the development of integrated prediction systems, that are of strong interest for coastal regions that have a huge vulnerability to severe hazards in many aspects such as urbanization, floods, pollutant, marine ecosystems or erosion.

Acknowledgments

This work is a contribution to the HyMeX program (*Hydrological cycle in the Mediterranean EXperiment - <http://www.hymex.org>*) and to the SiMed project (*SiMulation of the MEDiterranean Sea*) through INSU-MISTRALS support. The authors acknowledge the Occitanie French region for its contribution to César Sauvage's PhD at CNRM. The authors thank Météo-France for supplying the two moored buoys dataset, in particular the team of the Centre de Météorologie Marine who manages their maintenance, and for supplying the AROME-WMED operational forecasts sponsored by Grants MISTRALS/HyMeX and IODA-MED project (*Innovative Observing and Data Assimilation systems for severe weather events in the MEDiterranean*, ANR-11-BS56-0005). The authors thank Puertos Del Estado for providing data from the Tarragona buoy. The authors also thank Thomas Arsouze (ENSTA/LMD) for his help during the development of the NEMO (v3.6) NW MED72 configuration, and Mercator Océan for supplying the PSY2V4R4 analyses. The authors thank Pere Quintana Seguí from the Observatori de l'Ebre in Barcelona for providing the access to the runoff observations of the Ebro and Jucar Rivers. The authors finally acknowledge the MISTRALS/HyMeX database teams (ESPRI/IPSL and SEDOO/OMP) for their help in accessing to the AROME-WMED forecasts, to the PSY2V4R4 analyses and to the in-situ (moored buoys and TRANSMED thermosalinometer) and satellite (Seviri and Metop) data. The thermosalinograph data from the R/V Téthys II, the R/V Europe and the Barcelona Express were collected and made freely available by the Coriolis project and programmes that contribute to it (<http://www.coriolis.eu.org>). The TRASNMED system (www.mio.univ-amu.fr/?TRANSMED) was first fostered by the CIESM under the program TRANSMED/PartnerSHIPS (www.ciesm.org/marine/programs/partnerships.htm), and achieved thanks to the support of the INSU MISTRALS/HyMeX program. The MIO has received funding from European FEDER Fund under project 1166-39417.

Supplementary material

Supplementary material associated with this article can be found, in the online version, at doi:[10.1016/j.ocemod.2018.09.005](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.09.005)

References

- Barnier, B., Madec, G., Penduff, T., Molines, J.-M., Treguier, A.-M., Le Sommer, J., Beckmann, A., Biastoch, A., Böning, C., Dengg, J., Derval, C., Durand, E., Gulev, S., Remy, E., Talandier, C., Theetten, S., Maltrud, M., McClean, J., De Cuevas, B., 2006. Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dyn.* 56 (5), 543–567. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0082-1>.
- 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.: Oceans* 117 (C7). <https://doi.org/10.1029/2011JC007679>. C07022
- Beuvier, J., Sevault, F., Herrmann, M., Kontoyiannis, H., Ludwig, W., Rixen, M., Stanev, E., Béranger, K., Somot, S., 2010. Modelling the mediterranean sea interannual variability during 1961–2000: focus on the eastern mediterranean transient (EMT). *J. Geophys. Res.* 115 (C08017). <https://doi.org/10.1029/2009JC005950>.
- Blanke, B., Delecluse, P., 1993. Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. *J. Phys. Oceanogr.* 23 (7), 1363–1388. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<1363:VOTTAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<1363:VOTTAO>2.0.CO;2).
- Bormans, M., Garrett, C., Thompson, K., 1986. Seasonal variability of the surface inflow through the strait-of-gibraltar. *Oceanan. Acta* 9 (4), 403–414.
- Brando, V.E., Braga, F., Zaggia, L., Giardino, C., Bresciani, M., Matta, E., Bellafiore, D., Ferrarin, C., Maiu, F., Benetazzo, A., Bonaldo, D., Falcieri, F.M., Coluccelli, A., Russo, A., Carniel, S., 2015. High-resolution satellite turbidity and sea surface temperature observations of river plume interactions during a significant flood event. *Ocean Sci.* 11 (6), 909–920. <https://doi.org/10.5194/os-11-909-2015>.
- Broche, P., Devenon, J.-L., Forget, P., de Maistre, J.-C., Naudin, J.-J., Cauwet, G., 1998. Experimental study of the Rhône plume. Part I: physics and dynamics. *Oceanologica Acta* 21 (6), 725–738. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(99\)80002-4](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(99)80002-4).
- Buzzi, A., Tartaglione, N., Malguzzi, P., 1998. Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: role of orography and moist processes. *Mon. Weather Rev.* 126 (9), 2369–2383. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<2369:NSOTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<2369:NSOTP>2.0.CO;2).
- Chao, S.-Y., Boicourt, W.C., 1986. Onset of estuarine plumes. *J. Phys. Oceanogr.* 16 (12), 2137–2149. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1986\)016<2137:OEOEP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1986)016<2137:OEOEP>2.0.CO;2).
- Chazette, P., Flamant, C., Raut, J.-C., Totems, J., Shang, X., 2016. Tropical moisture enriched storm tracks over the mediterranean and their link with intense rainfall in the Cévennes-Vivarais area during HyMeX. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142, 320–334. <https://doi.org/10.1002/qj.2674>.
- Delrieu, G., Nicol, J., Yates, E., Kirstetter, P.-E., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Obled, C., Saulnier, G.-M., Ducrocq, V., Gaume, E., Payastre, O., Andrieu, H., Ayral, P.-A., Bouvier, C., Neppel, L., Livet, M., Lang, M., du Châtele, J.P., Walpersdorf, A., Wobrock, W., 2005. The catastrophic flash-flood event of 8–9 september 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cévennes–Vivarais mediterranean hydrometeorological observatory. *J. Hydrometeorol.* 6 (1), 34–52. <https://doi.org/10.1175/JHM-400.1>.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Agagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G., Estournel, C., Bouabrahmi, N.F., Font, J., Grubisic, V., Gualdi, S., Homar, V., Ivančan-Picek, B., Kottmeier, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M.C., Ludwig, W., Lutolf, C., Mariotti, A., Richard, E., Romero, R., Rotunno, R., Roussot, O., Ruin, I., Somot, S., Taupier-Letage, I., Tintore, J., Uijlenhoet, R., Wernli, H., 2014. HyMeX: a 10-Year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 95 (7), 1063–1082. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-0024.1>.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansa, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayral, P.-A., Belamari, S., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Bock, O., Boichard, J.-L., Bouin, M.-N., Bousquet, O., Bouvier, C., Chiggiato, J., Cimini, D., Corsmeier, U., Coppola, L., Cocquerez, P., Defer, E., Delanoë, J., Girolamo, P.D., Doerenbecher, A., Drobinski, P., Dufournet, Y., Fourrié, N., Gourley, J.J., Labatut, L., Lambert, D., Coz, J.L., Marzano, F.S., Moliné, G., Montani, A., Nord, G., Nuret, M., Ramage, K., Rison, W., Roussot, O., Said, F., Schwarzenboeck, A., Testor, P., Baeten, J.V., Vincendon, B., Aran, M., Tamayo, J., 2014. HyMeX-SOP1: the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 95 (7), 1083–1100. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00244.1>.
- Ducrocq, V., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Santaner, V.H., Kalthoff, N., Richard, E., Wernli, H., 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’. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142, 1–6. <https://doi.org/10.1002/qj.2856>.
- Duffourg, F., Lee, K.-O., Ducrocq, V., Flamant, C., Chazette, P., Di Girolamo, P., 2018. Role of moisture patterns in the backbuilding formation of HyMeX IOP13 heavy precipitation systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 144 (710), 291–303. <https://doi.org/10.1002/qj.3201>. QJ-17-0003.R1
- Duffourg, F., Nuisier, O., Ducrocq, V., Flamant, C., Chazette, P., Delanoë, J., Doerenbecher, A., Fourrié, N., Di Girolamo, P., Lac, C., Legain, D., Martinet, M., Said, F., Bock, O., 2016. Offshore deep convection initiation and maintenance during the HyMeX IOP 16a heavy precipitation event. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142 (S1), 259–274. <https://doi.org/10.1002/qj.2725>.
- Efstathiou, G.A., Lolis, C.J., Zoumakis, N.M., Kassomenos, P., Melas, D., 2014. Characteristics of the atmospheric circulation associated with cold-season heavy rainfall and flooding over a complex terrain region in Greece. *Theor. Appl. Climatol.* 115, 259–279. <https://doi.org/10.1007/s00704-013-0899-8>.
- Estournel, C., Broche, P., Marsaleix, P., Devenon, J., Auclair, F., Vehil, R., 2001. The Rhône river plume in unsteady conditions : numerical and experimental results. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53, 25–38. <https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0685>.
- Estournel, C., Kondrachoff, V., Marsaleix, P., Vehil, R., 1997. The plume of the Rhône: numerical simulation and remote sensing. *Cont. Shelf Res.* 17 (8), 899–924. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(96\)00064-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(96)00064-7).

- Fournier, S., Lee, T., Gierach, M.M., 2016. Seasonal and interannual variations of sea surface salinity associated with the Mississippi River plume observed by SMOS and Aquarius. *Remote Sens. Environ.* 180 (Supplement C), 431–439. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.050>. Special Issue: ESA's Soil Moisture and Ocean Salinity Mission - Achievements and Applications
- Fourrié, N., Bresson, E., Nuret, M., Jany, C., Brousseau, P., Doerenbecher, A., Kreitz, M., Nuissier, O., Sevault, E., Bénichou, H., Amodei, M., Pouponneau, F., 2015. AROME-WMED, a real-time mesoscale model designed for the HyMeX special observation periods. *Geosci. Model Dev.* 8 (7), 1919–1941. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1919-2015>.
- Herzfeld, M., 2015. Methods for freshwater riverine input into regional ocean models. *Ocean Model.* 90, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.04.001>.
- 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 (11), 8139–8171. <https://doi.org/10.1002/2016JC011857>.
- Hu, Z.Y., Petrenko, A.A., Doglioni, A.M., Dekeyser, I., 2011. Numerical study of eddy generation in the western part of the Gulf of Lion. *J. Geophys. Res.: Oceans* 116 (C12). <https://doi.org/10.1029/2011JC007074>, C12030.
- Ivančan-Picek, B., Horvath, K., Mahović, N.S., Gajic-Čapka, M., 2014. Forcing mechanisms of a heavy precipitation event in the southeastern Adriatic area. *Nat. Hazards* 72 (2), 1231–1252. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1066-y>.
- Krichak, S.O., Alpert, P., Dayan, M., 2004. The role of atmospheric processes associated with hurricane Olga in the december 2001 floods in Israel. *J. Hydrometeorol.* 5 (6), 1259–1270. <https://doi.org/10.1175/JHM-399.1>.
- Lazar, A., Madec, G., Delecluse, P., 1999. The deep interior downwelling, the Veronis effect, and mesoscale tracer transport parameterizations in an OGCM. *J. Phys. Oceanogr.* 29 (11), 2945–2961. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<2945:TDIDTV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<2945:TDIDTV>2.0.CO;2).
- Lebeaupin Brossier, C., Arsouze, T., Béranger, K., Bouin, M.-N., Bresson, E., Ducrocq, V., Giordani, H., Nuret, M., Rainaud, R., Taupier-Letage, I., 2014. Ocean Mixed Layer responses to intense meteorological events during HyMeX-SOP1 from a high-resolution ocean simulation. *Ocean Model.* 84, 84–103. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.09.009>.
- Lellouche, J.-M., Le Galloudec, O., Drévillon, M., Régnier, C., Greiner, E., Garric, G., Ferry, N., Desportes, C., Testut, C.-E., Brieaud, C., Bourdalle-Badie, R., Tranchant, B., Benkirian, M., Drillet, Y., Daudin, A., De Nicola, C., 2013. Evaluation of global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan. *Ocean Sci.* 9 (1), 57–81. <https://doi.org/10.5194/os-9-57-2013>.
- Ludwig, W., Dumont, E., Meybeck, M., Heussner, S., 2009. River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: Major drivers for ecosystem changes during past and future decades? *Prog. Oceanogr.* 80 (3–4), 199–217. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.02.001>.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dyn.* 56 (5), 394–415. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x>.
- Léger, F., Lebeaupin Brossier, C., Giordani, H., Arsouze, T., Beuvier, J., Bouin, M.-N., Bresson, E., Ducrocq, V., Fourrié, N., Nuret, M., 2016. Dense water formation in the north-western Mediterranean area during HyMeX-SOP2 in 1/36° ocean simulations: Sensitivity to initial conditions. *J. Geophys. Res.: Oceans* 121 (8), 5549–5569. <https://doi.org/10.1002/2015JC011542>.
- Madec, G., NEMO Team, 2016. NEMO ocean engine. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, ISSN No 1288–1619, 27.
- 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. Clim.* 15 (13), 1674–1690. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1674:THCITM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1674:THCITM>2.0.CO;2).
- Marshall, J., Schott, F., 1999. Open-ocean convection: observations, theory, and models. *Rev. Geophys.* 37 (1), 1–64. <https://doi.org/10.1029/98RG02739>.
- Merheb, M., Moussa, R., Abdallah, C., Colin, F., Perrin, C., Baghdadi, N., 2016. Hydrological response characteristics of Mediterranean catchments at different time scales: a meta-analysis. *Hydrolog. Sci. J.* 61 (14), 2520–2539. <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1140174>.
- Millot, C., 1990. The gulf of Lions' hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.* 10 (9), 885–894. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(90\)90065-T](https://doi.org/10.1016/0278-4343(90)90065-T). France-JGOFS, ECOMARGE
- Particle Fluxes and Ecosystem Response on a Continental Margin
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the mediterranean sea. *Handb. Environ. Chem.* Volume 5 (Part K), 29–66. <https://doi.org/10.1007/b107143>.
- Otero, P., Ruiz-Villarreal, M., Peliz, A., 2008. Variability of river plumes off northwest iberia in response to wind events. *J. Mar. Syst.* 72, 238–255. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.05.016>.
- Rainaud, R., Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., Giordani, H., 2017. High-resolution air-sea coupling impact on two heavy precipitation events in the western mediterranean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 143 (707), 2448–2462. <https://doi.org/10.1002/qj.3098>.
- Rainaud, R., Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., Giordani, H., Nuret, M., Fourrié, N., Bouin, M.-N., Taupier-Letage, I., Legain, D., 2016. Characterization of air-sea exchanges over the western mediterranean sea during hymex SOP1 using the AROME-WMED model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142, 173–187. <https://doi.org/10.1002/qj.2480>.
- Romero, R., Guijarro, J., Ramis, C., Alonso, S., 1998. A 30-year (1964–1993) daily rainfall data base for the spanish mediterranean regions: first exploratory study. *Int. J. Climatol.* 18, 541–560.
- Roulet, G., Madec, G., 2000. Salt conservation, free surface and varying levels: a new formulation for ocean general circulation models. *J. Geophys. Res.* 105 (C10), 23927–23942. <https://doi.org/10.1029/2000JC000089>.
- Rubio, A., Barnier, B., Jordá, G., Espino, M., Marsaleix, P., 2009. Origin and dynamics of mesoscale eddies in the catalan sea (NW mediterranean): insight from a numerical model study. *J. Geophys. Res.: Oceans* 114 (C6). <https://doi.org/10.1029/2007JC004245>, C06009.
- Schiller, R., Kourafalou, V., 2010. Modeling river plume dynamics with the HYbrid coordinate ocean model. *Ocean Model.* 33 (1–2), 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.12.005>.
- Simpson, J., 1997. Physical processes in the ROFI regime. *J. Mar. Syst.* 12 (1), 3–15. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00085-1).
- Tarolli, P., Borga, M., Morin, E., Delrieu, G., 2012. Analysis of flash flood regimes in the north-Western and south-Eastern mediterranean regions. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12, 1255–1265. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-1255-2012>.
- Taupier-Letage, I., Bachelier, C., Rougier, G., 2014. Thermosalinometer TRANSMED, Marfret Niolon, Definitive Data Set. Technical Report. SEDOO OMP<https://doi.org/10.6096/MISTRALS-HyMeX.1127>.
- 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., Chiggiato, J., Onken, R., Heslop, E., Mourre, 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 (3), 1745–1776.
- Tonani, M., Teruzzi, A., Gerasimos, K., Pinardi, N., Crise, A., Adani, M., Oddo, P., Dobricic, S., Fratianni, C., Drudi, M., Salon, S., Grandi, A., Girardi, G., Lyubartsev, V., Marino, S., 2014. The Mediterranean Monitoring and Forecasting Centre, a component of the MyOcean system. Eurogoos Publication.
- TRANSMED Website, n.d.<http://www.mio.univ-amu.fr/?TRANSMED>. [Accessed 3 August 2018].
- Tseng, Y.-H., Bryan, F.O., Whitney, M.M., 2016. Impacts of the representation of riverine freshwater input in the community earth system model. *Ocean Model.* 105, 71–86. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.08.002>.
- Verri, G., Pinardi, N., Frank, B., Tseng, Y.-H., Coppini, G., 2018. A box model to represent estuarine dynamics in mesoscale resolution ocean models. *Geophys. Res. Abstr.* 20 (EGU2018-15196).
- Vörösmarty, C.J., Fekete, B., Tucker, B., 1996. Global River Discharge Database (RivDIS v1.0). Technical Report. UNESCO, Paris.

I.2.3 Supplément

Impact of the representation of the freshwater river input in the Western Mediterranean Sea

César Sauvage, Cindy Lebeaupin Brossier, Véronique Ducrocq, Marie-Noëlle Bouin,

Béatrice Vincendon, Marco Verdecchia, Isabelle Taupier-Letage, Françoise Orain

Supplementary Data S1

<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.09.005>

			SEPTEMBRE																														
			OCTOBRE																														
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
MN																																	
EU																																	
TY																																	

Table S1: Table with dates references for TSG presence near Rhône river.

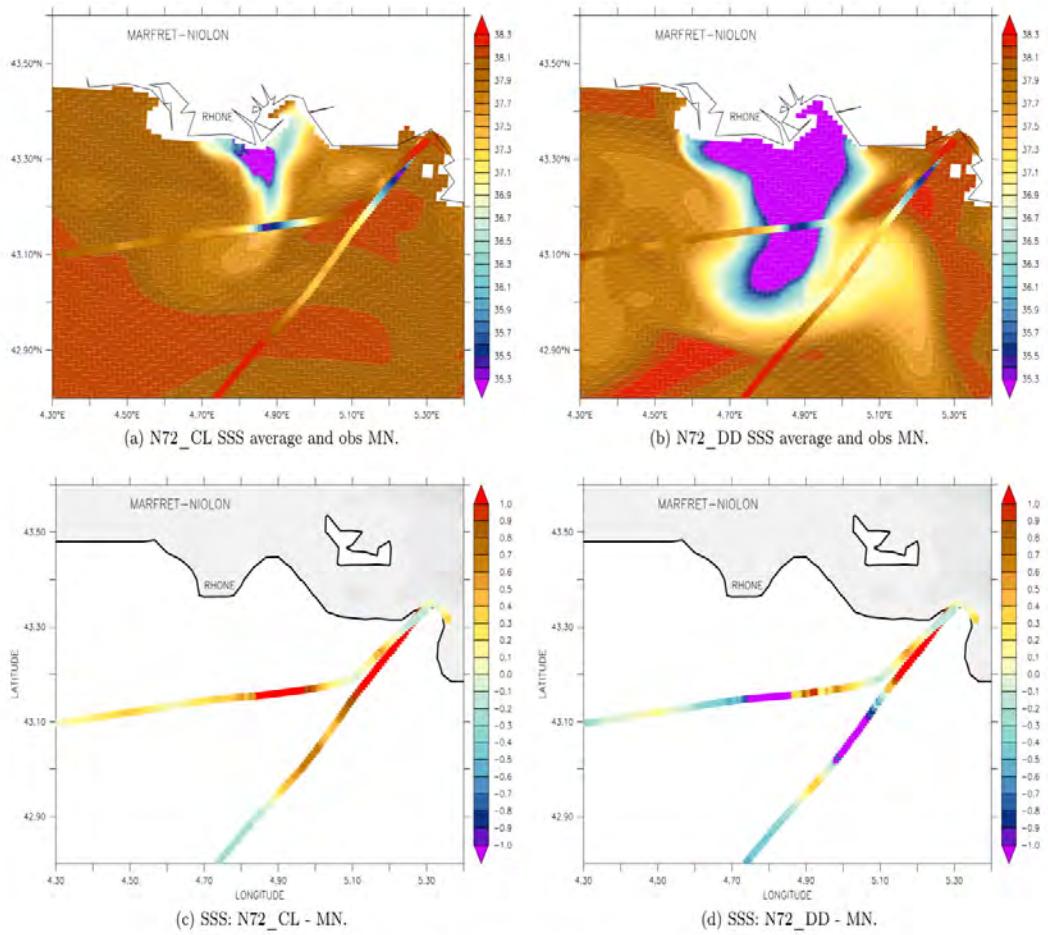


Figure S1: 12 October 2012 SSS average for N72_CL (a), N72_DD (b) with superimposed MN TSG observation. (c,d) represent SSS simulated biases this day.

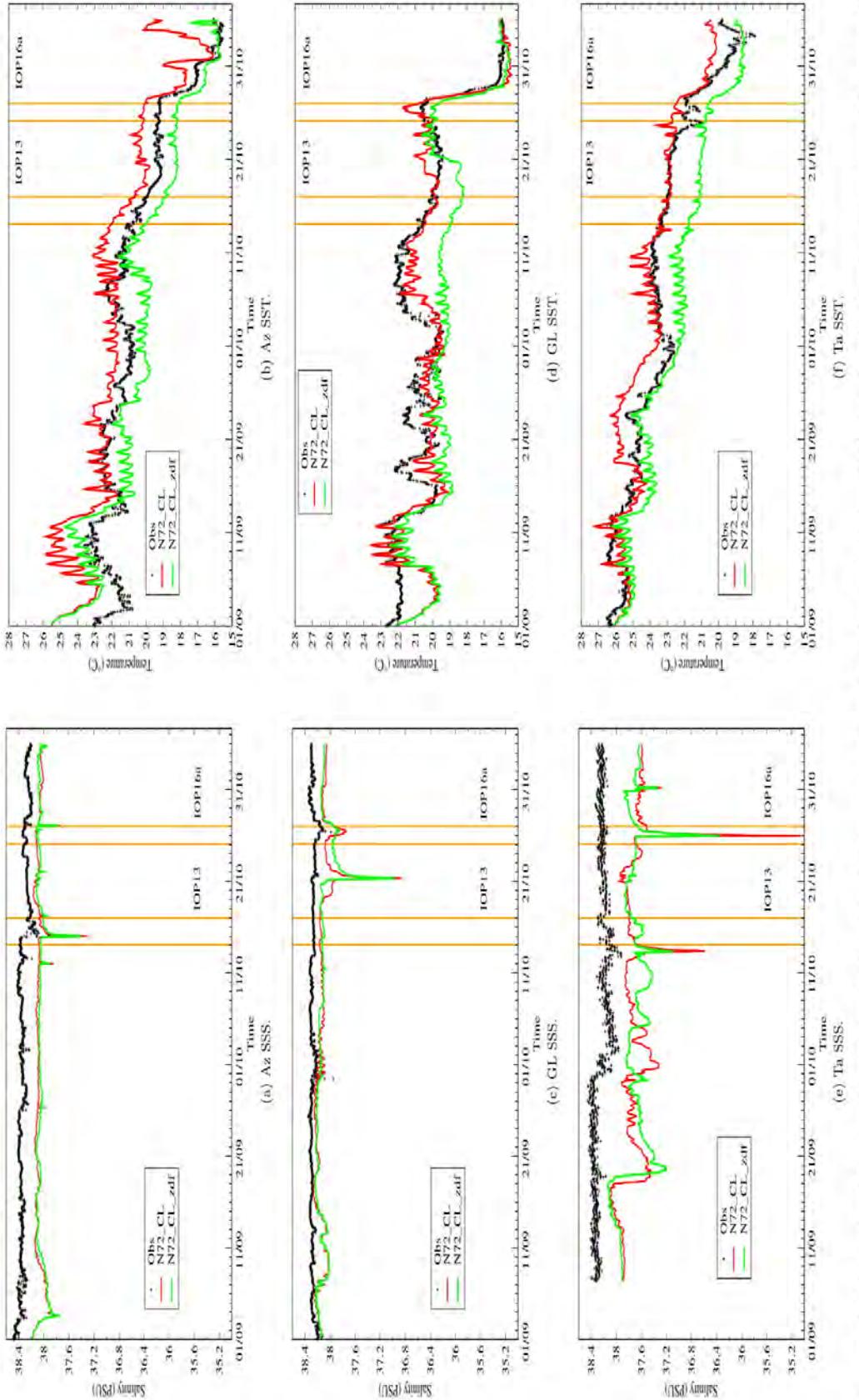


Figure S2: Observed and simulated (a,c,e) SSS and (b,d,f) SST time-series during SOP1 for the (a,b) Azur [Az], (c,d) Lion [GL] and (e,f) Tarragona [Ta] buoys. Orange plots stand for IOP_N72_CL_zdf (in green) used enhanced vertical diffusivity coefficients for tracers and momentum ($\times 10$) compared to N72_CL (in red).

	GL			Az			Ta		
	Bias	RMSE	Corr.	Bias	RMSE	Corr.	Bias	RMSE	Corr.
SSS									
N72_CL	-0.15	0.18	0.33	-0.25	0.26	0.24	-0.52	0.56	0.28
N72_CL_zdf	-0.16	0.19	0.38	-0.27	0.28	0.20	-0.52	0.56	0.15
SST									
N72_CL	-0.40	0.84	0.92	1.06	1.33	0.92	0.38	0.75	0.91
N72_CL_zdf	-1.13	1.41	0.89	-0.45	1.13	0.89	-0.99	1.15	0.96

Table S2: Scores (bias in °C (psu), rmse °C (psu), correlation) for SST (SSS) compared to the three moored buoys (GL, Az, Ta) for N72_CL and N72_CL_zdf (enhanced vertical diffusion) simulations.

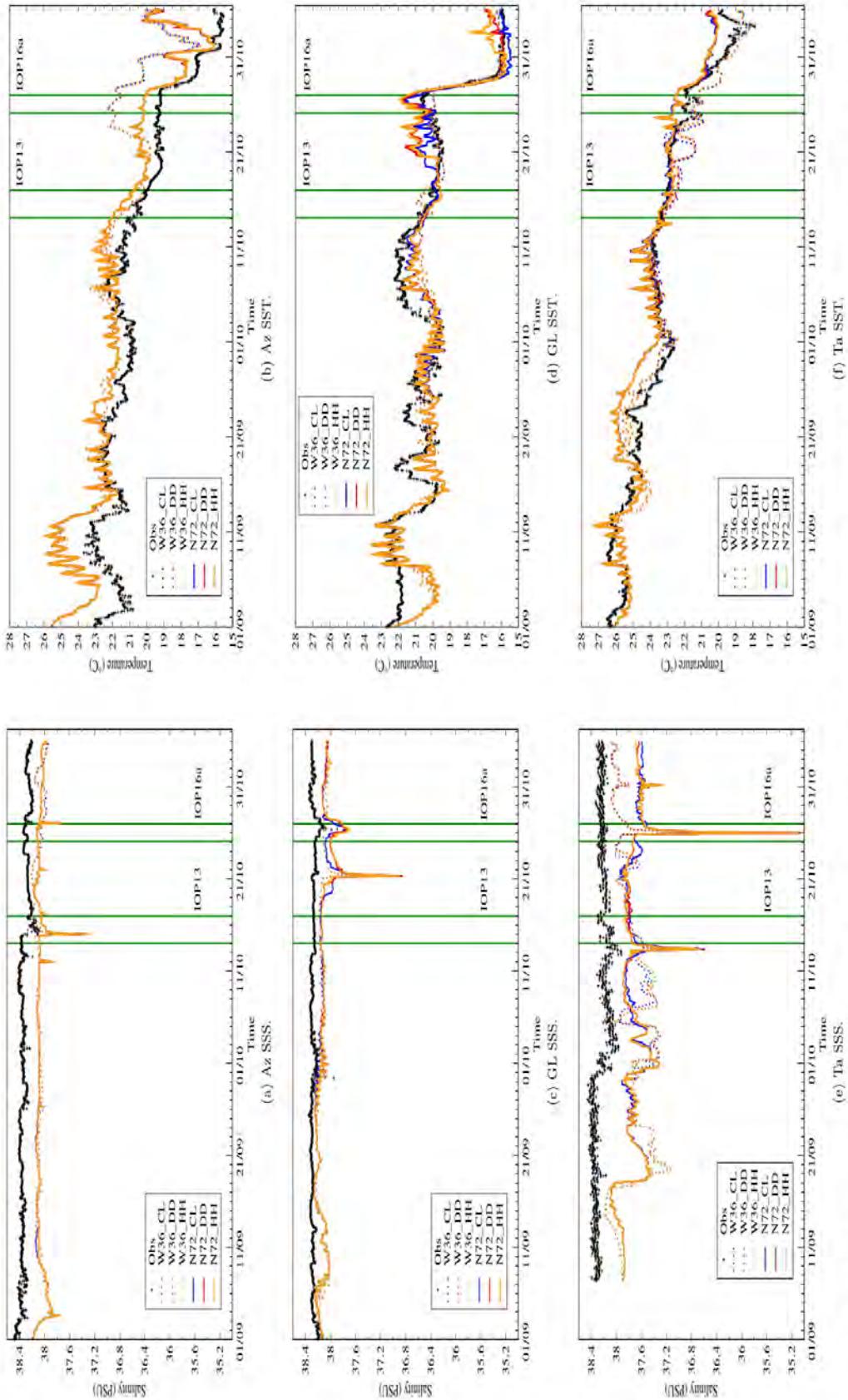


Figure S3: Observed and simulated (a,c,e) SSS and (b,d,f) SST time-series during SOP1 for the (a,b) Azur [Az], (c,d) Lion [GL] and (e,f) Tarragona [Ta] buoys. Green plots stand for IOPs.

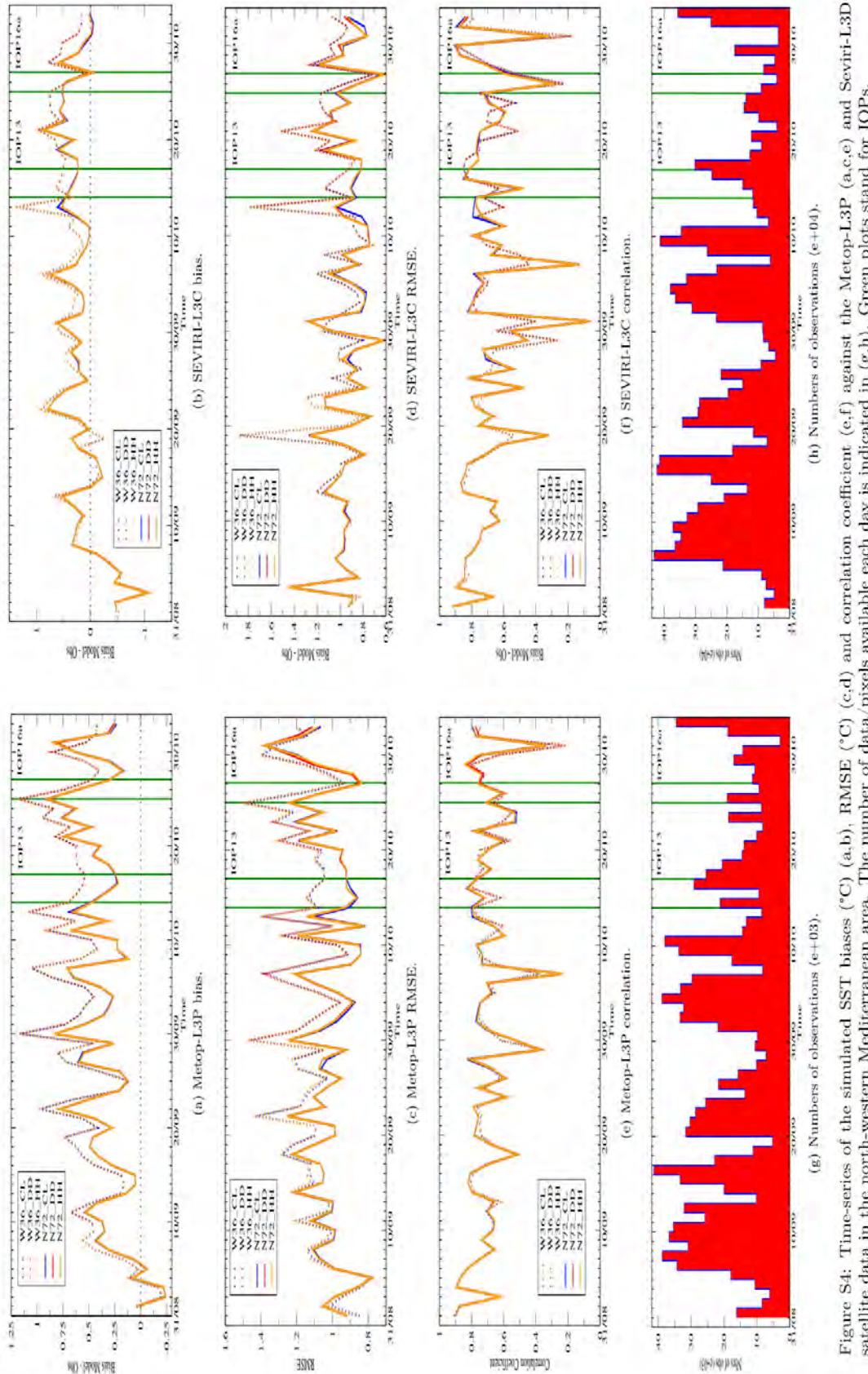


Figure S4: Time-series of the simulated SST biases ($^{\circ}\text{C}$) (a,b), RMSE ($^{\circ}\text{C}$) (c,d) and correlation coefficient (e,f) against the Metop-L3P (a,c,e) and Seviri-L3D (b,d,f) satellite data in the north-western Mediterranean area. The number of data/pixels available each day is indicated in (g,h). Green plots stand for IOPs.

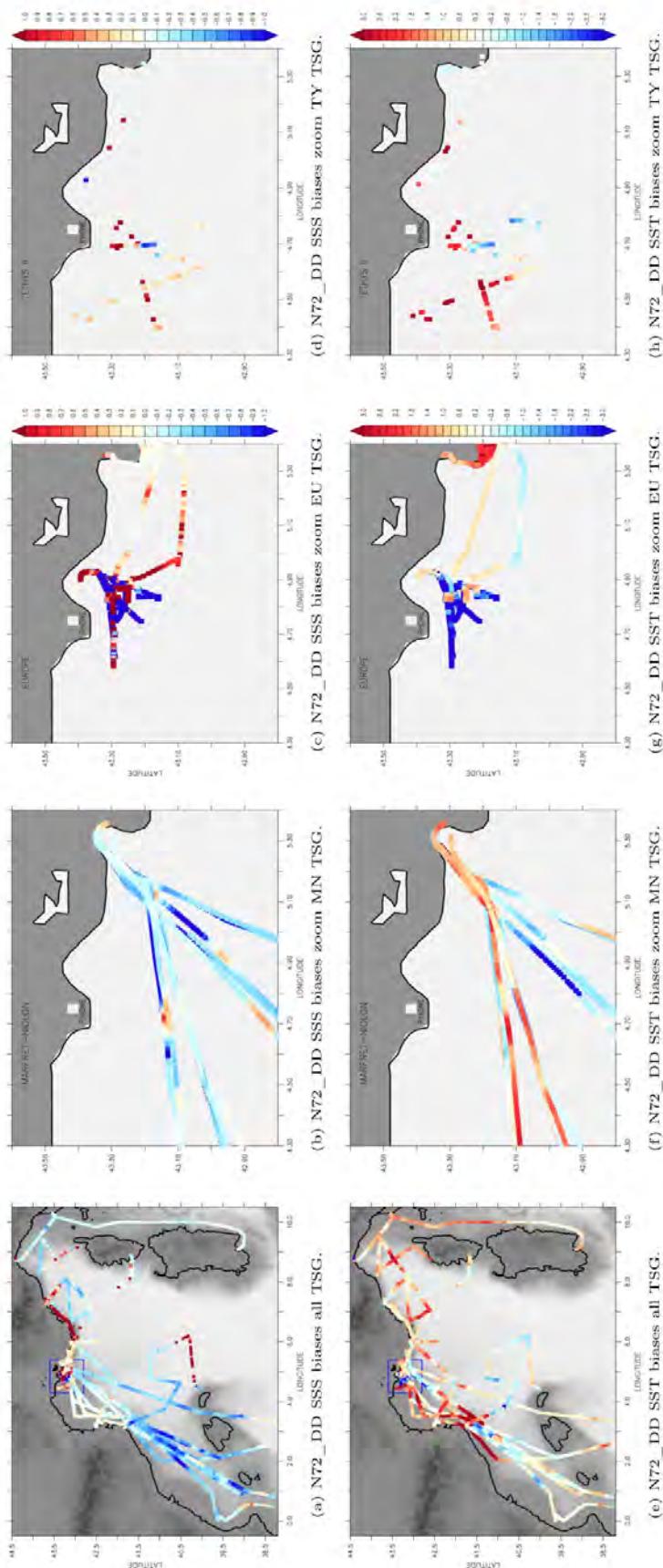


Figure S5: N72_DD SSS (psu) [upper panels] and SST ($^{\circ}$ C) [lower panels] bias maps compared to TSG data for all ships tracks over the western Mediterranean (a,e,) and over a zoom near the Rhône river mouth for the MN (b,f), the Eu (c,g) and the TY (d,h) tracks.

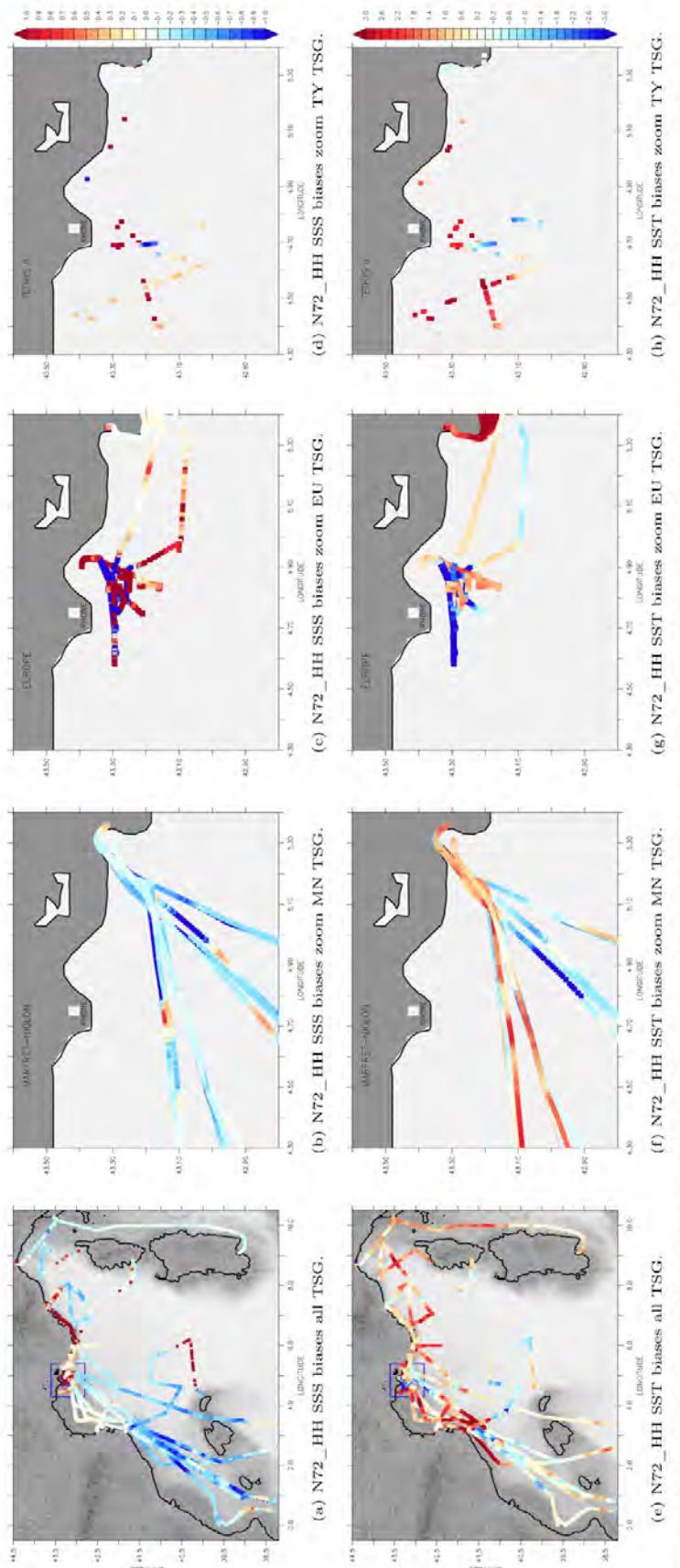


Figure S6: N72_HH SSS (psu) [upper panels] and SST ($^{\circ}$ C) [lower panels] bias maps compared to TSG data for all ships tracks over the western Mediterranean (a,e,) and over a zoom near the Rhône river month for the MN (b,f), the EU (c,g) and the TY (d,h) tracks.

I.2.4 Discussion et conclusion

Ces travaux ont permis, à l'aide de simulations océaniques à haute résolution, d'étudier l'impact d'une meilleure représentation des fleuves, notamment grâce à l'utilisation en forceage d'observations journalières et horaires de débits. La validation des champs de SSS et SST simulés a été menée en utilisant des observations océaniques *in-situ* et satellitaires. Cependant, le bénéfice de l'utilisation de débits observés n'a pas pu être clairement démontré dans cette étude en raison du manque d'observations proches des côtes et des embouchures. Toutefois, au terme de cette validation nous avons conclu que les simulations océaniques réalisées représentent en moyenne assez bien la surface océanique malgré une tendance à sous estimer la salinité de surface et des biais plus important dans certaines zones. En effet, une surestimation des diminutions rapides de SSS et des variations diurnes de SST est observée. Afin d'améliorer ces résultats un test avec des coefficients de diffusion verticale pour les traceurs et courants plus élevés (x10) a été réalisé (voir Figure S2 et Tableau S2 dans le supplément). Les résultats de ce test ne montrent pas d'amélioration significative. En fait, ce type de réponse océanique dépend fortement du forceage atmosphérique prescrit. De plus, le raffinement de la description des niveaux verticaux sur le domaine NWMED72 a pu intensifier la réponse des couches de surface. Ainsi, il serait intéressant de mener d'autres tests, en particulier sur les schémas de mélange verticaux, et de comparer

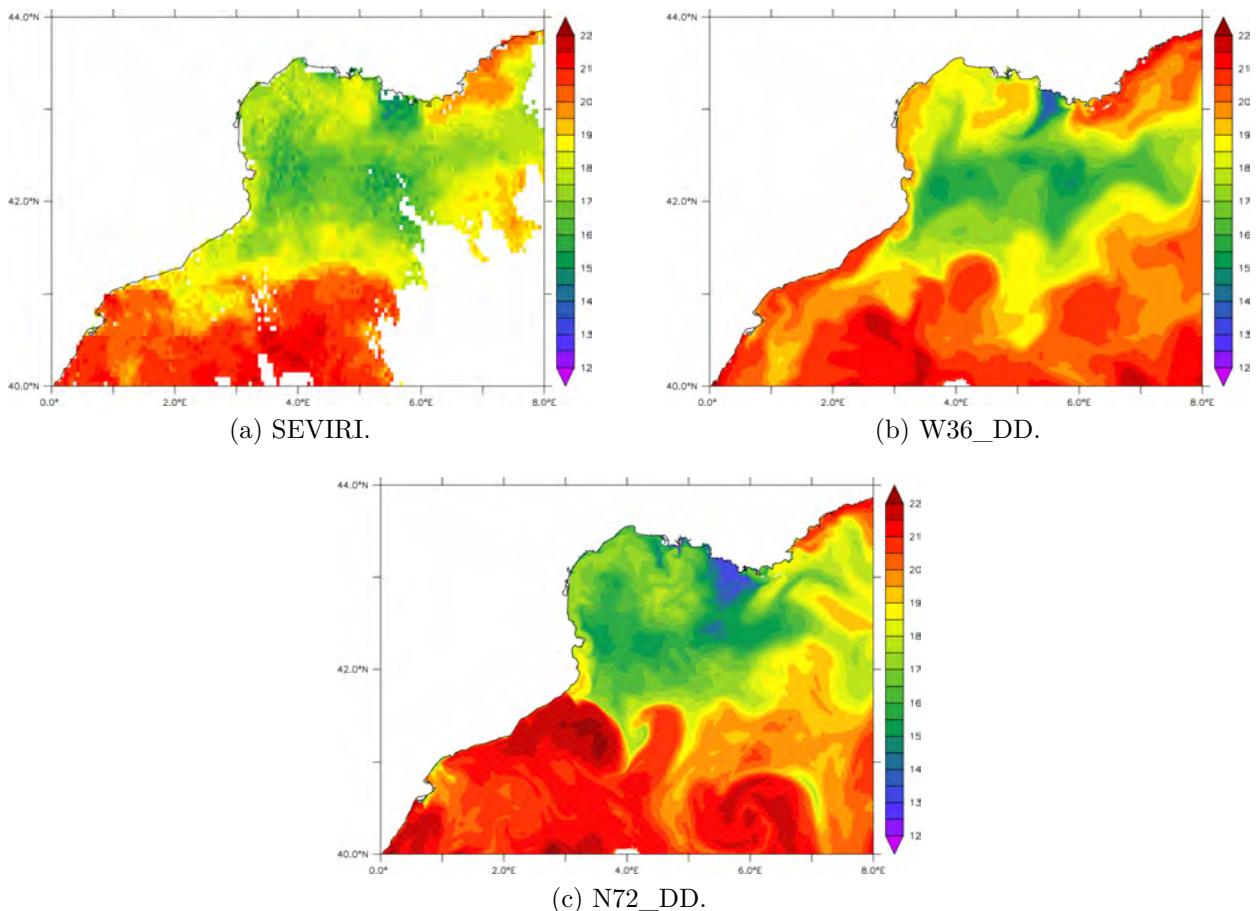


FIGURE I.2.1 – Température de surface (°C) le 29 octobre 2012 observée (a) par satellite (SEVIRI) à 1200UTC et simulée à 1030UTC avec (b) W36_DD et (c) N72_DD.

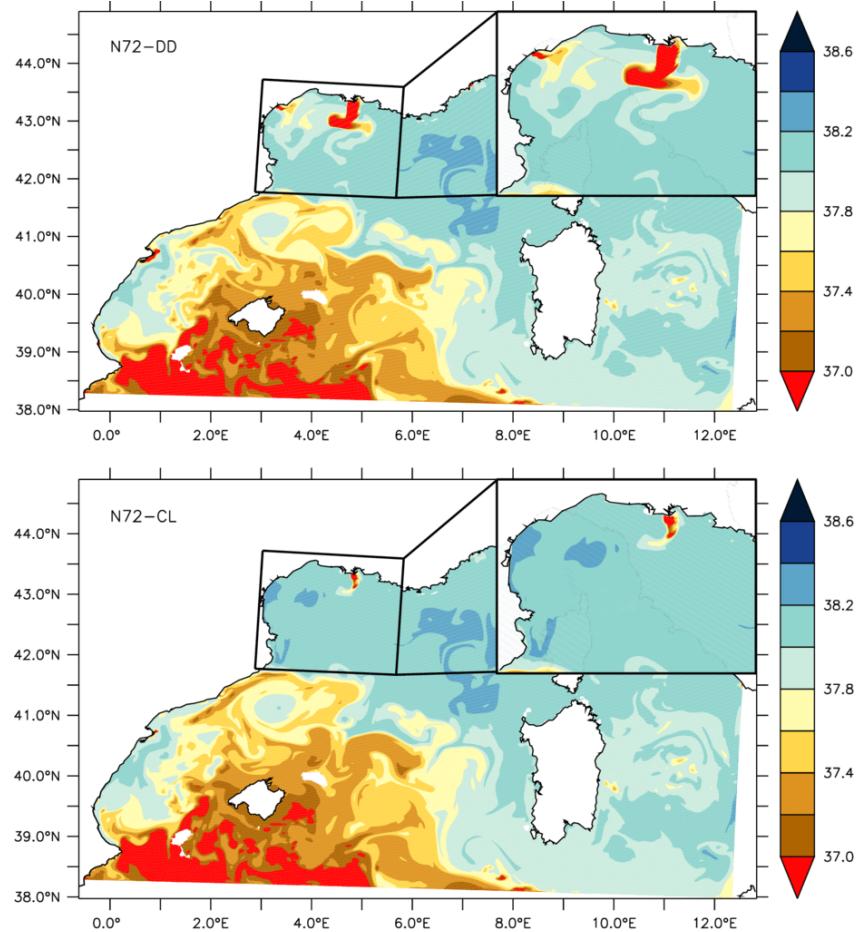


FIGURE I.2.2 – Salinité de surface (psu) dans le bassin Méditerranéen Nord-Ouest simulée pour le 14 octobre 2012 avec (en haut) N72_DD et (en bas) N72_CL.

avec ce qui est fait dans les modèles océaniques régionaux opérationnels comme ceux de Mercator-Océan International. Pour aller plus loin dans la validation de l'extension et de la zone d'influence des panaches des fleuves, des images satellites de chlorophylle pourrait être utilisées. Cela demanderait, toutefois, de mettre en place un compartiment biogéochimique pertinent afin de relier la chlorophylle aux traceurs modélisés.

Le changement de résolution au passage de WMED36 ($1/36^\circ$) à NW MED72 ($1/72^\circ$) a permis globalement une diminution des biais. Néanmoins, des changements dans la circulation côtière, tels que sur l'intensité et la position du courant Nord ou dans la formation et la trajectoire du tourbillon sur les côtes catalanes, sont observés. La Figure I.2.1 montre la température de surface observée par le satellite SEVIRI et celles simulées par W36_DD et N72_DD le 29 octobre 2012 aux alentour de 12UTC. Dans la simulation N72_DD un tourbillon est modélisé très proche de la côte catalane (Fig. I.2.1c) empêchant temporairement les eaux plus froides du golfe du Lion d'atteindre la mer des Baléares. Ce tourbillon n'est pas présent dans la simulation W36_DD ni dans les observations satellites, Fig. I.2.1b,a. Ces différences dans la circulation océanique proche des côtes peut être lié aux différentes résolutions, mais aussi aux différentes bathymétries utilisées entre les deux configurations. L'étude idéalisée de Pennel et al., 2012 a en effet montré l'importance de la pente sur la dynamique des courants de bords et la formation de tourbillon de méso-échelle. Ces aspects n'ont pas été traités

dans cette étude, mais il pourrait être intéressant de poursuivre la validation de la circulation côtière et des effets liés à la hausse de résolution.

Ensuite, une comparaison détaillée entre les simulations a été réalisée montrant de larges différences dans la stratification océanique. Une diminution significative de la SSS aux abords des embouchures est obtenue lorsque les débits observés sont utilisés, plus particulièrement lors de phénomènes de crues rapides. En effet, grâce aux données journalières et horaires, ces pics de crues sont mieux représentés. Ceci entraîne une plus grande et une meilleure variabilité du panache des fleuves qui peuvent avoir une influence jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètre pour les plus importants comme le Rhône, Fig. I.2.2. Cette diminution de SSS s'accompagne d'une réduction de la profondeur de la couche de mélange devenant plus fine, devenant de ce fait plus sensible au forçage atmosphérique. C'est notamment ce qui explique la baisse de la SST proche des embouchures, en réponse à une perte de chaleur ici.

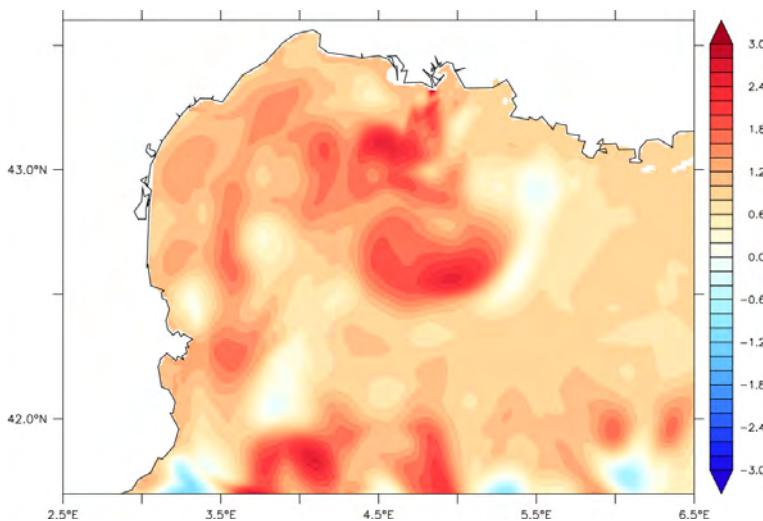


FIGURE I.2.3 – Différence d’élévation de surface (cm) simulée entre N72_DD et N72_CL pour la journée du 15 octobre 2012.

De plus, lors des pics de crue, des changements dans l’élévation de surface (ou SSH pour Sea Surface Height) dans les panaches des fleuves sont obtenus dans les simulations avec débits observés. La Figure I.2.3 montre la différence d’élévation de surface lors d’un pic de crue du Rhône le 15 octobre 2016 entre N72_DD et N72_CL. La SSH dans N72_DD est plus élevée dans tout le golfe avec jusqu’à +3cm dans la zone d’extension du panache du Rhône. Ce changement est dû à l’apport d’eau douce par le Rhône plus important dans N72_DD et a pour effet d’intensifier les courants dans cette zone.

La comparaison entre les simulations utilisant les observations journalières et horaires de débits ont montré des différences moins significatives. En effet, dans les deux cas les pics de crues sont bien représentés.

Finalement, la simulation dans laquelle les débits sont distribués verticalement sur une profondeur a montré des impacts locaux. La salinité et la température sont modifiées en surface mais également plusieurs niveaux sous la surface dû au fait qu’une plus importante quantité d’eau douce est apportée en profondeur et moins en surface. Ceci a aussi pour effet de modifier la locallement stratification ainsi que l’extension horizontale des panaches des fleuves.

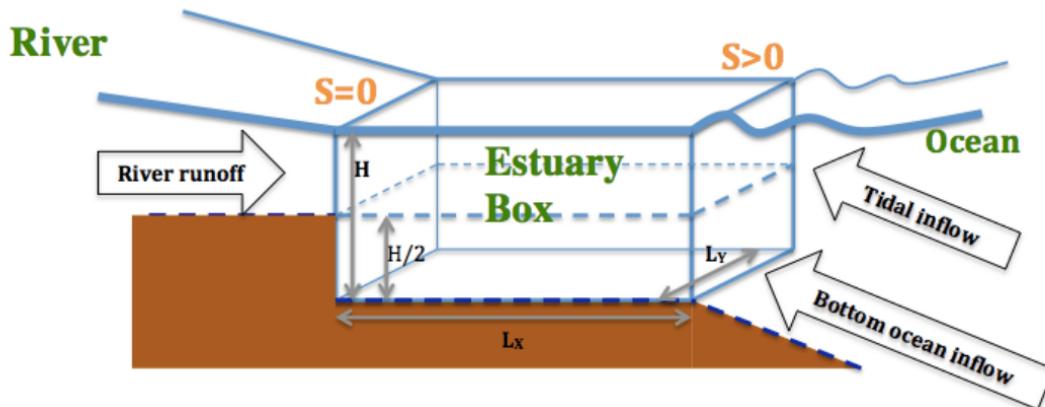


FIGURE I.2.4 – Schéma de fonctionnement de "boîte-estuaire" pour traiter l'interface fleuve(s)-océan, Figure extraite de Verri et al., 2018.

Pour conclure, dans cette étude l'intérêt d'utiliser des débits observés à haute fréquence temporelle (journalière, horaire) a été démontré, particulièrement lors de pics de crue. Le forçage plus réaliste permet notamment une meilleure représentation de la réponse océanique (stratification, extension des panaches) suite aux épisodes de crues. Cependant, l'utilisation de telles observations pour la mise au point de forçage de débits pour les modèles océaniques nécessite la gestion et le maintien d'importantes bases de données. Le travail de récupération et de traitement de données peut s'avérer compliqué dans le cas de période d'étude longue ou de grande taille de domaine notamment en cas d'extension sur plusieurs pays. De même, appliquer le débit de manière plus réaliste sur une profondeur donnée nécessite des informations précises sur la profondeur de chaque fleuve du domaine qui sont difficilement accessibles.

Afin de pallier à cette difficulté, une solution serait d'utiliser des prévisions de débits à haute fréquence issues de modèles hydrométéorologiques et/ou d'utiliser par exemple une approche de modèle "boîte" pour gérer les estuaires (*EBM pour Estuarine Box Model*) comme dans l'étude de Verri et al., 2018, Fig. I.2.4. Ce type d'approche permettrait en outre de traiter plus finement les échanges à l'interface entre les fleuves et l'océan. Composé de deux couches définies selon les constantes L_x , L_y et H , l'EBM permet d'imposer en forçage le débit du fleuve, l'afflux océanique et l'afflux lié aux marées. Les équations qui régissent l'EBM sont moyennées latéralement et le long du chenal et considérées en régime permanent sur l'ensemble du cycle des marées. L'implémentation de ces EBM a commencé dans les modèles de prévision globale (UCONN-NCAR EBM, Sun et al., 2017) et régionale (CMCC-EBM, Verri et al., 2018).

Deuxième partie

**Échanges et mécanismes à
l'interface air-mer et impact de la
représentation de l'état de mer
dans la prévision du temps**

II.1 | Événement fortement précipitant du 12-14 octobre 2016

L'analyse des mécanismes et échanges à l'interface air-mer a été réalisée pour un cas de précipitations intenses ayant affecté la Méditerranée nord-occidentale et en particulier le département de l'Hérault entre les 12 et 14 octobre 2016. Dans ce chapitre, le cas d'étude est présenté avec tout d'abord la situation météorologique en place et la chronologie de l'événement avec ses caractéristiques et ensuite ses conséquences. Puis une description des différentes simulations utilisées pour réaliser cette étude sera donnée.

II.1.1 Description du cas d'étude

II.1.1.1 Situation synoptique

La situation synoptique (Fig. II.1.1) est caractérisée par un thalweg d'altitude, étendu des îles Britanniques jusqu'en Espagne, associé à une anomalie de tropopause induisant un flux de sud-ouest sur le sud-est de la France. En basse couche, une circulation cyclonique se met en place avec une forte concentration d'humidité dans le golfe du Lion, alimentée par un fort flux de sud-est provenant de Tunisie.

La présence d'une puissante dorsale au-dessus de l'Europe centrale conduit à un écoulement diffluent prononcé en altitude et constraint le thalweg qui se déplace lentement vers l'est, du golfe de Gascogne au golfe du Lion, au cours de l'événement. En basses couches, les fronts froid et chaud (Fig. II.1.1), ainsi que le flux de sud-est se décalent lentement vers l'est, venant renforcer la convergence avec le vent d'est venant des Alpes.

Ce cas peut ainsi être rapproché d'une situation typique "Cyclonique Sud" (CS, pour Cyclonic Southerly) parmi les quatre classes de situations synoptiques menant à un épisode fortement précipitant sur le sud-est de la France et définies par Nuissier et al., 2011. Cette classe représente plus d'un tiers des situations.

II.1.1.2 Caractéristiques de l'événement

L'épisode est marqué par le déclenchement de deux systèmes convectifs quasi-stationnaires (Fig. II.1.4a) : Le premier affecte le Languedoc et les contreforts des Cévennes générant des fortes précipitations sur le département de l'Hérault ; Le second, en mer, se forme à la convergence du flux marin du sud et de la mer Ligure chaud et

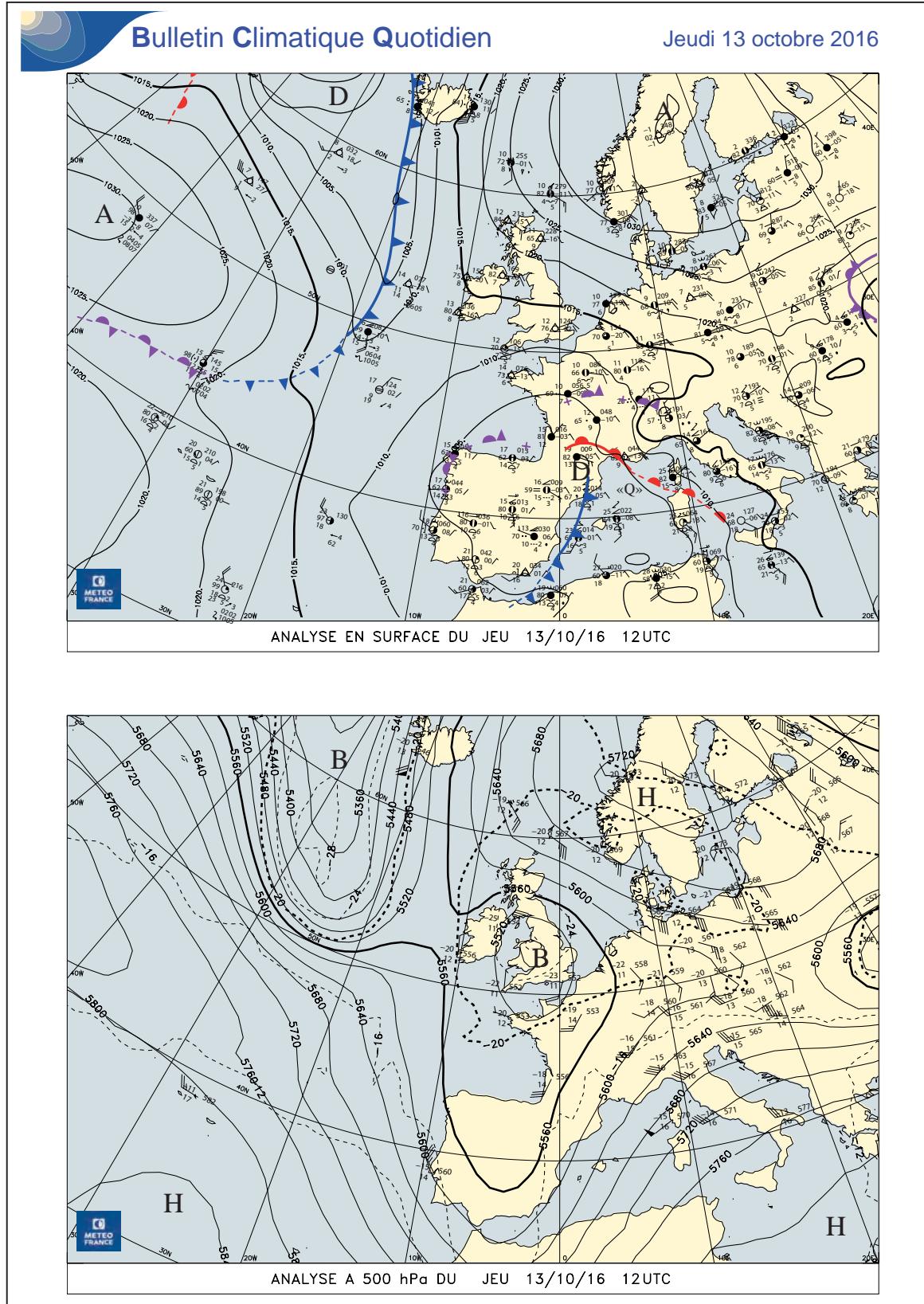


FIGURE II.1.1 – Analyse synoptique du 13 octobre 2016 à 12UTC : en surface (en haut) et en altitude à 500 hPa (en bas), ©Météo-France.

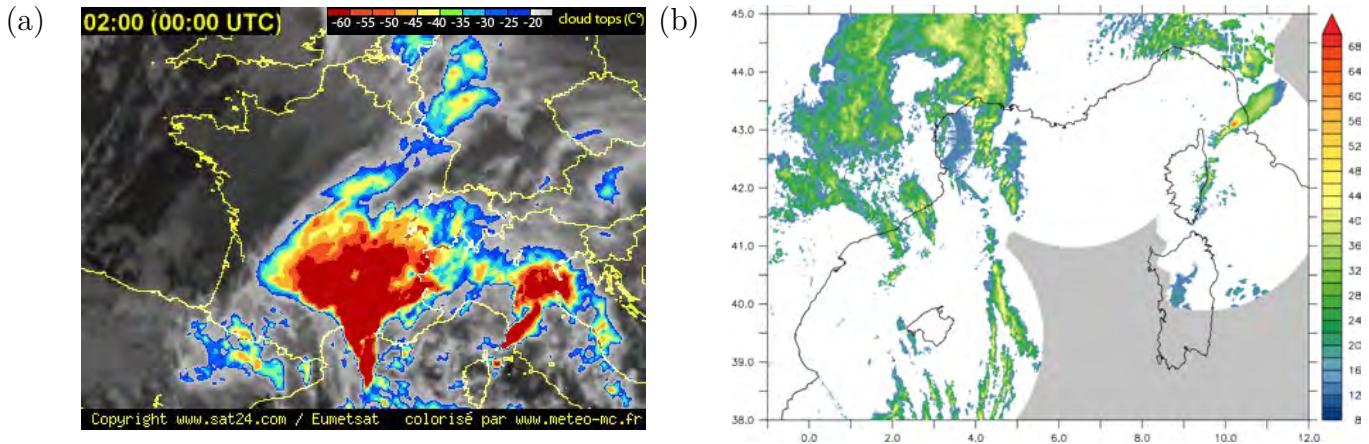


FIGURE II.1.2 – Le 14 octobre 2016 à 00UTC : (a) image satellite infrarouge (en couleur la température, °C, du sommet des nuages) ; (b) composite radar observé (dBz).

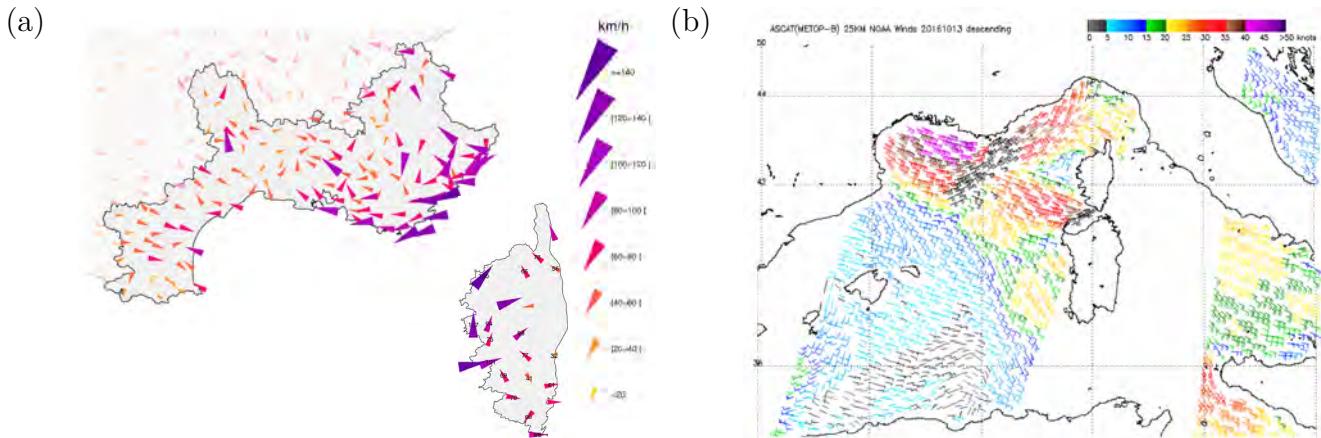


FIGURE II.1.3 – Vents observés à 10 mètres : (a) rafales dans le sud de la France le 14 octobre 2016, ©Météo-France ; (b) données satellite ASCAT le 13 octobre 2016 22UTC, ©NOAA.

humide de sud et du flux d'est venant des Alpes. Une forte activité convective se met en place (Fig. II.1.2) avec une structure nuageuse en "V" caractéristique d'un système convectif de méso-échelle multicellulaire à régénération rétrograde et quasi-stationnaire (Scofield, 1985).

Durant l'événement, les systèmes se décalent progressivement vers l'est avec les fronts, provoquant ainsi le 14 octobre des précipitations en Corse et en Italie tandis qu'un changement de régime de vent s'opère sur le golfe du Lion avec la fin du flux d'est et l'arrivée d'un flux de nord-ouest, la Tramontane.

II.1.1.3 Conséquences de l'événement

Cet événement méditerranéen a été particulièrement violent entraînant de nombreux dégâts dans le sud de la France jusqu'en Corse. Les départements de l'Aude, des Pyrénées-Orientales et l'Hérault ont été touchés par de fortes précipitations. Dans l'après-midi du 13 octobre 2016, le département de l'Hérault a été placé en vigilance

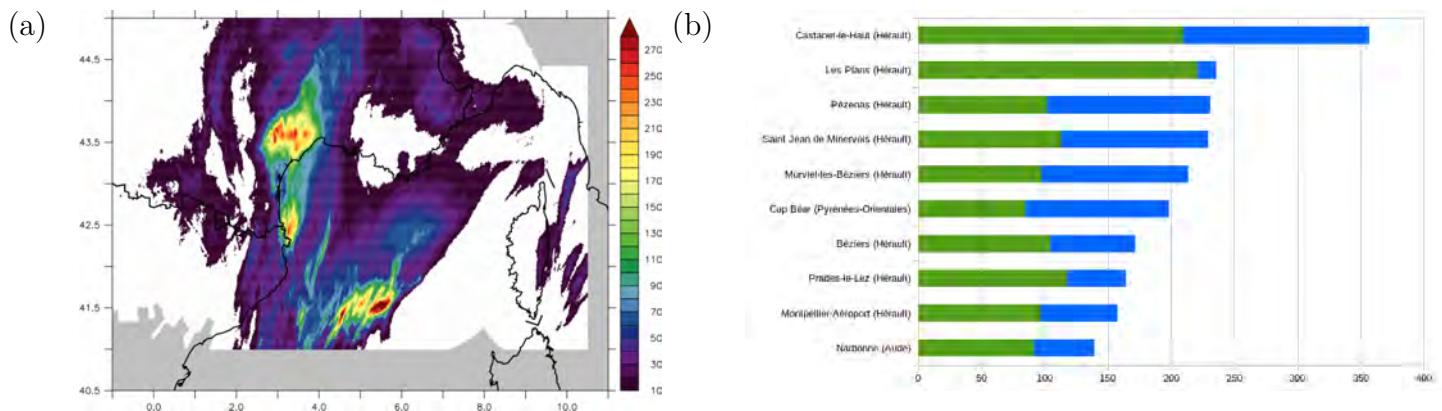


FIGURE II.1.4 – (a) Carte de cumul des précipitations (mm) 24h du produit ANTI-LOPE du 13 au 14 octobre 2016 et (b) comparaison des cumuls 48h de précipitation observées à plusieurs stations Météo-France (bleu) avec les cumuls moyens mensuels associés en octobre (normale 1981-2010) (vert).

rouge par Météo-France pour le phénomène « Pluie-Inondation », et orange pour les phénomènes « Orages », « Vent » et « Vagues-submersion » et ce jusqu’au 14 octobre au matin. Des cumuls de précipitation supérieur à 300 mm en 48h (356 mm à Castanet-le-Haut) ont été enregistrés (Fig. II.1.4a,b). Pour au moins une dizaine de stations le cumul de précipitation en 48h a dépassé le cumul de précipitation moyen en octobre (Fig. II.1.4b). Le fort vent d’est allant de la Ligurie au golfe du Lion (Fig. II.1.3) a été extrêmement violent avec des rafales observées à plus de 130 km/h et des pointes jusqu’à 150 km/h à Ajaccio-Parata et Calvi sur le littoral Corse (Fig. II.1.3a). De nombreux fleuves et cours d’eau (*i.e.* Orb, Hérault) sont entrés en crue durant cet épisode provoquant de nombreuses inondations (Fig. II.1.6a).

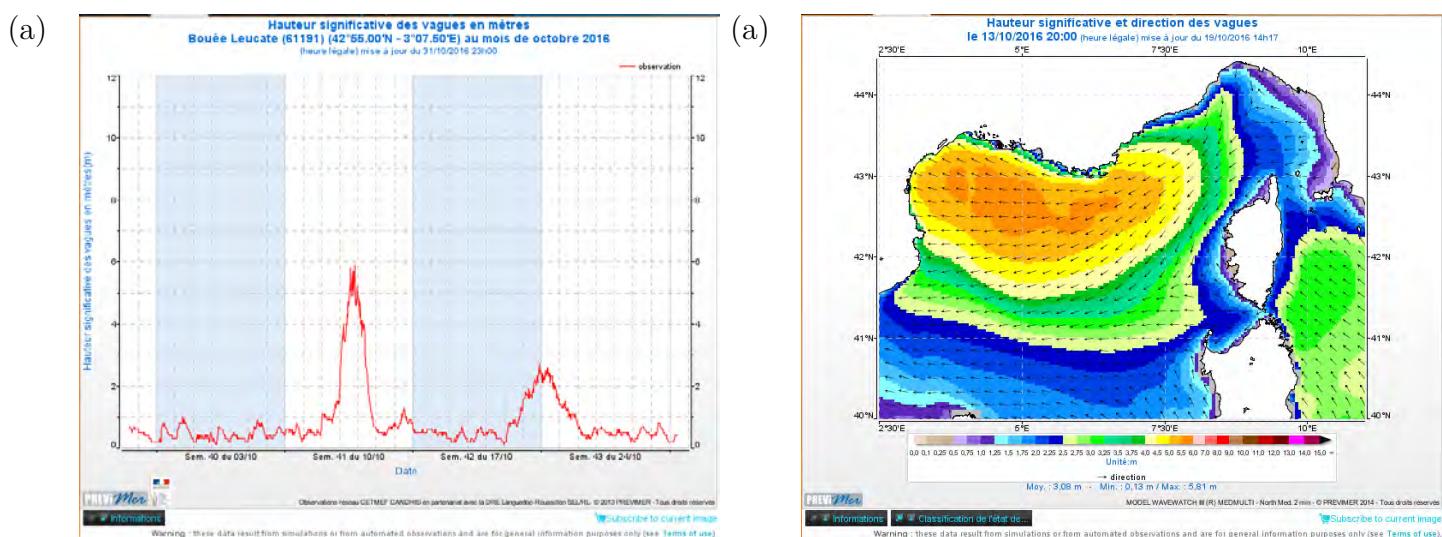


FIGURE II.1.5 – Hauteur significative des vagues (m) (a) observées à Leucate et (b) prévues en Méditerranée nord occidentale, ©PREVIMER.

Les vagues générées durant cet événement et en particulier dans les zones situées sous le vent fort, *i.e.* dans le golfe du Lion, ont pu atteindre les 6 m, avec des vagues entre 2.5 et 4 m sur une très large zone selon les prévisions (Fig. II.1.5b). Un état de

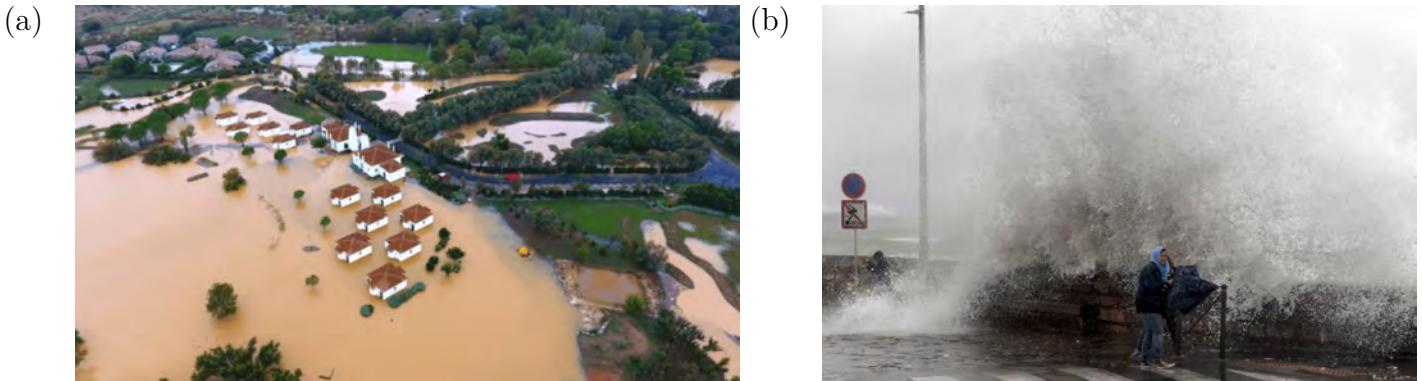


FIGURE II.1.6 – Photographies (a) des inondations à Mèze, ©Midi Libre et (b) des fortes vagues de submersion à Sète, ©France3, survenues au cours du 13 et 14 octobre 2016.

mer de cette ampleur en Méditerranée, représentant une mer forte à très forte selon l'échelle de Douglas, a un caractère exceptionnel.

Cet état de mer a engendré sur le littoral des phénomènes de vagues de submersion, observés notamment à Leucate ou à Sète où des vagues d'une hauteur proche de 6 m ont été mesurées (Fig. II.1.5a) perturbant notamment l'écoulement des fleuves et aggravant les inondations (Fig. II.1.6b). Les inondations ont provoqué de nombreux dégâts matériels, notamment dans 16 communes de l'Hérault qui ont été reconnues en état de catastrophe naturelle. En raison du fort vent, des dégâts importants ont également été observés en Corse, faisant 28 blessés.

II.1.2 Protocole de simulations Atmosphère - Vagues

A l'heure actuelle, les prévisions opérationnelles sont réalisées à l'aide d'un modèle atmosphérique seule, sans couplage avec d'autres modèles (*i.e.* océan, vagues). Nous ne prenons donc pas compte l'état de mer dans les prévisions atmosphériques. Le cas d'étude choisi possède un ensemble de caractéristiques pertinentes (précipitations intenses sur le sud-est de la France et en mer, forts vent et fort état de mer) permettant d'aborder la question de l'effet des vagues sur la prévision de cet épisode.

Pour évaluer l'impact de la prise en compte des vagues, différents types de simulations sont réalisées ici. Une simulation (WY) du modèle de vagues WW3 (voir Chapitre 2.2) est utilisée pour examiner l'état de mer sur la période du 5 au 15 octobre 2016 avec des conditions initiales, H_s et T_p , nulles. Le forçage atmosphérique du vent à la surface provient d'une simulation atmosphérique AROME à fréquence horaire (+1h à +24h chaque jour, voir Sauvage et al., 2018a en Annexe A). Le long des frontières 8 points spectral, provenant de simulation WW3 global de l'IFREMER au 1/2° de résolution (Rascle et Arduin, 2013), sont fournis. La période du 5 au 12 sert ici de *spin-up* et ne sera pas considérée dans la suite.

Les simulations atmosphériques sont réalisées avec AROME (voir Chapitre 2.3). Chaque simulation est en fait composée de prévisions qui débutent chaque jour (12, 13 et 14 octobre 2016) à 00UTC à partir d'analyses opérationnelles d'AROME et dure 42h. Les conditions aux bords proviennent de prévisions opérationnelles d'ARPEGE.

- La première simulation atmosphérique seule (AY) ne prend pas en compte d'état de mer et dans WASP la période pic est estimée comme une fonction du vent à la surface ($T_p = 0.5 \times U_a$).
- La seconde simulation atmosphérique seule (AWF) est réalisée avec comme forçage de vagues les sorties horaires de T_p de la simulation WY.
- Enfin, une simulation couplée atmosphère-vague (AWC) est effectuée à une fréquence de couplage horaire entre les deux modèles (voir Chapitre 2.5).

La Figure II.1.7 présente le schéma d'enchaînement des prévisions couplées pour AWC. Les interpolations des champs par OASIS sont réalisés par une méthode bилиnaire. Les conditions atmosphériques initiales et aux frontières sont les mêmes que précédemment pour AWF. Les conditions initiales de l'état de mer proviennent de WY pour le 12 octobre 2016 à 00UTC puis proviennent de fichiers de *restart* créés au cours de la simulation couplée.

Dans toutes les simulations, la SST utilisée vient de l'analyse globale PSY4 de Mercator Océan International (PSY4 au 1/2°de résolution, Lellouche et al. 2013) quotidienne et reste constante au cours des prévisions.

La simulation AWF sert de référence pour évaluer la prévision aux observations atmosphériques ou des champs de vagues. La comparaison entre AWF et AY permet d'évaluer l'impact d'un forçage de vagues réalistes, tandis que la comparaison entre AWC et AWF permet d'examiner l'impact du couplage interactif. Par ailleurs, AWC et WY peuvent également être comparées pour évaluer l'impact du couplage interactif sur la représentation des champs de vagues. Pour cette analyse de sensibilité nous regarderons particulièrement les prévisions du 13 octobre 2016.

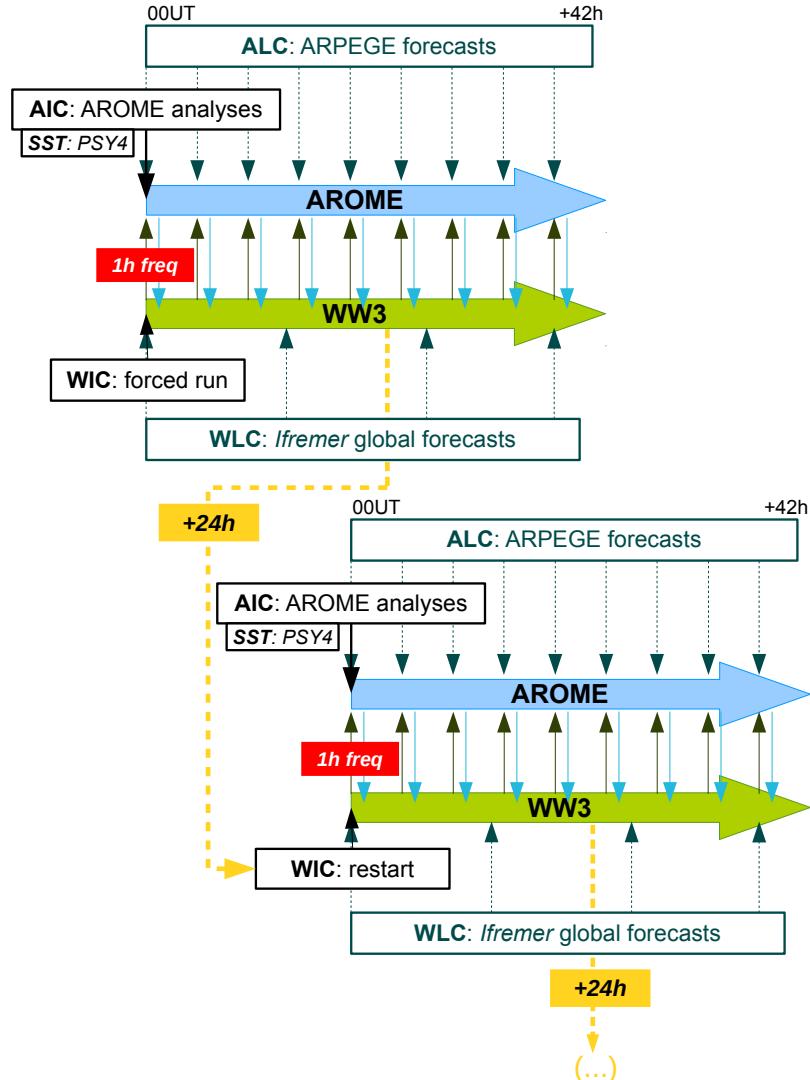


FIGURE II.1.7 – Schéma d'enchaînement de l'expérience couplée AROME-WW3 (AWC). AIC fait référence aux Conditions Initiales Atmosphériques, ALC aux Conditions aux Limites Atmosphériques, WIC aux Conditions Initiales de Vagues et WLC aux Conditions au limites de Vagues.

II.2 | "Characterization of the air-sea exchange mechanisms during a Mediterranean heavy precipitation event using realistic sea state modelling"

Ce chapitre est constitué d'un résumé introductif en français de l'article Sauvage et al., 2020 publié dans le journal *Atmospheric Chemistry and Physics (ACP)* puis de l'article lui-même comprenant la méthodologie (voir aussi Chapitre II.1) et les résultats obtenus. En fin de chapitre, la conclusion en français et une discussion sur les résultats sont proposées.

II.2.1 Résumé de l'article

Cette étude a pour but d'étudier les mécanismes et les interactions à l'interface air-mer durant l'événement fortement précipitant méditerranéen d'octobre 2016, décrit Chapitre II.1, avec une attention particulière sur la représentation de l'état de mer et son impact sur les prévisions. A cette fin, une nouvelle paramétrisation des flux turbulents de surface WASP a été utilisée permettant la prise en compte de la période pic des vagues dans le calcul de quantité de mouvement et des flux de chaleur.

Dans une première partie la chronologie et les mécanismes en jeu durant l'épisode méditerranéen sont décrits en détail en utilisant les observations et une simulation atmosphérique (AWF) réalisée avec le modèle opérationnel AROME-France. En même temps, la validation des paramètres atmosphériques de surface (vitesse et direction du vent, température et humidité) et d'état de mer (hauteur significative et période pic) de nos simulations est réalisée. Plusieurs types d'observations de surface ont été collectés (bouées ancrées, stations météorologiques de surface, satellites, radars) ainsi que le produit Météo-France ANTILOPE nous permettant d'évaluer les cumuls de pluie simulés.

Dans une seconde partie une étude de sensibilité au forçage et au couplage de simulations atmosphériques par un modèle de vague a été menée. L'impact de la prise en compte de l'état de mer a été analysé dans les basses couches atmosphériques.

Les simulations forcées ont montré un fort impact des vagues notamment avec une augmentation de la rugosité de surface dans les zones de forts vent et de mer jeune, ce qui a pour conséquence de ralentir significativement le vent dans ces zones. Les différences sur les flux de chaleur latent et sensible sont relativement moindres même si on note également une diminution du flux de chaleur latent. La prise en compte des vagues a ainsi pour effet de ralentir le flux d'est le long de la Côte d'Azur, de décaler la position de la ligne de convergence en mer, et finalement de moduler l'intensité des précipitations. La simulation couplée a montré des impacts moindres par rapport à la simulation forcée mais non négligeables sur la dynamique des basses couches atmosphériques. Une rétroaction de l'atmosphère sur les vagues est par ailleurs notée avec une diminution des hauteurs significatives et des périodes pics.

II.2.2 Article

Sauvage, C., Lebeaupin Brossier, C., Bouin, M.-N., and Ducrocq, V. : *Characterization of the air-sea exchange mechanisms during a Mediterranean heavy precipitation event using realistic sea state modelling*, Atmos. Chem. Phys., 20, 1675–1699, DOI : [10.5194/acp-20-1675-2020](https://doi.org/10.5194/acp-20-1675-2020), 2020.



Characterization of the air-sea exchange mechanisms during a Mediterranean heavy precipitation event using realistic sea state modelling

César Sauvage¹, Cindy Lebeaupin Brossier¹, Marie-Noëlle Bouin^{1,2}, and Véronique Ducrocq¹

¹CNRM, Université de Toulouse, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

²CNRS, Ifremer, IRD, UBO/Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS),
UMR 6523, IUEM, Plouzané, France

Correspondence: César Sauvage (cesar.sauvage@meteo.fr)

Received: 27 August 2019 – Discussion started: 2 September 2019

Revised: 10 December 2019 – Accepted: 3 January 2020 – Published: 11 February 2020

Abstract. This study investigates the mechanisms acting at the air-sea interface during a heavy precipitation event that occurred between 12 and 14 October 2016 over the north-western Mediterranean area and led to large amounts of rainfall (up to 300 mm in 24 h) over the Hérault region (southern France). The study case was characterized by a very strong ($> 20 \text{ m s}^{-1}$) easterly to south-easterly wind at low level that generated very rough seas (significant wave height of up to 6 m) along the French Riviera and the Gulf of Lion. In order to investigate the role of the waves on air-sea exchanges during such extreme events, a set of numerical experiments was designed using the Météo-France kilometre-scale AROME-France numerical weather prediction model – including the WASP (Wave-Age-dependant Stress Parametrization) sea surface turbulent flux parametrization – and the Wave-Watch III wave model. Results from these sensitivity experiments in the forced or coupled modes showed that taking the waves generated by the model into account increases the surface roughness. Thus, the increase in the momentum flux induces a slowdown of the easterly low-level atmospheric flow and a displacement of the convergence line at sea. Despite strong winds and a young sea below the easterly flow, the turbulent heat fluxes upstream of the precipitating system are not significantly modified. The forecast of the heaviest precipitation is finally modified when the sea state is taken into account; notably, in terms of location, this modification is slightly larger in the forced mode than in the coupled mode, as the coupling interactively balances the wind sea, the stress and the wind.

1 Introduction

The western Mediterranean region is regularly affected by heavy precipitation events (HPEs) that are characterized by a large amount of rainfall over a small area in a very short time; these events can lead to flash flooding, causing severe damage and, in some cases, casualties (e.g. Delrieu et al., 2005; Llasat et al., 2013). Usually such events are generated by quasi-stationary mesoscale convective systems (MCSs) that develop east of an upper-level trough and are enhanced by an unstable low-level jet advecting moist and warm air towards the Mediterranean coasts (Nuissier et al., 2011; Duffourg et al., 2016). Several mechanisms leading to the initiation of deep convection have been identified (Ducrocq et al., 2008, 2016); in particular, the forcing from mountainous coastal regions surrounding the Mediterranean Sea causes the unstable low-level flow to lift and, thus, triggers deep convection. Besides orographic lifting, deep convection can also be triggered by low-level wind convergence and cold pools due to precipitation evaporation.

The Mediterranean Sea, which is still warm in autumn, acts as a reservoir of moisture and heat that feeds the low-level flow by up to 40 %–60 %, according to the study by Duffourg and Ducrocq (2011) of 10 HPEs over south-western France. Therefore, air-sea exchanges during these episodes are key processes of such events. These exchanges, namely the sea surface turbulent heat, moisture and momentum fluxes, can be modulated by the sea surface conditions, including the temperature (SST), sea state and wind. Indeed, previous studies have shown that fluctuations in the SST can

induce variations in the atmospheric low-level dynamics and stability as well as in precipitation (e.g. Lebeaupin Brossier et al., 2006; Cassola et al., 2016; Stocchi and Davolio, 2017; Meroni et al., 2018; Strajnar et al., 2019). How the sea surface turbulent fluxes are formulated in the models also has a significant impact on the rainfall amounts simulated during HPEs (Lebeaupin Brossier et al., 2008).

The momentum transfer from air to ocean strongly depends on the sea state. In the case of wind-generated waves, the wave-induced stress represents a large fraction of the total stress that causes an enhancement of the drag airflow and, therefore, modifies the wind profile and the near-surface dynamics (Janssen, 1989, 1991, 1992; Donelan, 1990). Analyses of in situ data highlighted the strong relationship between the sea surface roughness length (z_0) and the wave age (Smith et al., 1992; Donelan et al., 1993; Drennan et al., 2003).

Nowadays, several bulk parameterizations of the sea surface turbulent fluxes include this relationship between z_0 and the wave age. For example, the commonly used Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment (COARE) 3.0 sea surface turbulent parametrization (Fairall et al., 2003) enables one to consider the sea state in the momentum flux parametrization – using either the formulation from Oost et al. (2002) or that from Taylor and Yelland (2001) – via the relationship between z_0 and the Charnock coefficient. Using the former formulation from Oost et al. (2002) in high-resolution numerical experiments of HPEs, Thévenot et al. (2016) and Bouin et al. (2017) showed an impact on the location of precipitation when the sea state forcing is taken into account in the sea surface turbulent flux parametrization. Nevertheless, these formulas are known to produce overly strong fluxes when strong winds ($> 20 \text{ m s}^{-1}$) are encountered (Pineau-Guillou et al., 2018).

Besides directly controlling the momentum flux, surface roughness also impacts the turbulent heat fluxes and the turbulent structure and thickness of the atmospheric boundary layer (Doyle, 1995, 2002). For example, an impact on the thermodynamic structure and on the moisture transfer affecting the evolution of a convective system has recently been shown by Varlas et al. (2018) using an air–wave coupled system over the Mediterranean region.

In addition, under strong wind conditions, the intense breaking of ocean waves occurs and generates sea spray. This sea spray effect has a significant impact on the moisture and heat transfer at the air–sea interface that has been highlighted in several papers (e.g. Andreas, 1992; Andreas et al., 1995; Kepert et al., 1999; Bao et al., 2000, 2011; Bianco et al., 2011).

Based on this, recent studies have implemented different formulations in order to better account for the sea state and the sea spray effect on the sea surface roughness and heat and momentum fluxes during extreme events, such as Hurricane Arthur (Garg et al., 2018) or medicanes (Mediterranean tropical-like cyclones; Rizza et al., 2018). They showed that

including the surface wave effects significantly improved the simulated track as well as the intensity and the maximum wind speed of the storm.

The sea state evolution can be retrieved from numerical wave model outputs and can then be used as a surface forcing in atmospheric models. However, coupled atmosphere–wave systems allow one to take the feedback of the modified wind profile to the wind–wave generation into account. Previous studies have demonstrated the importance of wind–wave coupling, showing significant effects on the representation of the atmospheric low-level dynamics (e.g. Janssen, 2004; Renault et al., 2012; Ricchi et al., 2016; Katsafados et al., 2016; Wahle et al., 2017; Varlas et al., 2018). They have also shown impacts on the drag coefficient over rough sea and on the momentum flux resulting in a reduced simulated surface wind speed. Moreover, all of these studies have clearly reaffirmed the need for a better representation of the sea state in the current understanding of air–sea exchanges. The present study investigates the impact of waves on a Mediterranean HPE using a kilometric-scale coupled atmosphere–wave system. The coupling involves the Wave-Watch III wave model and the AROME numerical weather prediction model with a new flux parametrization (WASP) that uses explicit wave parameters to compute the wave age and, subsequently, the z_0 and the momentum and heat fluxes. The heavy precipitation event studied here occurred from 12 to 14 October 2016 and had two main convective areas: one over the sea and one that hit southern France (Hérault). Strong wind conditions and a very rough seas were observed during this event, making this case well suited for assessing the influence of waves on the low-level atmosphere and heavy precipitation systems.

A detailed description of the experimental protocol and of the flux parametrization is given in Sect. 2. The validation of the reference experiments against available atmospheric and wave observations is carried out in Sect. 3. Then, in Sect. 4, a description of the event, divided into separate phases, is given. Section 5 presents the results of the sensitivity analysis that was undertaken by comparing our different numerical simulations. Finally, conclusions and discussions are given in Sect. 6.

2 Numerical set-up

2.1 The atmospheric model

The non-hydrostatic AROME numerical weather prediction (NWP) model (Seity et al., 2011) is used in this study. The AROME configuration used here is that operationally used at Météo-France with a 1.3 km horizontal resolution and a domain centred over France, which covers our area of interest – the north-western Mediterranean Sea (Fig. 1a). The vertical grid has 90 hybrid η -levels with a first-level thickness of almost 5 m. The time step is 50 s. In AROME,

the advection scheme is semi-Lagrangian and the temporal scheme is semi-implicit. The 1.5-order turbulent kinetic energy (TKE) scheme from Cuxart et al. (2000) is used. Due to its high resolution, the deep convection is explicitly solved in AROME, whereas the shallow convection is solved with the eddy diffusivity Kain–Fritsch (EDKF, Kain and Fritsch, 1990) parametrization. The ICE3 one-moment microphysical scheme (Pinty and Jabouille, 1998) is used to compute the evolution of five hydrometeor species (rain, snow, graupel, cloud ice and cloud liquid water). The surface exchanges are computed by the SURFace EXternalisé (SURFEX) surface model (Masson et al., 2013) that considers four different surface types: land, towns, sea and inland waters (lakes and rivers). Exchanges over land are computed using the ISBA (Interactions between Soil, Biosphere and Atmosphere) parametrization (Noilhan and Planton, 1989). The formulation from Charnock (1955) is used for inland waters, whereas the Town Energy Balance (TEB) scheme is activated over urban surfaces (Masson, 2000). The treatment of the sea surface exchanges in AROME-SURFEX is detailed below (Sect. 2.3.1 and 2.3.2). Output fluxes are weight-averaged inside each grid box according to the fraction of each respective tile, before being provided to the atmospheric model at every time step.

2.2 The wave model

The wave model is WaveWatch III (hereafter WW3, version 5.16, The WAVEWATCH III Development Group, 2016; Tolman, 1992). The model domain covers the north-western Mediterranean Sea at a $1/72^\circ$ horizontal resolution (Fig. 1b). The bathymetry is sourced from the NEMO-NWMED72 ocean model configuration described in Sauvage et al. (2018b), which was originally built from the interpolation of a $1/120^\circ$ horizontal resolution topography with a dedicated treatment for island, coastline and river mouth delineation. The time step is 60 s.

The set of parameterizations from Arduin et al. (2010) is used, as for most of the wave forecasting centres (Arduin et al., 2019). Thus, the swell dissipation is computed with the Arduin et al. (2009) scheme, and the wind input parametrization is adapted from Janssen (1991). Nonlinear wave–wave interactions are computed using the discrete interaction approximation (DIA, Hasselmann et al., 1985). The parametrization of the reflection by shorelines is described in Arduin and Roland (2012). Moreover, the computation of the depth-induced breaking is based on the algorithm from Battjes and Janssen (1978), and the bottom friction formulation follows Arduin et al. (2003).

2.3 Atmosphere–wave coupling

2.3.1 Bulk iterative equations

The sea surface turbulent fluxes are calculated through the bulk formulae described as follows:

$$\tau = \rho C_D \Delta U^2, \quad (1)$$

$$LE = \rho L_v C_E \Delta U \Delta q, \quad (2)$$

$$H = \rho c_{pa} C_H \Delta U \Delta \theta, \quad (3)$$

where ρ is the air density, c_{pa} is the air heat capacity and L_v is the vaporization heat constant. ΔU , Δq and $\Delta \theta$ represent the air–sea gradients of velocity, specific humidity and potential temperature near the surface respectively. C_D , C_E and C_H represent the transfer coefficients. Each transfer coefficient can be defined as follows:

$$C_X = c_x^{1/2} c_d^{1/2}, \quad (4)$$

where x is d for wind speed, θ for potential temperature and q for water vapour humidity. Therefore,

$$c_x^{1/2}(\zeta) = \frac{c_{xn}^{1/2}}{1 - \frac{c_{xn}^{1/2}}{\kappa} \psi_x(\zeta)} \quad (5)$$

and

$$c_{xn}^{1/2} = \frac{\kappa}{\ln(z/z_{0x})}, \quad (6)$$

where the subscript n refers to neutral ($\zeta = 0$) stability, z refers to the reference height and ψ_x is an empirical function describing the stability dependence of the mean profile; κ is the von Karman constant.

The sea surface roughness length z_0 is defined by two terms: the Charnock's relation (Charnock, 1955) and a viscous contribution (Beljaars, 1994).

$$z_0 = \frac{\alpha_{ch} \cdot u_*^2}{g} + \frac{0.11 \cdot v}{u_*}, \quad (7)$$

where v is the kinematic viscosity of dry air, u_* is the friction velocity and α_{ch} is the Charnock coefficient.

2.3.2 Wave impact on the Charnock coefficient

One common method of coupling developing waves and stress is to make the Charnock coefficient α_{ch} explicitly dependent on the sea state by computing it either in the wave model from the wave spectra (e.g. Janssen et al., 2001) or in the atmospheric model as a function of the wave age (Mahrt et al., 2001; Oost et al., 2002; Moon et al., 2004). Studies based on observations (e.g. Oost et al., 2002) express it as a power function:

$$\alpha_{ch} = A \cdot \chi^{-B}, \quad (8)$$

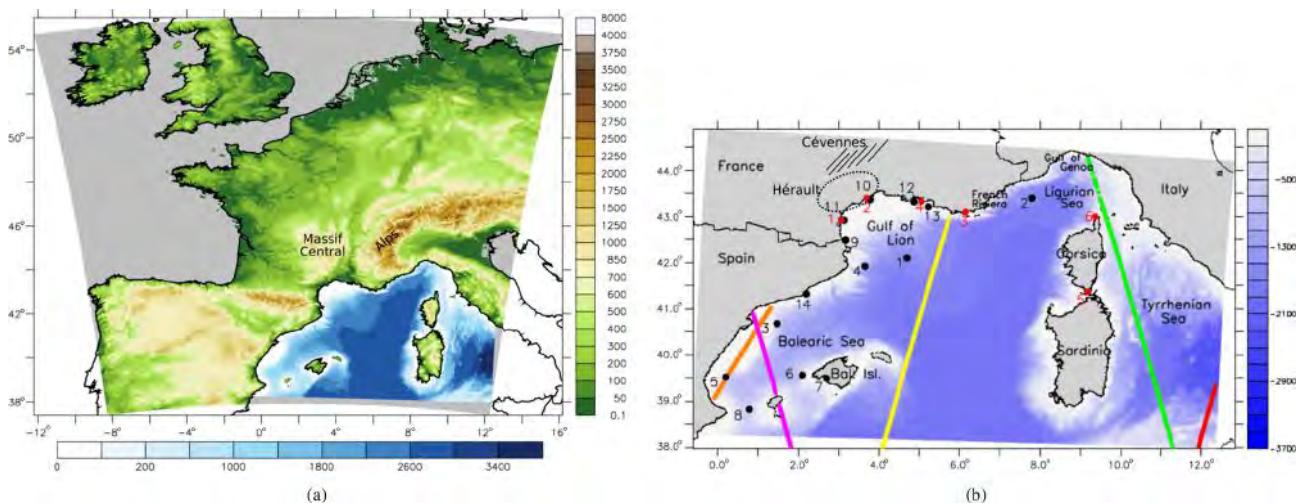


Figure 1. Simulation domain: (a) AROME-France (topography, m) and (b) the WW3 domain illustrated with bathymetry (blue scale, m). Black circles indicate the locations of the moored buoys, and red circles denote the locations of the surface stations (see Table 1). The satellite track around 05:00 UTC on 12 October is shown in green, the satellite track around 18:00 UTC on 13 October is shown in yellow, the satellite track around 05:00 UTC on 14 October is shown in magenta and the satellite track around 18:00 UTC on 14 October is shown in red and orange – the orange track is for JASON-2 and the other tracks are for SARAL.

where coefficients A and B are either constant or depend on the surface wind speed, and the wave age χ is defined as $\chi = \frac{c_p}{U_a}$ (where c_p is the peak phase speed, and U_a is the near-surface wind). Sea state can mainly be defined using the wave age. “Wind sea” corresponds to waves, generated by local wind, that are still growing (wave age < 0.8) or in equilibrium with the wind (wave age between 0.8 and 1.2) and are aligned with the local wind. These waves (and only these waves) benefit from momentum transfer from the atmosphere to grow; thus, they are coupled to the wind. Conversely, swell (which does not depend on the momentum from the atmosphere) corresponds to waves generated by a remote or past wind field and is characterized by a wave age above 1.2 or waves that are not aligned with the local wind.

Assuming that the water depth is infinite (in practice, as soon as the depth is much larger than the dominant waves), the phase speed of the waves can be expressed as

$$c_p = \frac{g T_p}{2\pi}, \quad (9)$$

where T_p is the peak period of the waves and g is the acceleration of gravity.

Keeping the coefficients A and B constant with wind speed results in drag coefficient and wind stress values that are too strong under strong wind conditions (a wind speed above 20 m s^{-1}), as shown by Pineau-Guilhou et al. (2018). In order to tackle this, and to reproduce the saturation or the decrease in the drag coefficient observed under strong to cyclonic wind conditions (e.g. Powell et al., 2003), we take advantage of a new parameterization called WASP (Wave-Age-dependant Stress Parametrization). This approach considers that the wind speed range where the wind stress trans-

ferred to the sea surface mainly sustains the wave development (through interaction with non-breaking waves) is between 5 and 20 m s^{-1} . Above 20 m s^{-1} , the contribution of breaking waves to the wave stress is dominant and the wave age is not an appropriate parameter to represent the sea state effect on the surface roughness. Below 5 m s^{-1} , under very weak wind conditions, the surface roughness is mainly controlled by the viscous term (second term on the right-hand side of Eq. 7). In order to reproduce these different mechanisms as well as the decrease in the drag coefficient under very strong wind conditions, the Charnock parameter of the WASP parameterization is piecewise continuously defined following Eq. (8), with the coefficients A and B being polynomial functions of the surface wind speed (see Appendix A). Under weak to strong wind regimes where wind stress observations are numerous and consistent with each other (i.e. until 23 m s^{-1}), WASP has been fitted to datasets used to build the COARE 3.5 parameterization (Edson et al., 2013). The temperature and humidity roughness lengths z_{0T} and z_{0q} (see Eq. 6), which define the corresponding neutral transfer coefficients, have been adjusted for the resulting sensible and latent heat fluxes to match the COARE 3.0 (Fairall et al., 2003) parameterization for surface wind speeds up to 45 m s^{-1} . The stability functions ψ_x (Eq. 5) are a blend of the Kansas-type functions (Businger et al., 1971) and a profile matching the asymptotic convective limit (Fairall et al., 1996).

Thus, WASP enables us to represent the Charnock parameter's behaviour and its dependency on waves in a more physical way. Moreover, it reproduces the observed decrease in the drag coefficient due to very strong wind, which would not be possible using a wave-age-only Charnock parameter

as in Drennan et al. (2005). Therefore, WASP is more relevant for atmosphere–wave coupling and for high to very high wind speeds.

2.3.3 Coupling

The coupling is performed using the SURFEX-OASIS coupling interface (Volodire et al., 2017) that manages the exchanges between the AROME and WW3 models. AROME-SURFEX provides the two components of the near-surface wind speed to WW3, whereas WW3 provides T_p (the peak period of the wind sea) to AROME-SURFEX. The OASIS coupler (Craig et al., 2017) allows one to choose the coupling frequencies and the interpolation methods for the exchanged fields.

Furthermore, as the AROME domain is larger than the WW3 domain (in particular, also covering a part of the Atlantic Ocean), there is no air–wave coupling for the marine zones not covered by WW3 (i.e. for the grey zones in Fig. 1a); thus, in these regions, χ is directly estimated in WASP as a function of wind with $T_p = 0.5 \times U_a$ and, in turn, $c_p = \frac{gU_a}{4\pi}$. This can be found using the relation $T_p = \frac{c_p}{g} \times U_a$, where c_p is approximately 5 for a typical nondimensional fetch and the gravity constant, g , is approximately 10.

2.4 Set of simulations

In this study, three kinds of simulations were examined: wave-only, atmosphere-only and wave–atmosphere coupled simulations. As the objective of this study is to better assess the role of the waves on the dynamics (i.e. the impact on the momentum flux and surface wind) as well as the impact on the sea surface turbulent heat fluxes, a common and fixed sea surface temperature (SST) is used in all the experiments and no ocean coupling is introduced so that the wave effects on these fluxes are not masked.

First a wave-only simulation (named WY) was run. For this simulation, WW3 ran from 5 to 15 October 2016 with the initial conditions (H_s , T_p) set to zero and a near-surface wind forcing sourced from AROME forecasts at an hourly frequency (+1 to +24 h each day, see Sauvage et al., 2018a). The period from 5 to 12 October served here as a spin-up period and will not be considered in the following. Boundary conditions for the wave model consisted of eight spectral points distributed along the domain and provided by a WW3 global $1/2^\circ$ resolution simulation run at Ifremer (Rascle and Arduin, 2013). These points (each defined following 24 directions and 31 frequencies) were chosen as close to our domain border as possible from the output points available from the WW3 global simulation. They were then linearly interpolated onto our grid ($1/72^\circ$) in the WW3 preprocessing routine.

Atmosphere-only simulations were carried out with AROME. Each AROME simulation was composed of forecast runs that started every day (12, 13 and 14 October 2016)

at 00:00 UTC from AROME operational analyses and that lasted 42 h. Hourly boundary conditions were sourced from the ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Courtier et al., 1991) operational forecasts except for the SST, which came from the global daily analysis of the Mercator Océan International ($1/12^\circ$ resolution PSY4 system, Lellouche et al., 2013). The first atmosphere-only (AY) simulation was carried out without any wave information, meaning that χ was set as a function of the near-surface wind with $T_p = 0.5 \times U_a$. The second atmosphere-only run (AWF) was forced by the hourly wind sea T_p from the WY simulation.

Finally, a two-way coupled AROME-WW3 simulation (AWC) was undertaken following the description given in Sect. 2.3.3. The SST field and the atmospheric initial and boundary conditions of AWC were the same as in the atmosphere-only simulations. Moreover, the wave boundary conditions in AWC were the same as for WY. Wave initial conditions were sourced from restart files: first from WY for the forecast starting at 00:00 UTC on 12 October, and then from the previous AWC forecast run for the following days (after 24 h). The coupling frequency was set to 1 h in both directions. Each exchanged field was interpolated using a bilinear method.

3 Validation of the experiments

3.1 Available observations

In order to validate the simulations, we collected several observations of the surface and near-surface in the north-western Mediterranean area (see Fig. 1b, which displays the observations over the WW3 domain).

Data from 14 moored buoys (listed in Table 1 and plotted in Fig. 1b), available either from the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS, <http://marine.copernicus.eu/>, last access: 3 February 2020) database or from the HyMeX programme database (<http://mistral.sedoo.fr/HyMeX/>, last access: 3 February 2020), were first used for validation. These platforms measure a wide variety of near-surface variables that may include sea temperature, salinity and wave parameters, such as the significant wave height (H_s) and peak period (T_p), as well as some atmospheric parameters, such as the 2 m air temperature, relative humidity, the 10 m wind speed, wind direction and gusts. In addition to these buoys, six coastal surface weather stations from the Météo-France network were used (mainly around the Gulf of Lion and in Corsica) in order to complete the coverage over the area of interest with respect to atmospheric in situ data. Altimetric data from two satellites crossing the area during the event were used for the significant wave height validation. The first satellite was Jason-2 (OSTM/Jason-2 Products Handbook, 2008) from the joint CNES/NASA oceanography mission Jason. The altimetric measurements used were

Table 1. Names and locations of the moored buoys and surface stations (in italics) used for validation. The numbers given in front of the names refer to Fig. 1b.

Name	Longitude	Latitude	Source	Name	Longitude	Latitude	Source
1-Lion	4.7° E	42.1° N	Météo-France	11-Leucate	3.13° E	42.92° N	CMEMS
2-Azur	7.8° E	43.4° N	Météo-France	12-MESURHO	4.87° E	43.32° N	CMEMS
3-Tarragona	1.47° E	40.68° N	CMEMS	13-Le Planier	5.23° E	43.21° N	CMEMS
4-Begur	3.65° E	41.92° N	CMEMS	14-Barcelone	2.2° E	41.32° N	CMEMS
5-Valence	0.20° E	39.52° N	CMEMS	<i>1-Leucate</i>	3.06° E	42.92° N	Météo-France
6-Dragonera	2.1° E	39.56° N	CMEMS	<i>2-Sète</i>	3.69° E	43.4° N	Météo-France
7-Bahia de Palma	2.7° E	39.49° N	CMEMS	<i>3-Hyères</i>	6.15° E	43.1° N	Météo-France
8-Canal de Ibiza	0.78° E	38.82° N	CMEMS	<i>4-Martigues</i>	5.05° E	43.33° N	Météo-France
9-Banyuls-sur-mer	3.17° E	42.49° N	CMEMS	<i>5-Bonifacio</i>	9.18° W	41.37° N	Météo-France
10-Sète	3.78° E	43.37° N	CMEMS	<i>6-Ersa</i>	9.36° W	43° N	Météo-France

the Geophysical Data Record (GDR) from the MLE4 (maximum likelihood estimator) altimeters' retracking algorithm that were corrected following a buoy comparison method: $H_s\text{cor} = 1.0149 \times H_s + 0.0277$. The second dataset was obtained from GDR data from the SARAL/AltiKa satellite (SARAL/AltiKa Products handbook, 2013) that also uses the MLE4 altimeters' retracking algorithm but simply removes erroneous H_s using a threshold relationship. Both satellites combined gathered 292 measures of H_s during the period between 12 and 14 October 2016.

To validate the rainfall accumulation, the ANTILOPE product from Météo-France was used (Laurantin, 2008). This product merges rain gauges and radar data. This analysis was complemented by the use of the Météo-France radar composite images over western Europe.

3.2 Validation of AWF and WY

For the validation of our wave and atmospheric reference simulations, WY and AWF respectively, the time series from 12 to 14 October were built using the first 24 h of simulation starting each day (Fig. 2). Observations and simulations were compared using the nearest grid point in space and time from the model (WW3 or AROME) to the observation grid point. The bias, the root-mean-square error (RMSE) and the correlation were computed and are summarized in Table 2.

During the entire event, the sea state appeared to be well represented by WY with a correlation of 0.90 for H_s and T_p . Looking at Fig. 2, H_s and T_p seemed to be underestimated during the event. This was confirmed by a negative bias of -23 cm for H_s and -0.79 s for T_p as well as by the comparison of the simulated H_s against satellite data that showed an average bias of about -0.17 cm (Table 2). However, a good correlation of 0.78 was obtained with satellite data.

In AWF, the wind speed and direction were quite well represented with correlations of 0.64 and 0.86 respectively (Table 2), although they were very slightly overestimated during the event with an averaged bias of 0.04 m s^{-1} and 2° respectively. Looking at the wind speed correlation over dif-

ferent regions, i.e. the Gulf of Lion and the Balearic Sea, some differences can be highlighted. In the Gulf of Lion and along the French Riviera, a correlation coefficient of 0.82 was found. Looking at the buoys located in the Balearic Sea, i.e. where the wind was weaker, the simulation represents the wind speed value well but a low correlation (0.45) is found.

By looking at the French western coastal buoys in more detail, such as Leucate (Fig. 2) which is located on the most western part of the Gulf of Lion, a large underestimation of the wind speed was found. The observed wind speed reached values of between 18 and 20 m s^{-1} several times, whereas the simulation only reached 15 m s^{-1} . In addition, at Sète, the wind intensity was in good agreement but decreased faster than observed (not shown). There is also a delay at the end of the event between the simulation and observations, which is notable at the Lion buoy (Fig. 2) when a transition to a northerly wind occurred.

The validation against in situ data for the 2 m air temperature (T2M) and relative humidity (RH) (Table 2) showed that AWF represented these two atmospheric parameters quite well with correlation coefficients of 0.68 and 0.78 respectively, despite small overestimations (averaged biases of 0.26°C and 2.23% respectively). These scores, along with the validation against low-level wind and wave parameters, gave us confidence in the use of AWF with respect to investigating the evolution of the turbulent fluxes at the air-sea interface during the abovementioned HPE.

4 Event description

The HPE studied occurred between the 13 and 14 October 2016 over the north-western Mediterranean Sea. This event could be defined as a typical “Cyclonic Southerly” (CS), following the four classifications of synoptic types from Nuissier et al. (2011). Indeed, the synoptic meteorological situation (Fig. 3) was characterized by a trough at altitude extending from the British Islands to Spain and associated with a lowering of the tropopause (Fig. 3a) that induced

Table 2. Skill scores computed against surface stations and satellite data for the wave-only simulation (WY) and the coupled simulation (AWC) for wave parameters (H_s , T_p) and for the atmosphere-only simulations (AY and AWF) and coupled simulations (AWC) for atmospheric parameters. WSP represents 10 m wind speed (m s^{-1}), WDIR represents 10 m wind direction ($^\circ$), T2m represents 2 m air temperature ($^\circ\text{C}$) and RH2M represents 2 m relative humidity (%).

Moored buoys and surface stations												
	WY			AY			AWF			AWC		
Parameter	Bias	RMSE	Correlation	Bias	RMSE	Correlation	Bias	RMSE	Correlation	Bias	RMSE	Correlation
H_s	-0.23	0.53	0.90	—	—	—	—	—	—	-0.28	0.58	0.90
T_p	-0.79	1.16	0.90	—	—	—	—	—	—	-1.27	1.64	0.88
WSP	—	—	—	0.22	2.70	0.66	0.04	2.75	0.64	0.09	2.67	0.65
WDIR	—	—	—	1.43	42.05	0.85	2.0	42.46	0.86	1.85	42.95	0.85
T2M	—	—	—	0.39	1.25	0.70	0.45	1.32	0.66	0.44	1.32	0.66
RH2M	—	—	—	2.19	8.84	0.79	2.89	9.66	0.76	3.0	9.97	0.76

Satellites												
H_s	-0.17	0.4	0.78	—	—	—	—	—	—	-0.28	0.5	0.71

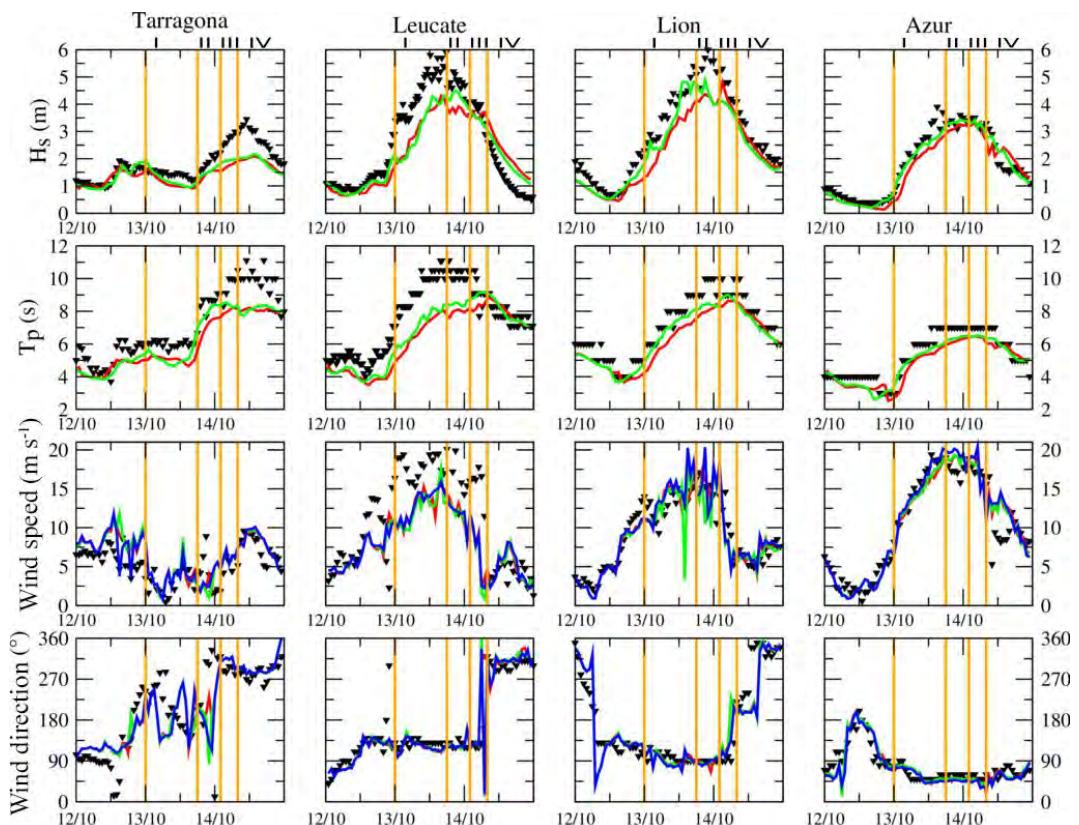


Figure 2. Evolution of H_s (m), T_p (s), wind speed (m s^{-1}) and wind direction ($^\circ$) simulated with AWF–WY (green), AWC (red) and AY (blue) against buoy observations (black triangles).

a south-westerly flow over south-eastern France. A cyclonic circulation took place at low levels (Fig. 3b) with a high moisture content over the Gulf of Lion and a strong south-easterly flow that originated from south-eastern Tunisia. During the night and the following day, the trough moved eastwards from the Bay of Biscay to the Gulf of Lion along with

cold and warm fronts (Fig. 3c), and the low-level flow also shifted eastwards.

The HPE was characterized by four periods that can be distinguished using observations over land and the reference simulation (AWF) for the marine low-level conditions: (i) initiation stage, (ii) mature systems, (iii) north-eastward

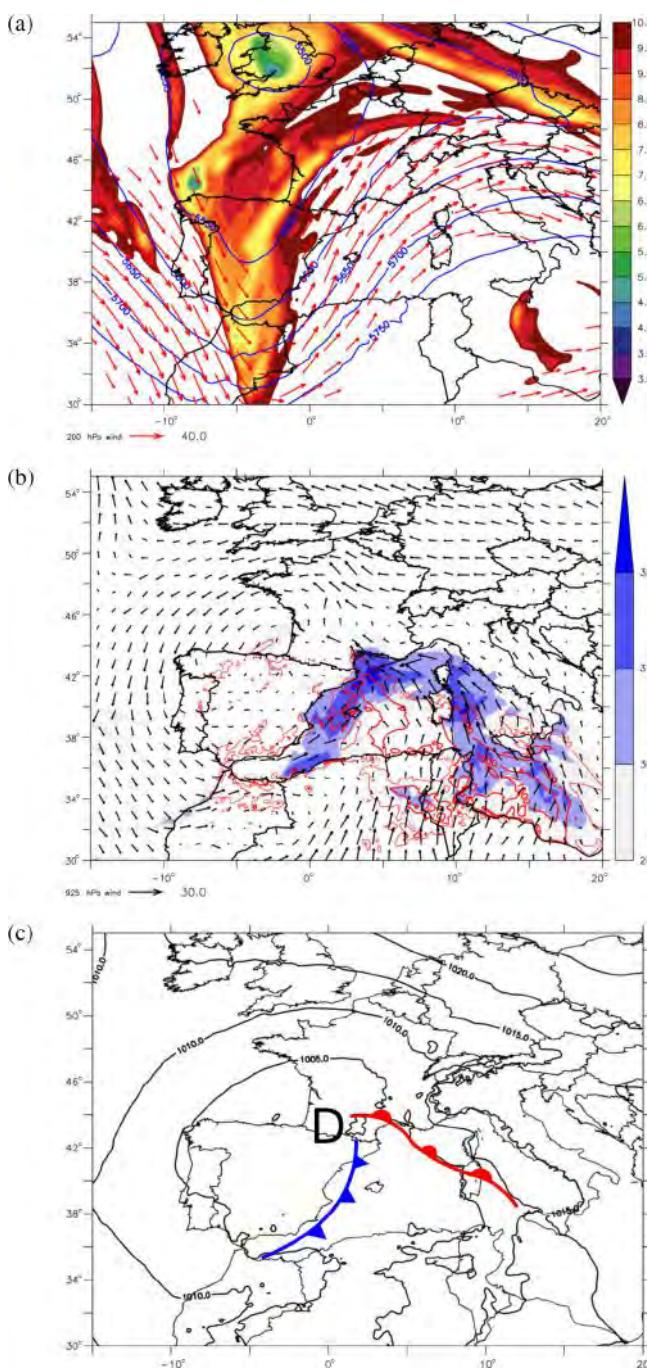


Figure 3. Synoptic situation at 12:00 UTC on 13 October 2016 from the ARPEGE analysis (a) at high level: the coloured shading is the height of the 2 PVU (potential vorticity units) isosurface (km), the blue contours are the geopotential height (m) at 500 hPa and the red arrows denote the wind above 20 m s^{-1} at 200 hPa. Synoptic situation at 12:00 UTC on 13 October 2016 from the ARPEGE analysis (b) at low level: the coloured shading is the integrating water vapour (kg m^{-2}), the red contours are the convective available potential energy (J kg^{-1}) and the black arrows denote the wind at 925 hPa. Panel (c) shows the mean sea level pressure (black contours) and position of the cold (blue) and warm (red) fronts.

propagation and (iv) tramontane wind onset. In the following, a detailed description of the chronology of the event and the mechanisms involved is carried out. For this purpose, the 42 h forecast starting at 00:00 UTC on 13 October 2016 from AWF was used along with observations.

4.1 Chronology of the convective systems

Phase I, from 03:00 to 18:00 UTC on 13 October 2016 (+3 to +18 h in the simulation), was marked by the triggering of deep convection and the stationarity of the two main systems. The first deep convective system was triggered in the Cévennes foothills, south of the Massif Central, (Figs. 1, 4a, 5a), where the unstable rapid south-easterly marine flow encountered orography (Fig. 5c). The second deep convection system was a MCS associated with large precipitation over the sea (Figs. 4a, 5a). It formed at the convergence between the warm south-easterly flow, associated with high CAPE values, and the colder and drier easterly flow from the Alps and Ligurian Sea (Fig. 5c, d). These two convective systems were well represented in the reference simulation (Figs. 4a, 5a) in terms of location and rainfall amounts compared to observations. The simulated radar reflectivities also corresponded quite well to observations (not shown) except in north-eastern Spain where overly active convective systems were simulated.

During Phase II, from 19:00 UTC on 13 October to 03:00 UTC on 14 October (+19 to +27 h in the simulation), the precipitating system over the Hérault region remained stationary. Its intensity increased in the observations (Fig. 4b), whereas precipitation totals for the second system over the sea decreased. In AWF, the simulated precipitating system over the sea started to shift towards the east, while precipitation over the Hérault region decreased (Fig. 6a). The simulated cold front progressed eastwards earlier than in the observations; thus, the southern flow also started to shift (Fig. 6d) as did the convergence line over the sea (Fig. 6c).

Phase III, from 04:00 to 10:00 UTC on 14 October (+28 to +34 h in the simulation), was marked by the north-eastward propagation of the system. As the western front was moving eastwards, the system over the Hérault region shifted toward the French Riviera (Fig. 7c), leading to a local decrease in the precipitation total (< 60 mm over the Hérault region, Fig. 4c). In the simulation, the system over the sea also moved eastwards, extending from west of Corsica to the French Riviera, and there was a decrease in the rainfall amounts (Fig. 7a). It appeared that the simulated eastward propagation was earlier than observed. The southerly flow was also consistently shifted and was located between Corsica–Sardinia and continental Italy (Fig. 7d) with a main convergence area over the Ligurian Sea. At the same time, the intensity of the inland system (over the Hérault region) was overestimated compared with observations (Figs. 4c, 7a).

The last phase (Phase IV), from 11:00 UTC on 14 October (+35 h to the end of simulation, not shown), was charac-

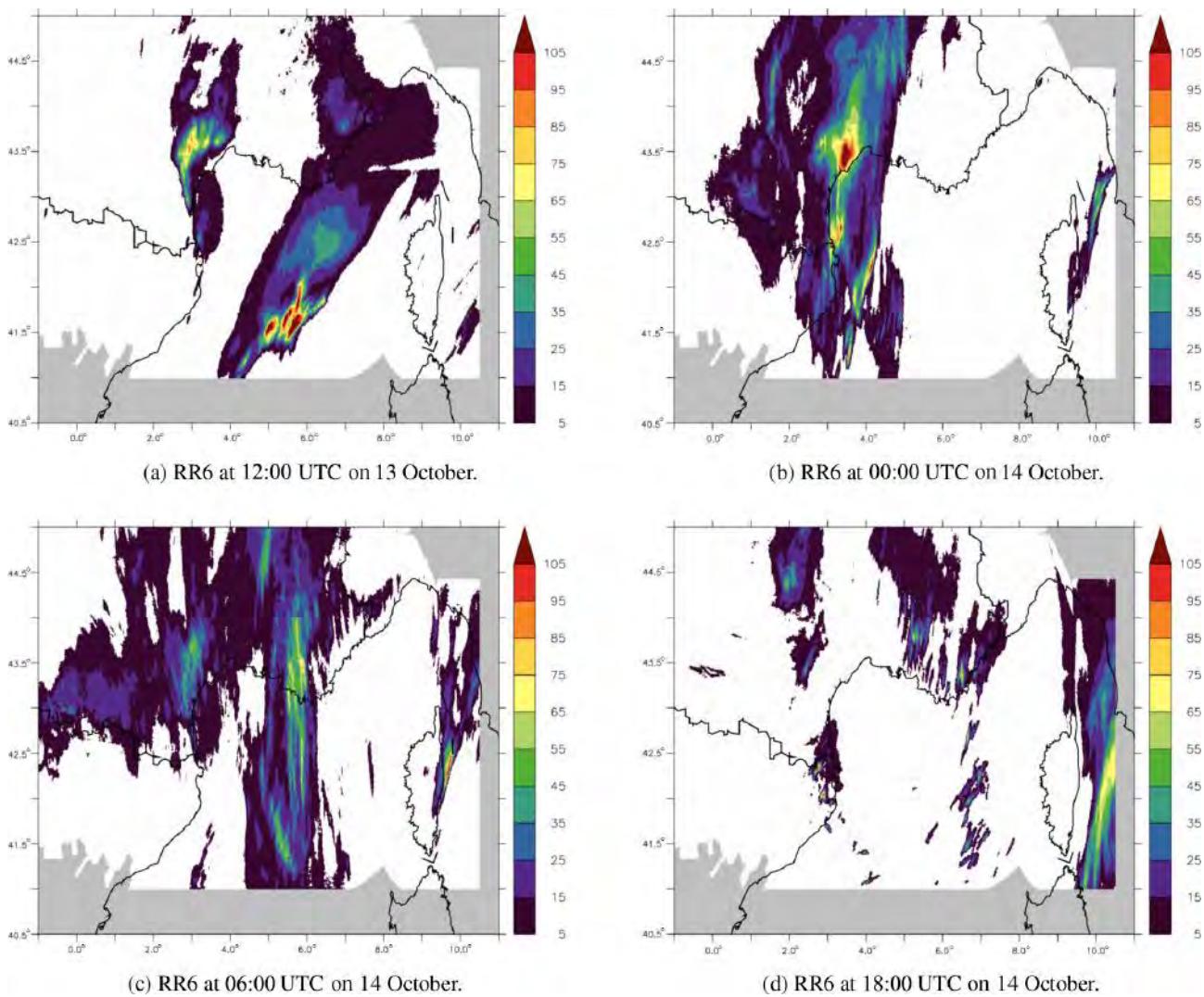


Figure 4. The 6 h rainfall amounts (mm) from ANTILOPE observations.

terized by the end of the precipitation over France (Fig. 4d) and the beginning of a new wind regime in the Gulf of Lion, with a dry and cold north-westerly flow corresponding to the regional tramontane wind regime. Thus, the warm southern flow was limited to the south-east of the simulation domain and fed the precipitating system located from the northern Sardinian region to continental Italy (Fig. 4d). For this period, the simulation was in good agreement with observations in term of rainfall locations and amounts.

4.2 Evolution of the sea state

Three different areas can be distinguished in our domain, mainly represented by the three moored buoys (Fig. 1, Table 1).

- The Tarragona buoy, where the wind was weak, was situated in a long fetch area. There was swell throughout

the event, first aligned with the south-easterly wind in Phase I and then crossed, as wind and waves were opposite.

- The Lion buoy was located where the easterly wind was stronger during Phase I, generating a young wind sea with strong H_s . It evolved to a well-developed wind sea during Phase II and then to a swell as the fetch became longer in this area.
- The Azur buoy was located in the strong easterly wind throughout the event. Characterized by a short fetch, a wind sea was continuously produced in this area.

During Phase I, a strong easterly wind (between 15 and 20 m s^{-1} ; Figs. 2, 5b) affected the Ligurian Sea, from the French Riviera to the Gulf of Lion. This created a wind sea, with young waves (see the Azur buoy in Figs. 5e and 8) aligned with the wind and associated with moderate H_s

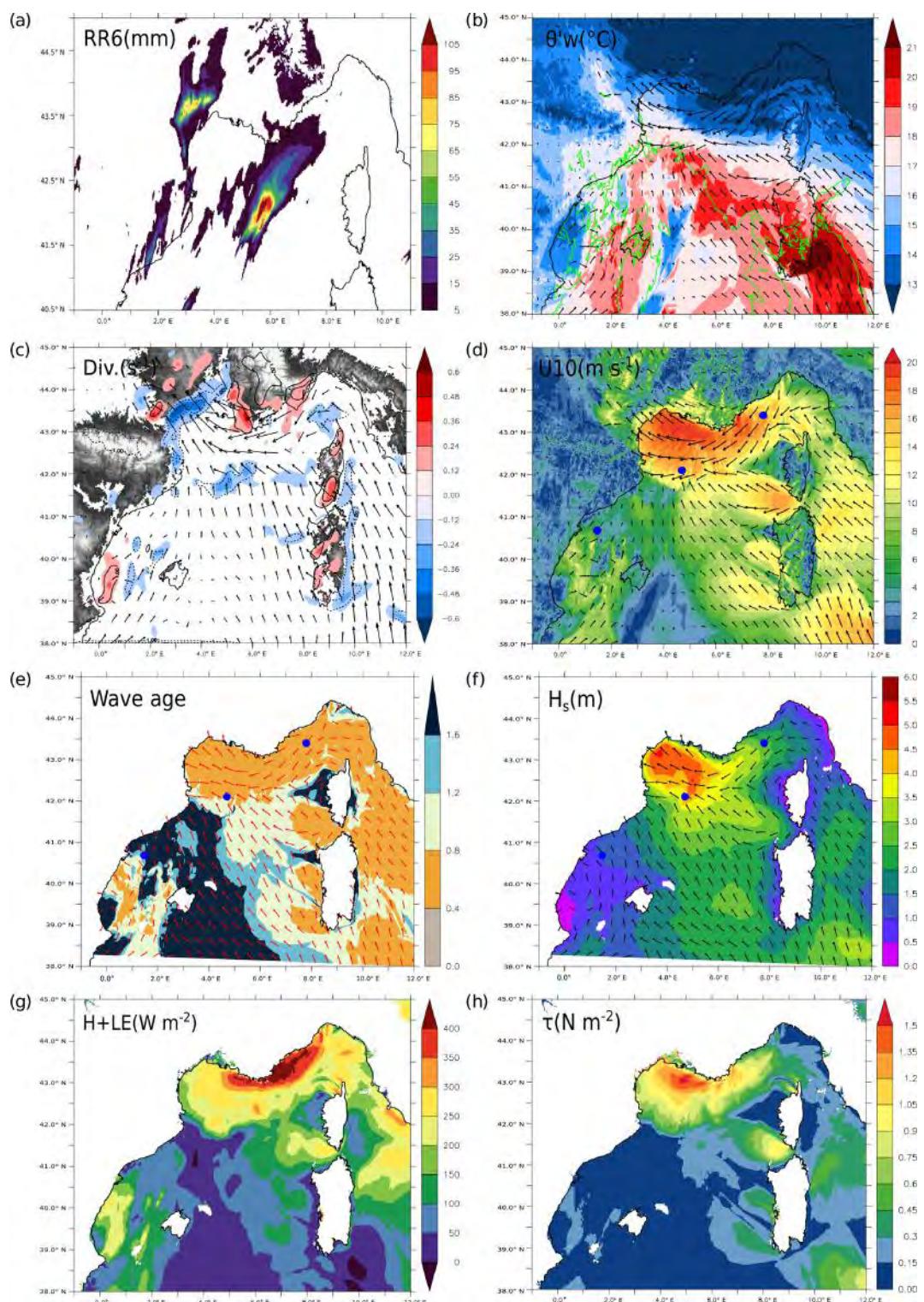


Figure 5. (a) The 6 h rainfall amount (mm). (b) The pseudo-adiabatic potential temperature θ'_w (coloured shading, $^{\circ}\text{C}$) and wind (m s^{-1} , arrows) at 925 hPa with the CAPE over $750\ \text{J kg}^{-1}$ shown using green contours. (c) The wind divergence (coloured shading, $10^{-3}\ \text{s}^{-1}$, values between -0.12 and 0.12 are masked) at 950 hPa, where the black contours are the vertical velocity (Pa s^{-1}) at 950 hPa and the black arrows are the horizontal winds (m s^{-1}). (d) The 10 m wind intensity and direction (m s^{-1}). (e) The wave age and wave direction. (f) The wave significant height (m) and wave direction. (g) The total turbulent heat fluxes (H , LE) (W m^{-2}). (h) The wind stress (N m^{-2}) simulated by AWF at 12:00 UTC on 13 October. Blue dots in (d), (e) and (f) represent the Tarragona, Lion and Azur buoys (from west to east).

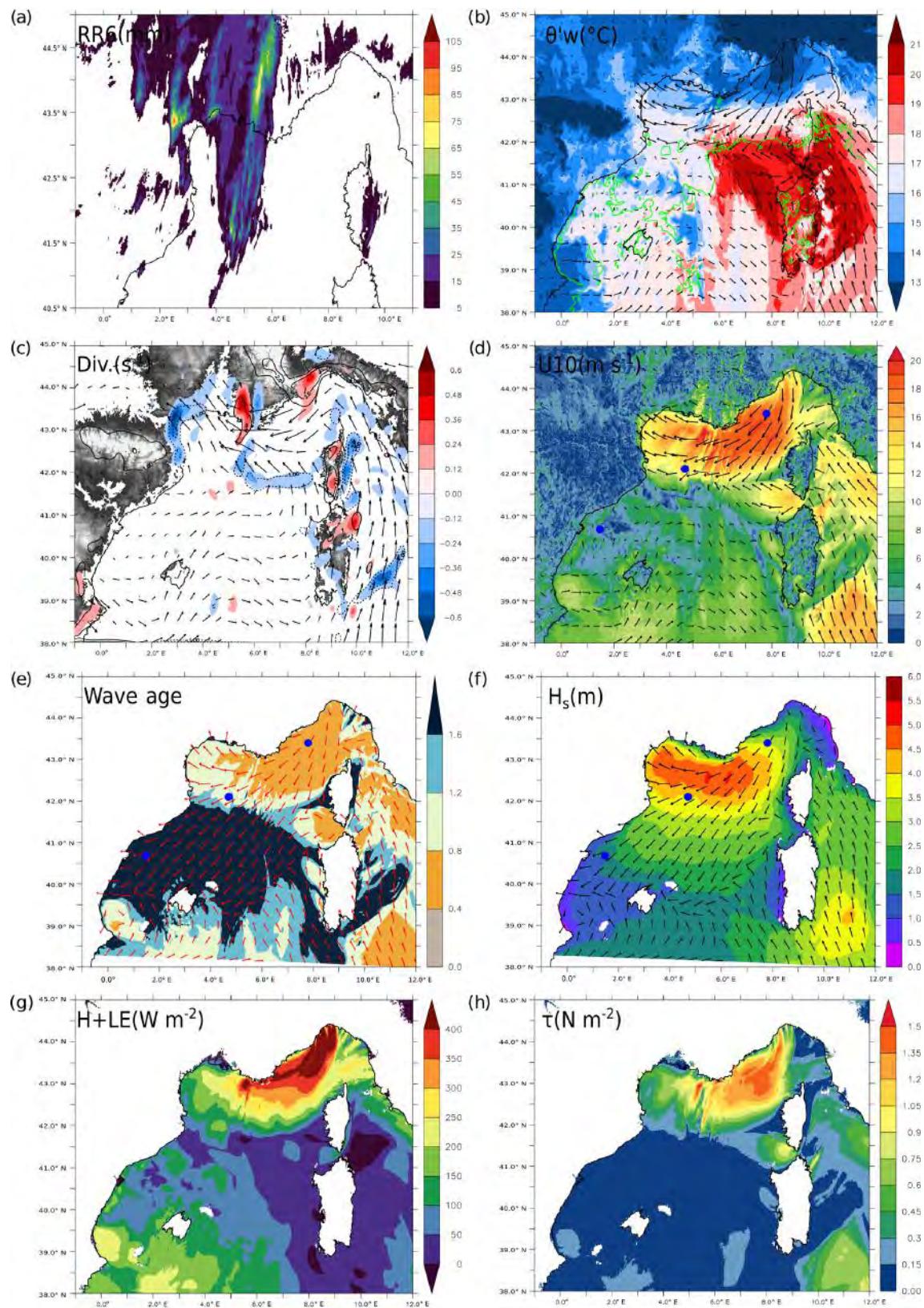


Figure 6. Same as for Fig. 5 but at 00:00 UTC on 14 October.

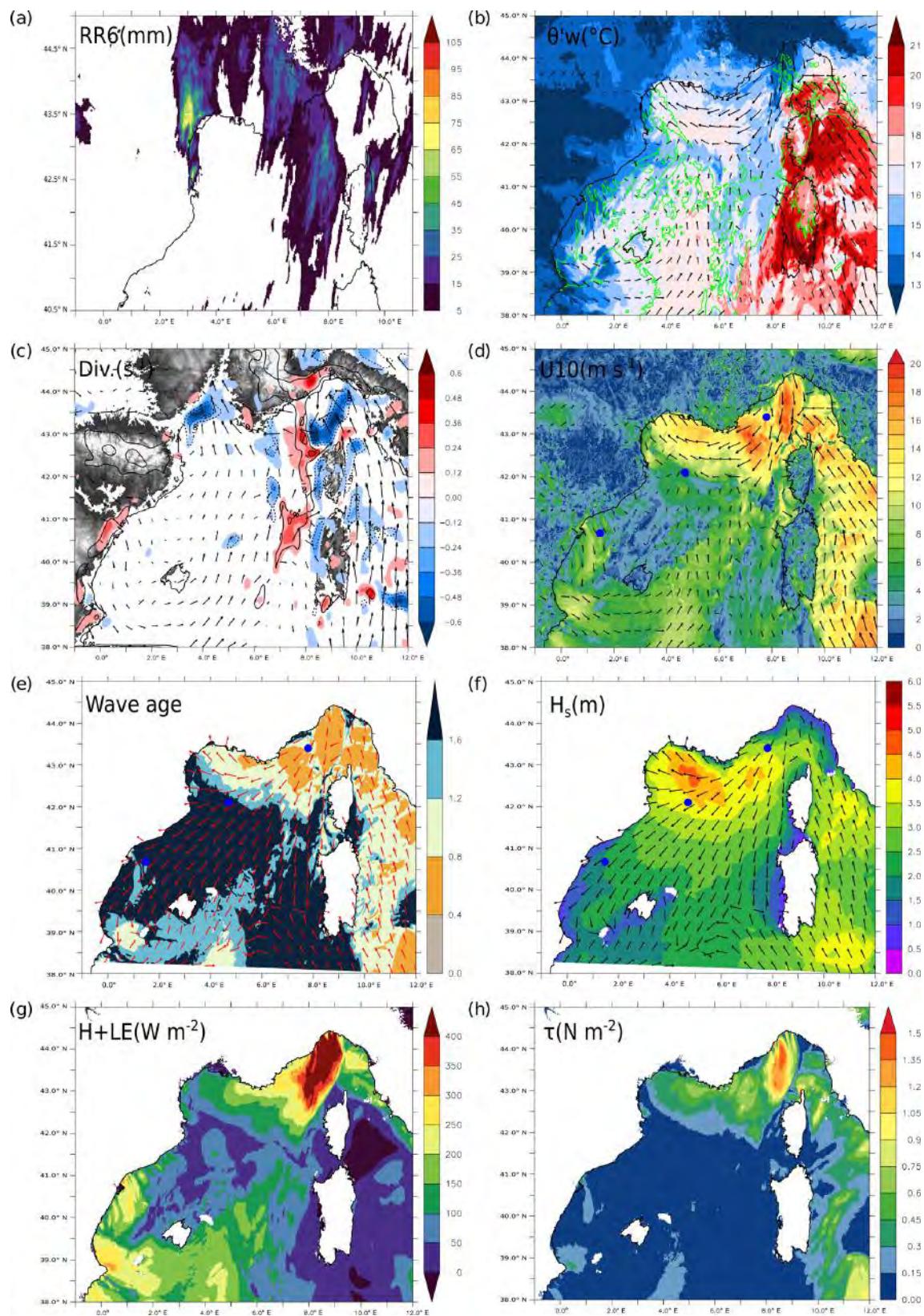


Figure 7. Same as for Fig. 5 but at 06:00 UTC on 14 October.

($< 3 \text{ m}$, Fig. 5f). In fact, the waves in this area were directly generated by the local wind throughout the event (Fig. 8) with low wave age values (< 1) and a similar direction between wind and waves. In the Gulf of Lion, a rough to very rough sea was observed ($H_s \sim 4\text{--}5 \text{ m}$) that was associated with a T_p of about 8 s (Fig. 2). Still, a weak wave age (Figs. 5e, 8) was found here due to strong winds. Thus, the waves in this area were mainly generated by the wind above.

In the Balearic Sea high wave ages were simulated (> 1.2 , Fig. 8) under a weak south-westerly flow (Fig. 2); this induced a weaker H_s , which corresponded to a moderate sea. The sea state in this area was consistent with a swell coming from the south.

During Phase II, T_p reached a maximum ($\sim 10 \text{ s}$ observed) in the Gulf of Lion; H_s values were also highest in this region (about 6 m), corresponding to a very rough sea which is rather exceptional in the Mediterranean Sea. This well-developed wind sea (wave age between 0.8 and 1.2) was due to the continuous easterly wind that had been blowing since Phase I (Figs. 2, 6b). The intensity of the easterly flow decreased in the Gulf of Lion but increased in the Ligurian Sea ($\pm 2\text{--}3 \text{ m s}^{-1}$; Figs. 2, 6b). In the Balearic Sea, the wave ages were still high but the wave direction changed progressively from easterly to north-easterly. This corresponded to the swell coming from the Ligurian Sea, as a weak south to north-westerly wind ($< 10 \text{ m s}^{-1}$) was blowing locally (Figs. 2, 6b, e, 8).

During Phase III, H_s started to decrease over the domain (Figs. 2, 7f) and the observed T_p reached a maximum in the Balearic Sea and in the western part of the Gulf of Lion, which was associated with swell (Figs. 2, 7e, 8). As the front moved eastwards, a significant decrease in the easterly wind was observed (up to -7 m s^{-1} ; Figs. 2, 7b), whereas the wind speed was strongest in the Gulf of Genoa. Indeed, the wind in the Gulf of Lion started to change direction with a transition to a northerly wind (see Leucate, Sète and Lion in Fig. 2). As in the Balearic Sea (Figs. 7e, 8), the wind changed direction from north-westerly to westerly.

Finally, during Phase IV, H_s kept decreasing over the domain ($< 3 \text{ m}$, Fig. 2). T_p significantly decreased in the Gulf of Lion, whereas the highest values were still located in the Balearic Sea (Fig. 2). At both locations, the swell generated along the French Riviera was present (Fig. 8), while the easterly wind significantly decreased (now $< 14 \text{ m s}^{-1}$, Fig. 2). The onset of a north-westerly wind (Tramontane) in the Gulf of Lion was observed (Fig. 2), while a westerly wind was blowing over the Balearic Sea.

4.3 Air-sea interface

The latent heat flux (LE) was quite low over the domain, as displayed by Fig. 5g. During Phase I, the cold and dry air from the Alps became rapidly warmer and more humid as it flowed westwards over the sea. Evaporation started in this area and also marked the location of the largest LE values

(over 300 W m^{-2} , Fig. 5g). In addition, this region was characterized by the strongest humidity transport, due to the easterly flow, towards the Gulf of Lion as the air humidity increased (over 94 %). Under a strong easterly wind, along the French Riviera, the difference between SST and T2M was up to 4°C (5°C locally) and, thus, with high sensible heat flux (H) values (over 150 W m^{-2} , Fig. 5g). The warm ($> 23^\circ\text{C}$) and humid (over 85 %) southern flow did not produce large heat fluxes (Fig. 5g). It can be noticed that there was warm and dry air masses in the Balearic Sea, but the weak south-westerly wind blowing in this area limited evaporation and heat fluxes. The momentum flux was the largest under the strong easterly wind in the Gulf of Lion – reaching up to 1.5 N m^{-2} , whereas it reached up to 1.2 N m^{-2} locally under the south-easterly flow (Fig. 5h). It remained lower than 0.3 N m^{-2} throughout the rest of the domain.

As the system moved eastwards during Phase II, the rapid low-level flow moved from the Gulf of Lion to the Ligurian Sea. The evaporation kept increasing in this area, and the dry air in the Gulf of Genoa became almost saturated in the Gulf of Lion. The largest values of the momentum flux were located along the French Riviera at this time (Fig. 6h). LE decreased by more than 50 W m^{-2} in the Gulf of Lion and increased along the French Riviera and the Gulf of Genoa, reaching more than 360 W m^{-2} (Fig. 6g). As the cold front was shifting, the low-level air mass in the Balearic became drier and pushed the humid southerly flow to the east. The highest values of H were also shifted in the Gulf of Genoa and reached 200 W m^{-2} (Fig. 6g), whereas H significantly decreased in the Gulf of Lion.

During Phase III, drier air ($\text{RH} < 70\%$) was located from the Balearic Sea to the coast of Sardinia. In the Gulf of Lion, low-level air continued to get drier, whereas moist air was now mainly located along the French Riviera and in the Gulf of Genoa (where precipitation occurred). Under precipitation, H increased to 250 W m^{-2} (Fig. 7g). LE significantly decreased by 100 W m^{-2} along the French Riviera but was still highest in the Gulf of Genoa (Fig. 7g). A large decrease (of 1 N m^{-2}) was also noticed in the momentum flux along the French Riviera and maximum values were found in the Gulf of Genoa (Fig. 7h).

During the last phase (Phase IV), with the large decrease in the wind intensity and the precipitation now located over Italy, RH decreased along the French Riviera and in the Gulf of Genoa in association with a large decrease (of 150 W m^{-2}) in the heat fluxes. The momentum flux was lower than 0.3 N m^{-2} in the Gulf of Genoa at this time.

A rapid analysis of the relationship between the heat fluxes (H and LE) and atmospheric parameters (U_a , temperature gradient, humidity gradient) was carried out using scatter-plots (not shown). It highlighted that the sensible heat flux was more correlated with the temperature gradient at the air-sea interface (0.56), which was related to the cold air present in the easterly flow or below precipitation. Conversely, the latent heat flux was more correlated with the wind (0.49) than

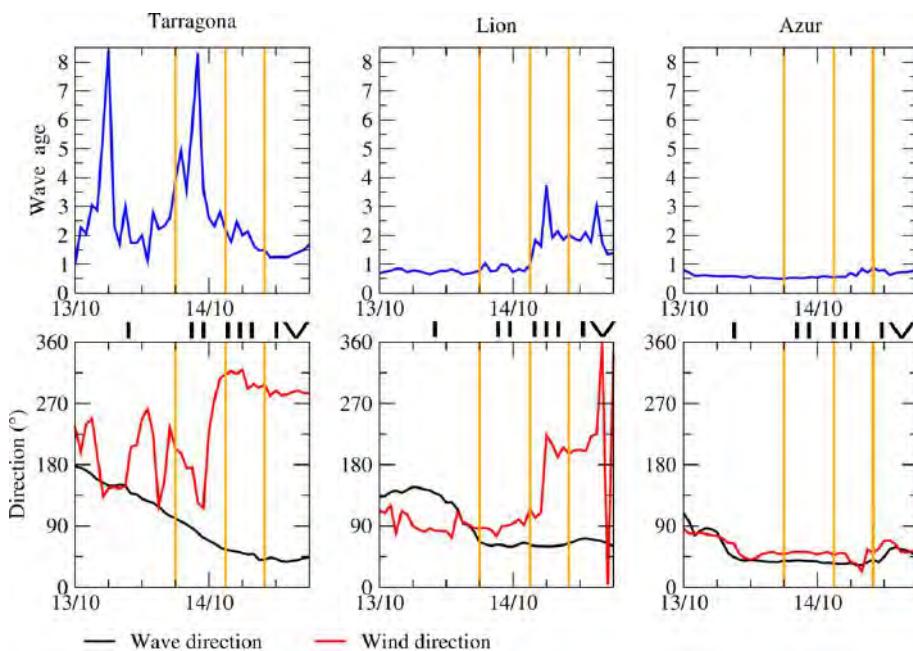


Figure 8. Evolution of the wave age (blue) and direction ($^{\circ}$) of local wind (red) and waves (black) simulated with AWF (WY) during the 13 October run at three different moored buoys. Orange lines limit the four different phases (I, II, III and IV).

with the gradient of humidity (0.31). In summary, the maximum turbulent fluxes were associated with the easterly low-level jet due to strong winds and large air-sea temperature (moisture) gradients for heat fluxes. In the southerly flow, heat fluxes appeared more limited despite moderate wind. This highlighted the role of the Ligurian easterly flow in extracting heat and moisture from the sea and in providing them to the MCSs.

Finally, looking at the different phases of the event, some areas emerged as potential regions where the waves should have an impact on the low-level flow. Indeed, during phases I and II, an effect on the momentum flux was expected in areas of strong easterly wind and of wind sea, especially over the French Riviera and the Gulf of Lion in Phase I. These regions were also the places with the highest heat fluxes during the event and, thus, were more likely to be affected by the sea state. Therefore, the sensitivity to the impact of the representation of sea state will be particularly investigated in these areas in the following.

5 Sensitivity analysis

In this section, the goal is to better understand the impact of the waves on the sea surface turbulent fluxes and to evaluate the impact on the HPE forecast. We focused on phases I and II, at 14:00 UTC on 13 October and 00:00 UTC on 14 October 2016, respectively (corresponding to +14 and +24 h of forecast respectively, starting at 00:00 UTC 13 October). In order to examine the mechanisms at the air-sea interface

and the effects of waves on the HPE in a continuous way during these two phases, the sensitivity analysis was carried out considering the 42 h of forecast starting at 00:00 UTC on 13 October.

5.1 Low-level flow

5.1.1 Impact of the waves: AWF versus AY

In the following, AWF, which takes the sea state into account, is compared to the atmosphere-only simulation, AY (see Sect. 2.4). Figure 9a and c present the difference in the sea surface roughness length (z_0) between AWF and AY. During Phase I, an increase in z_0 (from 2×10^{-3} to 4×10^{-3} m) in AWF was found (compared with AY) over the wind sea under a strong easterly wind in the Gulf of Lion and along the French Riviera. Throughout the rest of the domain, much smaller z_0 differences were noticed (less than 2×10^{-4} m). These changes induced an increase in the drag coefficient C_d of up to 0.8×10^{-3} and led to an increase in the momentum flux of more than 0.1 N m^2 . Finally, this increase in the momentum flux resulted in a decrease of more than 1 m s^{-1} in the 10 m wind speed intensity of the strong easterly flow over a large area between the Gulf of Lion and the French Riviera (Fig. 10a). During Phase II, along the French Riviera and the Gulf of Genoa, characterized by the strong easterly wind and a young wind sea (Fig. 6b, e), z_0 increased by more than 2×10^{-3} m and up to 1×10^{-2} m in AWF compared with AY (Fig. 9c). Knowing that z_0 barely exceeds 3×10^{-3} m in AY, these differences correspond to an increase of more than

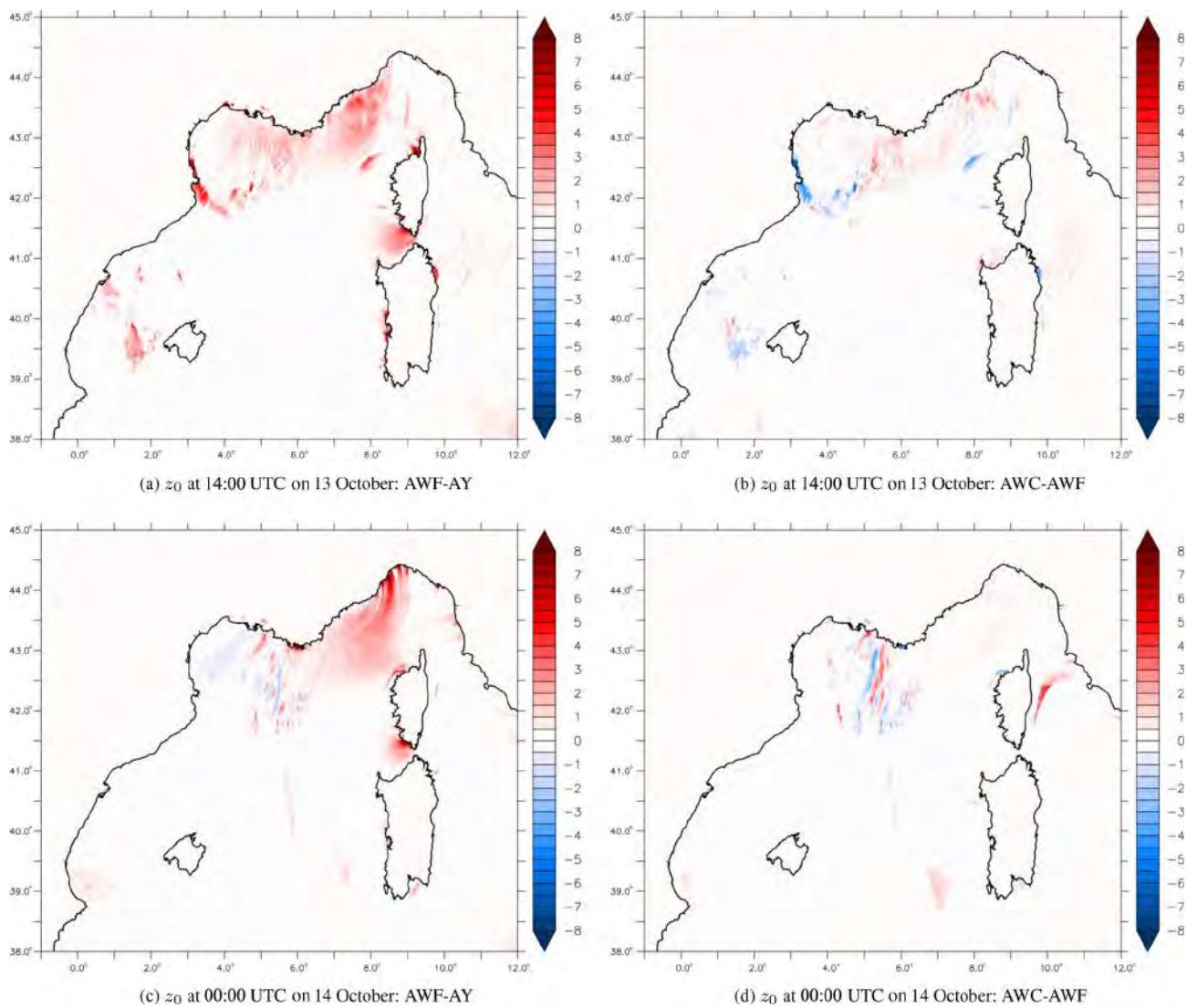


Figure 9. z_0 (10^{-3} m) differences at 14:00 UTC on 13 October (a, b) and at 00:00 UTC on 14 October (c, d) between AWF–AY (a, c) and AWC–AWF (b, d).

100 % of the values in AY. Under the convective system some difference dipoles were found. In the Gulf of Lion, a slight increase in z_0 was seen. While differences in z_0 in Liguria were observed from the beginning of the simulation, differences under the MCS and in the Gulf of Lion appeared to result from differences in the movement of the convective system over the sea, which were induced by the decrease in the wind intensity during Phase I. Due to the same mechanisms as in Phase I, the increase in z_0 upstream of the MCS (i.e. along the French Riviera) directly impacted the C_d , which increases in AWF by 0.2×10^{-3} to more than 1×10^{-3} locally. This led to an increase in the wind stress of between 0.1 and 0.3 N m^2 in this area and resulted in a slowdown of between 1 and 2 m s^{-1} the 10 m in the wind speed along the French Riviera (Fig. 10c). Larger differences were found under the convective system but appeared inhomogeneous in

space and time. Thus, the results confirmed the primary effect of the representation of sea state as notably highlighted by Thévenot et al. (2016) and Bouin et al. (2017): when the sea state is taken into account, an increased surface roughness and wind stress are observed that slow down the upstream low-level flow.

In the two subareas delineated in Fig. 10c, it was found that, on average, a slowdown of the 10 m wind speed was obtained in both areas during the four phases. Specifically, an averaged slowdown of 0.9 m s^{-1} was noticed in the Gulf of Lion during the Phase I. This represented a decrease of about 6 % of the average wind intensity in AWF. The same result was found during Phase II along the French Riviera with an average decrease of 0.9 m s^{-1} (-7%). Scores did not appear to change significantly between AWF and AY (Table 2). However, a lower bias in the wind intensity was

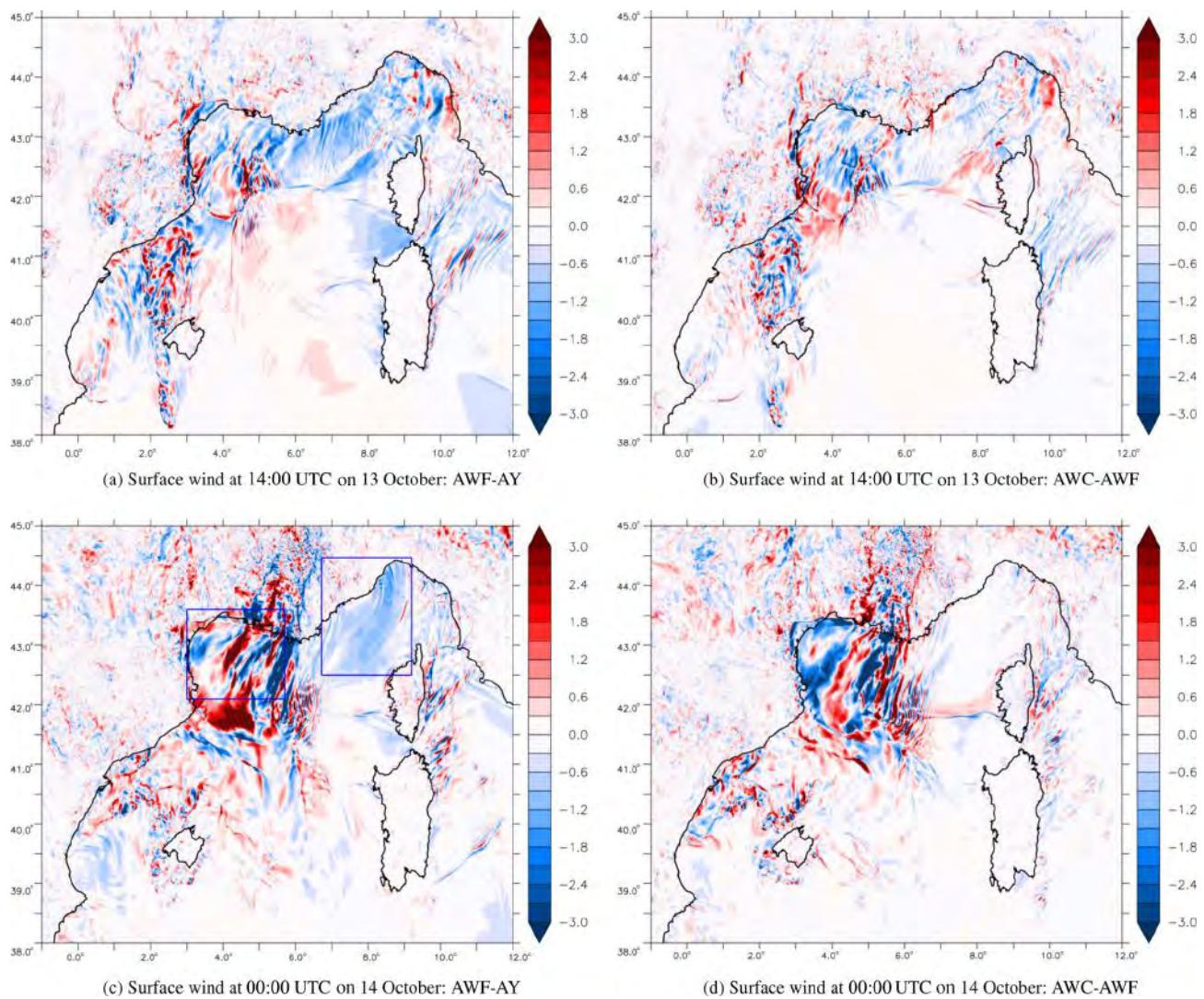


Figure 10. Surface wind (m s^{-1}) differences at 14:00 UTC on 13 October (a, b) and at 00:00 UTC on 14 October (c, d) between AWF–AY (a, c) and AWC–AWF (b, d).

found (0.04 m s^{-1} in AWF compared with 0.22 m s^{-1} in AY) and was actually mostly due to a large improvement at the Azur buoy, where the bias was reduced from 0.42 m s^{-1} in AY to 0.08 m s^{-1} in AWF.

Figure 11a and c present the heat flux (the latent and sensible fluxes respectively) differences between AWF and AY. Along the French Riviera, where the latent heat flux was the strongest, a decrease was obtained in AWF during phases I and II. However, this corresponded to a small decrease (5 W m^{-2} on average) that was equivalent to 2 % of the total averaged latent flux. Relatively larger differences, both positive and negative, were found under the convective system. However, on average, these differences were small, representing $\pm 2\%$ (3 W m^{-2}). They were very likely related to differences in terms of the intensity of the convection within the MCS and its location and were not a direct effect of the

waves. Differences in the sensible heat flux (Fig. 11c) were mainly located under the precipitation with very weak differences along the French Riviera.

5.1.2 Impact of the coupled system: AWF versus AWC

Figure 9b and d present the differences in z_0 between AWF and the atmosphere–wave coupled system AWC. During Phase I, z_0 in AWC increased by up to $2 \times 10^{-3} \text{ m}$ over the French Riviera and the eastern part of the Gulf of Lion (Fig. 9b). As a result, a slight decrease in the 10 m wind speed intensity was found in this region, about 0.6 m s^{-1} (Fig. 10b). During Phase II, smaller differences were obtained along the French Riviera. This corresponded to a small increase in z_0 in AWC of about $1 \times 10^{-3} \text{ m}$ under a strong easterly wind (Fig. 9d). The 10 m wind speed was decreased in AWC by no more than 0.3 m s^{-1} (Fig. 10d). The smaller impact on

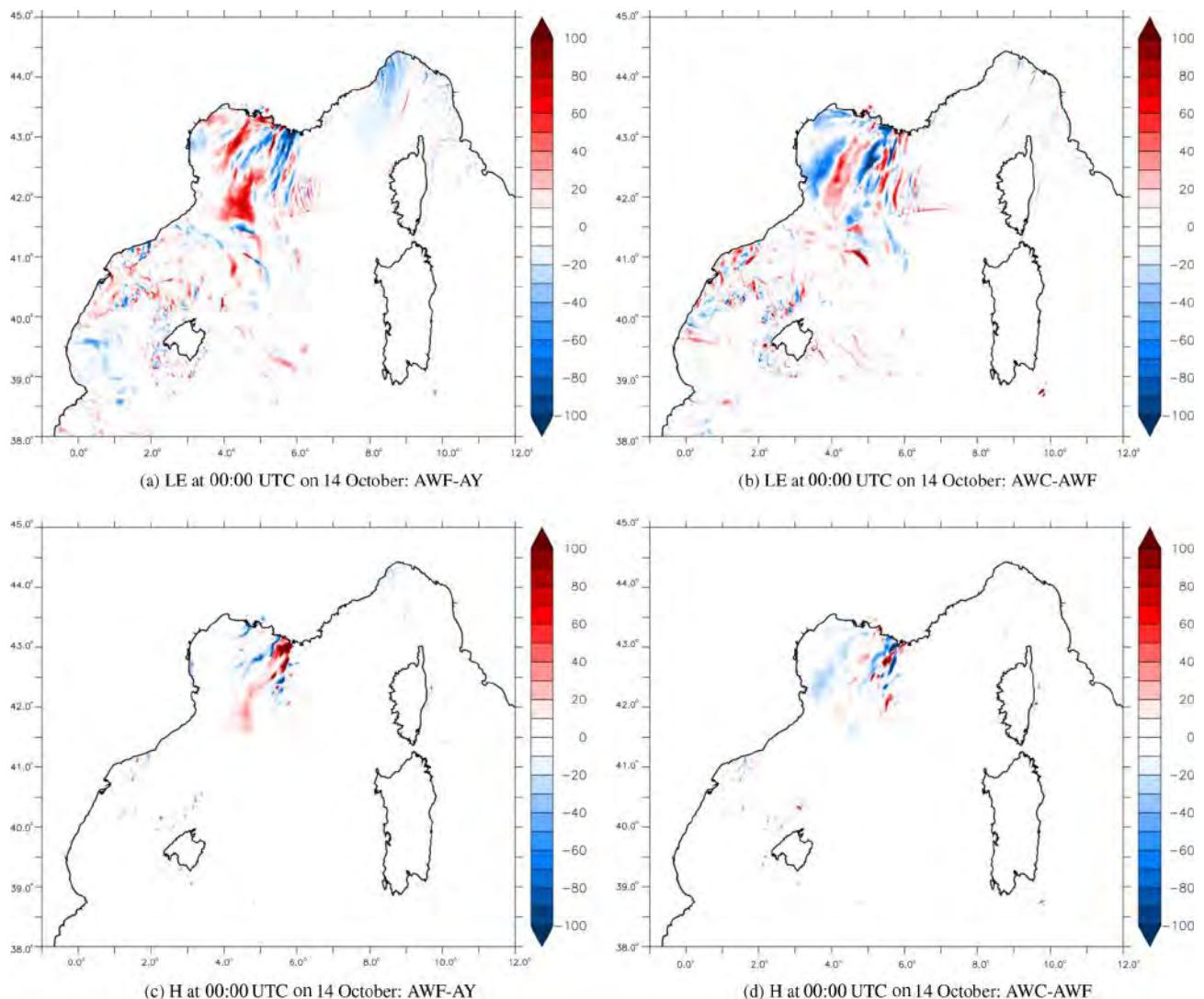


Figure 11. (a, b) LE (W m^{-2}) and (c, d) H (W m^{-2}) differences at 00:00 UTC on 14 October between AWF–AY (a, c) and AWC–AWF (b, d).

the low-level dynamics in AWC can be explained by the feedback of the wind on the waves. Indeed, on average, it was found that H_s was decreased by 12 % and T_p by 7 % in AWC during the event. As we already had an underestimation of the wave parameters in WY, this decrease in AWC induced larger biases (Table 2). Larger differences in the wind intensity were also found under the convective system and downstream of it in the Gulf of Lion (Fig. 10d). However, these were not really consistent throughout the simulation and were mainly due to the movement of the system and the slowdown of the wind during Phase I.

Figure 11b and d illustrate the differences in the heat fluxes. Very small variations were noticed for either LE or H (less than 10 W m^{-2}) along the French Riviera. As before, the larger differences in the Gulf of Lion were more likely to

have been induced by the movement and the convective cell evolution of the MCS.

Thus, on average, coupling only showed minor effects on the dynamics and on the heat and moisture exchanges below the upstream low-level flow. One main explanation for this small effect might be that the waves used in AWF and AWC were really close to each other in term of spatial and temporal resolution, both simulated using WW3. Locally, effects on the dynamics can be significant; this is especially true in strong wind and wind sea areas, where we found a decrease in the wind speed and in H_s and T_p .

5.2 Precipitation

The maximum peak rainfall amounts in 24 h simulated over the Hérault region were 273 mm in AY, 278 mm in AWF and 271 mm in AWC and agree with the ANTILOPE maximum

value of 287 mm. Larger differences were found for the convective system over the sea, with a maximum peak rainfall amount of 348 mm in 24 h in ANTILOPE but only 214 mm in AY, 187 mm in AWF and 188 mm in AWC. Note, however, that the ANTILOPE rainfall amount estimations over the sea were not corrected with rain gauges and might contain some inaccuracies due to the distance from the ground-based radars.

Figure 12 presents the differences in the 6 h rainfall amount between 18:00 UTC on 13 October and 00:00 UTC on 14 October. On average, the total amount of rainfall in the subareas in Fig. 12a, corresponding to the MCS locations, was about the same in all simulations. However, a displacement of approximately 40 km eastwards of the precipitation over the sea was found in AWF compared with AY (Fig. 12a). This displacement was directly related to the decrease in the wind speed along the French Riviera (Fig. 10c) and, thus, to the convergence line that was located further east. For the convective system over the Hérault area, only a slight shift (a few kilometres) of the maximum peak was seen. Moreover, in this area, the simulated precipitation amounts in AY and AWF were both too far inland (Fig. 4b). A slight shift of few kilometres westwards was obtained in AWC (Fig. 12b) when compared with AWF.

Thus, these differences in the precipitation forecasts highlighted the indirect impacts of taking the sea state into account: a modification of the position of the convergence line at sea related to the speed of the low-level easterly flow, followed by a small modulation of the intensity of the associated convection which was likely due to differences in term of heat fluxes upstream over the Ligurian Sea. These differences, which concern the MCS at sea, then induced low-level flow disturbances downstream in the Gulf of Lion, although with relatively little impact on the dynamics of the precipitating system that affected the Hérault area. This demonstrated that the mechanism involved in the formation of this inland system, i.e. the orographic uplift, and the reinforcement by the convergence between the southerly flow and the large-scale front, were dominant features and appeared to be less sensitive to the sea surface conditions (for the precipitating system in question).

6 Conclusions

Mediterranean HPEs are known to be violent events and are quite often associated with strong wind conditions and, thus, a very rough sea state. This study investigated the role of the representation of the sea state during the HPE that occurred between the 12 and 14 October 2016 south of France. Thanks to sensitivities experiments, the strong air–sea interactions during the event were analysed and allowed us to evaluate the impact of the representation of the sea state in the forecasting system.

For this purpose, a set of high-resolution (1.3 km) numerical simulations was realized using the AROME atmospheric model and the WW3 wave model, both in stand-alone mode or in the two-way coupled atmosphere–wave mode. To describe the turbulent fluxes that control the sea surface exchanges, the innovative WASP parametrization was used, as it is specifically designed to be used in coupled mode with a wave model and allows for the introduction of the dependency on waves by directly considering the peak period T_p in the calculation of the Charnock parameter as well as then in the surface roughness length z_0 .

Using observations and the reference simulation (AWF), we highlighted that the event in question was characterized by a convergence between a warm and moist southerly flow with a dry and cold easterly flow, which triggered convection over the sea. A second convective system, south of France, was initiated by an orographic uplift and was fed by the easterly flow. Both systems produced a large amount of precipitation. Three characteristic regions emerged from the analysis. First, the Balearic region was affected by weak wind and swell throughout the event. Next, the Gulf of Lion was initially located where the easterly flow was highest, producing a young sea with high H_s and strong air–sea fluxes. As the system moved eastwards with the highest wind intensity, the sea state evolved from a well-developed sea to a swell in this region. Finally, the French Riviera, was affected by a strong easterly wind throughout the event, generating a wind sea. The heat fluxes were the most intense in this latter region.

The simulation results were compared to various observations, including moored buoys for atmospheric and waves parameters (completed with Météo-France surface weather stations along the coasts for atmospheric parameters), ANTILOPE for the validation of the rainfall accumulations and altimetric data from satellites for the completion of the validation of wave parameters. On average, the simulations showed good agreement with either atmospheric or waves observations. However, it can be noticed that both H_s and T_p tended to be underestimated by the model, whereas the atmospheric parameters tended to be overestimated. Furthermore, the simulated convective system over the sea appeared to move eastwards faster than the observed system.

A sensitivity analysis was then carried out to study the impacts of waves and of the atmosphere–wave coupling. It showed large differences when the impact of the sea state was taken into account in the surface turbulent fluxes. Indeed, in AWF (compared with AY), under a strong easterly wind upstream of the convective system, the generated wind sea significantly increased the sea surface roughness length (locally up to 1×10^{-2} m) and the momentum flux, which resulted in a slowdown of the 10 m wind intensity of more than 1 m s^{-1} over a large area. This decrease was more important than in the previous studies of Thévenot et al. (2016) and Bouin et al. (2017) due to very rough sea conditions and a strong wind regime in our study. Furthermore, a decrease in the latent heat flux was noticed along the French Riviera

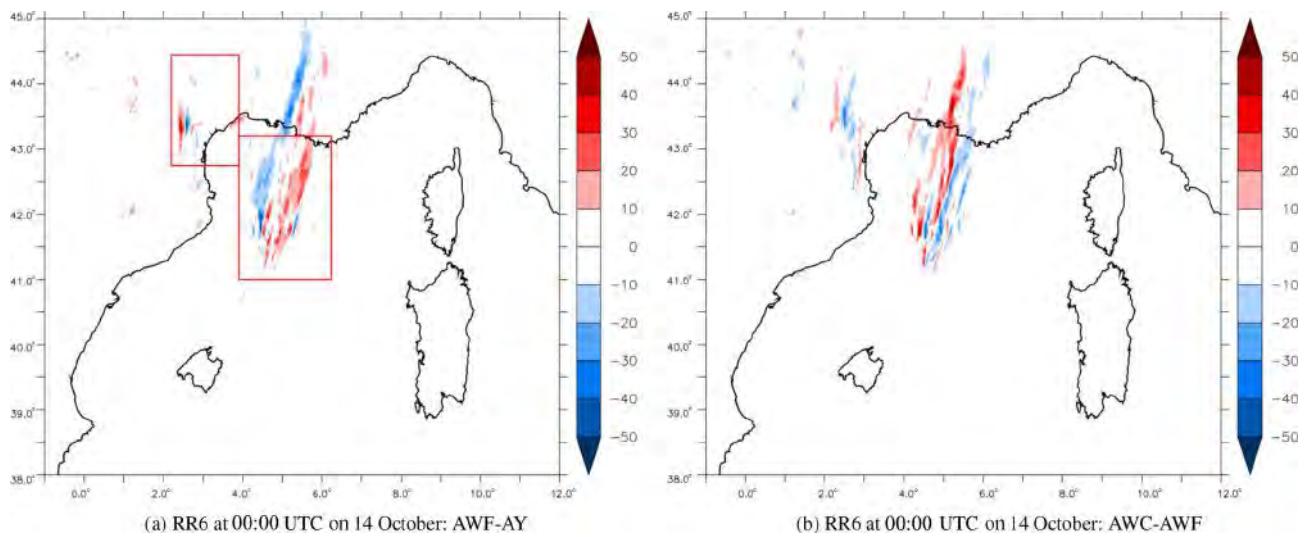


Figure 12. The 6 h rainfall amount (mm) differences at 00:00 UTC on 14 October between AWF–AY (a) and AWC–AWF (b).

but did not represent a significant decrease in the total flux (by 2 % on average). Larger differences were found under the convective system but were more likely associated with differences in its location over the sea at the small scale. The scores did not show a significant change except with respect to the wind intensity; this wind intensity change was especially obvious at the Azur buoy where the wind decreased in AWF and the bias was reduced.

Looking at the impact of air-wave coupling by comparing AWC to AWF, small effects were found. As a feedback of the wind on waves, we found a decrease in H_s and T_p compared with WY resulting from the associated coupling that interactively balances the wind sea, the stress and the wind. Thus, the coupling effect appeared to be of same order as the forcing effect when compared with AY, and the comparison between WY (forcing AWF) and AWC showed very close results in terms of wave modelling. However, this result on coupling must be moderated by the fact that it was a single case study with only one configuration, and only one short-term forecast was considered. To conclude more robustly on the effect of the wave coupling, additional tests with the AROME–WW3 coupled system must be conducted regarding notably the parameterizations of the WW3 configuration, the initialization or the coupling frequency, also considering a longer forecast (or longer period of successive forecasts).

In all simulations the rainfall amount forecast was in good agreement in southern France over the Hérault area. It was found that the convective system over the sea was shifted eastwards in AWF by about 40 km compared with AY during Phase II. This was due to the changes in the low-level dynamics in AWF in response to the sea state, which modified the position of the convergence line.

Waves did not have a significant impact on heat fluxes in AWF nor in AWC, whereas there were favourable conditions including a strong sea state comprised of a young sea co-located with strong turbulent heat fluxes. Thus, it seemed that the sea state could not directly affect the heat exchanges at the air-sea interface during Mediterranean HPEs in a significant way. Nevertheless, the fact that the heat fluxes are not significantly modified in the sensitivity experiments promotes confidence in the understanding of the waves' impact, which appears to be limited to a dynamical effect that displaces the convergence and is not directly related to a large modification of the convective system intensity (see, e.g. Rainaud et al., 2017 for IOP16a and Sauvage et al., 2018a for sensitivity tests to SST or sea surface fluxes parametrization). Considering the dynamical impact appears relevant in high-resolution weather forecast, as it affected the marine low-level flow whose velocity is a key ingredient in HPE events (Bresson et al., 2012).

In conclusion, the results obtained in this study, even if they only concern one case, mark a new step in our understanding of the sea state impact on Mediterranean HPEs, after the studies of Thévenot et al. (2016) and Bouin et al. (2017), and confirm the following:

- a slowdown of the low-level wind due to higher surface roughness, which increases the momentum flux (even in a moderate-wind context as in the studied case of Thévenot et al., 2016);
- differences in the low-level dynamics that influence the positioning of the convergence (directly, as in this case, or indirectly as it modifies the propagation of cold pools over the sea, as in Bouin et al., 2017) and, consequently, the location of the heaviest precipitation.

The analysis of the latent and sensible heat flux sensitivity shows that there is no significant impact on the heat and moisture exchanges at the sea surface (in spite of a situation favourable to large air–wave interactions with a very strong wind regime at low-level generating a wind sea).

However, further investigations still need to be carried out in order to improve our understanding of air–sea interactions. In particular, the wave impact, in terms of sea spray, was not included here. The impact of wave interactions may also increase with time during the forecast as well as progressively from one forecast to another, as WW3 restarts each time from the previous forecast at $T+24\text{ h}$. However, the experimental design used here, in a deterministic framework and with the same atmospheric initiation in AWC and AWF, can not fully clarify this issue. To properly consider the growth of the wave impacts, it would be necessary to run longer experiments (more than three successive forecasts) and also to include the production of a new atmospheric analysis using the previous forecast (of AWF or AWC) as a background. Ensembles and other meteorological situations must also be considered to enlarge the evaluation of the importance of the wind–wave interactions for convection-permitting NWP models.

Future work will also consist of adding the interactive evolution of the ocean and, thus, of the sea surface temperature (constant here during the forecast time) which is known to have an effect on the lower levels of the atmosphere. This will be done using kilometric-scale tri-coupled ocean–atmosphere–wave simulations. One objective is to quantify the impact of the ocean on the forecast compared to the impact of waves. Finally, the WASP parametrization of the sea surface turbulent fluxes needs to be tested and validated on more study cases, especially during strong wind conditions, in order to further assess its added value.

Appendix A: Charnock parameter in WASP

In the Wave-Age-dependant Stress Parametrization (WASP), the Charnock parameter (α_{ch}) is defined differently depending on the wind speed range, as follows:

- first-level wind speed (U_a) below 7 m s^{-1} is a power of U_a : $\alpha_{\text{ch}} = aU_a^b$, where $a = 0.7$ and $b = -2.52$;
- when U_a is above 7 m s^{-1} , the dependency on wave age (χ) is introduced and is defined as $\alpha_{\text{ch}} = A\chi^B$, where A and B are polynomial functions of U_a .

$$\begin{cases} A = A_0 + A_1 U_a + A_2 U_a^2 + A_3 U_a^3 \\ B = B_0 + B_1 U_a + B_2 U_a^2 + B_3 U_a^3, \end{cases}$$

as detailed in Table A1.

Thus, the dependency of the Charnock parameter and the decrease in the drag coefficient under very strong wind conditions are represented, and the WASP parametrization, unlike those based on wave age Charnock parameters, is suitable for very high wind speeds.

Table A1. Coefficients of the polynomial functions A and B, depending on the wind speed range.

	A_0 B_0	A_1 B_1	A_2 B_2	A_3 B_3
$7 \leq U_a < 23$	-9.202 -4.12×10^{-1}	2.265 -2.225×10^{-1}	-1.34×10^{-1} 1.178×10^{-2}	2.35×10^{-3} 1.616×10^{-4}
$23 \leq U_a < 25$	2.27 -2.41	6.67×10^{-2} 4.30×10^{-2}	0.0 0.0	0.0 0.0
$U_a \geq 25$	9.81×10^{-2} 0	-4.13×10^{-3} 0	4.34×10^{-5} 0	1.16×10^{-8} 0

Data availability. The altimeter data are freely available from the CERSAT service at Ifremer: <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/> (last access: 3 February 2020). The moored buoys' data and the PSY4V3R1 daily analyses were made available by the Copernicus Marine Environment Monitoring Service: http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/?option=com_csw&view=details&product_id=INSITU_MED_NRT_OBSERVATIONS_013_035, http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/?option=com_csw&view=details&product_id=GLOBAL_ANALYSIS_FORECAST_PHY_001_024 (last access: 3 February 2020). The moored buoys' data are also available from the HyMeX database: <https://mistral.sedoo.fr/HyMeX/> (last access: 3 February 2020). Météo France surface weather stations around the Mediterranean Sea are also available on HyMeX database (Brissebat, 2016). The Météo-France ANTILOPE product is available on demand for research purposes (upon request to olivier.laurantin@meteo.fr). The source codes are available online (WaveWatchIII at <https://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/>; OASIS at <https://portal.enes.org/oasis/>; and SURFEX at <http://www.umr-cnrm.fr/surfex/>; last access: 3 February 2020), although the operational AROME code cannot be obtained. The WASP parametrization will be included in the next release (v9) of SURFEX, but it can be provided on demand from the authors for older SURFEX versions (back to v7_3). The simulation results can be obtained upon request from the authors.

Author contributions. All authors (CS, CLB, MNB and VD) contributed to the conceptualization and methodology of the study as well as drafting, reviewing and editing the article. MNB developed the WASP parametrization and managed its integration into the SURFEX code. The coupling development and simulations were undertaken by CS and CLB. CS, CLB and MNB carried out the validation and analysis of the results.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Special issue statement. This article is part of the special issue “Hydrological cycle in the Mediterranean (ACP/AMT/GMD/HESS/NHESS/OS inter-journal SI)”. It is not associated with a conference.

Acknowledgements. This work is a contribution to the HyMeX programme (Hydrological cycle in the Mediterranean EXperiment – <http://www.hymex.org>, last access: 3 February 2020) and is supported by INSU-MISTRALS. The authors acknowledge the Occitanie region, France, for its contribution to César Sauvage's PhD at CNRM. The authors acknowledge the MISTRALS/HyMeX database teams (ESPRI/IPSL and SEDOO/OMP) for their help with accessing the surface weather station data. The authors gratefully acknowledge Mickaël Accensi and Fabrice Arduin (LOPS) for their invaluable help and advice concerning the development and application of the north-western Mediterranean configuration of the WaveWatch III model. Finally, the authors wish to thank

Olivier Nuissier (CNRM) for discussions regarding the characteristics of the Mediterranean heavy precipitation event that was studied.

Financial support. This research has been supported by the Région Occitanie France (AAP allocation doctorale 2016 grant no. 15066459) and the CNRS/INSU MISTRALS/HyMeX (grant no. MISTRALS/HyMeX).

Review statement. This paper was edited by Heini Wernli and reviewed by two anonymous referees.

References

- Andreas, E. L.: Sea Spray and the Turbulent Air-Sea Heat Fluxes, *J. Geophys. Res.*, 97, 11429–11441, <https://doi.org/10.1029/92jc00876>, 1992.
- Andreas, E. L., Edson, J. B., Monahan, E. C., Rouault, M. P., and Smith, S. D.: The spray contribution to net evaporation from the sea: A review of recent progress, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 72, 3–52, <https://doi.org/10.1007/bf00712389>, 1995.
- Ardhuin, F. and Roland, A.: Coastal wave reflection, directional spread, and seismoacoustic noise sources, *J. Geophys. Res.-Ocean.*, 117, C00J20, <https://doi.org/10.1029/2011JC007832>, 2012.
- Ardhuin, F., O'Reilly, W. C., Herbers, T. H. C., and Jessen, P. F.: Swell Transformation across the Continental Shelf, Part I: Attenuation and Directional Broadening, *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 1921–1939, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<1921:STATCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<1921:STATCS>2.0.CO;2), 2003.
- Ardhuin, F., Chapron, B., and Collard, F.: Observation of swell dissipation across oceans, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L06607, <https://doi.org/10.1029/2008gl037030>, 2009.
- Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A. V., Filipot, J.-F., Magne, R., Roland, A., van der Westhuysen, A., Queffeulou, P., Lefevre, J.-M., Aouf, L., and Collard, F.: Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves, Part I: Definition, Calibration, and Validation, *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 1917–1941, <https://doi.org/10.1175/2010JPO4324.1>, 2010.
- Ardhuin, F., Stopa, J. E., Chapron, B., Collard, F., Husson, R., Jensen, R. E., Johannessen, J., Mouche, A., Passaro, M., Quartly, G. D., Swail, V., and Young, I.: Observing Sea States, *Front. Marine Sci.*, 6, 29 pp., <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00124>, 2019.
- Bao, J.-W., Wilczak, J. M., Choi, J.-K., and Kantha, L. H.: Numerical Simulations of Air-Sea Interaction under High Wind Conditions Using a Coupled Model: A Study of Hurricane Development, *Mon. Weather Rev.*, 128, 2190–2210, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<2190:nsoasi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<2190:nsoasi>2.0.co;2), 2000.
- Bao, J.-W., Fairall, C. W., Michelson, S. A., and Bianco, L.: Parameterizations of Sea-Spray Impact on the Air-Sea Momentum and Heat Fluxes, *Mon. Weather Rev.*, 139, 3781–3797, <https://doi.org/10.1175/mwr-d-11-00007.1>, 2011.
- Battjes, J. and Janssen, J.: Energy loss and set-up due to breaking of random waves, *Coast. Eng. Proceed.*, 1, available at: <https://www.iheron.org/Proceedings/Proceedings.aspx?ID=1>

- //journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/view/3294 (last access: 3 February 2020), 1978.
- Beljaars, A. C. M.: The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 255–270, <https://doi.org/10.1002/qj.49712152203>, 1994.
- Bianco, L., Bao, J.-W., Fairall, C. W., and Michelson, S. A.: Impact of Sea-Spray on the Atmospheric Surface Layer, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 140, 361–381, <https://doi.org/10.1007/s10546-011-9617-1>, 2011.
- Bouin, M.-N., Redelsperger, J.-L., and Lebeaupin Brossier, C.: Processes leading to deep convection and sensitivity to sea-state representation during HyMeX IOP8 heavy precipitation event, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 143, 2600–2615, <https://doi.org/10.1002/qj.3111>, 2017.
- Bouin, M. N. and Emzivat, G.: Buoys, HyMeX, available at: <https://mistrals.sedoo.fr/HyMeX>, last access: 3 February 2020.
- Bresson, E., Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., and de Saint-Aubin C.: Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 138, 1751–1763, 2012.
- Brissebat, G.: Operational surface weather observation stations over France – Hourly data, available at: <https://mistrals.sedoo.fr/HyMeX> (last access: 3 February 2020), 2016.
- Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., and Bradley, E. F.: Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer, *J. Atmos. Sci.*, 28, 181–189, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0181:fprita>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0181:fprita>2.0.co;2), 1971.
- Cassola, F., Ferrari, F., Mazzino, A., and Miglietta, M. M.: The role of the sea on the flash floods events over Liguria (northwestern Italy), *Geophys. Res. Lett.*, 43, 3534–3542, <https://doi.org/10.1002/2016gl068265>, 2016.
- CERFACS, CNRM: OASIS coupler, available at: <https://portal.enes.org/oasis>, last access: 3 February 2020.
- CERSAT: Satellite data, Ifremer, available at: <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/>, last access: 3 February 2020.
- Charnock, H.: Wind stress on a water surface, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 81, 639–640, <https://doi.org/10.1002/qj.49708135027>, 1955.
- CMEMS – Global Monitoring and Forecasting Centre: IN-SITU_MED_NRT_OBSERVATIONS_013_035, available at: http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/?option=com_csv&view=details&product_id=INSITU_MED_NRT_OBSERVATIONS_013_035, last access: 3 February 2020.
- CMEMS – Global Monitoring and Forecasting Centre: GLOBAL_ANALYSIS_FORECAST_PHY_001_024, available at: http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/?option=com_csv&view=details&product_id=GLOBAL_ANALYSIS_FORECAST_PHY_001_024, last access: 3 February 2020.
- CNRM, Météo-France: SURFEX, available at: <http://www.umr-cnrm.fr/surfex/>, last access: 3 February 2020.
- Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J.-F., Rabier, F., and Rochas, M.: The Arpege project at Meteo France, in: Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models, 9–13 September 1991, Vol. II, ECMWF, ECMWF, Shinfield Park, Reading, 193–232, available at: <https://www.ecmwf.int/node/8798> (last access: 3 February 2020), 1991.
- Craig, A., Valcke, S., and Coquart, L.: Development and performance of a new version of the OASIS coupler, OASIS3-MCT_3.0, *Geosci. Model Dev.*, 10, 3297–3308, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3297-2017>, 2017.
- Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.-L.: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 1–30, <https://doi.org/10.1002/qj.49712656202>, 2000.
- Delrieu, G., Nicol, J., Yates, E., Kirstetter, P.-E., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Obled, C., Saulnier, G.-M., Ducrocq, V., Gaume, E., Payrastre, O., Andrieu, H., Ayral, P.-A., Bouvier, C., Neppel, L., Livet, M., Lang, M., du Châtelet, J. P., Walpersdorf, A., and Wobrock, W.: The Catastrophic Flash-Flood Event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France: A First Case Study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory, *J. Hydrometeorol.*, 6, 34–52, <https://doi.org/10.1175/JHM-400.1>, 2005.
- Donelan, M. A.: Air-sea interaction, *The Sea*, 9, 239–292, 1990.
- Donelan, M. A., Dobson, F. W., Smith, S. D., and Anderson, R. J.: On the Dependence of Sea Surface Roughness on Wave Development, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 2143–2149, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<2143:OTDOSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<2143:OTDOSS>2.0.CO;2), 1993.
- Doyle, J. D.: Coupled ocean wave/atmosphere mesoscale model simulations of cyclogenesis, *Tellus A*, 47, 766–778, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v47i5.11574>, 1995.
- Doyle, J. D.: Coupled Atmosphere-Ocean Wave Simulations under High Wind Conditions, *Mon. Weather Rev.*, 130, 3087–3099, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<3087:caowsu>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<3087:caowsu>2.0.co;2), 2002.
- Drennan, W. M., Gruber, H. C., Hauser, D., and Quentin, C.: On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas, *J. Geophys. Res.-Ocean.*, 108, 8062, <https://doi.org/10.1029/2000JC000715>, 2003.
- Drennan, W. M., Taylor, P. K., and Yelland, M. J.: Parameterizing the Sea Surface Roughness, *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 835–848, <https://doi.org/10.1175/jpo2704.1>, 2005.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeaupin, C., and Thouvenin, T.: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France, Part II: Mesoscale triggering and stationarity factors, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 131–145, <https://doi.org/10.1002/qj.199>, 2008.
- Ducrocq, V., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Santaner, V. H., Kalthoff, N., Richard, E., and Wernli, H.: Introduction to the HyMeX Special Issue on “Advances in understanding and forecasting of heavy precipitation in the Mediterranean through the HyMeX SOP1 field campaign”, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, 1–6, <https://doi.org/10.1002/qj.2856>, 2016.
- Duffourg, F. and Ducrocq, V.: Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1163–1178, <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1163-2011>, 2011.
- Duffourg, F., Nuissier, O., Ducrocq, V., Flamant, C., Chazette, P., Delanoë, J., Doerenbecher, A., Fourrié, N., Di Girolamo, P., Lac, C., Legain, D., Martinet, M., Said, F., and Bock, O.: Offshore deep convection initiation and maintenance during the HyMeX IOP 16a heavy precipitation event, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, 259–274, <https://doi.org/10.1002/qj.2725>, 2016.

- Edson, J. B., Jampana, V., Weller, R. A., Bigorre, S. P., Plueddemann, A. J., Fairall, C. W., Miller, S. D., Mahrt, L., Vickers, D., and Hersbach, H.: On the Exchange of Momentum over the Open Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 43, 1589–1610, <https://doi.org/10.1175/jpo-d-12-0173.1>, 2013.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., and Young, G. S.: Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment (TOGA-COARE), *J. Geophys. Res.-Ocean.*, 101, 3747–3764, <https://doi.org/10.1029/95jc03205>, 1996.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J. E., Grachev, A. A., and Edson, J. B.: Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm, *J. Clim.*, 16, 571–591, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2), 2003.
- Garg, N., Ng, E. Y. K., and Narasimalu, S.: The effects of sea spray and atmosphere – wave coupling on air – sea exchange during a tropical cyclone, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 6001–6021, <https://doi.org/10.5194/acp-18-6001-2018>, 2018.
- Hasselmann, S., Hasselmann, K., Allender, J. H., and Barnett, T. P.: Computations and Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer in a Gravity-Wave Spectrum, Part II: Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer for Application in Wave Models, *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1378–1391, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1985\)015<1378:CAPOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1985)015<1378:CAPOTN>2.0.CO;2), 1985.
- Janssen, P.: The Interaction of Ocean Waves and Wind, Cambridge University Press, <https://doi.org/10.1017/cbo9780511525018>, 2004.
- Janssen, P., Doyle, J., Bidlot, J.-R., Hansen, B., Isaksen, L., and Viterbo, P.: Impact and feedback of ocean waves on the atmosphere, ECMWF Technical Memoranda Series, 32 pp., <https://doi.org/10.21957/cley8zifx>, 2001.
- Janssen, P. A. E. M.: Wave-Induced Stress and the Drag of Air Flow over Sea Waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 745–754, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019<0745:wisatd>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0745:wisatd>2.0.co;2), 1989.
- Janssen, P. A. E. M.: Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1631–1642, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<1631:qltoww>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<1631:qltoww>2.0.co;2), 1991.
- Janssen, P. A. E. M.: Experimental Evidence of the Effect of Surface Waves on the Airflow, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 1600–1604, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<1600:eeoteo>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<1600:eeoteo>2.0.co;2), 1992.
- Kain, J. S. and Fritsch, J. M.: A One-Dimensional Entrainment/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization, *J. Atmos. Sci.*, 47, 2784–2802, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2), 1990.
- Katsafados, P., Papadopoulos, A., Korres, G., and Varlas, G.: A fully coupled atmosphere-ocean wave modeling system for the Mediterranean Sea: interactions and sensitivity to the resolved scales and mechanisms, *Geosci. Model Dev.*, 9, 161–173, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-161-2016>, 2016.
- Kepert, J., Fairall, C., and Bao, J.-W.: Modelling the Interaction Between the Atmospheric Boundary Layer and Evaporating Sea Spray Droplets, in: *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, Springer Netherlands, 363–409, https://doi.org/10.1007/978-94-015-9291-8_14, 1999.
- Laurantin, O.: ANTILOPE: Hourly rainfall analysis merging radar and rain gauge data, *Proceedings of Weather Radar and Hydrology Conference 2008*, 2008.
- Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., and Giordani, H.: Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 111, D12110, <https://doi.org/10.1029/2005JD006541>, d12110, 2006.
- Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., and Giordani, H.: Sensitivity of three Mediterranean heavy rain events to two different sea surface fluxes parameterizations in high-resolution numerical modeling, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, d21109, <https://doi.org/10.1029/2007JD009613>, 2008.
- Lellouche, J.-M., Le Galloudec, O., Dréville, 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., and De Nicola, C.: Evaluation of global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan, *Ocean Sci.*, 9, 57–81, <https://doi.org/10.5194/os-9-57-2013>, 2013.
- Llasat, M. C., Llasat-Botija, M., Petrucci, O., Pasqua, A. A., Rosselló, J., Vinet, F., and Boissier, L.: Towards a database on societal impact of Mediterranean floods within the framework of the HYMEX project, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 1337–1350, <https://doi.org/10.5194/nhess-13-1337-2013>, 2013.
- Mahrt, L., Vickers, D., Sun, J., Jensen, N. O., Jørgensen, H., Pardyjak, E., and Fernando, H.: Determination Of The Surface Drag Coefficient, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 99, 249–276, <https://doi.org/10.1023/a:1018915228170>, 2001.
- Masson, V.: A Physically-Based Scheme For The Urban Energy Budget In Atmospheric Models, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 94, 357–397, <https://doi.org/10.1023/A:1002463829265>, 2000.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeaupin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J.-F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., and Voldoire, A.: The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes, *Geosci. Model Dev.*, 6, 929–960, <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>, 2013.
- Meroni, A. N., Parodi, A., and Pasquero, C.: Role of SST Patterns on Surface Wind Modulation of a Heavy Midlatitude Precipitation Event, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 123, 9081–9096, <https://doi.org/10.1029/2018jd028276>, 2018.
- Moon, I.-J., Ginis, I., and Hara, T.: Effect of Surface Waves on Air-Sea Momentum Exchange, Part II: Behavior of Drag Coefficient under Tropical Cyclones, *J. Atmos. Sci.*, 61, 2334–2348, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<2334:EOSWOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<2334:EOSWOA>2.0.CO;2), 2004.
- NOAA: WaveWatch 3 wave model, available at: <https://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/>, last access: 3 February 2020.
- Noilhan, J. and Planton, S.: A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models, *Mon. Weather Rev.*, 117, 536–549, 1989.

- Nuissier, O., Joly, B., Joly, A., Ducrocq, V., and Arbogast, P.: A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 1812–1827, <https://doi.org/10.1002/qj.866>, 2011.
- Oost, W., Komen, G., Jacobs, C., and Oort, C. V.: New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 103, 409–438, <https://doi.org/10.1023/a:1014913624535>, 2002.
- OSTM/Jason-2 Products Handbook: OSTM/Jason-2 Products Handbook, CNES: SALP-MU-M-OP-15815-CN, Ed 1.2, 2008.
- Pineau-Guillou, L., Ardhuin, F., Bouin, M.-N., Redelsperger, J.-L., Chapron, B., Bidlot, J.-R., and Quilfen, Y.: Strong winds in a coupled wave-atmosphere model during a North Atlantic storm event: evaluation against observations, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 144, 317–332, <https://doi.org/10.1002/qj.3205>, 2018.
- Pinty, J.-P. and Jabouille, P.: A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations, *Conf. on Cloud Physics, Am. Meteorol. Soc.*, 217–220, 1998.
- Powell, M. D., Vickery, P. J., and Reinhold, T. A.: Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones, *Nature*, 422, 279–283, <https://doi.org/10.1038/nature01481>, 2003.
- Rainaud, R., Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., and Giordani, H.: High-resolution air-sea coupling impact on two heavy precipitation events in the Western Mediterranean, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 143, 2448–2462, <https://doi.org/10.1002/qj.3098>, 2017.
- Rascl, N. and Ardhuin, F.: A global wave parameter database for geophysical applications, Part 2: Model validation with improved source term parameterization, *Ocean Modell.*, 70, 174–188, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.12.001>, 2013.
- Renault, L., Chiggiato, J., Warner, J. C., Gomez, M., Viñozo, G., and Tintoré, J.: Coupled atmosphere-ocean-wave simulations of a storm event over the Gulf of Lion and Balearic Sea, *J. Geophys. Res.-Ocean.*, 117, C09019, <https://doi.org/10.1029/2012JC007924>, c09019, 2012.
- Ricchi, A., Miglietta, M. M., Falco, P. P., Benetazzo, A., Bonaldo, D., Bergamasco, A., Sclavo, M., and Carniel, S.: On the use of a coupled ocean-atmosphere-wave model during an extreme cold air outbreak over the Adriatic Sea, *Atmos. Res.*, 172/173, 48–65, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.12.023>, 2016.
- Rizza, U., Canepa, E., Ricchi, A., Bonaldo, D., Carniel, S., Morichetti, M., Passerini, G., Santiloni, L., Puhales, F. S., and Miglietta, M.: Influence of Wave State and Sea Spray on the Roughness Length: Feedback on Medicane, *Atmosphere*, 9, p. 301, <https://doi.org/10.3390/atmos9080301>, 2018.
- SARAL/AltiKa Products handbook: SARAL/AltiKa Products handbook, CNES: SALP-MU-M-OP-15984-CN, Issue 2, rev 3, 2013.
- Sauvage, C., Brossier, C. L., Bouin, M.-N., and Ducrocq, V.: Role of the sea state on the air-sea exchanges during a Mediterranean heavy precipitation event in a kilometer-scale forecast system, *Preprints*, 21st AMS Conf. on Air-Sea Interaction, Oklahoma city, OK, p. 6, https://ams.confex.com/ams/23BLT21ASI/mediafile/Manuscript/Paper345111/Extended_Abstract_AMS.pdf (last access: 3 February 2020), 2018a.
- Sauvage, C., Brossier, C. L., Ducrocq, V., Bouin, M.-N., Venduron, B., Verdecchia, M., Taupier-Letage, I., and Orain, F.: Impact of the representation of the freshwater river input in the Western Mediterranean Sea, *Ocean Modell.*, 131, 115–131, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.09.005>, 2018b.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V.: The AROME-France convective scale operational model, *Mon. Weather Rev.*, 139, 976–991, 2011.
- Smith, S. D., Anderson, R. J., Oost, W. A., Kraan, C., Maat, N., Cosmo, J. D., Katsaros, K. B., Davidson, K. L., Bumke, K., Hasse, L., and Chadwick, H. M.: Sea surface wind stress and drag coefficients: The HEXOS results, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 60, 109–142, <https://doi.org/10.1007/bf00122064>, 1992.
- Stocchi, P. and Davolio, S.: Intense air-sea exchange and heavy rainfall: impact of the northern Adriatic SST, *Adv. Sci. Res.*, 13, 7–12, <https://doi.org/10.5194/asr-13-7-2016>, 2017.
- Strajnar, B., Cedilnik, J., Fettich, A., Ličer, M., Pristov, N., Smerkol, P., and Jerman, J.: Impact of two-way coupling and sea-surface temperature on precipitation forecasts in regional atmosphere and ocean models, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 145, 228–242, <https://doi.org/10.1002/qj.3425>, 2019.
- Taylor, P. K. and Yelland, M. J.: The Dependence of Sea Surface Roughness on the Height and Steepness of the Waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 572–590, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<0572:tdostr>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<0572:tdostr>2.0.co;2), 2001.
- Thévenot, O., Bouin, M.-N., Ducrocq, V., Lebeaupin Brossier, C., Nuissier, O., Pianezze, J., and Duffourg, F.: Influence of the sea state on Mediterranean heavy precipitation: a case-study from HyMeX SOP1, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, 377–389, <https://doi.org/10.1002/qj.2660>, 2016.
- The WAVEWATCH III Development Group: User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 5.16, Tech. Note 329, 2016.
- Tolman, H. L.: Effects of Numerics on the Physics in a Third-Generation Wind-Wave Model, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 1095–1111, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<1095:EONOTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<1095:EONOTP>2.0.CO;2), 1992.
- Varlas, G., Katsafados, P., Papadopoulos, A., and Korres, G.: Implementation of a two-way coupled atmosphere-ocean wave modeling system for assessing air-sea interaction over the Mediterranean Sea, *Atmos. Res.*, 208, 201–217, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.08.019>, 2018.
- Voldoire, A., Decharme, B., Pianezze, J., Lebeaupin Brossier, C., Sevault, F., Seyfried, L., Garnier, V., Bielli, S., Valcke, S., Alias, A., Accensi, M., Ardhuin, F., Bouin, M.-N., Ducrocq, V., Faroux, S., Giordani, H., Léger, F., Marsaleix, P., Rainaud, R., Redelsperger, J.-L., Richard, E., and Riette, S.: SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales, *Geosci. Model Dev.*, 10, 4207–4227, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4207-2017>, 2017.
- Wahle, K., Staneva, J., Koch, W., Fenoglio-Marc, L., Hö-Hagemann, H. T. M., and Stanev, E. V.: An atmosphere-wave regional coupled model: improving predictions of wave heights and surface winds in the southern North Sea, *Ocean Sci.*, 13, 289–301, <https://doi.org/10.5194/os-13-289-2017>, 2017.

II.2.3 Discussion et conclusion

A travers cette étude nous nous sommes intéressés à l'impact de l'état de mer au cours d'un épisode méditerranéen survenu du 12 au 14 octobre 2016. A l'aide de simulations numériques haute résolution nous avons pu analyser les forts échanges air-mer et pu évaluer l'impact de la représentation de l'état de mer sur les prévisions.

Grâce aux observations et à la simulation de référence (AWF) nous avons mis en évidence la convergence entre le flux de sud, humide et chaud, avec le flux d'est, sec et froid, déclenchant la convergence en mer. Un second système convectif dans le sud de la France a été déclenché par un phénomène de soulèvement orographique et alimenté par le flux d'est. Les deux systèmes ont produit d'important cumuls de précipitation. Les caractéristiques de la situation atmosphérique sont résumés sur le schéma Fig. II.2.1.

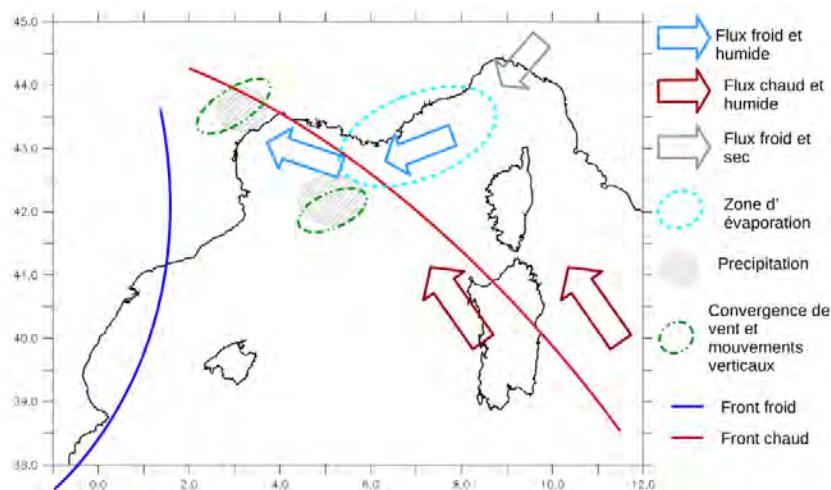


FIGURE II.2.1 – Schéma synthétique des caractéristiques de l'événement.

Pendant cet événement, trois régions peuvent être distinguées en termes de vent et d'état de mer :

- La première est la région des îles Baléares, dans laquelle le vent est faible, se trouve dans une zone de fetch long. On y trouve de la houle tout au long de l'événement avec au début de la houle de sud-est aligné avec le vent puis de la houle croisée provenant du nord-est.
- La seconde concerne le golfe du Lion où le vent d'est est fort et génère une mer du vent associée à de fortes hauteurs significatives des vagues (H_s) et de flux de chaleur forts. Puis, au cours de l'événement, la mer du vent va évoluer en mer bien développée et même à la fin en houle, comme le fetch devient plus grand dans cette zone.
- La dernière zone se situe le long de la Côte d'Azur, sous le très fort vent d'est pendant tout l'épisode méditerranéen et se caractérise par une zone de fetch court avec la production, tout du long, d'une mer du vent. Cette zone est également l'endroit où les flux de chaleur sont les plus intenses.

Les caractéristiques de la situation de l'état de mer sont résumés sur le schéma Fig. II.2.2.

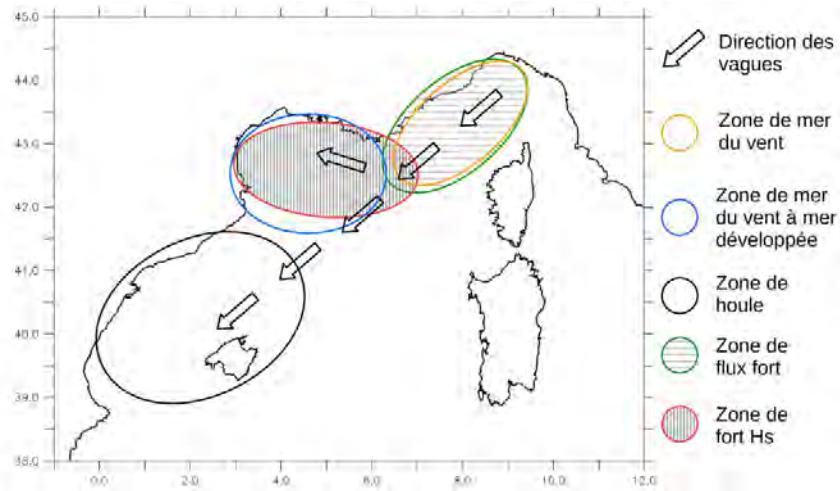
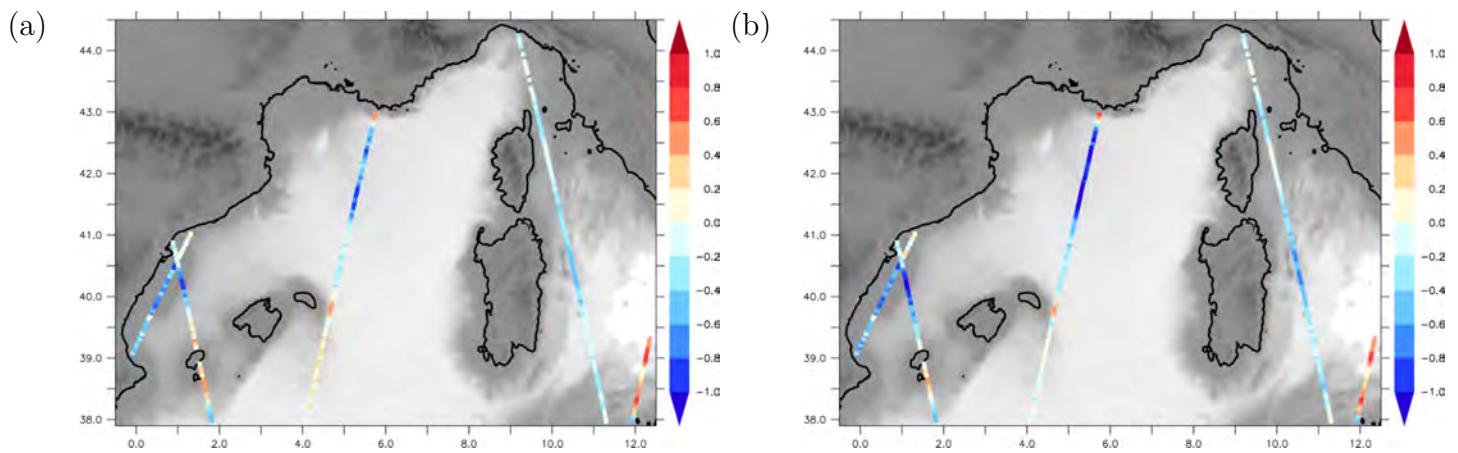


FIGURE II.2.2 – Schéma synthétique des caractéristiques de l'état de mer.

La validation des paramètres atmosphériques et de vagues simulés a été réalisée à l'aide d'observations de bouées ancrées et de stations côtières mais aussi avec des produits satellitaires d'altimétrie et ANTILOPE pour les cumuls de précipitations. En moyenne les simulations représentent bien l'état de mer et les basses couches atmosphériques. Cependant, nous pouvons constater une sous-estimation des H_s et T_p avec respectivement un biais moyen de -0.2 m (*e.g.* Fig. II.2.3a) et -0.8 s, respectivement. En ce qui concerne les précipitations, la localisation des systèmes est bien simulée. Les cumuls 24h simulés sur l'Hérault sont également proches de ceux observés. Nous noterons cependant que le système convectif simulé en mer se déplace vers l'est plus rapidement que celui observé, notamment dans la nuit du 13 au 14 octobre 2016 (Fig. II.2.4).


 FIGURE II.2.3 – Différence de H_s entre les observations satellites et (a) AWF(WY) et (b) AWC.

Une comparaison détaillée entre les différentes simulations a ensuite été menée montrant de larges différences. En effet, la comparaison de AY et AWF permet de montrer que la prise en compte de l'état de mer par le forçage conduit à une augmentation significative de la rugosité de surface (z_0), là où la mer du vent est générée sous le fort vent d'est le long de la Côte d'Azur, ainsi que le coefficient de traînée (C_τ).

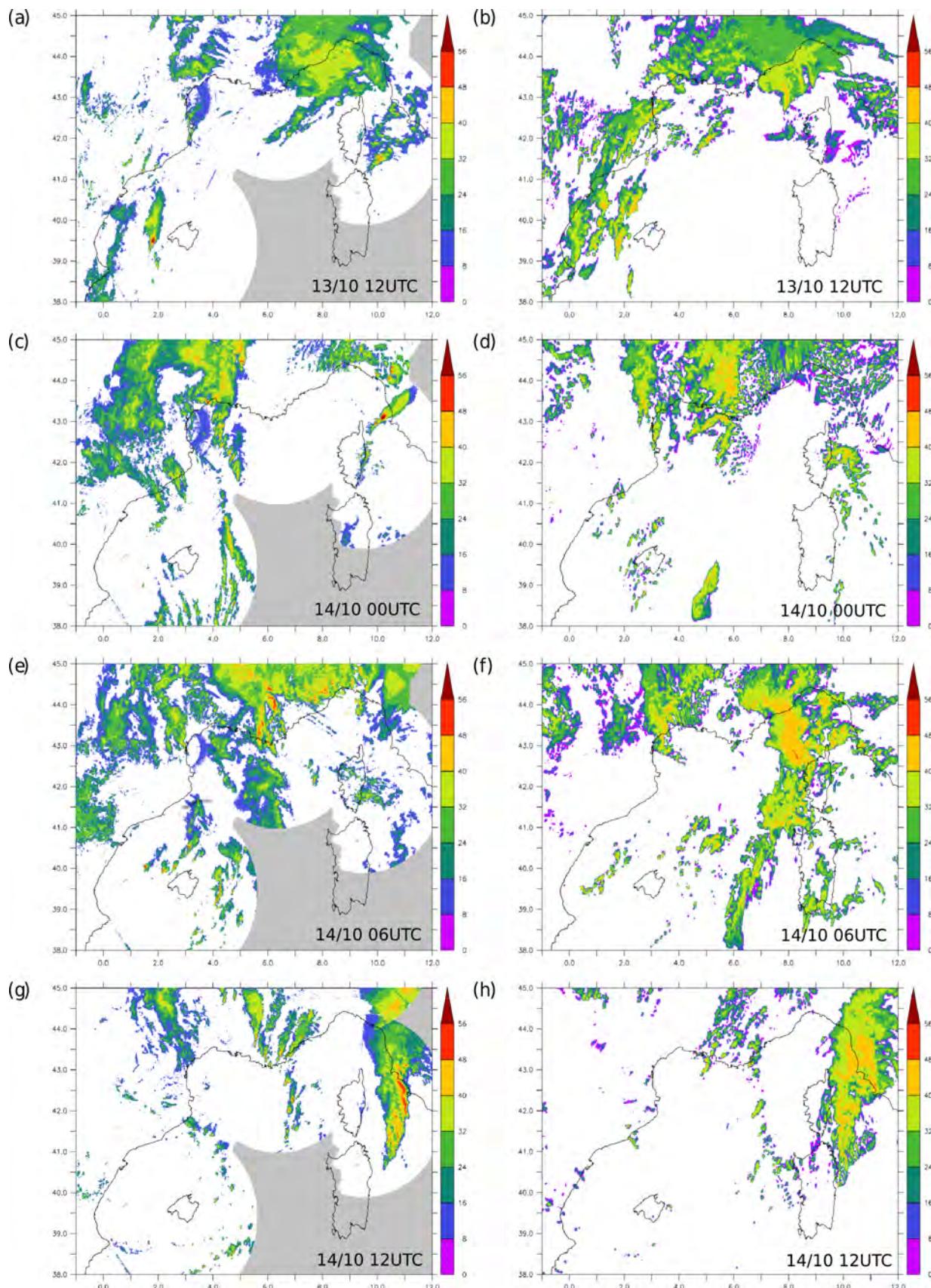


FIGURE II.2.4 – Réfléctivités radar (dBz) (a,c,e,g) observées et (b,d,f,h) simulées par AWF.

En effet, nous pouvons voir sur la Figure II.2.5 que les valeurs fortes de C_τ sont associées à une mer du vent (âge des vagues < 0.8) et donc favorise les échanges air-mer, contrairement à la présence de houle (âge des vagues > 1.2). Nous avons alors également constaté une augmentation de la quantité de mouvement ce qui a eu pour effet de diminuer la vitesse du vent à 10 m de plus d'1 m.s^{-1} sur une large zone. Cette diminution est plus importante que celle trouvée par Thévenot et al., 2016 et Bouin et al., 2017 car nous sommes ici en présence d'une mer très forte et d'un fort régime de vent. Ajouté à cela, nous notons une diminution le long de la Côte d'Azur du flux de chaleur latente ne représentant toutefois que 2% en moyenne. De plus, de larges différences sont localisées sous le système convectif. Ces différences sont vraisemblablement liées à des modifications internes à très fine échelle du système convectif.

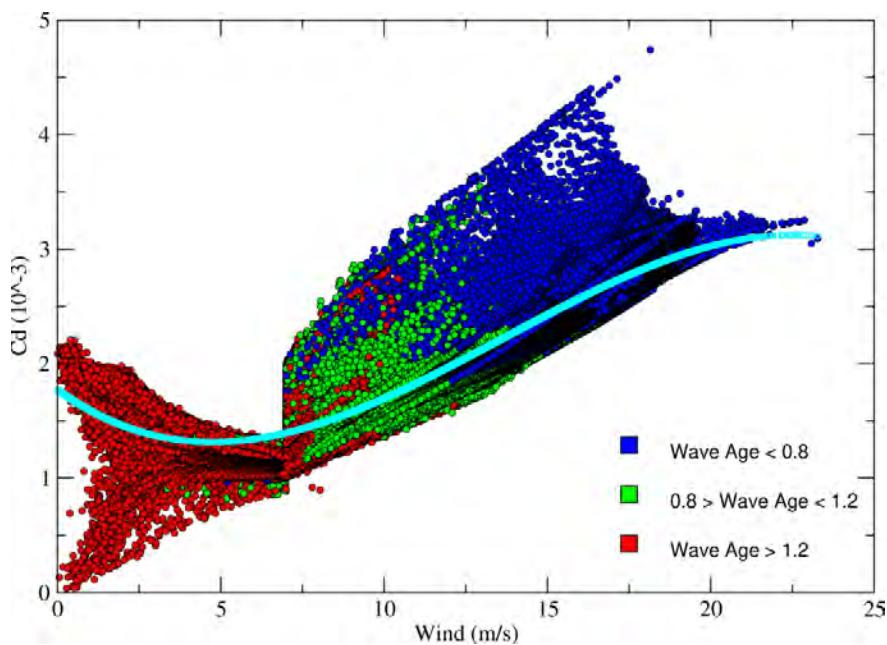


FIGURE II.2.5 – Courbe de C_τ (10^{-3}) en fonction du vent (m.s^{-1}) pour AWF le 14 octobre 2016 à 00UTC. La courbe cyan représente la droite de régression.

Les scores ne montrent pas de différences significatives excepté pour la vitesse du vent, plus spécifiquement à la bouée Azur où le vent est fortement ralenti dans AWF et le biais y est réduit. Nous observons également dans AWF un déplacement du système convectif en mer vers l'est d'environ 40 km par rapport à WY. Cela est dû aux changements dans les basses couches de l'atmosphère dans AWF, en réponse à l'état de mer, entraînant une modification de la ligne de convergence.

La comparaison entre AWF et le système couplé atmosphère-vagues AWC a montré des effets moindres. Tout de même, localement nous avons pu noter dans AWC une augmentation de z_0 entraînant un ralentissement du vent à 10 m de 0.6 m.s^{-1} . Comme rétroaction du vent sur l'état de mer nous observons également une diminution plutôt importante de H_s (12%) et T_p (7%) comparé à WY. Ces paramètres étant déjà sous-estimés dans WY, le biais est augmenté dans AWC (en moyenne de -0.28 m, *e.g.* Fig. II.2.3b). En ce qui concerne les flux de chaleur de très faibles différences sont trouvées. L'effet du couplage apparaît donc comme étant moins important comparé à l'effet du forçage. Ce résultat doit être modéré du fait qu'un seul cas d'étude est considéré ici

et pour une courte période de simulation. Afin de conclure de manière plus robuste sur ce résultat il est nécessaire de mener à bien d'autres tests avec la configuration AROME-WW3 en s'attachant notamment à la paramétrisation de la configuration WW3, de l'initialisation ou encore de la fréquence de couplage.

Que ce soit dans AWF ou dans AWC les vagues n'ont eu que peu d'impact sur les flux de chaleur alors que les conditions étaient favorables avec une mer très forte et une mer du vent colocalisée avec de forts flux de chaleur. Il semblerait donc que l'état de mer ne puisse pas impacter de manière significative les échanges de chaleur à l'interface air-mer durant un épisode méditerranéen. Toutefois, sa prise en compte apparaît comme étant pertinent dans la prévision du temps à haute résolution du fait de son impact sur la dynamique des basses couches atmosphériques, un élément clé de la formation d'HPEs.

Des recherches plus approfondies nécessitent encore d'être effectuées pour améliorer la compréhension des échanges à l'interface air-mer. La paramétrisation WASP nécessite également d'être utilisée et validée dans d'autres cas d'études et particulièrement en régime de vents forts.

Dans la Troisième Partie nous étudierons l'impact de l'ajout de l'évolution interactive de l'océan, permettant d'inclure les évolutions de la température de surface (constante jusqu'à présent) à l'aide du système tri-couplé Océan-Atmosphère-Vagues.

Troisième partie

La modélisation couplée Océan - Atmosphère - Vagues à haute résolution

III.1 | Modélisation couplée océan-atmosphère-vagues

Dans ce Chapitre nous rappelons d'abord les principes et les objectifs scientifiques du couplage océan-atmosphère-vagues en Méditerranée. Ensuite, nous décrirons les expériences numériques réalisées et la méthode utilisée pour évaluer les différents impacts du couplage. Le cas d'étude reste l'événement fortement précipitant du 12 au 14 octobre 2016, décrit en détail dans la Partie II.

III.1.1 L'océan dynamique de NEMO-NWMED72

Dans cette Partie, nous examinons les impacts du couplage océan-atmosphère-vagues. Nous avons pour cela utilisé le système tri-couplé AROME-NEMO-WW3 (décrit dans le Chapitre 2). Par rapport à la Partie II, nous avons donc considéré le compartiment océanique, c'est-à-dire la SST et les courants de surface interactifs qui interviennent dans le calcul des flux turbulents tel que décrit par les équations 2.12 du Chapitre 2.

La Figure III.1.1 illustre la SST et les courants de surface simulés par NEMO sur le

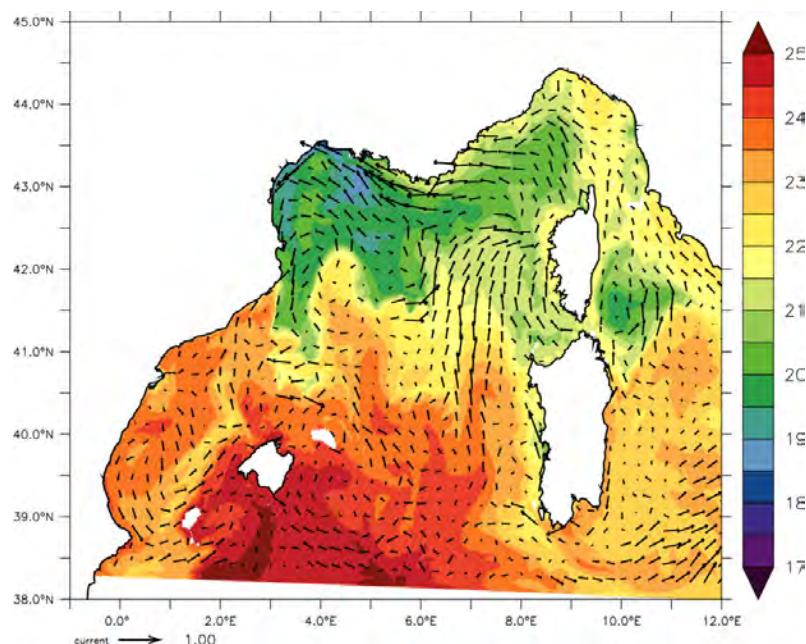


FIGURE III.1.1 – SST (couleurs, °C) et courants de surface (flèches, m/s) le 13 octobre à 14UTC simulés par NEMO (AOWC).

domaine NWMED72. Grâce à sa fine résolution horizontale ($1/72^\circ$, $\sim 1,3$ km), NEMO est capable de représenter des structures fines et des tourbillons de méso-échelles en Méditerranée nord-ouest (Fig. III.1.1). Nous y retrouvons notamment les structures évoquées au Chapitre 1 avec la circulation cyclonique qui s'opère dans cette région, délimitée par le Courant Nord (CN), le Front Baléares et le Front Nord Baléares (NBF). Le NBF se démarque également de part ses méandres et les gradients importants de SST séparant les eaux froides du golfe du Lion avec les eaux plus chaudes au sud. Nous retrouvons également la formation de tourbillons le long de la côte Catalane limitant l'entrée des eaux froides du golfe du Lion en mer Baléares comme vu en Partie I. Dans la partie sud du domaine, allant de la mer des Baléares à la mer Tyrrhénienne, se trouvent les SST les plus chaudes ($>22.5^\circ\text{C}$) qui peuvent être des sources d'extraction d'humidité et de chaleur durant notre événement. Les courants de surface les plus intenses sont associés au CN, simulés le long de la Côte d'Azur et dans le golfe du Lion, se trouvant être également la région de vent fort d'est durant notre événement, ce qui peut donc être propice à impacter le stress du vent. De la même manière nous pouvons attendre des effets sur le stress dans des régions où le vent et les courants s'opposent, particulièrement si le vent y est faible (*i.e.* mer des Baléares).

III.1.2 Expériences numériques

Afin de pouvoir évaluer l'apport du couplage entre les différents compartiments, nous avons mis en place différentes expériences numériques. Les simulations déjà décrites dans la Partie II sont à nouveau considérées ici : la simulation atmosphérique seule (AY), la simulation atmosphérique forcée par un champ de période pic des vagues WW3 (AWF) et la simulation couplée atmosphère-vagues (AWC). En plus nous avons effectué :

- Une simulation atmosphérique seule (AYSSTatl) identique à la simulation AY excepté le forçage en SST qui provient des analyses globales PSY4 uniquement sur la Méditerranée, la SST sur l'océan Atlantique provient des analyses AROME (Fig. III.1.2a).

La Figure III.1.2b montre la différence de SST entre les simulations AY et AYSSTatl. La SST PSY4 issue d'un modèle océanique au $1/12^\circ$ de résolution permet de représenter des structures plus fines dans l'océan Atlantique (Fig. III.1.2) comparé à l'analyse AROME qui ne représente qu'une structure moyenne du champ de SST. Les différences dans l'Atlantique peuvent aller jusqu'à 2°C (3°C localement). Cette simulation est en fait une simulation intermédiaire justifiée par le fait que le couplage avec NEMO-NWMED72 ne conduit à modifier la SST que sur la Méditerranée (voir ci-après). La comparaison entre AY et AYSSTatl permet ainsi une évaluation de l'impact de la SST du bassin Atlantique sur la prévision du HPE.

- Une simulation couplée océan-atmosphère (AOC), avec une fréquence de couplage horaire entre AROME et NEMO (voir Chapitre 2.5). Seule la Méditerranée est couplée avec l'atmosphère sur le domaine NWMED72 (voir Chapitre 2.1), la SST sur l'Atlantique est donnée par les analyses AROME et les courants y sont considérés nuls.
- Une simulation tri-couplée océan-atmosphère-vagues (AOWC) entre NEMO, AROME et WW3. Comme décrit dans le Chapitre 2, les interactions océan-

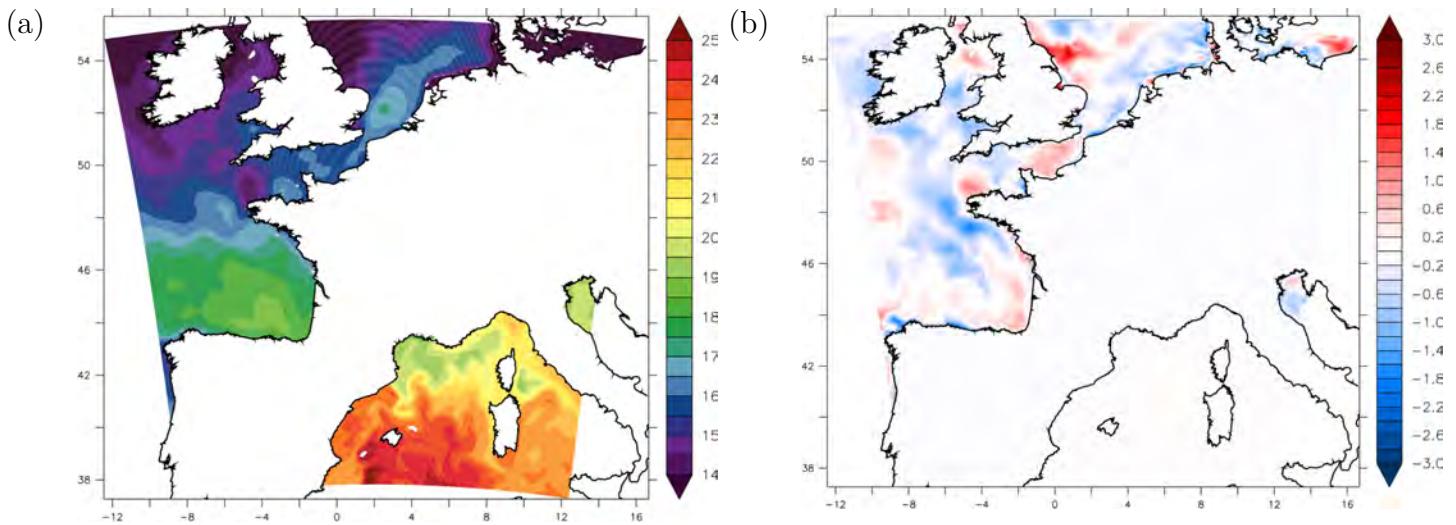


FIGURE III.1.2 – (a) SST ($^{\circ}$ C) le 13 octobre à 14UTC dans AOWC, (b) Différence de SST ($^{\circ}$ C) le 13 octobre à 14UTC entre AY et AYSSTatl.

vagues ne sont pas considérées dans ce couplage, mais les flux de surface pris en compte par les trois modèles sont parfaitement identiques et prennent en compte les évolutions interactives du vent, de la température et de l'humidité de l'air près de la surface, de la SST, du courant de surface et de la période pic des vagues. Comme dans AOC et AWC la fréquence de couplage entre les différents modèles est horaire. Dans cette expérience, le forçage de NEMO pour le débit des fleuves combine les observations quotidiennes de fleuves français (décris en Partie I) et la climatologie mensuelle pour les autres fleuves. La Figure III.1.3 représente le débit observé pour le mois d'octobre pour trois fleuves dans le golfe du Lion où nous pouvons observer le pic de crue correspondant à l'épisode fortement précipitant étudié entre le 12 et le 14 octobre.

- Une dernière simulation tri-couplée océan-atmosphère-vagues (AOWCc) est réalisée. Cette simulation est identique à AOWC, excepté le forçage de NEMO pour le débit des fleuves qui sont tous issus de la climatologie mensuelle.

Les conditions atmosphériques initiales et aux frontières de toutes ces simulations sont les mêmes que pour AWF et AWC présentées dans le Chapitre II.1.2. Pour AOWC (et AOWCc), les conditions initiales le 12 octobre à 00UTC de l'état de mer proviennent de WY, puis de la prévision précédente à échéance +24h ensuite. Les conditions latérales sont les mêmes que pour WY et AWC (*i.e.* 8 points spectraux provenant d'une simulation globale WW3 à $1/2^{\circ}$). Les conditions océaniques initiales le 12 octobre à 00UTC pour AOC, AOWC et AOWCc proviennent du même *restart* obtenue après un *spin-up* océanique de 7 jours (entre le 5 et le 11 octobre), puis pour les jours suivants, de la prévision précédente à échéance +24h. Le *spin-up* (OY) est une simulation océanique forcée par les mêmes prévisions AROME qu'utilisées pour WY. Les conditions initiales de SST le 12 octobre à 00UTC des expériences AO(W)C(c) diffèrent donc de l'initialisation utilisant la SST PSY4 dans les autres simulations. Cette différence est à prendre en compte lors de la quantification des impacts du couplage océanique dans la suite. Les conditions aux frontières ouvertes de NEMO proviennent des analyses quotidiennes de PSY4. Toutes les simulations utilisent la paramétrisation WASP.

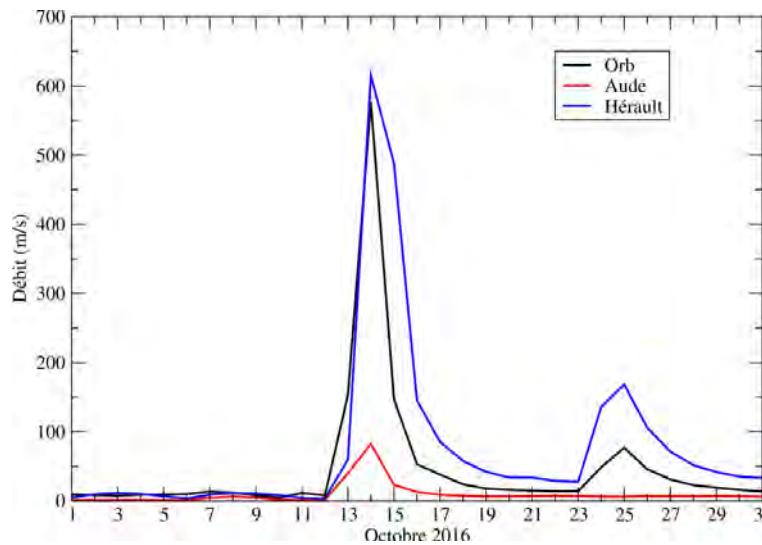


FIGURE III.1.3 – Débits observés (m/s) de l’Orb, l’Aude et l’Hérault pour le mois d’octobre 2016.

Un résumé des expériences numériques mises en place est donné sur la Figure III.1.4. Cette Figure nous permet également d’illustrer les étapes que nous suivrons dans la suite pour évaluer et quantifier les impacts liés aux couplages (voir ci-après).

III.1.3 Méthode

Afin de quantifier les impacts des couplages, nous avons conduit une analyse de sensibilité en analysant finement les différences obtenues. L’apport du système tri-couplé (océan-atmosphère-vagues) sera en particulier comparé aux impacts des simulations bi-couplées (*i.e.* océan-atmosphère et vagues-atmosphère). La méthode consiste ainsi à comparer les simulations deux à deux en estimant dans le compartiment atmosphérique les impacts des couplages sur la dynamique (vent) et l’environnement de basses couches (température, humidité), les flux turbulents de surface [flux de quantité de mouvement (ou stress du vent), flux de chaleur sensible H et latent LE], sur l’évaporation et sur les précipitations. Lorsque disponibles, les observations de l’interface air-mer sont également utilisées afin de qualifier les différentes simulations. Les impacts du tri-couplage sur la représentation de la couche océanique superficielle et de l’état de mer (H_s et T_p) ont également été examinés. Les résultats de cette étude sont détaillés dans le Chapitre III.2.

Le Chapitre III.3 discutera les différents impacts du couplage, notamment face à ceux liés à un changement de paramétrisation des flux turbulents de surface ou un changement de SST dans le modèle atmosphérique seul. Ceci nous permettra d’identifier quels changements et quels couplages sont les plus significatifs pour les prévisions à haute résolution et à courte échéance.

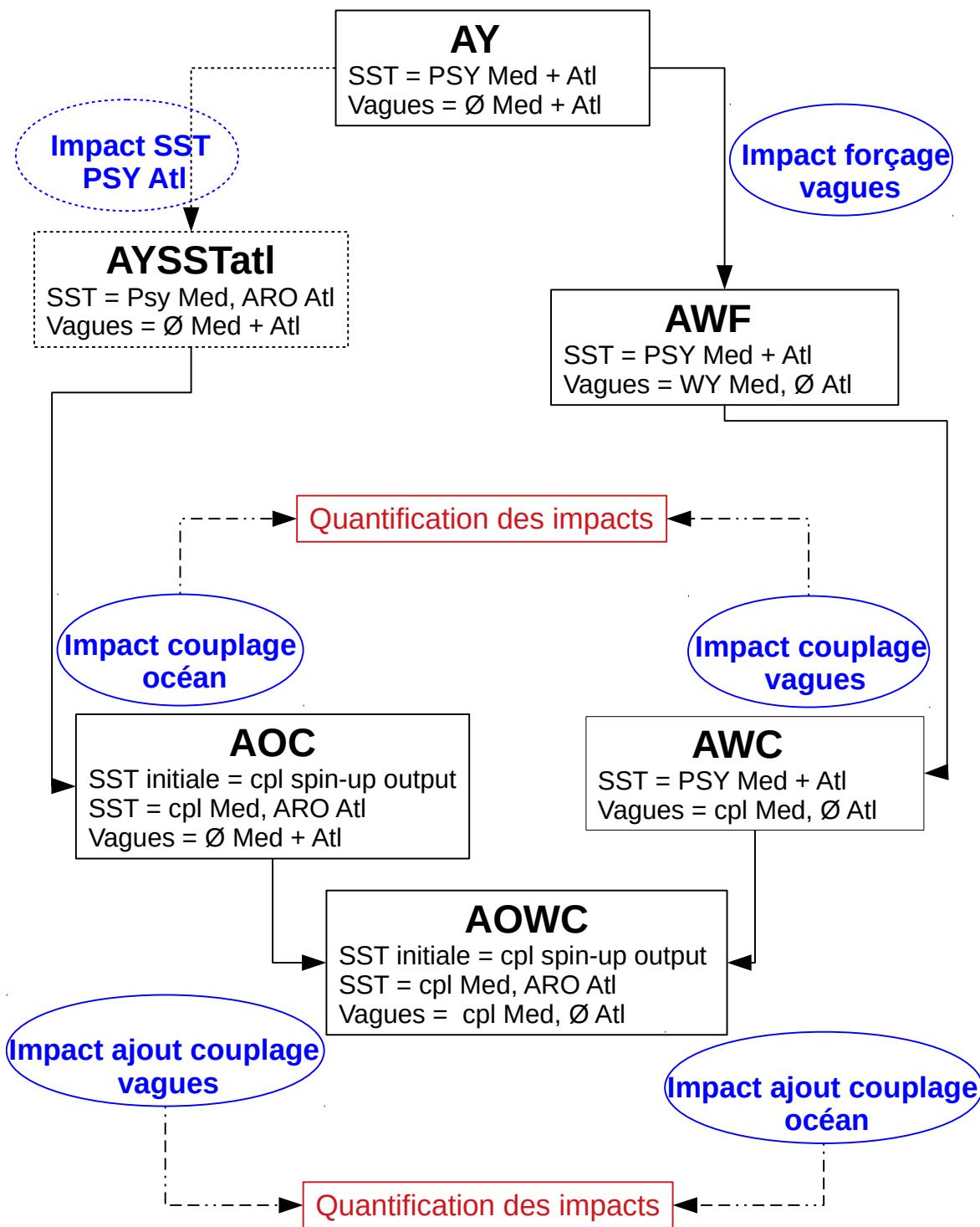


FIGURE III.1.4 – Schéma illustrant les différentes simulations étudiées ainsi que les étapes nous permettant d'évaluer les différents impacts. Les abréviations sont définies comme suit, ARO : Analyse AROME ; Med : mer Méditerranée ; Atl : Océan Atlantique ; PSY : Analyses PSY4 ; cpl : coupled ; Ø signifie l'absence de champs de vagues.

III.2 | Analyse de sensibilité au couplage

Dans ce Chapitre nous nous attacherons notamment à quantifier les impacts des différents couplages mis en place, à l'aide d'une étude de sensibilité dont le cheminement est illustré précédemment sur la Figure III.1.4. Nous verrons dans un premier temps quels vont être les impacts sur la dynamique des basses couches atmosphériques sur notre cas d'étude. Dans un second temps, nous quantifierons les impacts sur les échanges de chaleur à l'interface air-mer. Pour finir, nous évaluerons l'impact sur les précipitations. Les différences obtenues concernant la représentation de l'océan superficiel et de l'état de mer sont également présentées.

III.2.1 Impact sur le flux de quantité de mouvement et la dynamique des basses couches

III.2.1.1 Stress

La comparaison de AY et AYSSTatl montre que le stress du vent est en moyenne identique le long de la Côte d'Azur (Fig. III.2.1, boîte Azur indiquée dans la Figure 10 de Sauvage et al., 2020). De même, en moyenne dans le golfe du Lion le stress du vent

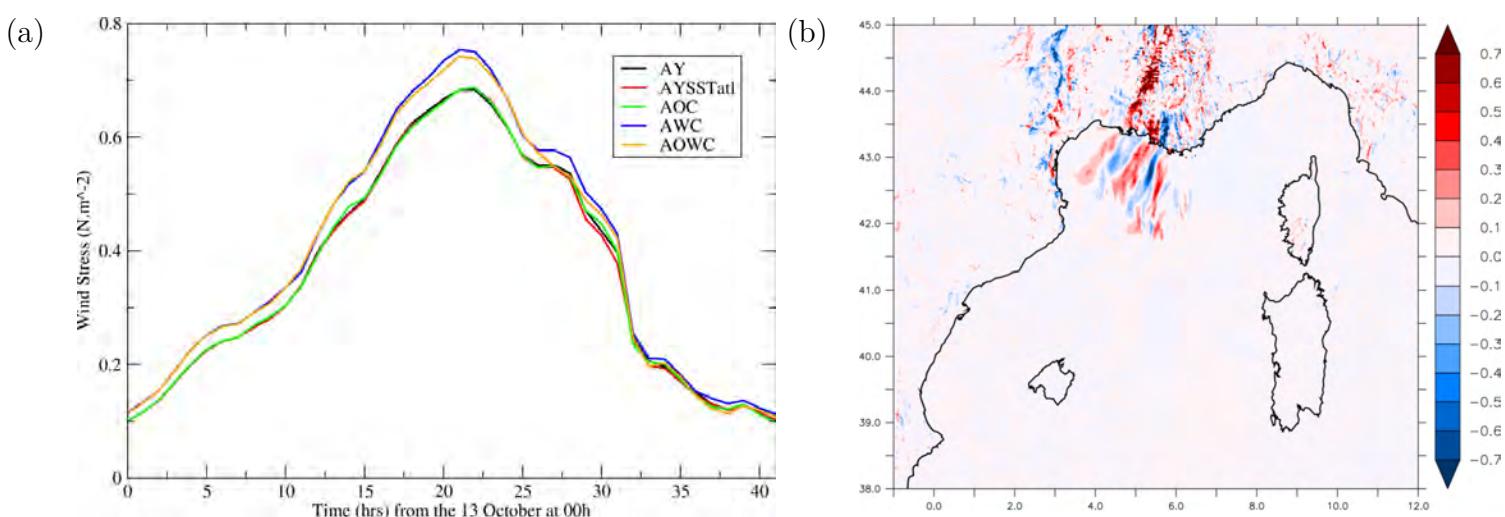


FIGURE III.2.1 – (a) Evolution moyenne du stress du vent ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$) au cours de la prévision du 13 octobre pour les différentes simulations à Azur; (b) Différence d'intensité du stress du vent ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$) le 14 octobre à 00UTC entre AY et AYSSTatl.

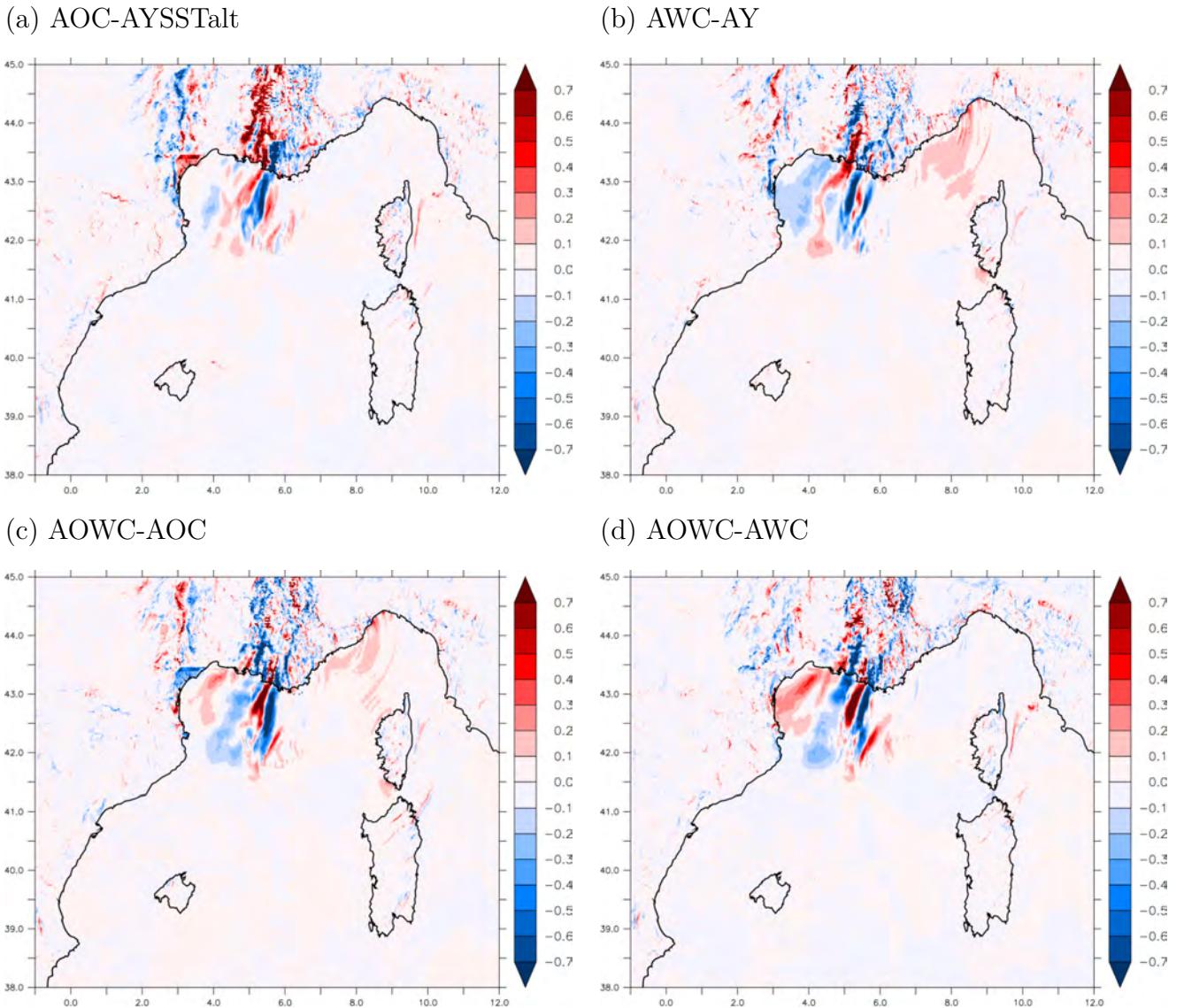


FIGURE III.2.2 – Différence du stress du vent ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$) le 14 octobre à 00UTC entre (a) AOC et AYSSTatl, entre (b) AWC et AY, entre (c) AOWC et AOC et entre (d) AOWC et AWC.

simulé est très proche entre AY et AYSSTatl, cependant de plus grandes différences peuvent être observées localement en mer, principalement dû aux mouvements du système convectif, comme montré pour le 14 octobre 2016 à 00UTC dans la Figure III.2.1b.

Nous pouvons constater que l'ajout du couplage océanique semble également avoir peu d'impact sur le stress du vent. En effet, le stress du vent simulé dans AOC est en moyenne identique à celui de AYSSTatl le long de la Côte d'Azur et dans le golfe du Lion (Fig. III.2.1a et III.2.2a). Là encore, les différences les plus importantes se trouvent sous le système convectif en mer. Le couplage avec les vagues, quant à lui, augmente significativement le stress du vent, le long de la Côte d'Azur là où le vent est le plus fort. En effet, dans la Partie II nous avions vu que la prise en compte de l'état de mer engendrait une augmentation de la rugosité de surface sous le vent fort due à la

production d'une mer du vent ce qui entraînait alors une augmentation du stress dans cette région (Fig. III.2.2b). Cette augmentation représente 10% en Phase I et 8,6% en Phase II (Fig. III.2.1a) quand on compare AWC et AY. Le couplage vague conduit également à plus de différences dans le golfe du Lion, en aval du système convectif en mer.

Dans AOWC nous retrouvons l'augmentation du stress le long de la Côte d'Azur observé dans AWC (Fig. III.2.1a et III.2.2c) dans les mêmes proportions si ce n'est une légère diminution du stress en Phase II (-1%) dans AOWC comparé à AWC. Les plus larges différences se trouvent dans le golfe du Lion sous formes de dipôles et ne sont pas homogènes dans le temps car principalement provoquées par les déplacements légèrement différents du MCS en mer dans les différentes simulations et de l'évolution des cellules convectives. La prise en compte de l'état de mer impacte donc de manière plus significative le stress du vent comparé à l'ajout d'un océan interactif.

III.2.1.2 Vent

L'intensité du vent proche de la surface est peu modifiée en moyenne au cours de la prévision entre AY et AYSSTatl, notamment le long de la Côte d'Azur où le vent

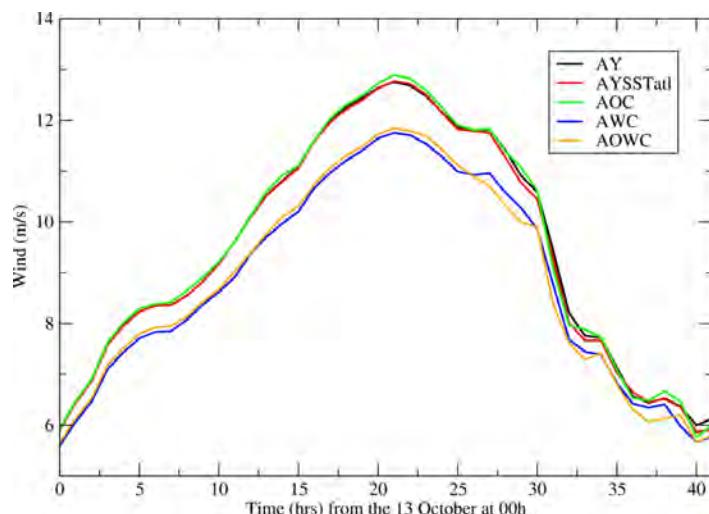


FIGURE III.2.3 – Evolution moyenne du vent de surface (m/s) au cours de la prévision du 13 octobre pour les différentes simulations à Azur.

Parameter	WSP			WDIR			T2M			RH2M		
	Biais	RMSE	Corr.	Biais	RMSE	Corr.	Biais	RMSE	Corr.	Biais	RMSE	Corr.
AY	0.22	2.70	0.66	1.43	42.05	0.85	0.39	1.25	0.70	2.19	8.84	0.79
AYSSTatl	0.24	2.69	0.66	1.29	42.61	0.86	0.4	1.25	0.71	2.24	8.88	0.78
AWF	0.04	2.75	0.64	2.0	42.46	0.86	0.45	1.32	0.66	2.89	9.66	0.76
AOC	0.28	2.74	0.65	2.65	42.14	0.85	0.53	1.34	0.71	1.97	9.03	0.77
AWC	0.09	2.67	0.65	1.85	42.95	0.85	0.44	1.32	0.66	3.0	9.97	0.76
AOWC	0.1	2.71	0.65	1.99	42.8	0.88	0.57	1.4	0.67	2.55	9.8	0.75

TABLE III.2.1 – Tableau de scores calculés en comparaison avec les observations disponibles (bouées ancrées et stations de surface). WSP représente le vent à 10 m (m/s), WDIR la direction du vent à 10 m (°), T2M la température à 2m (°C) et RH2M l'humidité relative à 2 m (%).

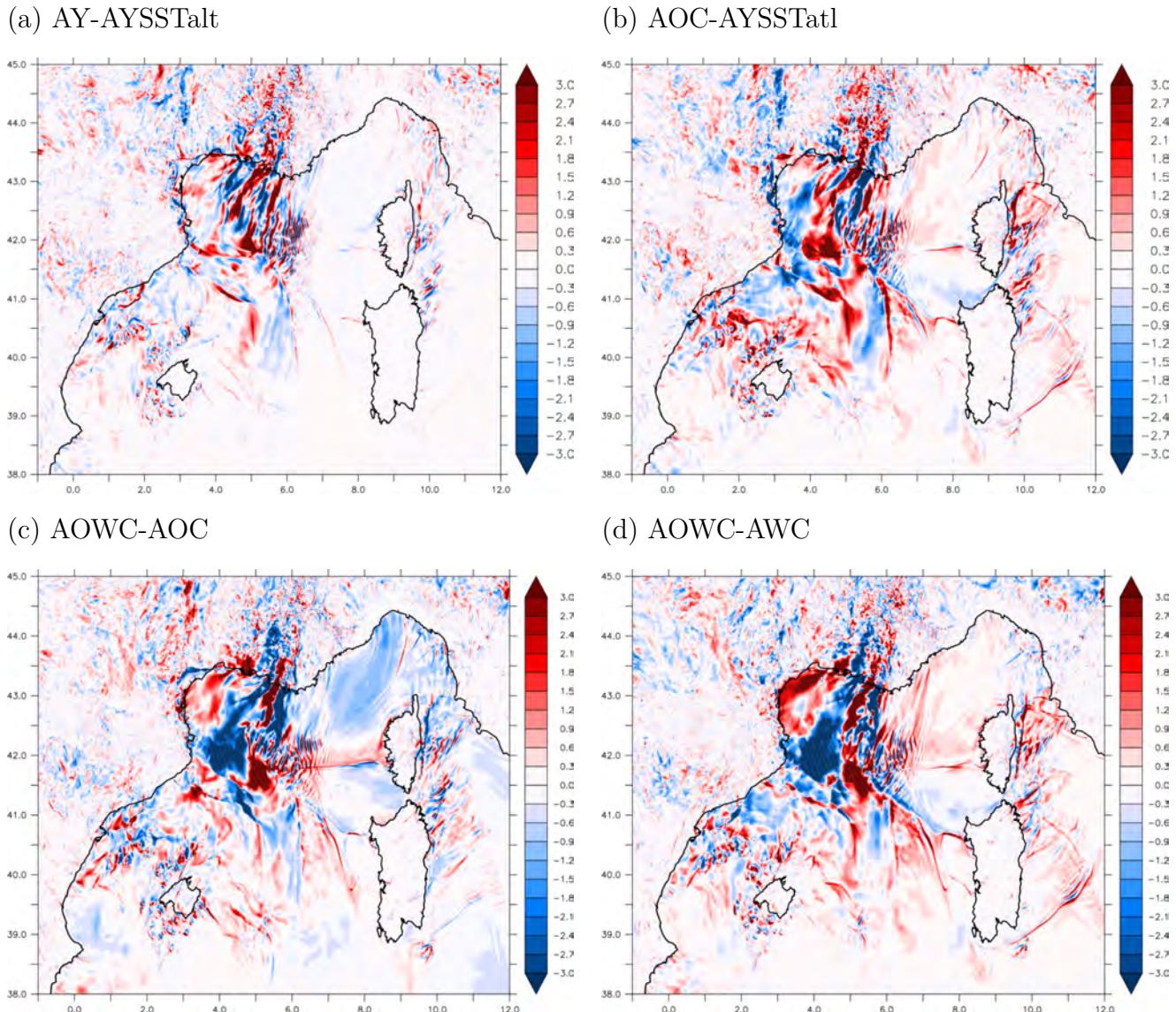


FIGURE III.2.4 – Différence de vent de surface (m/s) le 14 octobre à 00UTC entre (a) AY et AYSSTatl, entre (b) AOC et AYSSTatl, entre (c) AOWC et AOC et entre (d) AOWC et AWC.

y est le plus fort (Fig. III.2.3). En moyenne, le constat est le même dans le golfe du Lion. Ces résultats sont cohérents avec ceux trouvés précédemment sur la quantité de mouvement. La Figure III.2.4a montre les différences d'intensité du vent le 14 octobre à 00UTC avec des valeurs inférieures à 0.3 m/s le long de la Côte d'Azur. Les différences plus importantes sont localisées dans le golfe du Lion et sont principalement liées à des différences de mouvement du système en mer à fine échelle qui apparaissent en dipôle à une échéance donnée. Le Tableau III.2.1 présente le biais, la RMSE (*Root Mean Square Error*) et le coefficient de corrélation calculés pour chaque expérience par rapport aux stations de surface (listées dans le Tableau 1 de Sauvage et al., 2020). Les scores confirment que AY et AYSSTatl montrent de faibles différences.

Nous montrons ainsi que la différence de SST sur l'océan Atlantique n'a que très peu d'impact sur les vents de basses couches (et donc le stress). En effet, pour cet événement principalement piloté par des flux d'est et de sud, le changement de SST en

Atlantique a peu d'influence sur ces flux de basses couches. Cependant, le changement de SST a pu avoir un impact sur la position du front froid et perturber la convergence affectant notamment la formation et le déplacement du MCS en mer, pouvant expliquer les différences plus importantes trouver dans le golfe du Lion.

Nous pouvons voir sur la Figure III.2.3 qu'en moyenne le couplage avec un océan interactif, AOC, a peu d'impact sur l'intensité du vent de surface dans la région de vent fort. En effet, les vents simulés par AY, AYSSTatl et AOC sont très proches (Tab. III.2.1). De même, sur la Figure III.2.4b nous observons peu de différences le long de la Côte d'Azur. Comme déjà vu dans la Partie II, le couplage avec les vagues a pour effet de significativement réduire la vitesse du vent à Azur (Figs. III.2.3) avec notamment une diminution du biais (Tab. III.2.1).

Avec le système tri-couplé océan-atmosphère-vagues, AOWC, nous observons qu'en moyenne les vents simulés sont très proches de ceux dans AWC (Fig. III.2.3). Nous observons une diminution en moyenne de 6% à 8% sur les Phases I et II dans la zone Azur (entre AOWC et AOC). Le ralentissement du vent entre AOWC et AOC se fait dans les mêmes proportions que vu précédemment (entre AWC et AY) avec un vent de surface ralenti de plus d'1 m/s sur une large zone le long de la Côte d'Azur (Fig. III.2.4c) et est également relié à l'augmentation de la rugosité de surface. La comparaison AOWC et AWC montre peu d'impact sur l'intensité du vent d'est, avec des différences inférieures à 0.3 m/s (Fig. III.2.4d).

Au vu de ces résultats, il semble donc bien que le couplage avec les vagues a un impact plus important sur le vent de basses couches et particulièrement en régime de vent fort générant une mer du vent.

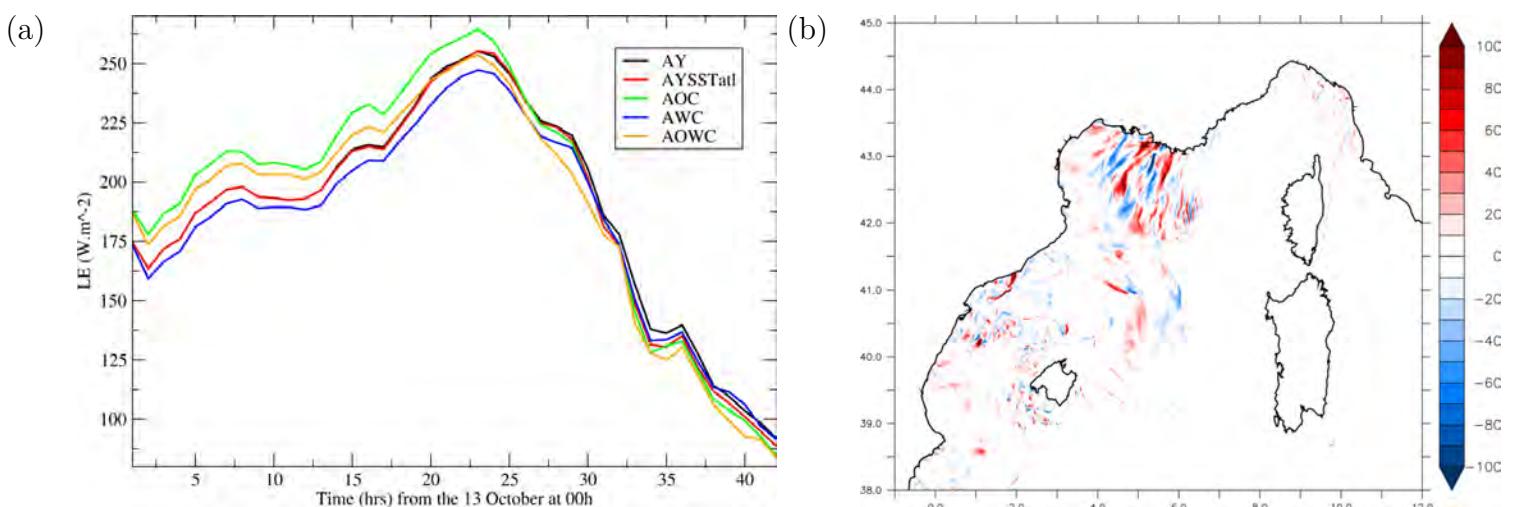


FIGURE III.2.5 – (a) Evolution moyenne de LE ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) au cours de la prévision du 13 octobre pour les différentes simulations à Azur; (b) Différences de LE ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) le 14 octobre à 00UTC entre AY et AYSSTatl;.

III.2.2 Échanges de chaleur et environnement en basses couches

Nous examinons ici l'impact des couplages sur l'alimentation du système précipitant. Dans un premier temps, nous examinons les différences en termes de flux de chaleur latente, notamment le long de la côte d'Azur, région identifiée comme la zone des flux les plus forts contribuant localement à l'alimentation du système précipitant en mer, dans Sauvage et al., 2020.

En moyenne le flux de chaleur latente est similaire entre AY et AYSSTatl le long de la Côte d'Azur (Fig. III.2.5a), avec des différences inférieures à 10 W.m^{-2} (Fig. III.2.5b). Des différences de flux de chaleur latente sont observées principalement sous le système convectif dans le golfe du Lion et en aval mais en moyenne les différences sont nulles. Comme attendu, la différence de SST de l'océan Atlantique n'a que peu

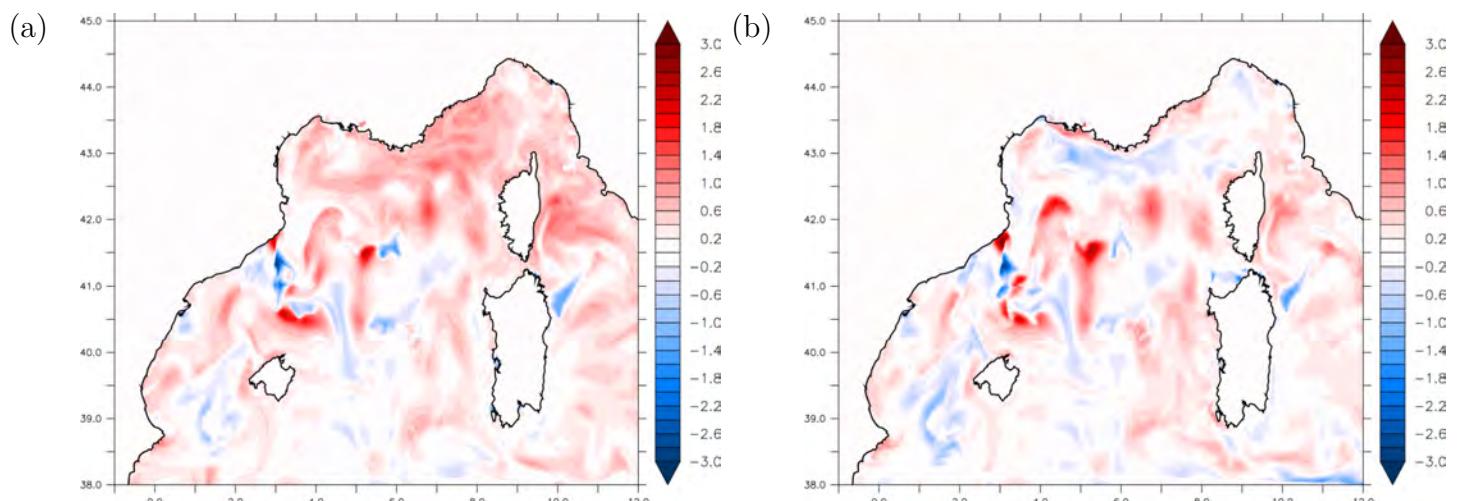


FIGURE III.2.6 – Différences (a) de SST ($^{\circ}\text{C}$) initiale le 13 octobre à 00UTC et (b) de SST ($^{\circ}\text{C}$) le 14 octobre à 00UTC entre AOC et AYSSTatl.

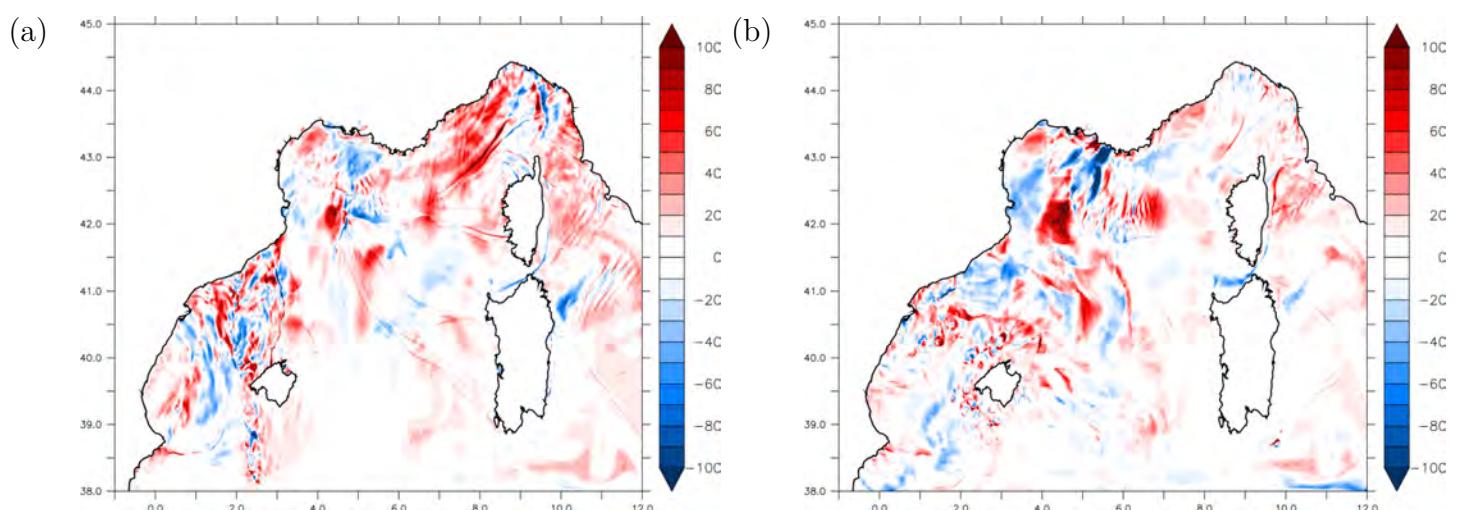


FIGURE III.2.7 – Différences de LE (W.m^{-2}) (a) le 13 octobre à 14UTC et (b) le 14 octobre à 00UTC entre AOC et AYSSTatl.

d'impacts sur le flux de chaleur latente durant notre événement, ce qui s'explique par le fait que cet événement est majoritairement alimenté en chaleur et en humidité via la Méditerranée.

La Figure III.2.6a représente la différence de SST initiale en Méditerranée le 13 octobre à 00UTC entre AOC et AYSSTatl (*i.e.* PSY4). La SST initiale dans AOC plus chaude, surtout dans le golfe du Lion, le long de la Côte d'Azur et en mer Tyrrhénienne (jusqu'à 1.5 °C). Le 14 octobre à 00UT, après 24h de prévision, la SST dans AOC s'est refroidie, notamment dans le golfe du Lion et le long de la Côte d'Azur où les vents et les flux de chaleur sont les plus forts. Nous notons également dans ces zones une augmentation dans AOC de l'évaporation et du flux de chaleur latente (Figs. III.2.5 et III.2.7). En moyenne à Azur, LE a augmenté dans AOC par rapport à AYSSTatl de 8% en Phase I et 3% en Phase II. La SST initiale plus chaude dans AOC permet au flux d'est une extraction plus importante de chaleur et d'humidité et donc une alimentation plus importante pour les systèmes convectifs. Dans la Partie II, nous

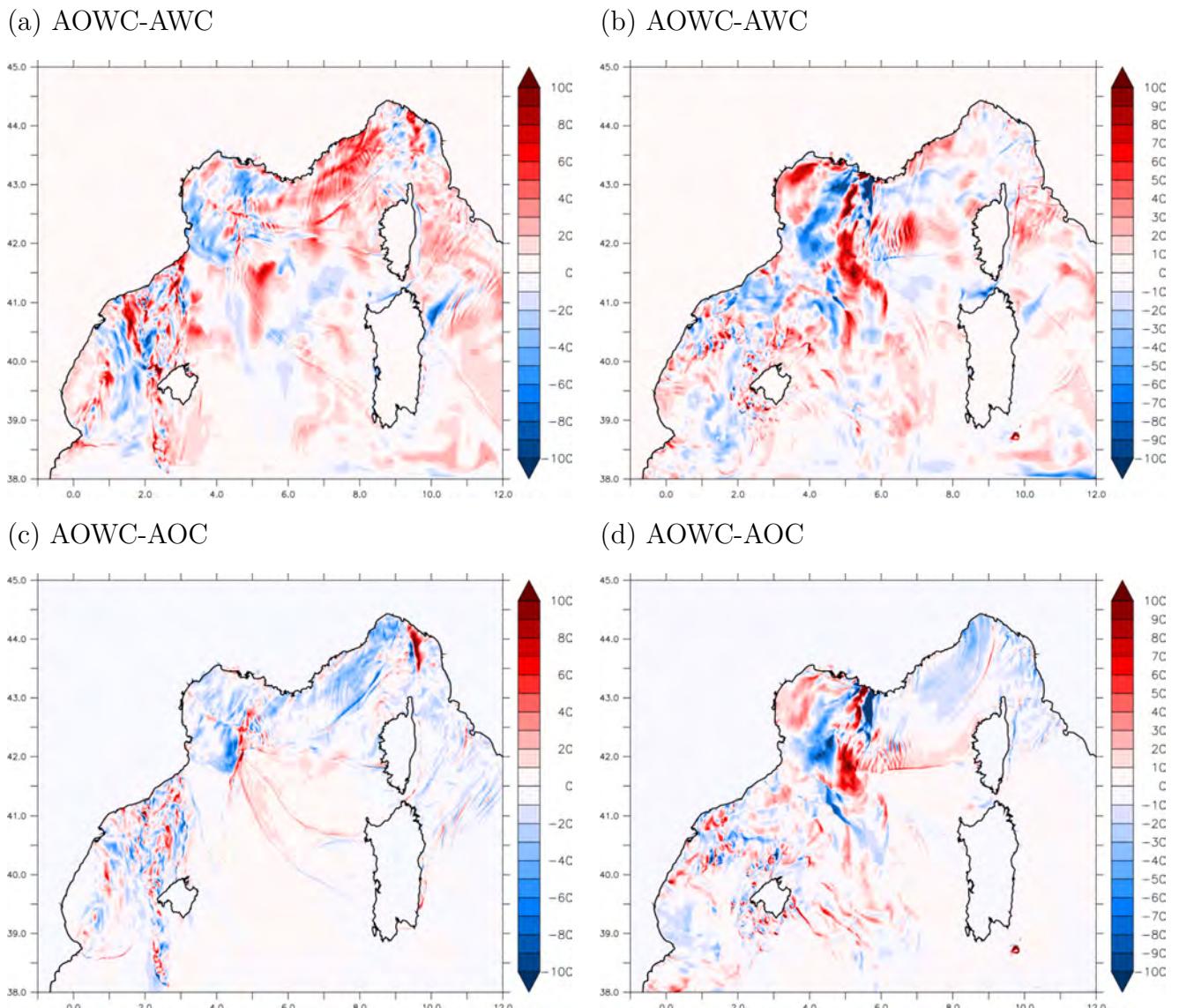


FIGURE III.2.8 – Différences de LE ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) (a,c) le 13 octobre à 14UTC et (b,d) le 14 octobre à 00UTC entre (a,b) AOWC et AWC et entre (c,d) AOWC et AOC.

avions trouvé à l'inverse une diminution des flux de chaleur latente dans AWC comparé à AY, cependant cette perte ne représentait qu'environ 2% des flux. Il apparaît donc que l'ajout d'un océan interactif et une SST plus chaude a plus d'impacts sur les échanges de chaleur à l'interface air-mer que la prise en compte de l'état de mer.

Dans AOWC, l'ajout du couplage avec les vagues (comparé à AOC) n'a pas d'impact sur la SST (différences inférieures à 0.2 °C, non montré). Ceci peut être expliqué par le fait que les vagues et l'océan ne sont pas couplés et donc n'interagissent pas directement l'un sur l'autre. Les flux de chaleur latente sont réduits dans AOWC de 3 à 4%, respectivement en Phase I et II (Figs. III.2.5a et III.2.8c,d) en raison du ralentissement du vent montré précédemment. Dans AOWC, par rapport à AWC les flux de chaleur latente sont augmentés dans la zone Azur de 7% en Phase I et de 2% en Phase II (Figs. III.2.5a et III.2.8a,b). Nous avons ainsi des flux de chaleur latente modérés dans AOWC par les deux impacts, impact négatif des vagues (ralentissement du vent) et positif de l'océan (SST plus chaude), et donc des flux simulés qui se trouvent entre AOC et AWC (Fig. III.2.5a). En valeur absolue, l'impact du couplage avec l'océan est plus important, notamment durant la Phase I (Fig. III.2.5a). Au maximum du flux, le 14 octobre à 00UTC les écarts entre les différentes simulations s'atténuent, de mêmnes que lorsque les flux diminuent en Phase III et IV.

Les flux de chaleur sensible, comme vu dans la Partie II, sont peu affectés par le couplage avec les vagues avec une diminution de 2% en moyenne le long de la Côte d'Azur dans AWC comparé à AY. Le couplage avec l'océan a plus d'impact sur H avec une augmentation de 12% en Phase I dans AOC comparé à AYSSTatl. Ces comportements sont conservés dans AOWC avec une baisse de 3% comparé à AOC et une hausse de 11% comparé à AWC, ce qui nous donne comme pour LE, des flux de chaleur sensible H modérés par les deux impacts dans AOWC.

Quant à la température (T2M) et l'humidité relative (RH2M) à 2 mètres, nous observons peu de différence en moyenne entre les simulations. En effet, ces paramètres varient de 1 à 3% en moyenne avec pour la T2M une tendance à l'augmentation lorsque l'atmosphère est couplée avec l'océan et/ou avec les vagues. La RH2M semble quant à elle affectée uniquement par le couplage avec les vagues (+3%) alors que le couplage avec l'océan n'a que peu d'impact (<1%). Bien que ces différences ne soient, en moyenne, pas significatives, des écarts plus importants peuvent être observés à un

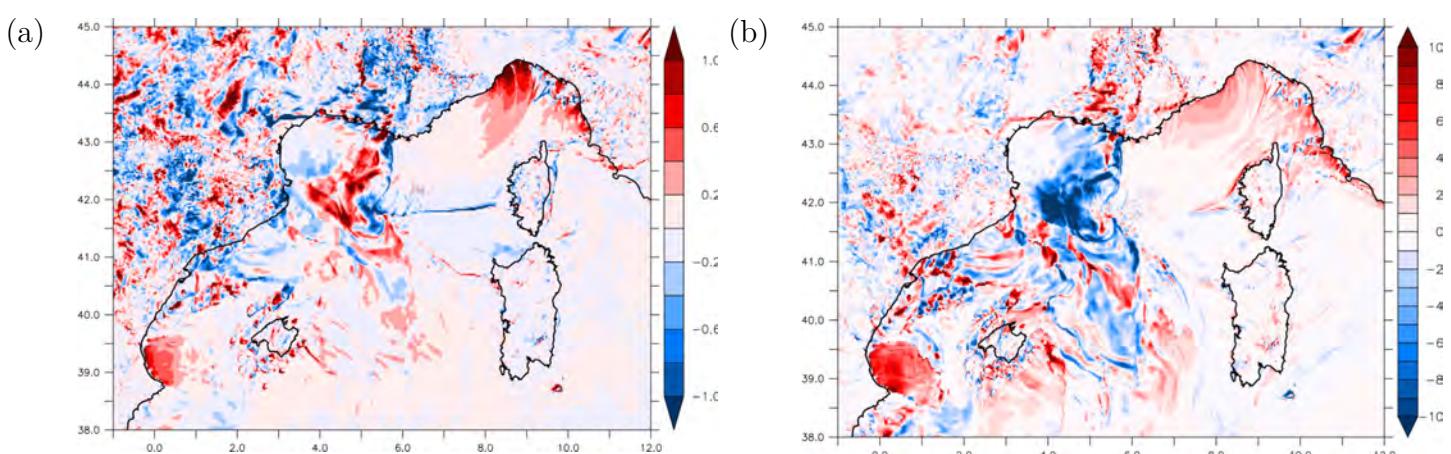


FIGURE III.2.9 – Différences de (a) T2M (°C) et (b) RH2M (%) le 14 octobre à 00UTC entre AOWC et AOC.

instant donné le long de la Côte d’Azur, et sous le système convectif dans le golfe du Lion (*e.g.* Fig. III.2.9). La T2M et la RH2M étant déjà surestimées dans AY, une augmentation des biais est finalement obtenue avec le couplage, accompagnée d’une diminution de la corrélation (Tab. III.2.1).

III.2.3 Précipitations

Les différences obtenues montrent des impacts des couplages sur la dynamique et l’environnement en basses couches en amont des systèmes précipitants mais également des différences très importantes localement sous le système convectif en mer. Nous analysons ici plus finement les différences en termes de précipitations, notamment pour la phase où le système en mer est mature entre 18UTC le 13 et 00UTC le 14 (soit entre +18 et +24h d’échéance).

La Figure III.2.10a montre les différences de cumul des précipitations sur 6h le 14 octobre à 00UTC entre AY et AYSSTatl. Peu de différences apparaissent, bien qu’un dipôle soit observé sur le système sur l’Hérault, décalé de quelques kilomètres. Les

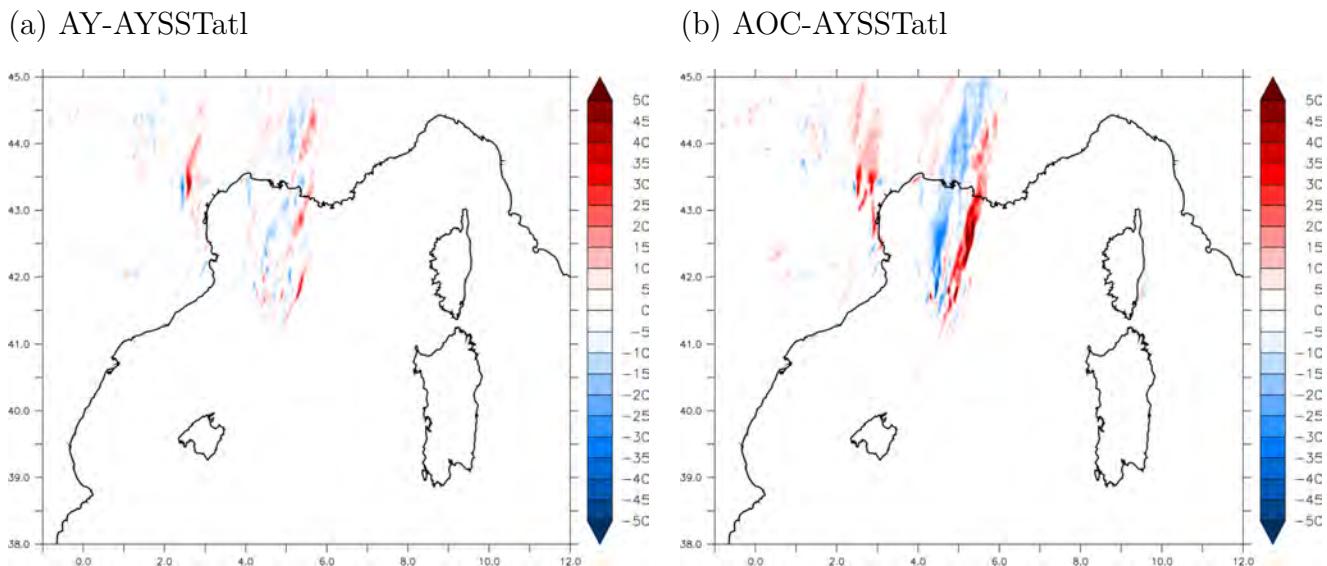


FIGURE III.2.10 – Différence de cumul 6h de précipitation (mm) le 14 octobre à 00UTC (a) entre AY et AYSSTatl et (b) entre AOC et AYSSTatl.

	Zone 1 Hérault		Zone 2 Mer	
	Pic maximum (mm)	Cumul moyen (mm/km ²)	Pic maximum (mm)	Cumul moyen (mm/km ²)
AY	273.4	58.8	214.1	42.25
AYSSTatl	269.7	57.2	176.5	42.43
AWF	278.8	58	187.6	43.42
AOC	306.2	60.9	196.5	43.5
AWC	271.9	56.8	188.1	43.5
AOWC	264.6	58.4	228.8	45.1
ANTILOPE	287.9	73.2	348.2	51.6

TABLE III.2.2 – Tableau résumant sur les deux zones, Hérault et en Mer autour des MCS, les cumuls de précipitations 24h (mm) et le cumul moyen par point de grille ($\sim \text{mm} \cdot \text{km}^{-2}$) le 14 octobre à 00UTC pour les différentes prévisions.

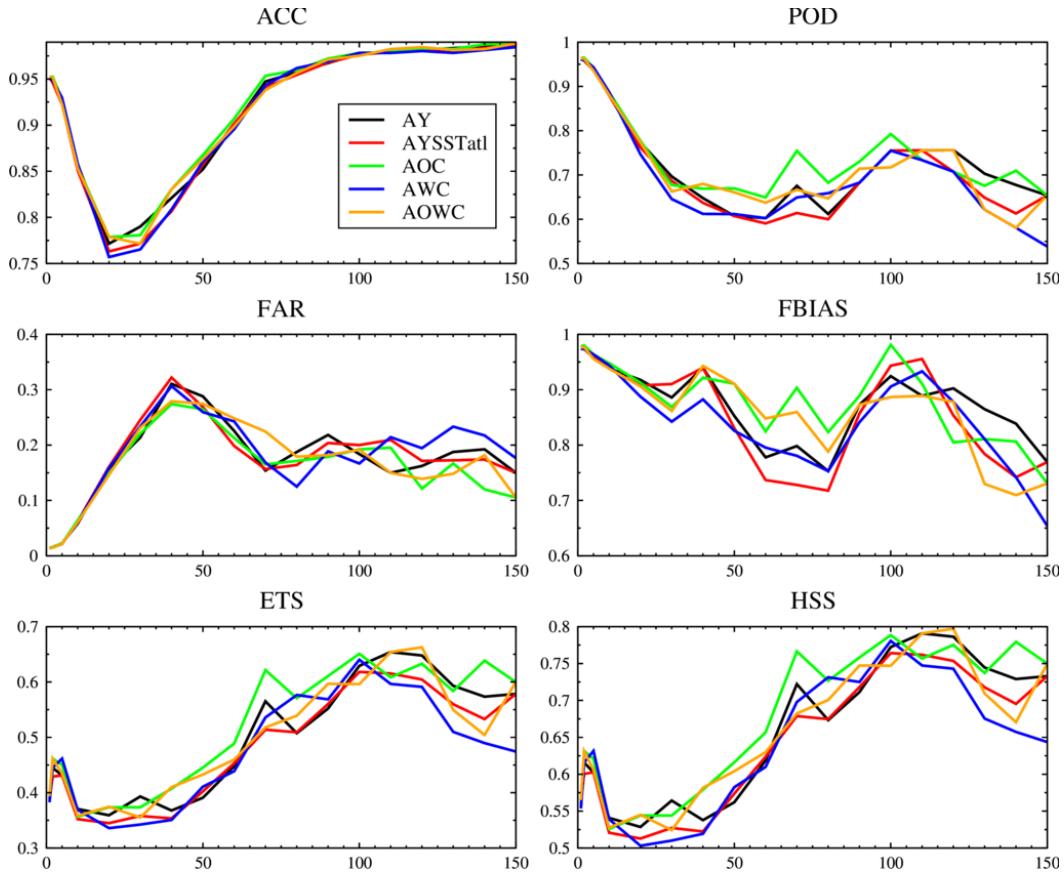


FIGURE III.2.11 – Scores d'évaluation des prévisions par rapport aux observations de pluviomètres calculés pour le cumul de précipitation en 24h le 14 octobre à 00UTC. L'axe des abscisses indique le seuil de précipitation considéré, en mm.

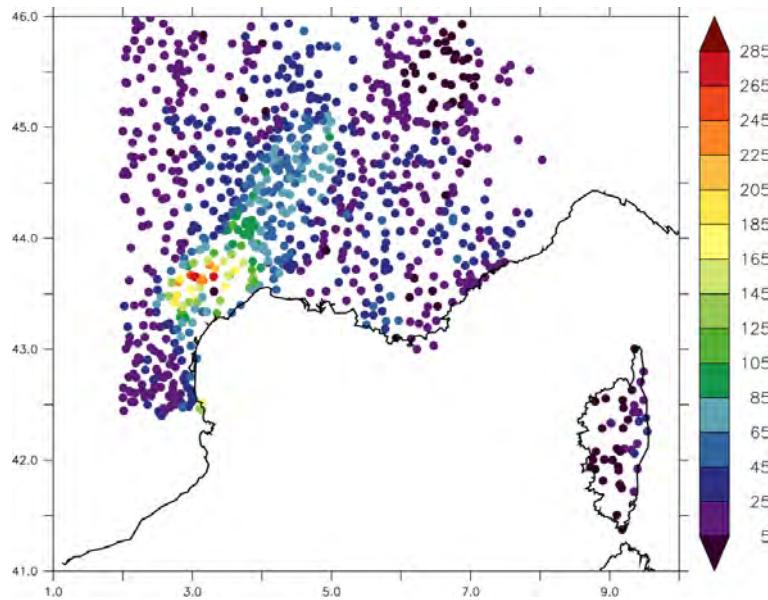


FIGURE III.2.12 – Localisations et mesures des cumuls 24h de précipitation le 14 octobre à 00UTC des pluviomètres Météo-France sur le quart sud-est de la France.

maximums de cumul de précipitation sur 24h et les cumuls moyens sur 24h ont été calculés sur deux zones autour des systèmes précipitants (zones présentées dans la

Figure 12 de l'article Sauvage et al., 2020) et sont résumés dans le Tableau III.2.2. Dans la zone Hérault et en mer les cumuls moyens sur 24h d'AY et AYSSTatl sont similaires, avec une légère variation du pic maximum en mer. Dans les simulations AY et AYSSTatl, les cumuls sur l'Hérault sont cohérents avec les observations ANTILOPE. Les faibles différences obtenues s'expliquent pour le système en mer par les faibles modifications de la dynamique en basses couches et des échanges de chaleur à la surface, tandis que le décalage du pic de précipitation sur l'Hérault peut résulter de légers changements concernant le front. Néanmoins on peut conclure ici que le changement de SST sur la partie Atlantique du domaine AROME n'a pas d'impact significatif sur la prévision des systèmes précipitants, que ce soit en termes de localisation, comme en termes d'intensité.

La Figure III.2.11 présente différents scores de probabilités selon des seuils de cumuls de précipitation (Ducrocq et al., 2002) : ACC (Accuracy), POD (Probabilité de Détection), FAR (Probabilité de Fausses Alarme), FPIAS (Frequency Bias), ETS (Equitable Threat Score) et HSS (Heidke Skill Score), calculés par comparaisons observations de pluviomètres (voir Fig. III.2.12). Le score FAR est meilleur lorsqu'il est proche de 0, pour les autres, un score de 1 est relatif à une prévision parfaite. Les différents scores d'AY et AYSSTatl sont très proches pour des cumuls compris entre 0 et 50 mm. Nous notons plus de variations pour de cumuls plus important, avec globalement une légère amélioration dans AY (lorsque la SST provenant de PSY4 est utilisée en Atlantique plutôt que l'analyse AROME).

Le couplage avec l'océan engendre des précipitations plus intenses pour le système sur l'Hérault avec un cumul 24h maximum le 14 octobre à 00UTC de 306 mm dans AOC contre 269 mm dans AYSSTatl, avec également un cumul moyen légèrement supérieur (Tab. III.2.2 et Fig. III.2.10b). Dans l'ensemble les scores sur les précipitations sont meilleurs dans AOC comparé à AYSSTatl (et AWC) (Fig. III.2.11). En mer, nous observons également un cumul 24h maximum supérieur dans AOC, mais surtout, le système est décalé vers l'est, de plus de 30 km (Fig. III.2.10b). Cette différence s'explique par un système convectif plus intense et mieux organisé en ligne dans la simulation couplée AOC que dans la simulation forcée AYSSTatl (Fig. III.2.7). Ceci est principalement lié à une alimentation du système convectif en humidité et en chaleur plus importante (Fig. III.2.7). Le refroidissement sous orage, plus intense, vient par ailleurs légèrement renforcer la convergence qui est ainsi plus marquée dans AOC (Fig. III.2.13). Concernant le système sur l'Hérault, il est également plus intense dans la simulation couplée (en Phase II entre +21h et +24h, Fig. III.2.10b), en raison d'un air en basses couches légèrement plus humide et chaud sur le golfe du Lion.

Avec la prise en compte des vagues dans AWF dans la Partie II nous avions également noté un décalage spatial des précipitations en mer mais dans ce cas lié au ralentissement du vent d'est en amont du système en mer le long de la Côte d'Azur. Nous avions également vu dans la Partie II que ce décalage vers l'est était modéré lors du couplage avec les vagues dans AWC, environ 15 km. Les différences de cumul 6h des précipitations le 14 octobre à 00UTC entre AOWC et AOC apparaissent similaires à celles entre AOWC et AWC, plus particulièrement pour le système en mer. Nous observons un léger décalage vers l'est de quelques km des précipitations. L'ajout du couplage avec les vagues réduit légèrement l'intensité des précipitations sur l'Hérault avec un cumul 24h maximum dans AOWC de 264 mm (proche de celui de AWC de 271 mm) comparé à celui de AOC de 306 mm (Tab. III.2.2). Les scores sur les précipitations entre AOWC et AOC sont proches pour des seuils cumuls entre 0 et 50 mm.

A noter que nous observons en mer dans AOWC une augmentation du cumul 24h maximum (228 mm) comparé à AOC (196 mm) et AWC (188 mm) mais les cumuls moyens restent proches. Nous observons sur la Figure III.2.14 un léger décalage spatial des précipitations en mer dans AOWC comparé à AOC et AWC.

En résumé, les effets du couplage avec les vagues et de l'océan sur les précipitations, bien qu'ils impliquent des mécanismes différents, se combinent dans AOWC. D'une

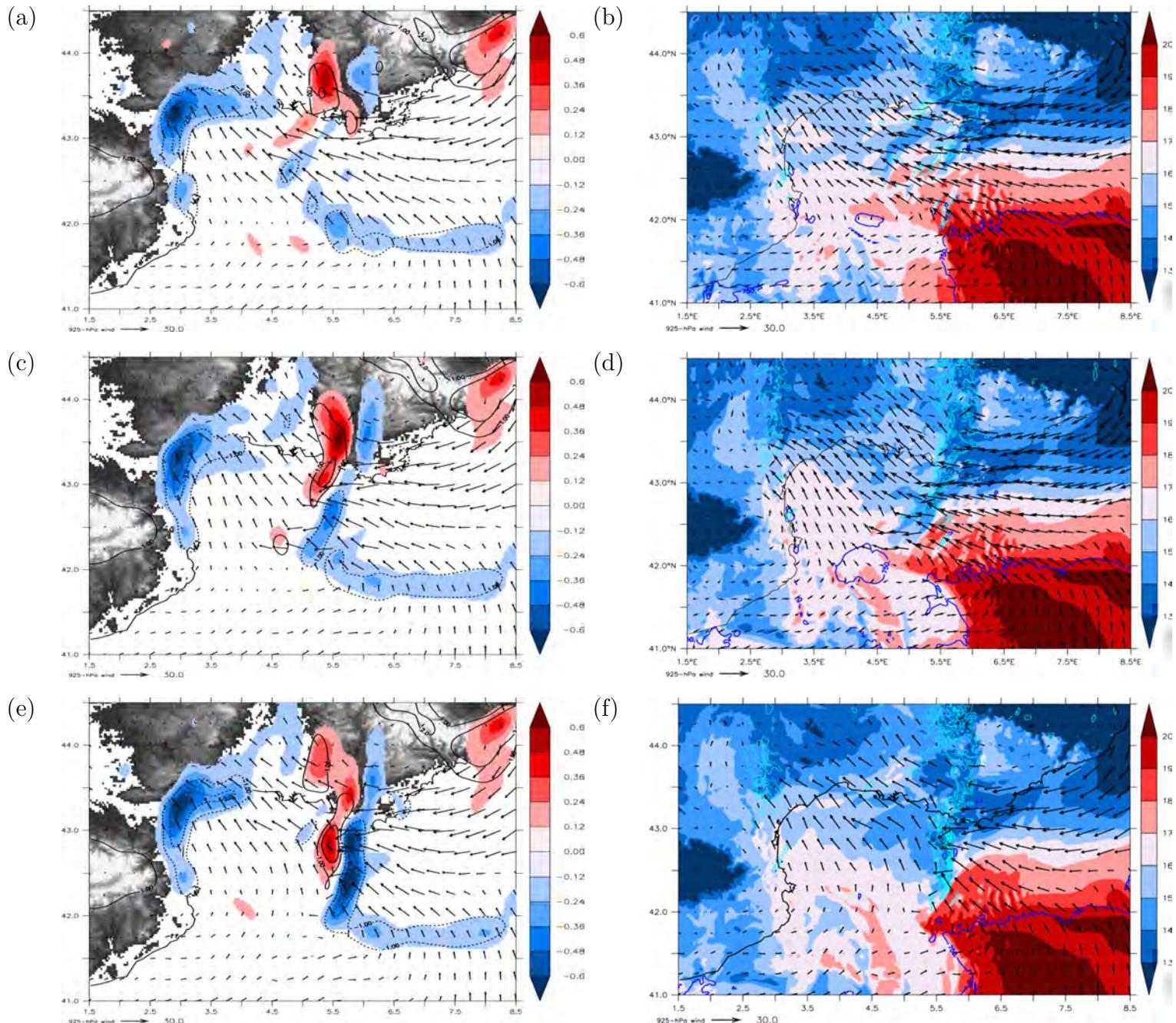
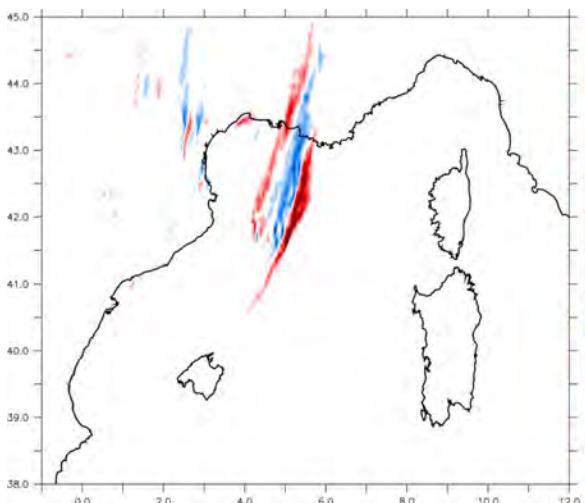


FIGURE III.2.13 – (a,c) Divergence des vents ($10^{-3}s^{-1}$) à 950 hPa, la vitesse vertical (Pa.s^{-1} , les contours noirs) à 950 hPa et le vent de surface à 925 hPa (m/s, flèches). (b,d) θ'_w à 925 hPa ($^{\circ}\text{C}$), CAPE ($>750 \text{ J/kg}$, ligne bleu foncé), et le vent de surface à 925 hPa (m/s, flèches) et les réfléctivités à 2000 m (dBz, ligne bleu clair). Le 14 octobre à 00UTC pour (a,b) AYSSTatl, (c,d) AOC et (e,f) AOWC.

(a) AOWC-AOC



(b) AOWC-AWC

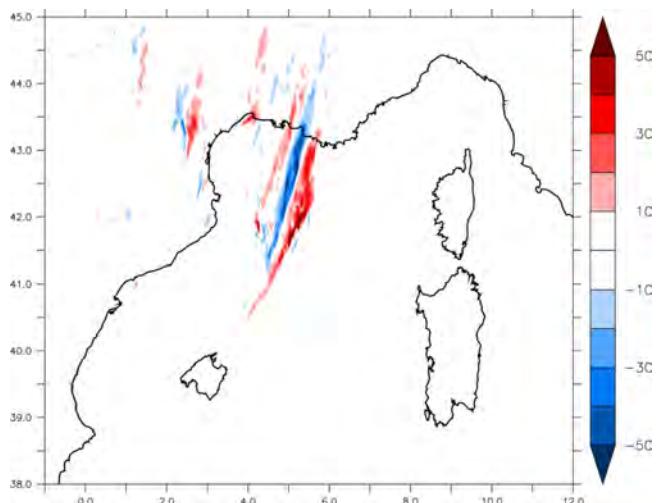


FIGURE III.2.14 – Différence de cumul 6h de précipitation (mm) le 14 octobre à 00UTC entre (a) AOWC et AOC et entre (b) AOWC et AWC.

part, l'ajout de l'océan interactif va permettre un apport en chaleur et en humidité plus important de part une évaporation plus importante et des flux de chaleur plus importants (Fig. III.2.8). Cela va entraîner une intensification du système en mer ainsi qu'un renforcement de la convergence (Fig. III.2.13). D'autre part, comme vu en Partie II le ralentissement du flux d'est lié aux vagues va décaler la localisation de la ligne de convergence et donc des précipitations. Ces résultats seront discutés plus amplement dans le Chapitre III.3.

III.2.4 Impact sur l'état de mer

Les prévisions ont également été analysées en termes de représentation de l'état de mer pour examiner les impacts du tri-couplage. Pour cela, nous avons comparé les résultats de AOWC (et AWC) aux observations déjà utilisées dans la Partie II.

Les scores calculés pour les paramètres de l'état de mer sont résumés dans le Tableau III.2.3. Peu de différences sur les scores de H_s et T_p sont obtenues en comparant AOWC à AWC, avec tout de même pour les bouées ancrées une réduction des biais et de la RMSE pour T_p dans AOWC, avec une légère baisse de la corrélation. L'évolution

Moored buoys						
	AWC			AOWC		
Parameter	Biais	RMSE	Corr.	Biais	RMSE	Corr.
H_s	-0.28	0.58	0.90	-0.22	0.61	0.89
T_p	-1.27	1.64	0.88	-0.87	1.34	0.85
Satellites						
H_s	-0.28	0.5	0.71	-0.28	0.5	0.72

TABLE III.2.3 – Tableau de scores calculés en comparaison avec les observations disponibles (bouées ancrées et satellites) des H_s (m) et T_p (s).

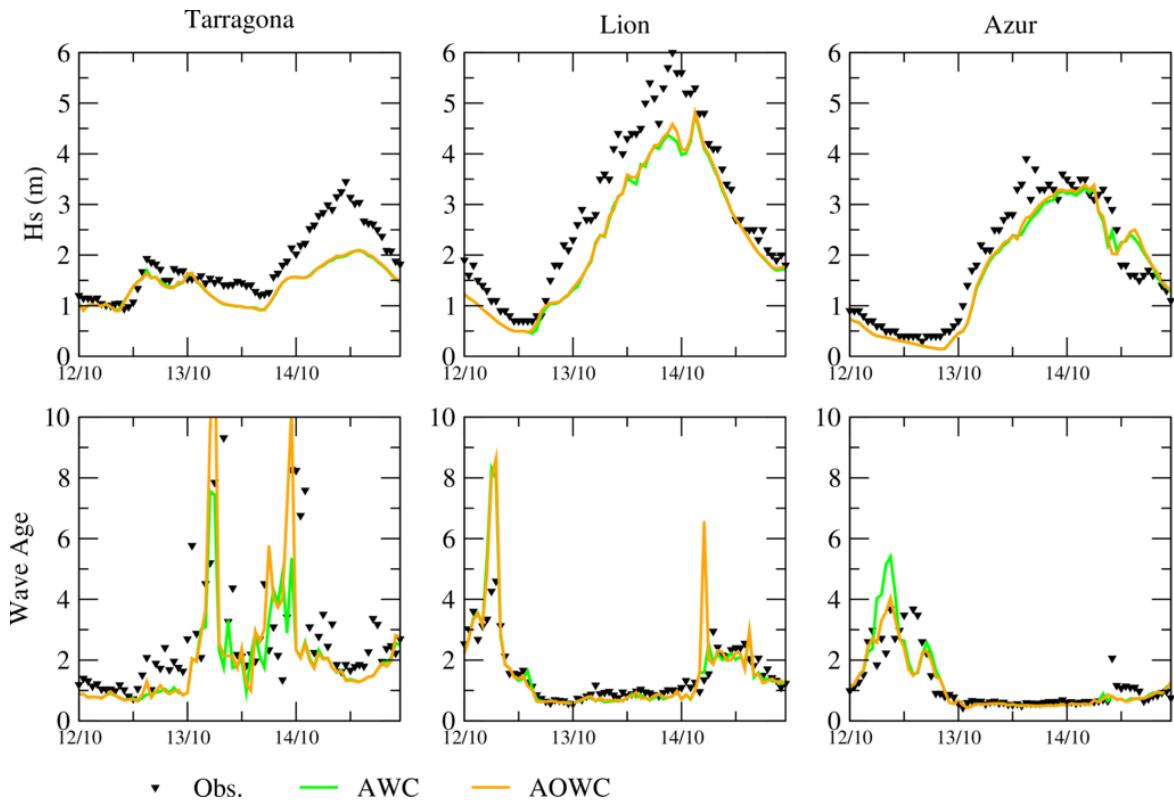


FIGURE III.2.15 – Evolution temporelle pendant l'événement (12 octobre 00UTC au 15 octobre 00UTC) de H_s (m) et de l'âge des vagues à trois bouées : Tarragona, Lion et Azur.

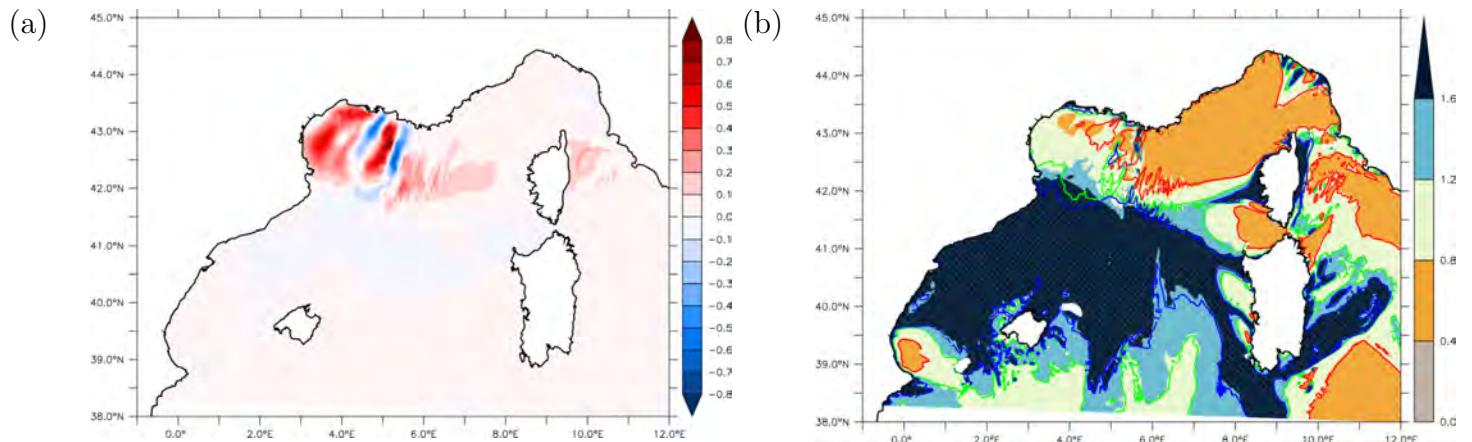


FIGURE III.2.16 – Le 14 octobre à 00UTC : (a) Différence de H_s entre AOWC et AWC; (b) L'âge des vagues simulé par AOWC, les contours représentent l'âge de vagues dans AWC (rouge : $\chi=0.8$, vert : $\chi=1.2$, bleu : $\chi=1.6$).

de l'état de mer au cours de l'événement est décrit pour les 3 bouées ancrées Tarragona, Lion et Azur en Figure III.2.15. Les H_s simulées dans AOWC et AWC sont très proches. Nous observons tout de même une tendance à l'augmentation des valeurs de H_s et T_p dans AOWC, avec par exemple pour $H_s \sim +20\text{--}40$ cm localement, particulièrement dans le golfe du Lion et le long de la Côte d'Azur. Cependant, en moyenne, dans ces zones cette augmentation est de l'ordre de 1 à 2%, ce qui, finalement, ne représente

pas une différence significative. Les différences de H_s sont les plus importantes autour 14 octobre à 00UTC, particulièrement sous le système convectif (Fig. III.2.16a). Nous remarquons un dipôle de différence de +/- 1 m correspondant en fait plutôt à un décalage des valeurs max de H_s lié au positionnement différent du MCS en mer à ce moment-là entre AOWC et AWC.

L'évolution de l'âge des vagues durant cette période montre également peu de différences entre les simulations (Figs. III.2.15 et III.2.16b). Les caractéristiques de l'état de mer restent donc les mêmes dans AWC et AOWC, avec une mer du vent (âge des vagues < 1) bien représenté à Lion et Azur.

III.2.5 Validation du compartiment océanique

Les résultats des simulations AOC, AOWC et AOWCc ont également été évalués concernant le compartiment océanique et plus spécifiquement la couche océanique superficielle.

S (psu)	tout	gliders	ARGOs	bouées	bateaux
tout	-0.026 [0.168]	-0.041 [0.177]	-0.025 [0.145]	0.019 [0.354]	-0.019 [0.141]
0-100m	-0.054 [0.246]	-0.281 [0.368]	-0.065 [0.234]	0.018 [0.355]	0.004 [0.174]
0-50m	-0.024 [0.236]	-0.267 [0.386]	-0.069 [0.273]	0.018 [0.355]	0.008 [0.173]
surface	-0.242 [0.437]	-0.092 [0.184]	-0.142 [0.336]	-0.270 [0.465]	-0.261 [0.261]

θ ($^{\circ}$ C)	tout	gliders	ARGOs	bouées	bateaux
tout	0.572 [1.309]	0.024 [0.537]	0.161 [0.835]	0.968 [1.654]	0.004 [0.491]
0-100m	1.003 [1.698]	0.212 [1.083]	0.584 [1.450]	1.350 [1.959]	0.155 [0.573]
0-50m	1.026 [1.767]	0.435 [1.540]	0.825 [1.778]	1.458 [2.097]	0.137 [0.536]
surface	0.737 [0.993]	-0.642 [0.819]	0.057 [0.746]	0.797 [1.008]	0.478 [0.478]

TABLE III.2.4 – Biais et écarts types (entre crochets) pour la simulation AOWC pour la salinité (S, psu) et la température (θ , $^{\circ}$ C), en fonction des plateformes de mesure et selon différentes couches considérées. Les scores pour les simulations AOC et AOWCc sont indiqués dans l'Annexe B.

Pour cela, les outils de validation mis au point par Salomé Antoine lors de son projet tuteuré (Antoine, 2019) ont été repris. Ainsi, les observations de température et salinité utilisées pour la validation ont été collectées sur les bases de données du service d'océanographie opérationnelle *Coriolis* (www.coriolis.eu.org) et du *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS, marine.copernicus.eu) et traitées par Salomé afin d'obtenir un jeu homogène pour toutes les plateformes considérées (profileurs ARGO et gliders, bouées ancrées et dérivantes, mesure en surface par thermosalinographes, profils CTD et XBT à partir de bateaux). A cela, nous avons ajouté les observations de salinité de surface et de température dans les 250 premiers mètres mesurées par les bouées ancrées de Météo-France, à Lion et Azur, et disponibles dans la base de données HyMeX (mistral.sedoo.fr/HyMeX/). Après traitement et homogénéisation, 14229 données de salinité et 30331 de température ont été considérées au total, ce qui constitue un très important échantillon en regard de la zone (NW MED72) et de la période d'étude (12 au 14 octobre 2016) considérées. La fraction d'observations dont la profondeur est comprise entre 0 et 100m est de 47% pour la salinité et de

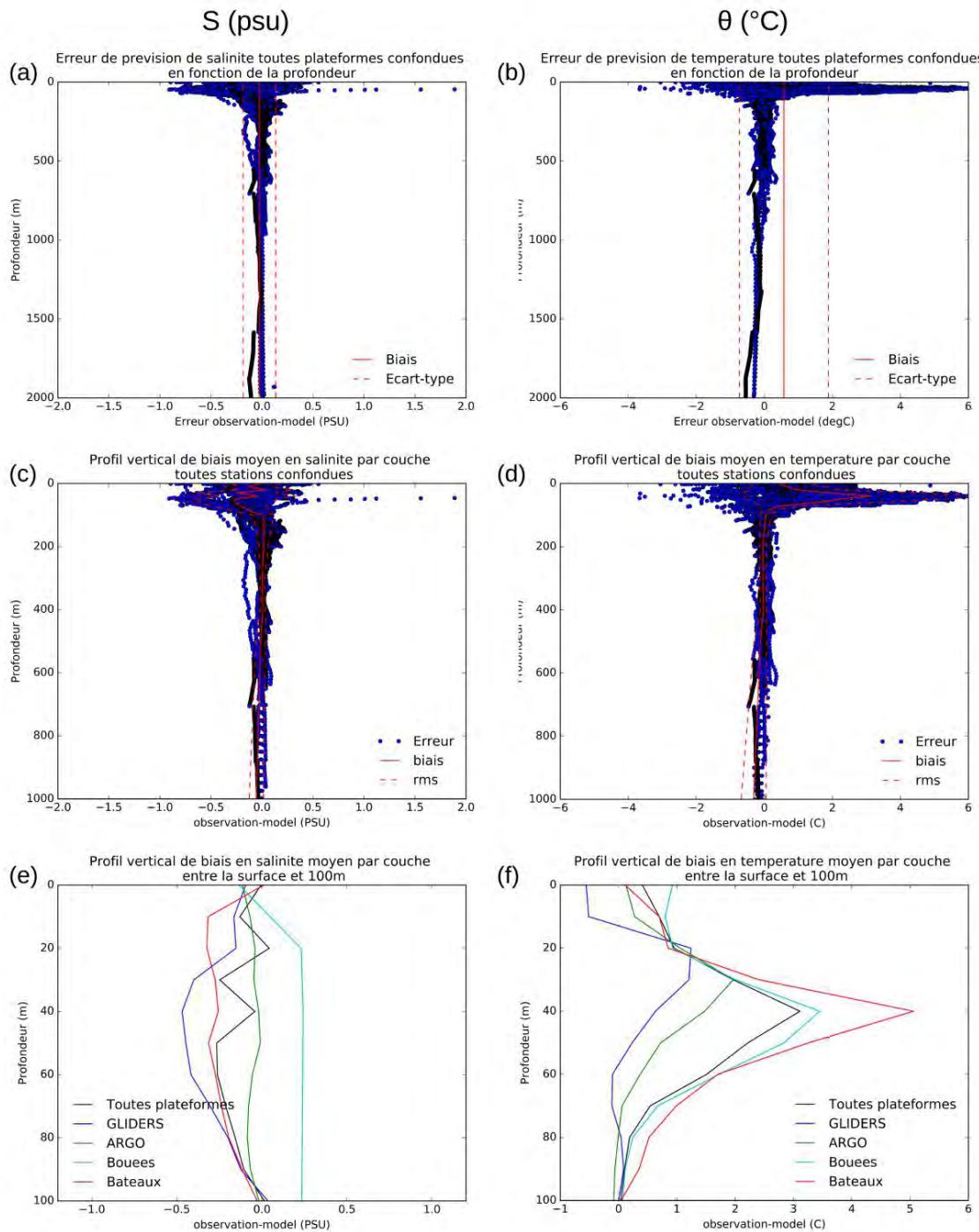


FIGURE III.2.17 – Distribution verticale des erreurs en salinité (a,c,e; en psu) et en température (b,d,f; en °C) pour la simulation AOC, toutes observations confondues. Dans (a,b) les lignes verticales rouges indiquent le biais moyen (\pm un écart type en pointillés). Dans (c,d) les lignes verticales rouges indiquent le biais en fonction de la profondeur (\pm un écart type en pointillés). (e,f) Synthèse des biais verticaux sur les 100 premiers mètres de profondeur en fonction des différentes plateformes de mesure considérées.

59% pour la température, ce qui permet de bien qualifier la représentation des eaux superficielles dans nos simulations.

Pour chaque donnée observée, nous avons colocalisé les valeurs simulées par le modèle NEMO. Spatialement, nous avons considéré le point du modèle le plus proche en termes de longitude/latitude et nous avons ensuite utilisé une interpolation sur la verticale (tout en écartant les incohérences liées à la bathymétrie). Temporellement, nous avons extrait les valeurs les plus proches (la résolution temporelle des sorties étant d'une heure) en considérant uniquement les prévisions de +1h à +24h d'échéance (pour chaque jour).

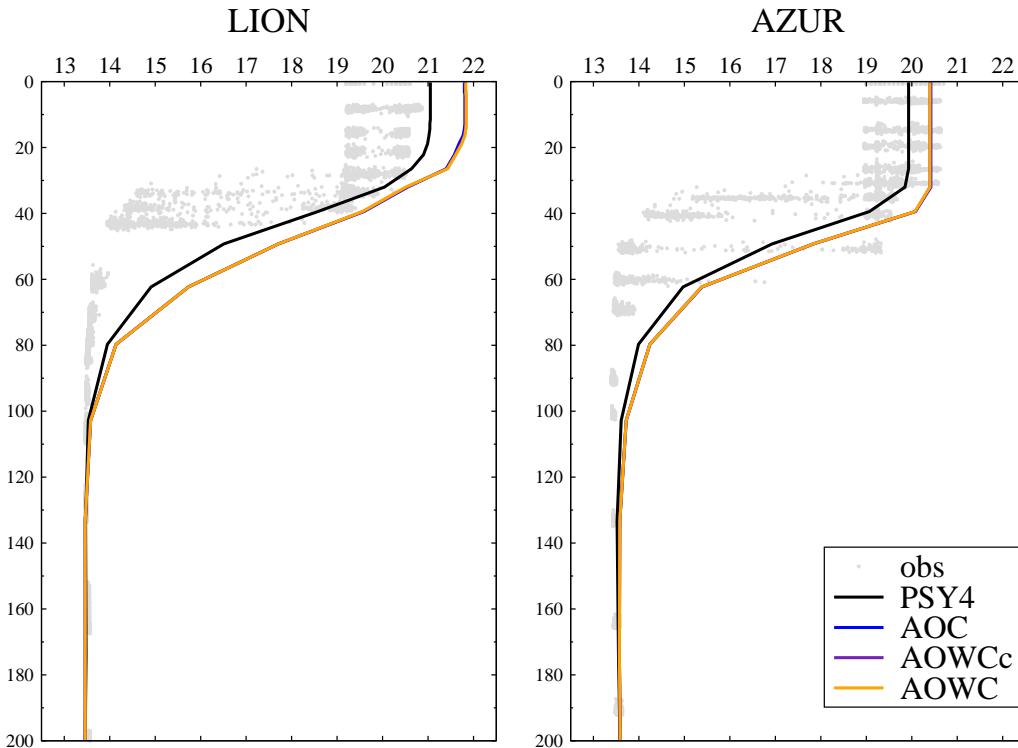


FIGURE III.2.18 – Profils océaniques de température ($^{\circ}\text{C}$) observés par les chaines de thermistances aux bouées Lion (à gauche) et Azur (à droite) entre le 12 et le 14 octobre et modélisés par AY, AOC, AOWC et AOWCc (moyenne pour la journée du 13 octobre). Les profils de température analysés par le système opérationnel PSY4 pour le 13 octobre sont indiqués en noir.

Les scores obtenus sont présentés dans le Tableau III.2.4 pour AOWC et en Annexe B pour AOC et AOWCc (Tabs. B.1 et B.2). Toutes les simulations montrent un biais total modéré positif en température (0.57°C) et quasiment nul en salinité (-0.02 psu). S'il on considère l'océan superficiel (0-100m), les biais sont plus importants (d'environ -1°C et -0.05 psu, respectivement).

La distribution verticale des erreurs, détaillée pour la simulation AOC dans la Figure III.2.17, montre que les caractéristiques thermohalines des eaux intermédiaires et profondes sont très bien représentées. Les erreurs les plus importantes sont situées entre 15 et 60 mètres de profondeur environ, avec des biais jusqu'à 6°C et -0.9 psu (Fig. III.2.17). Ces mêmes biais sont retrouvés pour les simulations tri-couplées AOWC et AOWCc (Annexe B, Fig. B.1). Ces fortes différences traduisent en fait un problème dans la représentation des gradients à la base de la couche de mélange qui sont positionnés plus profondément dans le modèle mais également sont plus lissés. La Figure III.2.18 qui compare les profils de température simulés aux points des bouées Lion et Azur montre en effet que la couche mélangée est plus épaisse et surtout que la

thermocline est moins marquée que dans les observations. Ce même défaut de thermocline [halocline] moins marquée est retrouvé dans les analyses du système opérationnel PSY4 ce qui permet de conclure que ce défaut est en fait très largement hérité de l'état océanique initial utilisé.

Globalement en surface, les biais sont modérés, compris typiquement entre -0.3 et 0.2 psu pour la SSS (Fig. III.2.17c) et entre -0.5 et 1°C pour la SST (Fig. III.2.17d). Cependant, les cartes de la Figure III.2.19 montrent que les biais sont inhomogènes spatialement, avec notamment une surestimation en température et salinité le long de la Côte d'Azur, ainsi que le long de la côte Catalane. Au sud et à l'ouest des îles Baléares, des biais importants sont obtenus, mettant en évidence certains problèmes du modèle pour représenter les tourbillons à méso-échelle particulièrement présents dans cette région (Fig. III.1.1). Ailleurs, au large, les biais apparaissent beaucoup plus faibles. Néanmoins, il est à noter que, malgré le nombre important d'observations utilisées, la zone du large est sous-échantillonée. Les résultats sont extrêmement similaires

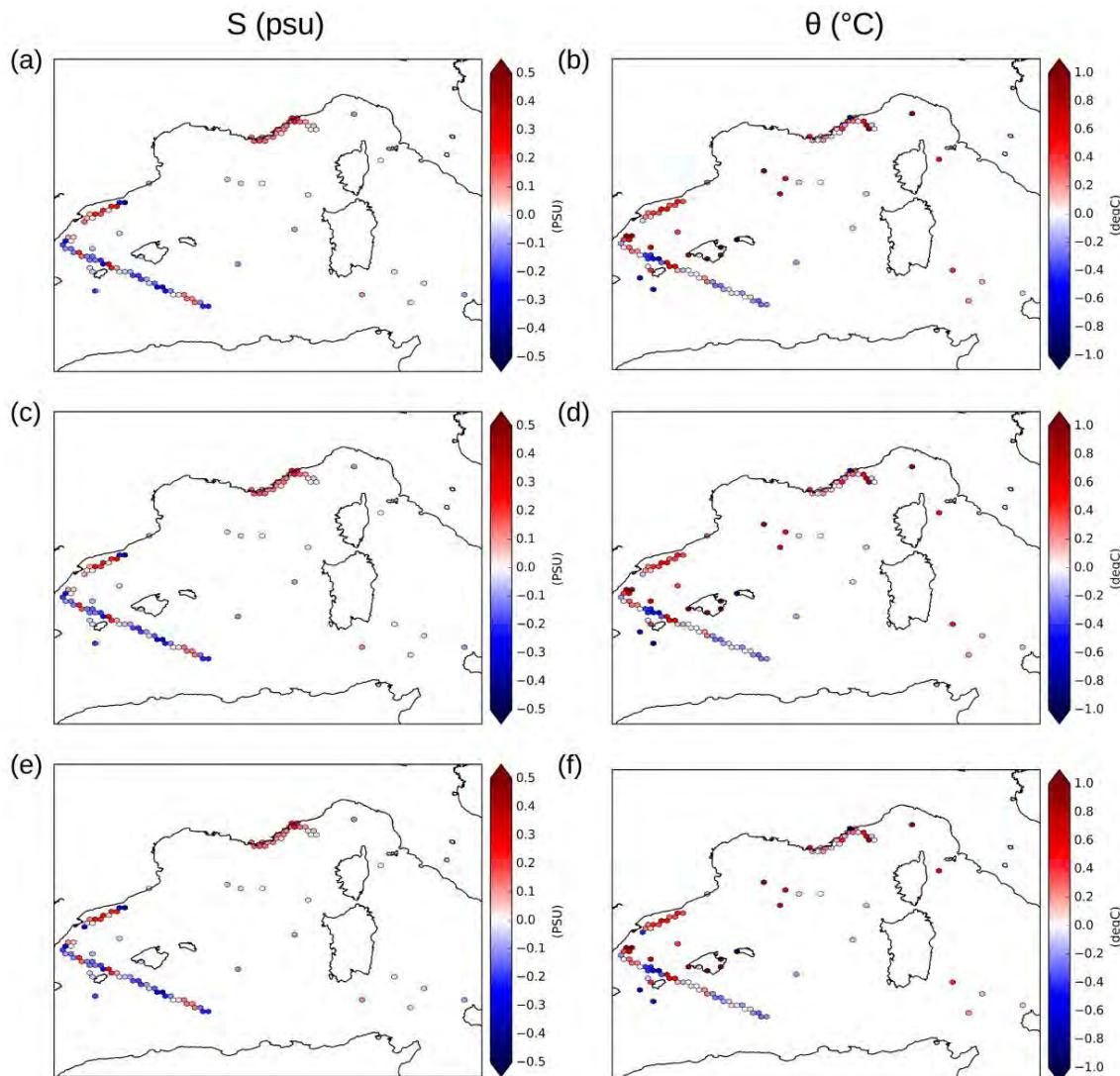


FIGURE III.2.19 – Carte synthétique des biais de surface en salinité (psu, à gauche) et en température (°C, à droite) pour les simulations AOC (a,b), AOWCc (c,d) et AOWC (e,f).

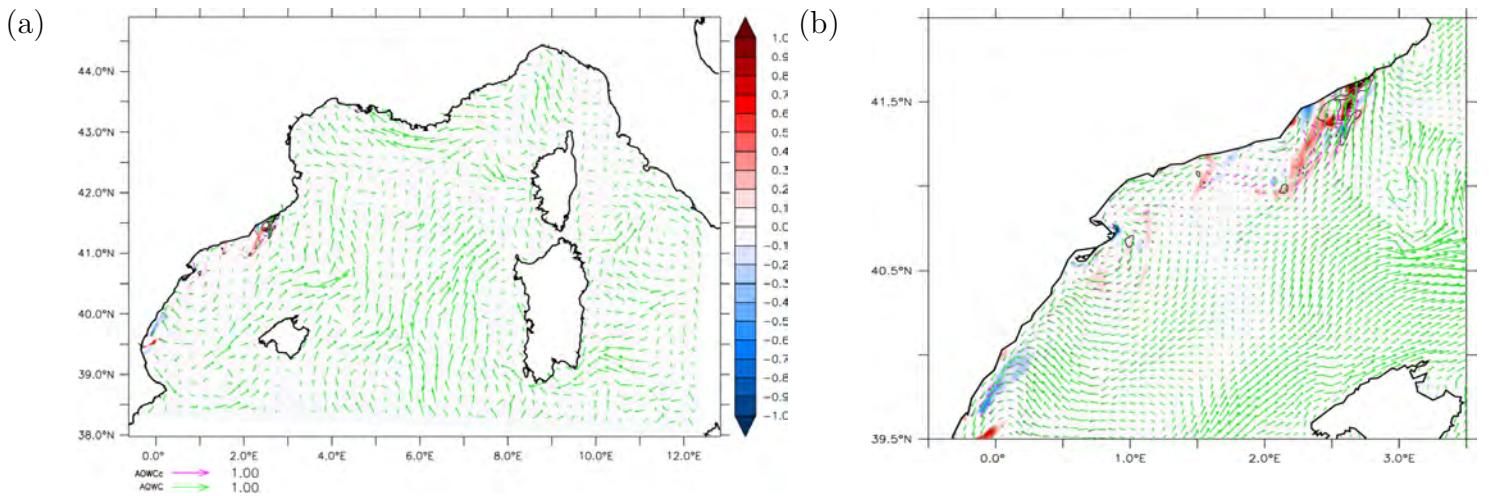


FIGURE III.2.20 – Différences de SST (en couleur) et de courant de surface (en contour noir pour des différences supérieures à $\pm 0,1\text{m/s}$) entre AOWC et AOWCc et pour le 13 octobre à 00UTC. Les vecteurs en vert [rose] représentent les courants de surface dans AOWC [AOWCc].

entre les différentes simulations. Sur les cartes, seuls les écarts aux observations près de l'embouchure de l'Ebre et en salinité à la bouée de l'*Operational Observatory of the Catalan Sea* (OOCS) située à 41.66°N-2.9°E apparaissent significativement changés entre AOWCc (Fig. III.2.19c) et AOWC (Fig. III.2.19e).

Enfin, les séries temporelles (non montrées), notamment en considérant les plateformes de mesure fixes continues, montrent que les biais sont homogènes dans le temps sur la période d'étude.

En résumé, en termes de prévision océanique, les expériences AOC, AOWC et AOWCc sont similaires, sauf exception très locale. Le principal défaut mis en évidence concerne ainsi une thermocline et une halocline pas suffisamment marquées à la base de la couche de mélange. Ce défaut est en fait hérité des conditions initiales, en raison soit d'une résolution verticale insuffisante dans PSY4 pour résoudre ces gradients forts à la base de la couche de mélange, soit de trop peu d'observations à fine résolution sur la verticale prise en compte dans l'assimilation. D'un autre côté, la pertinence des conditions initiales océaniques venant du système PSY4 est mise en évidence par le bon accord avec les observations des couches intermédiaires et profondes. La couche océanique de surface, directement concernée par le couplage, est plutôt bien représentée notamment au large et est finalement peu impactée par l'introduction du couplage vagues (en comparant les validations de AOWCc et AOC).

III.2.6 Impact du forçage des fleuves

Nous comparons ici les deux simulations tri-couplées AOWC et AOWCc qui diffèrent uniquement par le forçage du débit des fleuves appliqué à NEMO-NWMED72. Sur la prévision du 13 octobre, les conditions initiales océaniques sont identiques excepté tout près des embouchures des fleuves et le long des côtes de Catalogne. Ces différences de SST et de courants (Fig. III.2.20) sont la conséquence de légères différences pour la prévision du jour précédent (le 12 octobre) en termes de précipitation

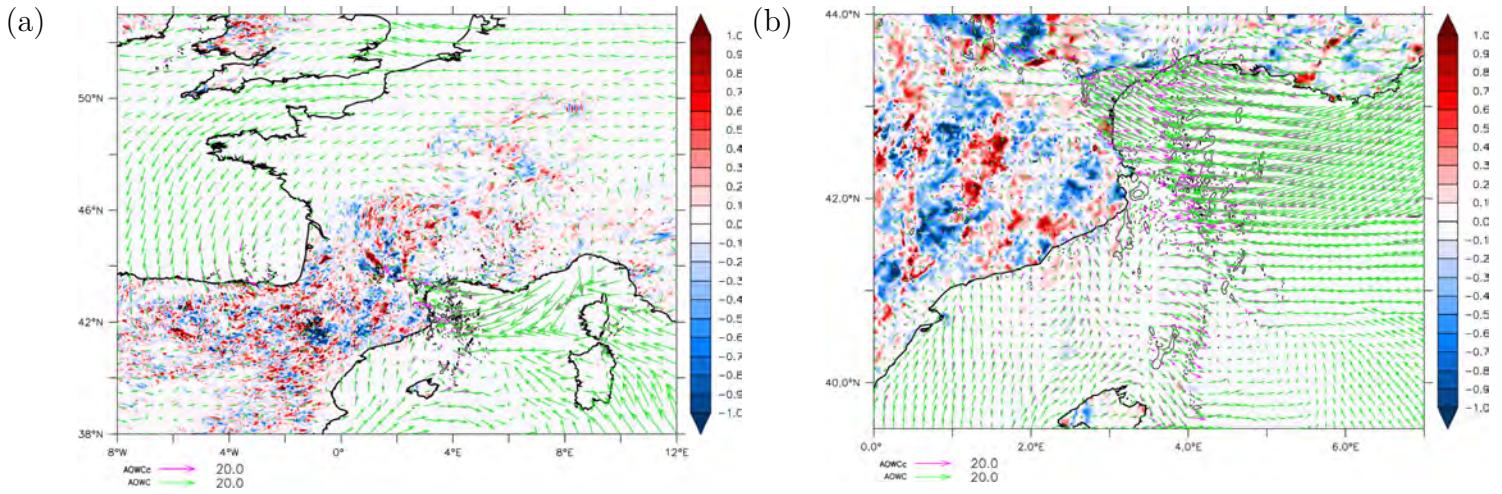


FIGURE III.2.21 – Différences de température de surface (en couleur) et de vent à 10m (en contour noir pour des différences supérieures à $\pm 2\text{ m/s}$) entre AOWC et AOWCc et pour le 13 octobre à 18UTC. Les vecteurs en vert [rose] représentent les vent à 10m dans AOWC [AOWCc].

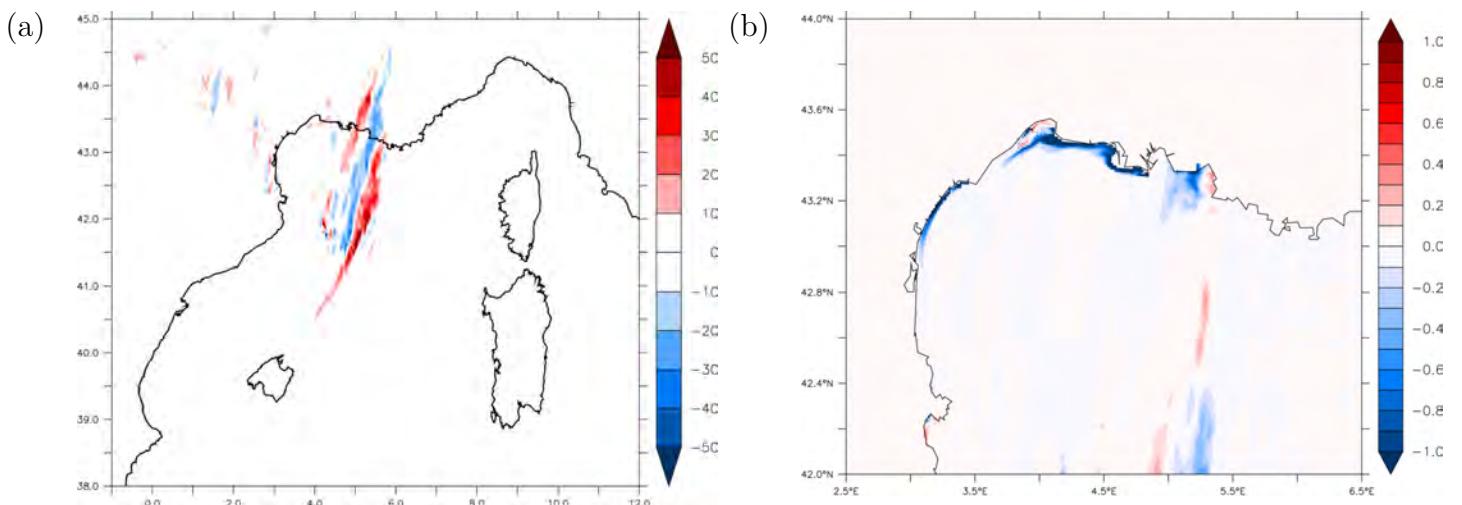


FIGURE III.2.22 – (a) Différence de cumul 6h de précipitation (mm) le 14 octobre à 00UTC entre AOWC et AOWCc; (b) Différence de SSS dans le golfe du Lion entre AOWC et AOWCc le 14 octobre à 00UTC.

dans cette région. Ces modifications initiales conduisent au cours de la prévision à perturber les champs de température de surface (sur le continent) et le vent en basses couches en particulier le vent faible cyclonique près des côtes catalanes (Fig. III.2.21). Le flux d'est est également perturbé. Ces modifications du vent changent finalement de manière significative la ligne de convergence en mer, et finalement la trajectoire (et l'intensité) du système convectif est modifiée (Fig. III.2.22a).

Bien qu'une comparaison plus détaillée des prévisions AWOC et AWOCc doit être réalisée, ce résultat montre qu'il existe des perturbations non-triviales du système tri-couplé et que les effets de leur propagation dans les différents compartiments restent à plus finement déterminer.

Comme dans la Partie I, la simulation AWOC montre une représentation plus

réaliste des pics de crue ce qui conduit à une baisse importante de la salinité de surface liée aux panaches de l'Aude, de l'Orb et de l'Hérault (Fig. III.2.22b).

III.3 | Discussions et conclusion

Ces travaux ont permis, à l'aide de tests de sensibilité aux différents couplages entre les compartiments océaniques, atmosphériques et vagues, de mettre en évidence les impacts sur la dynamique des basses couches et les échanges de chaleur. D'un côté, nous avons montré dans notre cas que la prise en compte des vagues dans les prévisions avait un impact significatif sur la rugosité de surface et l'intensité du vent de surface dans la région de vent fort avec la génération d'une mer du vent. De l'autre côté, la prise en compte d'un océan interactif a quant à lui eu un impact majeur sur les flux de chaleur. La SST plus chaude dans les simulations couplées a permis une extraction plus importante de chaleur et d'humidité de la mer par l'atmosphère et, comme conséquence, de renforcer la convergence en mer. Ces effets liés à l'océan et aux vagues ont entraîné des différences notamment sur la localisation des précipitations en mer.

Dans ces expériences nous avons utilisé la paramétrisation des flux turbulents de surface WASP, cependant il a été montré que le changement de paramétrisation avait un impact significatif sur les échanges de chaleur et les systèmes précipitants. Lebeaupin Brossier et al. 2008 ont montré que le changement de paramétrisation avait un impact sur les basses couches atmosphériques aussi important qu'une variation de la SST de plus d'1°C. Dans le but de quantifier et discuter les différences dues aux couplages en regard d'autres études notamment les différences obtenues par Rainaud et al. 2017 pour différentes SST et Sauvage et al. 2018a pour différentes paramétrisations nous avons mis en parallèle nos résultats avec les impacts lié à un changement de paramétrisation et à la SST utilisée de manière opérationnelle à Météo-France.

Pour cette analyse de sensibilité nous utiliserons des simulations en atmosphère seule uniquement, c'est-à-dire en utilisant uniquement le modèle AROME (/SURFEX). La simulation AY déjà présentée dans la Partie II utilisant la paramétrisation WASP (sans forçage de vagues, c'est-à-dire avec un âge des vagues estimé à partir du vent au premier niveau atmosphérique) sert ici de référence. En plus, nous avons réalisé deux autres simulations identiques (conditions initiales AROME et latérales ARPEGE, SST venant de PSY4) mais en utilisant pour l'une la paramétrisation utilisée en opérationnel ECUME et pour l'autre la paramétrisation COARE 3.0 (sans forçage de vagues et avec un coefficient de Charnock dépendant du vent (Hare et al., 1999)).

Les évolutions moyennes des flux turbulents de surface le long de la Côte d'Azur (Fig. III.3.1) confirment que le changement de paramétrisation impacte de manière très significative les flux de chaleur LE et H dans le régime de vent fort. En effet, comparé à WASP le flux de chaleur latente est en moyenne augmenté lors de l'utilisation de ECUME de 10 à 20%, respectivement en Phase I et II. Il en va de même pour le flux

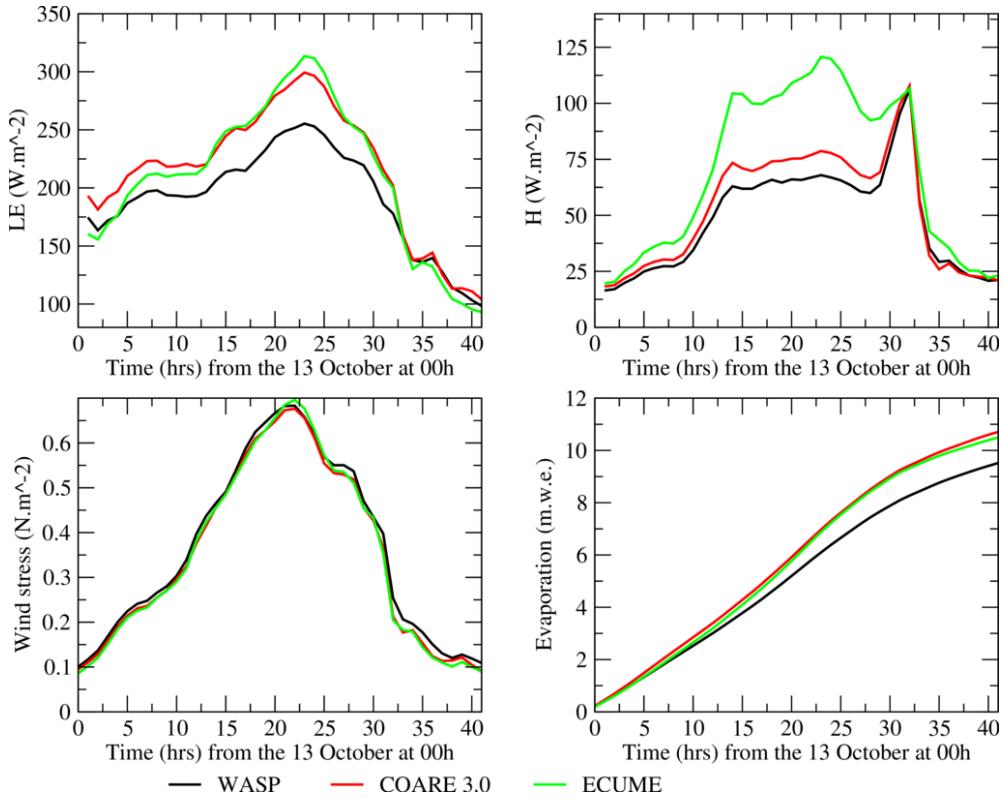


FIGURE III.3.1 – Evolution moyenne de LE (W.m^{-2}), H (W.m^{-2}), du stress (N.m^{-2}) et de l'évaporation cumulée (mètre équivalent eau) au cours de la prévision du 13 octobre pour les différentes simulations à Azur.

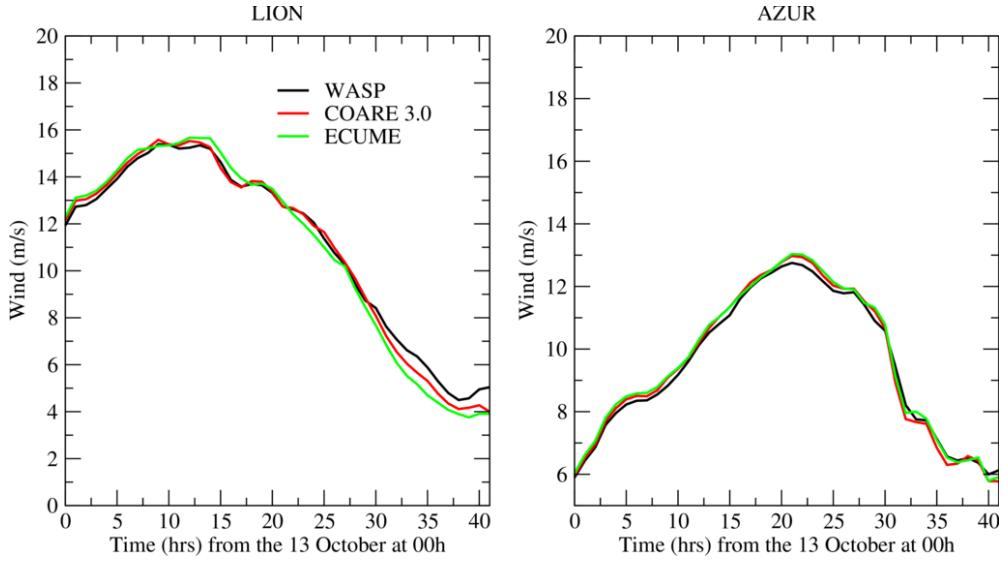


FIGURE III.3.2 – Evolution moyenne du vent de surface (m/s) au cours de la prévision du 13 octobre pour les différentes simulations à Lion et Azur.

de chaleur sensible qui lui est augmenté avec ECUME de 50 à 70%, respectivement en Phase I et II. Cette forte augmentation des flux de chaleur sensible avec l'utilisation d'ECUME a déjà été mis en évidence notamment par Rainaud et al. 2016 qui ont montré que les flux de chaleur sensible simulés avec ECUME étaient surestimés comparé à l'utilisation de COARE 3.0 qui produisaient des flux plus réalistes. Dans

	Zone 1 Hérault		Zone 2 Mer	
	Pic maximum (mm)	Cumul moyen (mm/km ²)	Pic maximum (mm)	Cumul moyen (mm/km ²)
WASP (AY)	273.4	58.8	214.1	42.25
ECUME	303.6	69.4	189.7	42.7
COARE 3.0	268.7	63.8	195.6	44
AYSSToper	255.4	58.8	216.3	43.7
ANTILOPE	287.9	73.2	348.2	51.6

TABLE III.3.1 – Comme le Tableau III.2.2 mais pour les simulations utilisant différentes paramétrisations des flux turbulents de surface.

notre cas, les flux simulés avec COARE 3.0 sont plus proches de WASP, cependant on notera tout de même une augmentation importante avec COARE 3.0 de LE et H (environ 12%) (Fig. III.3.1).

En conséquence, l'évaporation est elle aussi affectée par le choix de la paramétrisation des flux turbulents avec des valeurs plus élevées de 6 à 12 % avec ECUME et COARE comparé aux simulations avec WASP (Fig. III.3.1).

Le flux de quantité de mouvement n'est pas significativement modifié en moyenne par le changement de paramétrisation (Fig. III.3.1). Nous noterons tout de même une baisse du stress avec l'utilisation de ECUME et COARE 3.0, entre 2 et 4%. De la même manière l'intensité du vent de surface simulée par les différentes paramétrisations sont similaires avec des variations de seulement 1 à 2% (Fig. III.3.2).

Dans les différentes simulations le cumul maximum des précipitations sur 24h varie avec un cumul plus important sur l'Hérault en utilisant ECUME (303 mm) et plus important en mer en utilisant WASP (214 mm) (Tab. III.3.1). Nous pouvons voir sur la Figure III.3.3 que, bien que la valeur du cumul maximum sur 24h varie, sa localisation sur l'Hérault est identique pour toutes les simulations. Dans le cas du système en mer, nous observons plus de variabilité avec une localisation des maximums plus éparse pour les simulations montrant une forte sensibilité de ce système.

Les scores présentés en Figure III.3.4 montrent des résultats similaires en général pour des seuils de précipitations entre 0 et 50 mm. Pour des seuils supérieurs des différences plus larges apparaissent notamment entre ECUME et WASP avec un déclenchement de fausses alarmes (FAR) meilleur dans WASP mais avec cependant une meilleure probabilité d'occurrence des précipitations (POD) avec ECUME.

De même que le changement de paramétrisation des flux turbulents de surface, le changement de SST en Méditerranée impacte significativement les échanges de chaleur à l'interface air-mer. Pour cela, nous avons effectué une simulation atmosphérique seule (AYSSToper) identique à AY, excepté la SST qui provient de l'analyse AROME sur la Méditerranée et sur l'Océan Atlantique, ce qui correspond à la SST utilisée de manière opérationnelle à Météo-France. La Figure III.3.5a représente la différence de SST en Méditerranée entre AYSSToper et AY. Nous remarquons que dans nos zones d'intérêts, le golfe du Lion et le long de la Côte d'Azur, la SST dans AYSSToper est plus chaude allant jusqu'à 1 °C localement. En comparant AYSSToper avec AY et AYSSTatl, nous observons une augmentation en moyenne des flux de chaleur latente (+11%), des flux de chaleur sensible (+17%) ainsi que de l'évaporation (+11%, Fig. III.3.5b) dans AYSSToper, particulièrement le long de la Côte d'Azur durant les Phases I et II lorsque les flux sont maximums. Ces résultats se rapprochent des ordres de grandeurs de l'impact du changement de paramétrisation, particulièrement pour LE et l'évaporation. A noter que nous observons une très légère hausse du flux de quantité

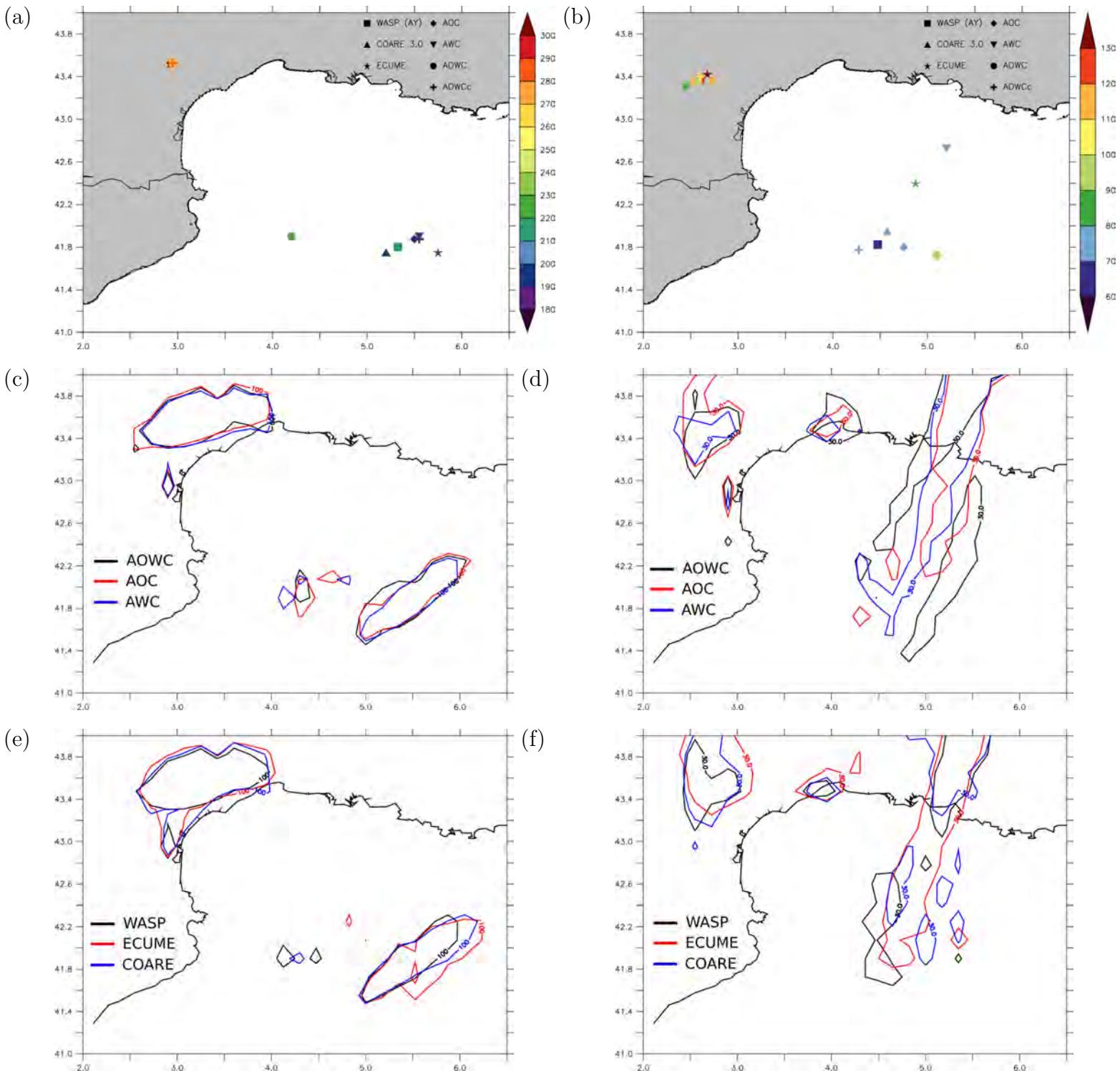


FIGURE III.3.3 – Localisation du cumul maximum (a) 24h et (b) 6h des précipitations (mm) le 14 octobre à 00UTC avec les contours des cumuls respectifs du cumul (c,e) 24h (100 mm) et (d,f) 6h (30 mm).

de mouvement dans AYSSToper (+2%). Le cumul 24h maximum des précipitations le 14 octobre à 00UTC est quant à lui peu modifié avec une valeur de 216 mm en mer et de 255 mm sur l'Hérault. Les scores de probabilités sur les précipitations s'avèrent être moins bons pour des seuils de précipitations moyens entre 0 et 50 mm dans AYSSToper

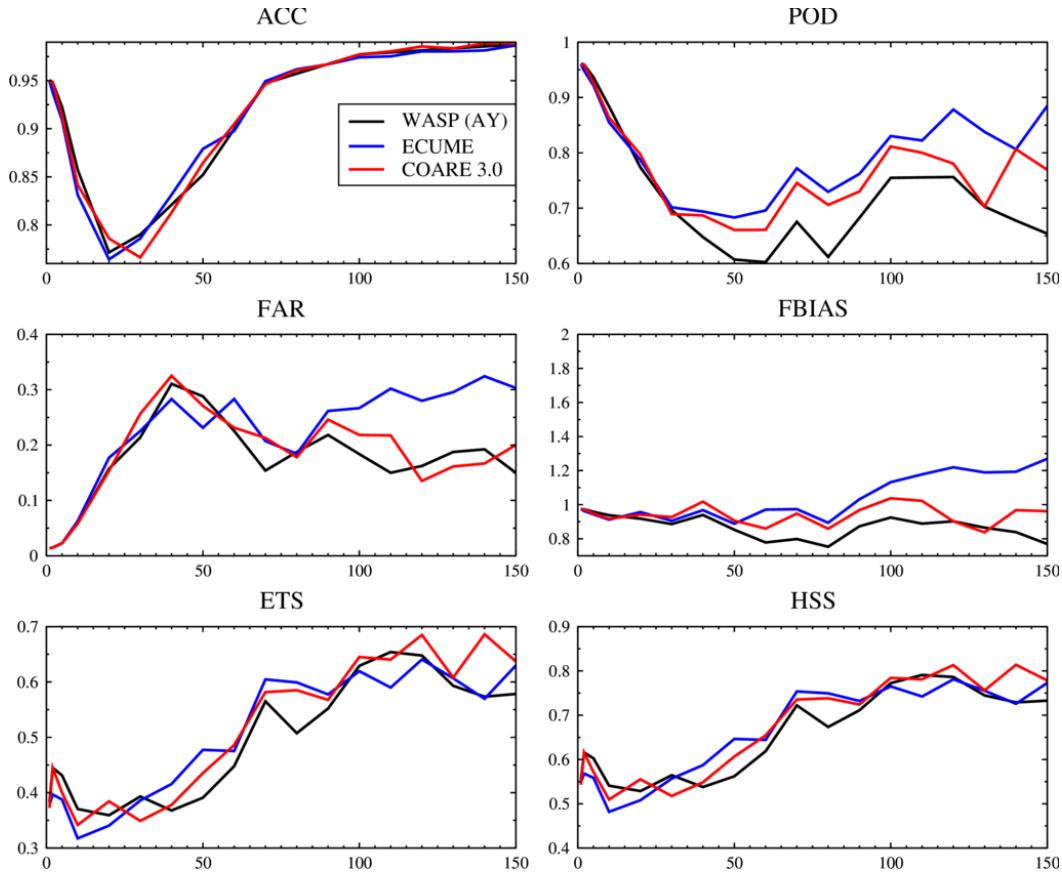


FIGURE III.3.4 – Différents scores calculés à partir du cumul de précipitation en 24h le 14 octobre à 00UTC pour différents seuils de précipitations selon les différentes simulations.

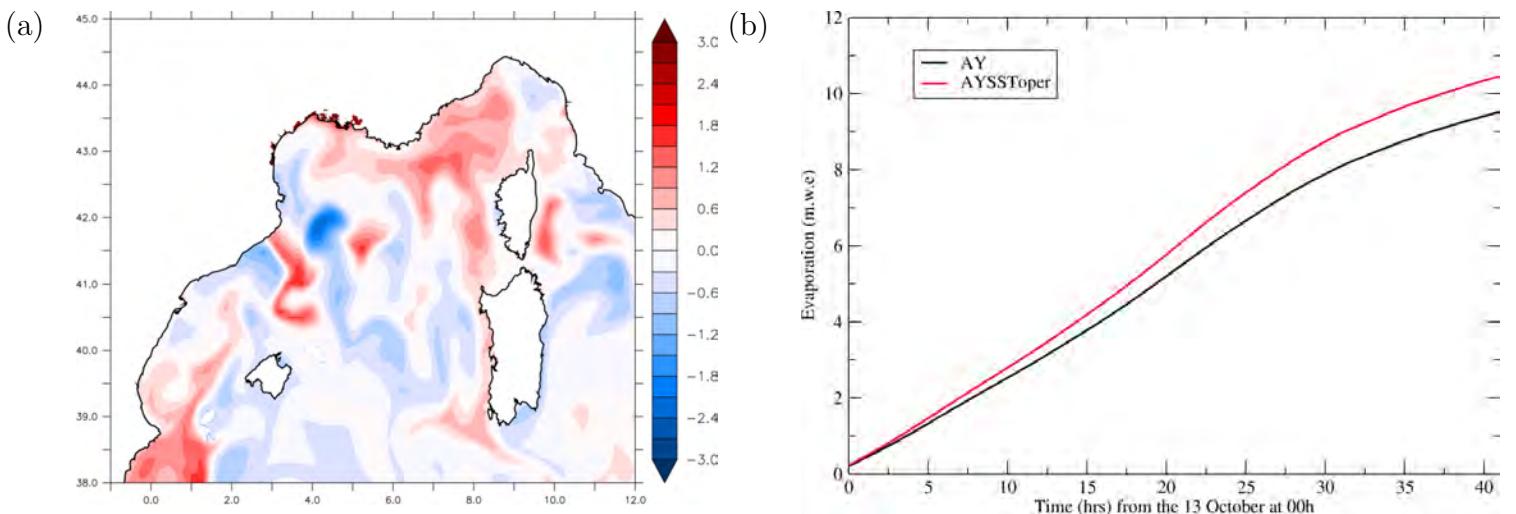


FIGURE III.3.5 – (a) Différence de SST ($^{\circ}\text{C}$) entre AYSSToper et AY sur la Méditerranée le 13 octobre et (b) Evolution moyenne de l'évaporation cumulée (mètre équivalent eau) au cours de la prévision du 13 octobre pour AYSSToper et AY à Azur.

(non montré).

En résumé, l'effet du changement de paramétrisation semble jouer comme un changement de SST (+/- 1°C) ou comme le couplage océan en modifiant l'alimentation des

basses couches en chaleur et humidité. En effet, les variations des cumuls 24h de précipitations (Tab. III.3.1) sont semblables avec celles trouvées précédemment avec le couplage océanique (Fig. III.2.2). Les différences de localisation des précipitations en mer semblent être également du même ordre de grandeur (Fig. III.3.3). Cependant, pour des seuils de précipitations importants (>100 mm) nous observons plus de variabilité engendré par le changement de paramétrisation que par les différents couplages (Figs. III.2.11 et III.3.4).

Que ce soit avec le couplage dans AOC et AOWC ou avec le changement de paramétrisation des flux turbulents de surface, nous observons durant notre événement des flux de chaleur plus intenses, cependant le changement de paramétrisation semble avoir un effet important qui doit être vérifié en mode couplé. Nous avons vu précédemment, notamment avec ECUME que l'augmentation des flux pouvait aller jusqu'à +70% pour H alors qu'avec le couplage les flux augmentaient jusqu'à environ +11%.

L'effet sur la dynamique des basses couches apparaît limité au couplage (ou forçage) avec les vagues. En effet, seules les simulations AWC et AOWC ont montré un impact significatif sur le stress et l'intensité du vent de surface, avec par exemple une diminution de l'intensité du vent dans la zone de vent fort le long de la Côte d'Azur jusqu'à -8% alors que les changements de paramétrisations entraînent peu de différence ($< +/-2\%$). Néanmoins, nous avons, d'une part, réalisé des expériences couplées en utilisant la même paramétrisation des flux, faute de temps nous n'avons pas réalisé d'autres expériences couplées avec COARE et des différentes options de prise en compte des vagues par exemple.

D'autre part, nous avons réalisé les expériences de couplage/forçage vagues (AWF/AWC) en amont des expériences couplées AOC/AOWC ce qui fait que les SST initiales (le 12 oct) sont proches mais pas identiques. Enfin, les résultats obtenus doivent être examinés pour d'autres cas afin de quantifier plus largement les effets des couplages.

Pour conclure, nous avons vu que le système sur l'Hérault était peu sensible aux couplages majoritairement car contrôlé par le phénomène de soulèvement orographique avec une localisation bien définie. Ceci explique le peu de différence trouvée en termes de localisation des précipitations simulées dans cette zone dans les différentes expériences.

De plus larges différences ont été trouvées pour le système en mer. Les effets directement liés au couplage avec l'océan, jouent principalement sur l'alimentation du système, tandis que le couplage avec les vagues, joue sur la dynamique du vent d'est. Lié à la convergence des flux en basses couches, le système en mer est plus sensible aux modifications apportées par les différents couplages (ou aux changements de paramétrisations). Ces modifications dans la ligne de convergence ont induit des changements en termes d'intensité et de localisation (décalage) des précipitations en mer. Des conséquences indirectes sont apparues entre les simulations, avec notamment de larges différences dans le golfe du Lion, en aval du MCS en mer, dues au déplacement et à l'évolution des cellules convectives différente du système précipitant.

Dans le futur, la hiérarchisation des effets doit être réalisé : Pour cela la simulation tri-couplée doit être effectuée en premier lieu puis doit fournir les conditions initiales océanique, de vagues et atmosphérique pour les simulations bi-couplées ou forcées.

Nous avons enfin mis en évidence l'importance de l'initialisation (océanique) de la simulation tri-couplée grâce à la comparaison des expériences AOWC et AOWCc.

La propagation des différences initiales dans le temps et dans l'espace a provoqué des différences sur l'évolution du système en mer. Il serait intéressant d'analyser plus finement ce type de perturbations dans le système tri-couplée, qui en se propageant, peuvent engendrer des différences dans les différents compartiments impliqués.

Conclusion générale et perspectives

La Méditerranée occidentale est régulièrement touchée par des épisodes fortement précipitants accompagnés de vents violents et pouvant provoquer de fortes vagues ainsi que d'importantes inondations dues aux phénomènes de "crues éclairis". Les enjeux humains et matériels liés à la prévision de ces événements sont cruciaux. Un état de l'art des connaissances nous a permis de mettre en évidence l'importance du rôle de la Méditerranée durant ces événements au travers de processus intenses à l'interface air-mer. La mer Méditerranée encore chaude en automne joue notamment le rôle de réservoir de chaleur et d'humidité permettant d'alimenter les systèmes convectifs. Le long des côtes l'apport d'eau douce des fleuves en crue à un impact local sur la circulation et la surface océaniques. De plus, les régimes de vents forts accompagnant ces systèmes précipitants peuvent générer une mer du vent qui va favoriser l'extraction de quantité de mouvement depuis la mer vers l'atmosphère.

Dans le but d'améliorer la prévision intégrée de ces épisodes méditerranéens, il est nécessaire de mieux représenter les différentes interactions air-mer. Afin de répondre à cette problématique la méthodologie mise en place a consisté dans un premier temps à s'intéresser à la manière de représenter le forçage des fleuves dans le modèle d'océan NEMO, notamment pendant la SOP1 de la campagne HyMeX. Puis, dans un deuxième temps nous avons étudié au travers du couplage vagues-atmosphère l'impact de la prise en compte de l'état de mer lors d'un cas d'épisode méditerranéen en octobre 2016. Finalement, à l'aide du système couplée océan-atmosphère-vagues nous avons pu quantifier les différents apports du couplage sur la prévision.

Impact de la représentation des fleuves

Les simulations océaniques NEMO haute résolution, WMED36 ($1/36^\circ$) et NW-MED72 ($1/72^\circ$), sur la Méditerranée occidentale nous ont permis de tester différents types de forçages de débits : une climatologie mensuelle et des observations journalières et horaires. Nous avons comparé dans un premier temps nos champs de SST et SSS simulés à des observations océaniques *in-situ* (*i.e.* bouées ancrées, bateaux) et satellites. Cette validation a montré que nos simulations océaniques représentaient en moyenne assez bien la surface océanique. Nous notons tout de même une tendance à la sous-estimation de la SSS et à la surestimation des variations diurnes de la SST. Cette réponse océanique est fortement liée au forçage atmosphérique et a pu être intensifié du fait du raffinement des niveaux verticaux proches de la surface dans NW MED72 (par rapport à WMED36).

L'analyse de sensibilité au forçage des débits a montré une forte réponse de la surface océanique. Notamment, avec l'utilisation des observations de débits, nous observons une diminution significative de la SSS aux alentours des embouchures, particu-

lièrement lors des pics de crues. Les observations journalières ou horaires permettent de représenter les pics de crues et donc de mieux représenter les effets sur l'océan de ces larges et rapides apports d'eau douce. L'extension du panache du fleuve est également impactée en montrant plus de variabilité et pouvant s'étendre jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de son embouchure. Nous observons également que la baisse de SSS entraîne une réduction de la profondeur de la couche de mélange océanique accompagnée d'une halocline bien marquée. Nous notons également une baisse de la SST localement, proche des embouchures. En effet, devenue plus fine, la couche de mélange océanique est fortement sensible au forçage atmosphérique et les variations de SST à un même forçage atmosphérique sont amplifiées. De plus, une augmentation de l'élévation de surface est observée lors de l'utilisation des observations de débits, ce qui a notamment pour effet d'intensifier les courants de surface dans cette zone.

Impact de la prise en compte de l'état de mer

Afin d'étudier l'impact de la prise en compte de l'état de mer, nous nous sommes intéressé à un épisode méditerranéen survenu entre le 12 et le 14 octobre 2016, caractérisé par un fort vent le long des côtes françaises et des phénomènes de vagues-submersion dans le golfe du Lion. Grâce à des simulations atmosphériques AROME, incluant une nouvelle paramétrisation des flux turbulents de surface WASP, forcée ou couplée avec le modèle de vagues WaveWatchIII, nous avons pu analyser le déroulement de cet épisode. Cet événement est caractérisé par la formation de deux systèmes convectifs dans le sud de la France et en mer. Le premier, dans la région de l'Hérault, est principalement déclenché par un phénomène de soulèvement orographique sur les contreforts des Cévennes et alimenté par un fort flux d'est. Le second en mer et déclenché par la convergence des flux de basses couches entre un flux de sud chaud et humide et un flux plus froid et sec à l'est en provenance des Alpes. Le flux d'est est caractérisé par des vents très forts, le long de la Côte d'Azur et dans le golfe du Lion, et par la formation sur son passage d'une mer du vent. C'est dans cette zone qu'on retrouve également les flux de chaleur les plus intenses.

Dans un premier temps, nous avons validé nos différentes expériences à l'aide d'observations de bouées ancrées, de stations côtières, de produits satellitaires d'altimétrie et du produit ANTILOPE pour les cumuls de précipitations. Nos simulations représentent en moyenne assez bien les basses couches de l'atmosphère et les caractéristiques de l'état de mer. Nous notons tout de même une sous-estimation des paramètres de l'état de mer, H_s et T_p . La localisation des deux systèmes est bien représenté, de même que les cumuls 24h qui sont proches de ceux observés.

Une analyse de sensibilité nous a permis de mettre en évidence que la prise en compte de l'état de mer dans le calcul des flux turbulents de surface avait un impact significatif sur la rugosité de surface et ce, particulièrement sous le vent fort le long de la Côte d'Azur où une mer du vent est générée. Ceci, a pour effet d'augmenter significativement le coefficient de traînée et la quantité de mouvement dans cette zone et conduit à une importante diminution du vent près de la surface sur une large zone le long de la Côte d'Azur. De plus, un décalage spatial des précipitations en mer de quelques dizaines de kilomètres plus à l'est est obtenu lorsque l'état de mer est pris en compte. Cette différence est principalement la réponse du ralentissement du vent d'est dû aux vagues en amont du système en mer.

Finalement, l'impact du couplage atmosphère-vagues, en comparaison avec le forçage par un champ de vagues, a montré des effets moindres sur les paramètres atmosphériques mais une diminution assez importante des H_s et T_p dans l'expérience couplée liée aux rétroactions du vent sur l'état de mer. En ce qui concerne les échanges de chaleur, il apparaît que sur ce cas les vagues n'impactent pas de manière significative les flux de chaleur latente et sensible.

Apport de la modélisation couplée océan-atmosphère-vagues

Afin de quantifier les apports des différents couplages, un ensemble de simulations bi-couplées et tri-couplées ont été réalisées sur ce même épisode de mi-octobre 2016. L'analyse de sensibilité a permis de mettre en évidence l'importance du couplage avec les vagues sur la dynamique des basses couches atmosphériques. En effet, le ralentissement du vent le long de la Côte d'Azur opéré dans AWC est conservé dans les mêmes proportions dans l'expérience tri-couplée AOWC. Comparé à ces résultats, le couplage avec un océan interactif semble n'avoir que peu d'impacts sur le flux de quantité de mouvement et sur le vent de surface. Le couplage avec l'océan joue par contre un rôle important sur les échanges de chaleur. L'océan plus chaud dans AOC permet une extraction de chaleur et d'humidité plus importante et va donc venir modifier l'alimentation des systèmes convectifs fortement précipitants. Cela a également un impact de renforcement de la ligne de convergence en mer avec la mise en place d'un système mieux organisée.

La validation du compartiment océanique avec des observations *in-situ* a montré une bonne représentation de la couche océanique superficielle et n'a pas montré d'impact significatif avec l'ajout du couplage avec les vagues dans AOWC. La validation du compartiment vagues, en comparant AWC et AOWC, a montré également peu de différences bien que nous observons une réduction des biais (et de RMSE pour T_p) dans la simulation AOWC.

En ce qui concerne le système précipitant sur l'Hérault nous observons une faible variabilité au travers des différentes simulations qui peut être expliquée par son mécanisme de déclenchement qui est principalement contrôlé par le soulèvement orographique. Le système en mer montre une plus grande sensibilité au couplage avec notamment les déplacements de la ligne de convergence induisant des différences d'intensité et de localisation du MCS.

Perspectives

Nous avons montré qu'une meilleure représentation des fleuves et des pics de crues pouvaient avoir un impact significatif sur la surface océanique. Nous avons mis en évidence des réponses océaniques rapides sur la température et la salinité en surface par effet de stratification et sur les courants, qui peuvent à leur tour impacter les basses couches atmosphériques. Par ailleurs, la réalisation de deux expériences tri-couplées différant seulement par le forçage de débits de fleuves a mis en évidence que des perturbations des structures océaniques fines pouvaient se propager de manière non-triviale dans les différents compartiments et finalement impacter la prévision météorologique.

D'autres études doivent être plus finement conduites pour examiner la propagation des incertitudes dans un système couplé au travers d'expériences d'ensemble et en examinant un plus grand nombre de cas et d'autres situations météorologiques.

Dans le but de progresser vers la prévision intégrée des compartiments océan-atmosphère-hydrologie, une des perspectives évoquées est l'approche de modèle boîtes pour gérer les estuaires et les processus fine-échelle qui s'y produisent. La possibilité d'utiliser un module de routage en ligne est également à examiner, notamment le potentiel de l'utilisation de CTRIP telle que permise par l'interface de couplage SURFEX-OASIS.

Au cours de cette étude, nous avons vu également que le changement de résolution entre les deux configurations océaniques permettait l'apparition de structures océaniques plus fines (*i.e.* tourbillons méso-échelle), notamment proche des côtes. Il serait intéressant d'examiner plus en détail ces effets liés au changement de résolution et de bathymétrie par exemple dans un cadre d'intercomparaison de modèles océaniques, mais aussi d'évaluer les effets de la résolution océanique sur la prévision couplée.

Nous avons mis au point un système tri-couplée océan-atmosphère-vagues à résolution kilométrique entre AROME, NEMO et WaveWatchIII, en portant une attention particulière sur les flux turbulents à l'interface de manière à ce qu'ils soient cohérents pour les trois compartiments. Néanmoins, dans nos simulations tri-couplées, les interactions océan-vagues n'ont pas été prises en compte. Il serait intéressant de mener d'autres expériences en prenant également en compte ces interactions. En effet, il a été démontré que les vagues favorisent le mélange vertical dans la couche océanique superficielle, réduisant les biais de température de surface et de sub-surface (*e.g.* Breivik et al., 2015). Dans le cas de cyclones tropicaux, Aijaz et al., 2017 a par exemple montré que le mélange induit par les vagues provoquait un refroidissement significatif de la SST et un approfondissement de la couche de mélange pouvant alors impacter l'intensité du cyclone. Staneva et al., 2016 et Wu et al., 2019 ont aussi montré avec des études de sensibilité en mer du Nord et en mer Baltique que prendre en compte l'effet des vagues sur l'océan améliorait la température de surface, la circulation et la hauteur du niveau de la mer. Wu et al., 2019 montre également que la prise en compte des vagues modifiait la fréquence d'occurrence des upwelling côtiers. Bertin et al., 2012 montre aussi que sur le cas de la tempête Xynthia en 2010 que l'effet de surcote est amplifié en présence d'une mer du vent. L'utilisation dans notre système du coupleur OASIS permet d'envisager rapidement l'insertion du couplage entre NEMO et WW3. En particulier, ce couplage intégrant de récents développements dans la physique du modèle NEMO a tout récemment été validé au travers d'une étude de sensibilité de modélisation globale par Couvelard et al., 2019.

Finalement, les résultats de la thèse ont contribué à valider la nouvelle paramétrisation des flux turbulents WASP. Cependant nous l'utilisons ici seulement pour un cas d'étude sur une courte période de temps. D'autres études doivent être réalisées pour valider pleinement l'apport de cette paramétrisation et ce, particulièrement en régime de vent fort.

Plus largement, la question du rôle des processus couplés apparaît comme pouvant dépendre du choix de la paramétrisation des flux et notre protocole de simulations couplées en n'utilisant qu'une paramétrisation n'a pas permis d'écartier complètement cette question. Afin de mieux identifier, comprendre et hiérarchiser les effets des processus couplés sur la prévision météorologique à échelle kilométrique, d'autres simulations tri-couplées AROME-NEMO-WW3 doivent être réalisées puis comparées à des expé-

riences avec d'autres paramétrisations physiques (principalement la paramétrisation des flux turbulents, mais aussi d'autres paramétrisations des modèles atmosphérique, océanique ou de vagues peuvent être regardées) et d'autres options de couplage (fréquence d'échanges, simulations bi-couplées éventuellement en incluant des couplages simplifiés 1D ou 3D avec une plus basse résolution des modèles océanique ou de vagues).

Bibliographie

- Aijaz, S., M. Ghantous, A. V. Babanin, I. Ginis, B. Thomas et G. Wake, 2017 : Nonbreaking wave-induced mixing in upper ocean during tropical cyclones using coupled hurricane-ocean-wave modeling. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **1225**, 3939-3963. DOI : [10.1002/2016jc012219](https://doi.org/10.1002/2016jc012219) (cité p. 154).
- ALADIN International Team, 1997 : The ALADIN project : Mesoscale modelling seen as a basic tool for weather forecasting and atmospheric research. *WMO Bull.*, **46**, 317-324 (cité p. 23).
- Andreas, E. L., 1992 : Sea Spray and the Turbulent Air-Sea Heat Fluxes. *Journal of Geophysical Research*, **97C7**, 11429-11441. DOI : [10.1029/92jc00876](https://doi.org/10.1029/92jc00876) (cité p. 15).
- Andreas, E. L., J. B. Edson, E. C. Monahan, M. P. Rouault et S. D. Smith, 1995 : The spray contribution to net evaporation from the sea : A review of recent progress. *Boundary-Layer Meteorology*, **72**1-2, 3-52. DOI : [10.1007/bf00712389](https://doi.org/10.1007/bf00712389) (cité p. 15).
- Antoine, S., 2019 : *Evaluation et qualification du couplage AROME-NEMO pour la représentation de l'océan superficiel en Méditerranée*. Rapp. tech. Rapport de projet tuteuré IENM3, INP/ENM, Toulouse, France, 32pp (cité p. 135).
- Ardhuin, F. et A. Roland, 2012 : Coastal wave reflection, directional spread, and seismic-acoustic noise sources. *Journal Of Geophysical Research-Oceans*, **117**C00J20. Sous la dir. d'A. G. Union, 16 pp. (Cité p. 23).
- Ardhuin, F., W. C. O'Reilly, T. H. C. Herbers et P. F. Jessen, 2003 : Swell Transformation across the Continental Shelf. Part I : Attenuation and Directional Broadening. *Journal of Physical Oceanography*, **33**9, 1921-1939. DOI : [10.1175/1520-0485\(2003\)033<1921:STATCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<1921:STATCS>2.0.CO;2) (cité p. 23).
- Ardhuin, F., E. Rogers, A. V. Babanin, J.-F. Filipot, R. Magne, A. Roland, A. van der Westhuysen, P. Queffeulou, J.-M. Lefevre, L. Aouf et F. Collard, 2010 : Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I : Definition, Calibration, and Validation. *Journal of Physical Oceanography*, **40**9, 1917-1941 (cité p. 23).
- Bao, J.-W., C. W. Fairall, S. A. Michelson et L. Bianco, 2011 : Parameterizations of Sea-Spray Impact on the Air-Sea Momentum and Heat Fluxes. *Monthly Weather Review*, **139**12, 3781-3797. DOI : [10.1175/mwr-d-11-00007.1](https://doi.org/10.1175/mwr-d-11-00007.1) (cité p. 15).
- Bao, J.-W., J. M. Wilczak, J.-K. Choi et L. H. Kantha, 2000 : Numerical Simulations of Air-Sea Interaction under High Wind Conditions Using a Coupled Model : A Study of Hurricane Development. *Monthly Weather Review*, **128**7, 2190-2210. DOI : [10.1175/1520-0493\(2000\)128<2190:nsoasi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<2190:nsoasi>2.0.co;2) (cité p. 15).
- Barnier, B., G. Madec, T. Penduff, J.-M. Molines, A.-M. Treguier, J. Le Sommer, A. Beckmann, A. Biastoch, C. Böning, J. Dengg, C. Derval, E. Durand, S. Gulev, E. Remy, C. Talandier, S. Theetten, M. Maltrud, J. McClean et B. De Cuevas, 2006 : Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dynamics*, **56**5, 543-567. ISSN : 1616-7228. DOI : [10.1007/s10236-006-0082-1](https://doi.org/10.1007/s10236-006-0082-1) (cité pp. 20-21).

- Battjes, J. et J. Janssen, 1978 : Energy loss and set-up due to breaking of random waves. *Coastal Engineering Proceedings*, **116**. ISSN : 2156-1028 (cité p. 23).
- Belamari, S., 2005 : Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for turbulent fluxes. *MERSEA IP Deliverable* (cité p. 26).
- Beljaars, A. C. M. et A. A. M. Holtslag, 1991 : Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models. *Journal of Applied Meteorology*, **30**, 327-341. DOI : [10.1175/1520-0450\(1991\)030<0327:fpol>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030<0327:fpol>2.0.co;2) (cité p. 28).
- Bénard, P., J. Vivoda, J. Mašek, P. Smolíková, K. Yessad, C. Smith, R. Brožková et J.-F. Geleyn, 2010 : Dynamical kernel of the Aladin-NH spectral limited-area model : Revised formulation and sensitivity experiments. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**646, 155-169. DOI : [10.1002/qj.522](https://doi.org/10.1002/qj.522) (cité p. 23).
- Berthon, S., S. Mailler, P. Drobinski, T. Arsouze, S. Bastin, K. Béranger et C. Lebeaupin-Brossier, 2014 : Prior history of Mistral and Tramontane winds modulates heavy precipitation events in southern France. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, **66**1, 24064. DOI : [10.3402/tellusa.v66.24064](https://doi.org/10.3402/tellusa.v66.24064) (cité p. 14).
- Berthon, S., S. Mailler, P. Drobinski, T. Arsouze, S. Bastin, K. Béranger et C. Lebeaupin Brossier, 2016 : Lagged effects of the Mistral wind on heavy precipitation through ocean-atmosphere coupling in the region of Valencia (Spain). *Climate Dynamics*, 1-15. ISSN : 1432-0894. DOI : [10.1007/s00382-016-3153-0](https://doi.org/10.1007/s00382-016-3153-0) (cité p. 15).
- Bertin, X., N. Bruneau, J.-F. Breilh, A. B. Fortunato et M. Karpytchev, 2012 : Importance of wave age and resonance in storm surges : The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling*, **42**, 16-30. DOI : [10.1016/j.ocemod.2011.11.001](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.11.001) (cité p. 154).
- Beuvier, J., K. Béranger, C. Lebeaupin Brossier, S. Somot, F. Sevault, Y. Drillet, R. Bourdallé-Badie, N. Ferry et F. Lyard, 2012 : Spreading of the Western Mediterranean Deep Water after winter 2005 : Time scales and deep cyclone transport. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **117**C7. C07022. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2011JC007679](https://doi.org/10.1029/2011JC007679) (cité p. 21).
- Beuvier, J., F. Sevault, M. Herrmann, H. Kontoyiannis, W. Ludwig, M. Rixen, E. Stanev, K. Béranger et S. Somot, 2010 : Modelling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961-2000 : Focus on the Eastern Mediterranean Transient (EMT). *J. Geophys. Res.*, **115**C08017. DOI : [doi:10.1029/2009JC005950](https://doi.org/10.1029/2009JC005950) (cité p. 34).
- Bianco, L., J.-W. Bao, C. W. Fairall et S. A. Michelson, 2011 : Impact of Sea-Spray on the Atmospheric Surface Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, **140**3, 361-381. DOI : [10.1007/s10546-011-9617-1](https://doi.org/10.1007/s10546-011-9617-1) (cité p. 15).
- Blanke, B. et P. Delecluse, 1993 : Variability of the Tropical Atlantic Ocean Simulated by a General Circulation Model with Two Different Mixed-Layer Physics. *Journal of Physical Oceanography*, **23**7, 1363-1388. DOI : [10.1175/1520-0485\(1993\)023<1363:VOTTAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<1363:VOTTAO>2.0.CO;2) (cité p. 21).
- Booij, N., R. C. Ris et L. H. Holthuijsen, 1999 : A third-generation wave model for coastal regions : 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **104**C4, 7649-7666. DOI : [10.1029/98jc02622](https://doi.org/10.1029/98jc02622) (cité p. 16).
- Bormans, M, C Garrett et K. Thompson, 1986 : Seasonal variability of the surface inflow through the strait-of-gibraltar. *Oceanologica Acta*, **9**4, 403-414 (cité p. 9).

- Bougeault, P. et P. Lacarrere, 1989 : Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta-Scale Model. *Monthly Weather Review*, **117**8, 1872-1890. DOI : [10.1175/1520-0493\(1989\)117<1872:pooiti>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1872:pooiti>2.0.co;2) (cité p. 24).
- Bouin, M.-N., J.-L. Redelsperger et C. Lebeaupin Brossier, 2017 : Processes leading to deep convection and sensitivity to sea-state representation during HyMeX IOP8 heavy precipitation event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **143**707, 2600-2615. ISSN : 1477-870X. DOI : [10.1002/qj.3111](https://doi.org/10.1002/qj.3111) (cité pp. 14, 111).
- Brando, V. E., F. Braga, L. Zaggia, C. Giardino, M. Bresciani, E. Matta, D. Bellafiore, C. Ferrarin, F. Maicu, A. Benetazzo, D. Bonaldo, F. M. Falcieri, A. Coluccelli, A. Russo et S. Carniel, 2015 : High-resolution satellite turbidity and sea surface temperature observations of river plume interactions during a significant flood event. *Ocean Science*, **11**6, 909-920. DOI : [10.5194/os-11-909-2015](https://doi.org/10.5194/os-11-909-2015) (cité pp. 10-11).
- Breivik, Ø., K. Mogensen, J.-R. Bidlot, M. A. Balmaseda et P. A. E. M. Janssen, 2015 : Surface wave effects in the NEMO ocean model : forced and coupled experiments. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **120**4, 2973-2992. DOI : [10.1002/2014jc010565](https://doi.org/10.1002/2014jc010565) (cité p. 154).
- Broche, P., J.-L. Devenon, P. Forget, J.-C. de Maistre, J.-J. Naudin et G. Cauvet, 1998 : Experimental study of the Rhone plume. Part I : physics and dynamics. *Oceanologica Acta*, **21**6, 725 -738. ISSN : 0399-1784. DOI : [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(99\)80002-4](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(99)80002-4) (cité p. 11).
- Brousseau, P., F. Bouttier, G. Hello, Y. Seity, L. Berre, T. Montmerle, L. Auger et S. Malardel, 2008 : A prototype convective-scale data assimilation system for operation : the Arome-RUC. *HIRLAM Tech. Rep.* (cité p. 24).
- Bubnová, R., G. Hello, P. Bénard et J.-F. Geleyn, 1995 : Integration of the Fully Elastic Equations Cast in the Hydrostatic Pressure Terrain-Following Coordinate in the Framework of the ARPEGE/Aladin NWP System. *Monthly Weather Review*, **123**2, 515-535. DOI : [10.1175/1520-0493\(1995\)123<0515:iotfee>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<0515:iotfee>2.0.co;2) (cité p. 23).
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi et E. F. Bradley, 1971 : Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28**2, 181-189. DOI : [10.1175/1520-0469\(1971\)028<0181:fprita>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0181:fprita>2.0.co;2) (cité pp. 28-29).
- Buzzi, A., S. Davolio, P. Malguzzi, O. Drofa et D. Mastrangelo, 2014 : Heavy rainfall episodes over liguria in autumn 2011 : numerical forecasting experiments. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **14**5, 1325-1340. DOI : [10.5194/nhess-14-1325-2014](https://doi.org/10.5194/nhess-14-1325-2014) (cité p. 3).
- Cassola, F., F. Ferrari, A. Mazzino et M. M. Miglietta, 2016 : The role of the sea on the flash floods events over Liguria (northwestern Italy). *Geophysical Research Letters*, **43**7, 3534-3542. DOI : [10.1002/2016gl068265](https://doi.org/10.1002/2016gl068265) (cité p. 14).
- Charnock, H., 1955 : Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **81**350, 639-640. DOI : [10.1002/qj.49708135027](https://doi.org/10.1002/qj.49708135027) (cité p. 25).
- Chiang, T.-L., C.-R. Wu et L.-Y. Oey, 2011 : Typhoon Kai-Tak : An Ocean's Perfect Storm. *Journal of Physical Oceanography*, **41**1, 221-233. DOI : [10.1175/2010jpo4518.1](https://doi.org/10.1175/2010jpo4518.1) (cité p. 13).
- Courtier, P., C. Freydier, J.-F. Geleyn, F. Rabier et M. Rochas, 1991 : The Arpege project at Meteo France. In : *Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Mo-*

- deles, 9-13 September 1991. T. II. ECMWF. Shinfield Park, Reading : ECMWF, 193-232 (cité p. 24).
- Couvelard, X., F. Lemarié, G. Samson, J.-L. Redelsperger, F. Ardhuin, R. Benshila et G. Madec, 2019 : Development of a 2-way coupled ocean-wave model : assessment on a global NEMO(v3.6)-WW3(v6.02) coupled configuration. *Geoscientific Model Development Discussions*, 1-36. DOI : [10.5194/gmd-2019-189](https://doi.org/10.5194/gmd-2019-189) (cité p. 154).
- Craig, A., S. Valcke et L. Coquart, 2017 : Development and performance of a new version of the OASIS coupler, OASIS3-MCT_3.0. *Geoscientific Model Development*, **109**, 3297-3308. DOI : [10.5194/gmd-10-3297-2017](https://doi.org/10.5194/gmd-10-3297-2017) (cité p. 29).
- Cuxart, J., P. Bougeault et J.-L. Redelsperger, 2000 : A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**562, 1-30. DOI : [10.1002/qj.49712656202](https://doi.org/10.1002/qj.49712656202) (cité p. 24).
- Davolio, S., A. Volonté, A. Manzato, A. Pucillo, A. Cicogna et M. E. Ferrario, 2016 : Mechanisms producing different precipitation patterns over north-eastern Italy : insights from HyMeX-SOP1 and previous events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 188-205. DOI : [10.1002/qj.2731](https://doi.org/10.1002/qj.2731) (cité p. 8).
- Delrieu, G., J. Nicol, E. Yates, P.-E. Kirstetter, J.-D. Creutin, S. Anquetin, C. Obled, G.-M. Saulnier, V. Ducrocq, E. Gaume, O. Payrastre, H. Andrieu, P.-A. Ayral, C. Bouvier, L. Neppel, M. Livet, M. Lang, J. P. du Châtelet, A. Walpersdorf et W. Wobrock, 2005 : The Catastrophic Flash-Flood Event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France : A First Case Study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology*, **61**, 34-52. DOI : [10.1175/JHM-400.1](https://doi.org/10.1175/JHM-400.1) (cité p. 7).
- Donelan, M. A., 1990 : Air-sea interaction. *The Sea*, **9**, 239-292 (cité p. 14).
- Doyle, J. D., 1995 : Coupled ocean wave/atmosphere mesoscale model simulations of cyclogenesis. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, **47**5, 766-778. DOI : [10.3402/tellusa.v47i5.11574](https://doi.org/10.3402/tellusa.v47i5.11574) (cité p. 14).
- 2002 : Coupled Atmosphere-Ocean Wave Simulations under High Wind Conditions. *Monthly Weather Review*, **130**12, 3087-3099. DOI : [10.1175/1520-0493\(2002\)130<3087:caowsu>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<3087:caowsu>2.0.co;2) (cité pp. 14-15).
- Drobinski, P., V. Ducrocq, P. Alpert, E. Anagnostou, K. Béranger, M. Borga, I. Braud, A. Chanzy, S. Davolio, G. Delrieu, C. Estournel, N. F. Boubrahmi, J. Font, V. Grubišić, S. Gualdi, V. Homar, B. Ivančan-Picek, C. Kottmeier, V. Kotroni, K. Lagouvardos, P. Lionello, M. C. Llasat, W. Ludwig, C. Lutoff, A. Mariotti, E. Richard, R. Romero, R. Rotunno, O. Rousselot, I. Ruin, S. Somot, I. Taupier-Letage, J. Tintore, R. Uijlenhoet et H. Wernli, 2014 : HyMeX : A 10-Year Multidisciplinary Program on the Mediterranean Water Cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**7, 1063-1082. DOI : [10.1175/BAMS-D-12-00242.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00242.1) (cité p. 4).
- Ducrocq, V., G. Aullo et P. Santurette, 2003 : Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France. *La Météorologie*, **84**2, 18. DOI : [10.4267/2042/36293](https://doi.org/10.4267/2042/36293) (cité p. 7).
- Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin et T. Thouvenin, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II : Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**630, 131-145. ISSN : 1477-870X. DOI : [10.1002/qj.199](https://doi.org/10.1002/qj.199) (cité p. 8).
- Ducrocq, V., D. Ricard, J.-P. Lafore et F. Orain, 2002 : Storm-Scale Numerical Rainfall Prediction for Five Precipitating Events over France : On the Importance of the

- Initial Humidity Field. *Weather and Forecasting*, **17**, 1236-1256. DOI : [10.1175/1520-0434\(2002\)017<1236:ssnrfp>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2002)017<1236:ssnrfp>2.0.co;2) (cité p. 131).
- Ducrocq, V., I. Braud, S. Davolio, R. Ferretti, C. Flamant, A. Jansa, N. Kalthoff, E. Richard, I. Taupier-Letage, P.-A. Ayral, S. Belamari, A. Berne, M. Borga, B. Boudevillain, O. Bock, J.-L. Boichard, M.-N. Bouin, O. Bousquet, C. Bouvier, J. Chiggiato, D. Cimini, U. Corsmeier, L. Coppola, P. Cocquerez, E. Defer, J. Delanoë, P. D. Girolamo, A. Doerenbecher, P. Drobinski, Y. Dufournet, N. Fourrié, J. J. Gourley, L. Labatut, D. Lambert, J. L. Coz, F. S. Marzano, G. Molinié, A. Montani, G. Nord, M. Nuret, K. Ramage, W. Rison, O. Roussot, F. Said, A. Schwarzenboeck, P. Testor, J. V. Baeten, B. Vincendon, M. Aran et J. Tamayo, 2014 : HyMeX-SOP1 : The Field Campaign Dedicated to Heavy Precipitation and Flash Flooding in the Northwestern Mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**, 1083-1100. DOI : [10.1175/BAMS-D-12-00244.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00244.1) (cité pp. 2, 4).
- Ducrocq, V., S. Davolio, R. Ferretti, C. Flamant, V. H. Santaner, N. Kalthoff, E. Richard et H. Wernli, 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’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 1-6. ISSN : 1477-870X. DOI : [10.1002/qj.2856](https://doi.org/10.1002/qj.2856) (cité p. 8).
- Duffourg, F. et V. Ducrocq, 2011 : Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **11**, 1163-1178. DOI : [10.5194/nhess-11-1163-2011](https://doi.org/10.5194/nhess-11-1163-2011) (cité p. 8).
- Duffourg, F., K.-O. Lee, V. Ducrocq, C. Flamant, P. Chazette et P. Di Girolamo, 2018 : Role of moisture patterns in the backbuilding formation of HyMeX IOP13 heavy precipitation systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **144**, 710. QJ-17-0003.R1, 291-303. ISSN : 1477-870X. DOI : [10.1002/qj.3201](https://doi.org/10.1002/qj.3201) (cité p. 8).
- Ebert, E. E. et J. A. Curry, 1992 : A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. *Journal of Geophysical Research*, **97**, D4, 3831. DOI : [10.1029/91jd02472](https://doi.org/10.1029/91jd02472) (cité p. 24).
- Edson, J. B., V. Jampana, R. A. Weller, S. P. Bigorre, A. J. Plueddemann, C. W. Fairall, S. D. Miller, L. Mahrt, D. Vickers et H. Hersbach, 2013 : On the Exchange of Momentum over the Open Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **43**, 1589-1610. DOI : [10.1175/jpo-d-12-0173.1](https://doi.org/10.1175/jpo-d-12-0173.1) (cité p. 29).
- Estournel, C., P. Broche, P. Marsaleix, J. Devenon, F. Auclair et R. Vehil, 2001 : The Rhone river plume in unsteady conditions : numerical and experimental results. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **53**, 25-38. DOI : [10.1006/ecss.2000.0685](https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0685) (cité p. 11).
- Estournel, C., P. Testor, I. Taupier-Letage, M.-N. Bouin, L. Coppola, P. Durand, P. Conan, A. Bosse, P.-E. Brilouet, L. Beguery, S. Belamari, K. Béranger, J. Beuvier, D. Bourras, G. Canut, A. Doerenbecher, X. D. de Madron, F. D'Ortenzio, P. Drobinski, V. Ducrocq, N. Fourrié, H. Giordani, L. Houpert, L. Labatut, C. L. Brossier, M. Nuret, L. Prieur, O. Roussot, L. Seyfried et S. Somot, 2016 : HyMeX-SOP2 : The Field Campaign Dedicated to Dense Water Formation in the Northwestern Mediterranean. *Oceanography*, **29**, 196-206. DOI : [10.5670/oceanog.2016.94](https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.94) (cité p. 4).
- Estournel, C., V. Kondrachoff, P. Marsaleix et R. Vehil, 1997 : The plume of the Rhone : numerical simulation and remote sensing. *Continental Shelf Research*, **17**, 899 -

924. ISSN : 0278-4343. DOI : [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(96\)00064-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(96)00064-7) (cité p. 11).
- Estournel, C., P. Testor, P. Damien, F. D'Ortenzio, P. Marsaleix, P. Conan, F. Kessouri, X. D. de Madron, L. Coppola, J.-M. Lellouche, S. Belamari, L. Mortier, C. Ulses, M.-N. Bouin et L. Prieur, 2016 : High resolution modeling of dense water formation in the north-western Mediterranean during winter 2012-2013 : Processes and budget. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **121**, 5367-5392. DOI : [10.1002/2016jc011935](https://doi.org/10.1002/2016jc011935) (cité p. 10).
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev et J. B. Edson, 2003 : Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes : Updates and Verification for the COARE Algorithm. *Journal of Climate*, **16**, 571-591. DOI : [10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2) (cité pp. 26, 29).
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson et G. S. Young, 1996 : Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment (TOGA-COARE). *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **101**C2, 3747-3764. DOI : [10.1029/95jc03205](https://doi.org/10.1029/95jc03205) (cité p. 29).
- Falcieri, F. M., A. Benetazzo, M. Sclavo, A. Russo et S. Carniel, 2014 : Po River plume pattern variability investigated from model data. *Continental Shelf Research*, **87**, 84-95. DOI : [10.1016/j.csr.2013.11.001](https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.001) (cité p. 10).
- Fekete, B., C. Vörösmarty et W. Grabs, 1999 : *Global, Composite Runoff Fields Based on Observed River Discharge and Simulated Water Balances*. GRDC-Report. Global Runoff Data Centre, Federal Institute of Hydrology. Fed. Inst. of Hydrology (cité p. 33).
- Fisher, A. W., L. P. Sanford, M. E. Scully et S. E. Suttles, 2017 : Surface Wave Effects on the Translation of Wind Stress across the Air–Sea Interface in a Fetch-Limited, Coastal Embayment. *Journal of Physical Oceanography*, **47**, 1921-1939. DOI : [10.1175/jpo-d-16-0146.1](https://doi.org/10.1175/jpo-d-16-0146.1) (cité p. 14).
- Fouquart, Y. et B. Bonnel, 1980 : Computations of solar heating of the earth's atmosphere : A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.* (cité p. 24).
- Fournier, S., T. Lee et M. M. Gierach, 2016 : Seasonal and interannual variations of sea surface salinity associated with the Mississippi River plume observed by SMOS and Aquarius. *Remote Sensing of Environment*, **180**Supplement C. Special Issue : ESA's Soil Moisture and Ocean Salinity Mission - Achievements and Applications, 431 -439. ISSN : 0034-4257. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.050> (cité p. 11).
- Fourrié, N., E. Bresson, M. Nuret, C. Jany, P. Brousseau, A. Doerenbecher, M. Kreitz, O. Nuissier, E. Sevault, H. Bénichou, M. Amodei et F. Pouponneau, 2015 : AROME-WMED, a real-time mesoscale model designed for the HyMeX special observation periods. *Geoscientific Model Development*, **8**, 1919-1941. DOI : [10.5194/gmd-8-1919-2015](https://doi.org/10.5194/gmd-8-1919-2015) (cité p. 24).
- Garg, N., E. Y. K. Ng et S. Narasimalu, 2018 : The effects of sea spray and atmosphere–wave coupling on air–sea exchange during a tropical cyclone. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**, 6001-6021. DOI : [10.5194/acp-18-6001-2018](https://doi.org/10.5194/acp-18-6001-2018) (cité p. 15).
- Glantz, M. H., 2001 : *Currents of Change : Impacts of El Niño and La Niña on Climate and Society*. T. 3rd ed. 760 pp. Cambridge Univ. Press., Cambridge, U. K., and New York. (cité p. 12).

- Hare, J. E., P. O. G. Persson, C. W. Fairall et J. B. Edson, 1999 : Behavior of Charnock's relationship for high wind conditions. In : *13th Symp. on Boundary Layers and Turbulence*. Dallas, TX, 252-255 (cité p. 143).
- Hasselmann, S., K. Hasselmann, J. H. Allender et T. P. Barnett, 1985 : Computations and Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer in a Gravity-Wave Spectrum. Part II : Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer for Application in Wave Models. *Journal of Physical Oceanography*, **15**11, 1378-1391. DOI : [10.1175/1520-0485\(1985\)015<1378:CAPOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1985)015<1378:CAPOTN>2.0.CO;2) (cité p. 23).
- Herzfeld, M., 2015 : Methods for freshwater riverine input into regional ocean models. *Ocean Modelling*, **90**, 1-15. DOI : [10.1016/j.ocemod.2015.04.001](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.04.001) (cité p. 12).
- Hetland, R. D., 2005 : Relating river plume structure to vertical mixing. *Journal of Physical Oceanography*, **35**9, 1667-1688. DOI : [10.1175/jpo2774.1](https://doi.org/10.1175/jpo2774.1) (cité pp. 10, 12).
- Homar, V., R. Romero, D. J. Stensrud, C. Ramis et S. Alonso, 2003 : Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean : Dynamical vs. boundary factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **129**590, 1469-1490. DOI : [10.1256/qj.01.91](https://doi.org/10.1256/qj.01.91) (cité p. 14).
- Horner-Devine, A. R., R. D. Hetland et D. G. MacDonald, 2015 : Mixing and Transport in Coastal River Plumes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **47**1, 569-594. DOI : [10.1146/annurev-fluid-010313-141408](https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141408) (cité p. 10).
- Ivatek-Šahdan, S., A. Stanešić, M. Tudor, I. O. Plenković et I. Janečković, 2018 : Impact of SST on heavy rainfall events on eastern Adriatic during SOP1 of HyMeX. *Atmospheric Research*, **200**, 36-59. DOI : [10.1016/j.atmosres.2017.09.019](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.09.019) (cité p. 14).
- Jacob, D., J. Petersen, B. Eggert, A. Alias, O. B. Christensen, L. M. Bouwer, A. Braun, A. Colette, M. Déqué, G. Georgievski, E. Georgopoulou, A. Gobiet, L. Menut, G. Nikulin, A. Haensler, N. Hempelmann, C. Jones, K. Keuler, S. Kovats, N. Kröner, S. Kotlarski, A. Kriegsmann, E. Martin, E. van Meijgaard, C. Moseley, S. Pfeifer, S. Preuschmann, C. Radermacher, K. Radtke, D. Rechid, M. Rounsevell, P. Samuelsson, S. Somot, J.-F. Soussana, C. Teichmann, R. Valentini, R. Vautard, B. Weber et P. Yiou, 2014 : EURO-CORDEX : new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, **14**2, 563-578. DOI : [10.1007/s10113-013-0499-2](https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2) (cité p. 3).
- Janssen, P., J. Doyle, J.-R. Bidlot, B. Hansen, L. Isaksen et P. Viterbo, 2001 : Impact and feedback of ocean waves on the atmosphere. *ECMWF Technical Memoranda Series*. DOI : [10.21957/c1ey8zifx](https://doi.org/10.21957/c1ey8zifx) (cité p. 28).
- Janssen, P. A. E. M., 1989 : Wave-Induced Stress and the Drag of Air Flow over Sea Waves. *Journal of Physical Oceanography*, **19**6, 745-754. DOI : [10.1175/1520-0485\(1989\)019<0745:wisatd>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0745:wisatd>2.0.co;2) (cité p. 14).
- 1991 : Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting. *Journal of Physical Oceanography*, **21**11, 1631-1642. DOI : [10.1175/1520-0485\(1991\)021<1631:qltownw>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<1631:qltownw>2.0.co;2) (cité p. 14).
 - 1992 : Experimental Evidence of the Effect of Surface Waves on the Airflow. *Journal of Physical Oceanography*, **22**12, 1600-1604. DOI : [10.1175/1520-0485\(1992\)022<1600:eeoteo>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<1600:eeoteo>2.0.co;2) (cité p. 14).
- Jullien, S., P. Marchesiello, C. E. Menkes, J. Lefèvre, N. C. Jourdain, G. Samson et M. Lengaigne, 2014 : Ocean feedback to tropical cyclones : climatology and processes.

- Climate Dynamics*, **43**9-10, 2831-2854. DOI : [10.1007/s00382-014-2096-6](https://doi.org/10.1007/s00382-014-2096-6) (cité p. 13).
- Kepert, J., C. Fairall et J.-W. Bao, 1999 : Modelling the Interaction Between the Atmospheric Boundary Layer and Evaporating Sea Spray Droplets. In : *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*. Springer Netherlands, 363-409. DOI : [10.1007/978-94-015-9291-8_14](https://doi.org/10.1007/978-94-015-9291-8_14) (cité p. 15).
- Kudryavtsev, V. N. et V. K. Makin, 2007 : Aerodynamic roughness of the sea surface at high winds. In : *Atmospheric Boundary Layers*. Springer New York, 133-147. DOI : [10.1007/978-0-387-74321-9_10](https://doi.org/10.1007/978-0-387-74321-9_10) (cité p. 14).
- Lac, C. et al., 2018 : Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development*, **11**5, 1929-1969. DOI : [10.5194/gmd-11-1929-2018](https://doi.org/10.5194/gmd-11-1929-2018) (cité p. 24).
- Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Héreil, P. Mascart, V. Masson, J. P. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard et J. V.-G. de Arellano, 1998 : The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I : adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, **16**1, 90-109. DOI : [10.1007/s00585-997-0090-6](https://doi.org/10.1007/s00585-997-0090-6) (cité p. 24).
- Laprise, R., 1992 : The Euler Equations of Motion with Hydrostatic Pressure as an Independent Variable. *Monthly Weather Review*, **120**1, 197-207. DOI : [10.1175/1520-0493\(1992\)120<0197:teeomw>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1992)120<0197:teeomw>2.0.co;2) (cité p. 23).
- Larson, J., R. Jacob et E. Ong, 2005 : The Model Coupling Toolkit : A New Fortran90 Toolkit for Building Multiphysics Parallel Coupled Models. *The International Journal of High Performance Computing Applications*, **19**3, 277-292. DOI : [10.1177/1094342005056115](https://doi.org/10.1177/1094342005056115) (cité p. 29).
- Lascaux, F., E. Richard et J.-P. Pinty, 2006 : Numerical simulations of three different MAP IOPs and the associated microphysical processes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**619, 1907-1926. DOI : [10.1256/qj.05.197](https://doi.org/10.1256/qj.05.197) (cité p. 24).
- Lazar, A., G. Madec et P. Delecluse, 1999 : The Deep Interior Downwelling, the Veronis Effect, and Mesoscale Tracer Transport Parameterizations in an OGCM. *Journal of Physical Oceanography*, **29**11, 2945-2961. DOI : [10.1175/1520-0485\(1999\)029<2945:TDIDTV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<2945:TDIDTV>2.0.CO;2) (cité p. 21).
- Lebeaubin Brossier, C., 2007 : *Étude du couplage océan-atmosphère associé aux épisodes de pluie intense en région méditerranéenne*. Thèse de doct. Université de Toulouse (cité p. 27).
- Lebeaupin Brossier, C., V. Ducrocq et H. Giordani, 2006 : Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **111**D12. D12110, n/a-n/a. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2005JD006541](https://doi.org/10.1029/2005JD006541) (cité p. 14).
- 2008 : Sensitivity of three Mediterranean heavy rain events to two different sea surface fluxes parameterizations in high-resolution numerical modeling. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **113**D21. D21109, n/a-n/a. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2007JD009613](https://doi.org/10.1029/2007JD009613) (cité pp. 27, 143).
- 2009 : Two-way one-dimensional high-resolution air-sea coupled modelling applied to Mediterranean heavy rain events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**638, 187-204. ISSN : 1477-870X. DOI : [10.1002/qj.338](https://doi.org/10.1002/qj.338) (cité p. 15).
- Lebeaupin Brossier, C., T. Arsouze, K. Béranger, M.-N. Bouin, E. Bresson, V. Ducrocq, H. Giordani, M. Nuret, R. Rainaud et I. Taupier-Letage, 2014 : Ocean Mixed

- Layer responses to intense meteorological events during HyMeX-SOP1 from a high-resolution ocean simulation. *Ocean Modelling*, **84**, 84 -103. ISSN : 1463-5003. DOI : <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.09.009> (cité pp. 21, 35, 37).
- Lebeaupin Brossier, C., P. Drobinski, K. Béranger, S. Bastin et F. Orain, 2013 : Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a mistral event in the northwestern Mediterranean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **139**675, 1583-1597. DOI : [10.1002/qj.2049](https://doi.org/10.1002/qj.2049) (cité p. 14).
- Lebeaupin Brossier, C., V. Ducrocq et H. Giordani, 2009 : Effects of the air-sea coupling time frequency on the ocean response during Mediterranean intense events. *Ocean Dynamics*, **59**4, 539-549. ISSN : 1616-7228. DOI : [10.1007/s10236-009-0198-1](https://doi.org/10.1007/s10236-009-0198-1) (cité pp. 14, 25).
- Lellouche, J.-M., O. Le Galloudec, M. Drévillon, C. Régnier, E. Greiner, G. Garric, N. Ferry, C. Desportes, C.-E. Testut, C. Bricaud, R. Bourdallé-Badie, B. Tranchant, M. Benkiran, Y. Drillet, A. Daudin et C. De Nicola, 2013 : Evaluation of global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan. *Ocean Science*, **9**1, 57-81. DOI : [10.5194/os-9-57-2013](https://doi.org/10.5194/os-9-57-2013) (cité pp. 35, 78).
- Lengaigne, M., C. Menkes, O. Aumont, T. Gorgues, L. Bopp, J.-M. André et G. Madec, 2006 : Influence of the oceanic biology on the tropical Pacific climate in a coupled general circulation model. *Climate Dynamics*, **28**5, 503-516. DOI : [10.1007/s00382-006-0200-2](https://doi.org/10.1007/s00382-006-0200-2) (cité p. 21).
- Lengaigne, M., S. Neetu, G. Samson, J. Vialard, K. S. Krishnamohan, S. Masson, S. Jullien, I. Suresh et C. E. Menkes, 2018 : Influence of air-sea coupling on Indian Ocean tropical cyclones. *Climate Dynamics*, **52**1-2, 577-598. DOI : [10.1007/s00382-018-4152-0](https://doi.org/10.1007/s00382-018-4152-0) (cité p. 15).
- Lewis, H. W., J. M. C. Sanchez, A. Arnold, J. Fallmann, A. Saulter, J. Graham, M. Bush, J. Siddorn, T. Palmer, A. Lock, J. Edwards, L. Bricheno, A. M. de la Torre et J. Clark, 2018 : The UKC3 regional coupled environmental prediction system. *Geoscientific Model Development Discussions*, 1-67. DOI : [10.5194/gmd-2018-245](https://doi.org/10.5194/gmd-2018-245) (cité p. 17).
- Lewis, H. W., J. M. C. Sanchez, J. Graham, A. Saulter, J. Bornemann, A. Arnold, J. Fallmann, C. Harris, D. Pearson, S. Ramsdale, A. M. de la Torre, L. Bricheno, E. Blyth, V. A. Bell, H. Davies, T. R. Marthews, C. O'Neill, H. Rumbold, E. O'Dea, A. Brereton, K. Guihou, A. Hines, M. Butenschon, S. J. Dadson, T. Palmer, J. Holt, N. Reynard, M. Best, J. Edwards et J. Siddorn, 2018 : The UKC2 regional coupled environmental prediction system. *Geoscientific Model Development*, **11**1, 1-42. DOI : [10.5194/gmd-11-1-2018](https://doi.org/10.5194/gmd-11-1-2018) (cité p. 17).
- Léger, F., C. Lebeaupin Brossier, H. Giordani, T. Arsouze, J. Beuvier, M.-N. Bouin, E. Bresson, V. Ducrocq, N. Fourrié et M. Nuret, 2016 : Dense water formation in the north-western Mediterranean area during HyMeX-SOP2 in 1/36° ocean simulations : Sensitivity to initial conditions. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **121**8, 5549-5569. ISSN : 2169-9291. DOI : [10.1002/2015JC011542](https://doi.org/10.1002/2015JC011542) (cité pp. 21, 37).
- Li, W., 2004 : Modelling air-sea fluxes during a western Pacific typhoon : Role of sea spray. *Advances in Atmospheric Sciences*, **21**2, 269-276. DOI : [10.1007/bf02915713](https://doi.org/10.1007/bf02915713) (cité p. 15).
- Liu, B., C. Guan, L. Xie et D. Zhao, 2012 : An investigation of the effects of wave state and sea spray on an idealized typhoon using an air-sea coupled modeling system. *Advances in Atmospheric Sciences*, **29**2, 391-406. DOI : [10.1007/s00376-011-1059-7](https://doi.org/10.1007/s00376-011-1059-7) (cité p. 15).

- Liu, B., H. Liu, L. Xie, C. Guan et D. Zhao, 2011 : A Coupled Atmosphere-Wave-Ocean Modeling System : Simulation of the Intensity of an Idealized Tropical Cyclone. *Monthly Weather Review*, **139**1, 132-152. DOI : [10.1175/2010mwr3396.1](https://doi.org/10.1175/2010mwr3396.1) (cité pp. 14-15).
- Llasat, M. C., M. Llasat-Botija, O. Petrucci, A. A. Pasqua, J. Rosselló, F. Vinet et L. Boissier, 2013 : Towards a database on societal impact of mediterranean floods within the framework of the hymex project. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **13**5, 1337-1350 (cité p. 1).
- Llasat, M., T. Rigo et M. Barriendos, 2003 : The "Montserrat-2000" flash-flood event : a comparison with the floods that have occurred in the northeastern Iberian Peninsula since the 14th century. *International Journal of Climatology*, **23**4, 453-469. DOI : [10.1002/joc.888](https://doi.org/10.1002/joc.888) (cité p. 7).
- López García, M. J., C. Millot, J. Font et E. García-Ladona, 1994 : Surface circulation variability in the Balearic Basin. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **99**C2, 3285-3296. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/93JC02114](https://doi.org/10.1029/93JC02114) (cité p. 10).
- Louis, J.-F., 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, **17**2, 187-202. ISSN : 1573-1472. DOI : [10.1007/BF00117978](https://doi.org/10.1007/BF00117978) (cité pp. 26-27).
- Ludwig, W., E. Dumont, M. Meybeck et S. Heussner, 2009 : River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea : Major drivers for ecosystem changes during past and future decades ? *Progress in Oceanography*, **80**3-4, 199 -217. ISSN : 0079-6611. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.02.001> (cité pp. 33-34).
- Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier et O. Francis, 2006 : Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, **56**5, 394-415. ISSN : 1616-7228. DOI : [10.1007/s10236-006-0086-x](https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x) (cité p. 21).
- Madec, G. et the NEMO Team, 2016 : *NEMO ocean engine*. T. 27. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, ISSN No 1288-1619 (cité p. 19).
- Mariotti, A., M. V. Struglia, N. Zeng et K.-M. Lau, 2002 : The Hydrological Cycle in the Mediterranean Region and Implications for the Water Budget of the Mediterranean Sea. *Journal of Climate*, **15**13, 1674-1690. DOI : [10.1175/1520-0442\(2002\)015<1674:THCITM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1674:THCITM>2.0.CO;2) (cité p. 9).
- Marshall, J. et F. Schott, 1999 : Open-ocean convection : Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*, **37**1, 1-64. ISSN : 1944-9208. DOI : [10.1029/98RG02739](https://doi.org/10.1029/98RG02739) (cité p. 10).
- Masson, V., 2000 : A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology*, **94**3, 357-397. ISSN : 1573-1472. DOI : [10.1023/A:1002463829265](https://doi.org/10.1023/A:1002463829265) (cité p. 25).
- Masson, V., P. Le Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, S. Belamari, A. Barbu, A. Boone, F. Bouyssel, P. Brousseau, E. Brun, J.-C. Calvet, D. Carrer, B. Decharme, C. Delire, S. Donier, K. Essaouini, A.-L. Gibelin, H. Giordani, F. Habets, M. Jidane, G. Kerdraon, E. Kourzeneva, M. Lafaysse, S. Lafont, C. Lebeaupin Brossier, A. Lemonsu, J.-F. Mahfouf, P. Marguinaud, M. Mokhtari, S. Morin, G. Pigeon, R. Salgado, Y. Seity, F. Taillefer, G. Tanguy, P. Tulet, B. Vincendon, V. Vionnet et A. Volodire, 2013 : The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, **6**4, 929-960. DOI : [10.5194/gmd-6-929-2013](https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013) (cité pp. 24-25).

- Mastrangelo, D., K. Horvath, A. Riccio et M. Miglietta, 2011 : Mechanisms for convection development in a long-lasting heavy precipitation event over southeastern Italy. *Atmospheric Research*, **1004**, 586-602. DOI : [10.1016/j.atmosres.2010.10.010](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.10.010) (cité p. 8).
- McPhaden, M. J., S. E. Zebiak et M. H. Glantz, 2006 : ENSO as an Integrating Concept in Earth Science. *Science*, **314**5806, 1740-1745. DOI : [10.1126/science.1132588](https://doi.org/10.1126/science.1132588) (cité p. 12).
- Meroni, A. N., L. Renault, A. Parodi et C. Pasquero, 2018 : Role of the Oceanic Vertical Thermal Structure in the Modulation of Heavy Precipitations Over the Ligurian Sea. *Pure and Applied Geophysics*, **175**11, 4111-4130. DOI : [10.1007/s00024-018-2002-y](https://doi.org/10.1007/s00024-018-2002-y) (cité p. 14).
- Meroni, A. N., A. Parodi et C. Pasquero, 2018 : Role of SST Patterns on Surface Wind Modulation of a Heavy Midlatitude Precipitation Event. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **123**17, 9081-9096. DOI : [10.1029/2018jd028276](https://doi.org/10.1029/2018jd028276) (cité p. 14).
- Miglietta, M. M., A. Moscatello, D. Conte, G. Mannarini, G. Lacorata et R. Rotunno, 2011 : Numerical analysis of a Mediterranean 'hurricane' over south-eastern Italy : Sensitivity experiments to sea surface temperature. *Atmospheric Research*. DOI : [DOI:10.1016/j.atmosres.2011.04.006](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.04.006) (cité p. 13).
- Millán, M., M. Estrela et V. Caselles, 1995 : Torrential precipitations on the Spanish east coast : The role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmospheric Research*, **36**1-2, 1-16. DOI : [10.1016/0169-8095\(94\)00048-i](https://doi.org/10.1016/0169-8095(94)00048-i) (cité p. 14).
- Millot, C., 1999 : Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine System*. *Journal of Marine Systems*, **20**, 423-442 (cité p. 9).
- Millot, C. et I. Taupier-Letage, 2005 : Circulation in the Mediterranean Sea. *The Handbook of Environmental Chemistry, Volume 5 Part K*. Sous la dir. d'A. Saliot, 29-66. DOI : [10.1007/b107143](https://doi.org/10.1007/b107143) (cité p. 9).
- Mlawer, E., S. Taubman, P. Brown, M. Iacono et S. Clough, 1997 : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.* (cité p. 24).
- Moon, I.-J., I. Ginis et T. Hara, 2004 : Effect of Surface Waves on Air–Sea Momentum Exchange. Part II : Behavior of Drag Coefficient under Tropical Cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**19, 2334-2348. DOI : [10.1175/1520-0469\(2004\)061<2334:EOSWOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<2334:EOSWOA>2.0.CO;2) (cité p. 28).
- Morcrette, J.-J. et Y. Fouquart, 1986 : The Overlapping of Cloud Layers in Shortwave Radiation Parameterizations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **43**4, 321-328. DOI : [10.1175/1520-0469\(1986\)043<0321:toocli>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0321:toocli>2.0.co;2) (cité p. 24).
- Noilhan, J. et S. Planton, 1989 : A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, **117**3, 536-549 (cité p. 25).
- Nuissier, O., B. Joly, A. Joly, V. Ducrocq et P. Arbogast, 2011 : A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**660, 1812-1827. ISSN : 1477-870X. DOI : [10.1002/qj.866](https://doi.org/10.1002/qj.866) (cité pp. 2, 7, 73).
- Oost, W., G. Komen, C. Jacobs et C. V. Oort, 2002 : New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE. *Boundary-Layer Meteorology*, **103**3, 409-438. DOI : [10.1023/a:1014913624535](https://doi.org/10.1023/a:1014913624535) (cité p. 28).

- Otero, P., M. Ruiz-Villarreal et A. Peliz, 2008 : Variability of river plumes off Northwest Iberia in response to wind events. *Journal of Marine Systems*, **72**, 238-255. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2007.05.016](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.05.016) (cité p. 10).
- Pastor, F., J. A. Valiente et M. J. Estrela, 2015 : Sea surface temperature and torrential rains in the Valencia region : modelling the role of recharge areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **157**, 1677-1693. DOI : [10.5194/nhess-15-1677-2015](https://doi.org/10.5194/nhess-15-1677-2015) (cité p. 14).
- Pastor, F., M. J. Estrela, D. Peñarrocha et M. M. Millán, 2001 : Torrential Rains on the Spanish Mediterranean Coast : Modeling the Effects of the Sea Surface Temperature. *Journal of Applied Meteorology*, **407**, 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) (cité p. 14).
- Pennel, R., A. Stegner et K. Béranger, 2012 : Shelf Impact on Buoyant Coastal Current Instabilities. *Journal of Physical Oceanography*, **421** (cité p. 67).
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel et F. Couvreux, 2009 : A Parameterization of Dry Thermals and Shallow Cumuli for Mesoscale Numerical Weather Prediction. *Boundary-Layer Meteorology*, **1321**, 83-106. DOI : [10.1007/s10546-009-9388-0](https://doi.org/10.1007/s10546-009-9388-0) (cité p. 24).
- Petrucci, O., K. Papagiannaki, L. Aceto, L. Boissier, V. Kotroni, M. Grimalt, M. Llasat, M. Llasat-Botija, J. Rosselló, A. Pasqua et F. Vinet, 2018 : MEFF : the database of MEditerranean flood fatalities (1980 to 2015). *Journal of Flood Risk Management*, **122**, e12461. DOI : [10.1111/jfr3.12461](https://doi.org/10.1111/jfr3.12461) (cité p. 1).
- Pianezze, J., C. Barthe, S. Bielli, P. Tulet, S. Jullien, G. Cambon, O. Bousquet, M. Claeys et E. Cordier, 2018 : A New Coupled Ocean-Waves-Atmosphere Model Designed for Tropical Storm Studies : Example of Tropical Cyclone Bejisa (2013-2014) in the South-West Indian Ocean. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **103**, 801-825. DOI : [10.1002/2017ms001177](https://doi.org/10.1002/2017ms001177) (cité p. 15).
- Pinardi, N. et A. Navarra, 1993 : Baroclinic wind adjustment processes in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, **406**, 1299-1326. DOI : [10.1016/0967-0645\(93\)90071-t](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90071-t) (cité p. 9).
- Pineau-Guillou, L., F. Ardhuin, M.-N. Bouin, J.-L. Redelsperger, B. Chapron, J.-R. Bidlot et Y. Quilfen, 2018 : Strong winds in a coupled wave-atmosphere model during a north atlantic storm event : evaluation against observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **144**711, 317-332. DOI : [10.1002/qj.3205](https://doi.org/10.1002/qj.3205) (cité p. 28).
- Pinty, J.-P. et P. Jabouille, 1998 : A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. *Conf. on Cloud Physics, Amer. Meteor. Soc.* 217-220 (cité p. 24).
- Powell, M. D., P. J. Vickery et T. A. Reinhold, 2003 : Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, **422**6929, 279-283. DOI : [10.1038/nature01481](https://doi.org/10.1038/nature01481) (cité p. 28).
- Pruski, A. M., R. Buscail, F. Bourrin et G. Vétion, 2019 : Influence of coastal Mediterranean rivers on the organic matter composition and reactivity of continental shelf sediments : The case of the Têt River (Gulf of Lions, France). *Continental Shelf Research*, **181**, 156-173. DOI : [10.1016/j.csr.2019.05.009](https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.05.009) (cité p. 11).
- Pullen, J., R. Allard, H. Seo, A. J. Miller, S. Chen, L. P. Pezzi, T. Smith, P. Chu, J. Alves et R. Caldeira, 2017 : Coupled ocean-atmosphere forecasting at short and medium time scales. *Journal of Marine Research*, **756**, 877-921. DOI : [10.1357/002224017823523991](https://doi.org/10.1357/002224017823523991) (cité p. 17).

- Pullen, J., R. Caldeira, J. D. Doyle, P. May et R. Tomé, 2017 : Modeling the air-sea feedback system of Madeira Island. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **93**, 1641-1664. DOI : [10.1002/2016ms000861](https://doi.org/10.1002/2016ms000861) (cité p. 16).
- Pullen, J., J. D. Doyle, T. Haack, C. Dorman, R. P. Signell et C. M. Lee, 2007 : Bora event variability and the role of air-sea feedback. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **112**C3. C03S18, n/a-n/a. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2006JC003726](https://doi.org/10.1029/2006JC003726) (cité p. 15).
- Pullen, J., J. D. Doyle et R. P. Signell, 2006 : Two-Way Air–Sea Coupling : A Study of the Adriatic. *Monthly Weather Review*, **134**5, 1465-1483. DOI : [10.1175/MWR3137.1](https://doi.org/10.1175/MWR3137.1) (cité p. 15).
- Pytharoulis, I., 2018 : Analysis of a Mediterranean tropical-like cyclone and its sensitivity to the sea surface temperatures. *Atmospheric Research*, **208**, 167-179. DOI : [10.1016/j.atmosres.2017.08.009](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.08.009) (cité p. 13).
- Radnóti, G., 1995 : Comments on "A Spectral Limited-Area Formulation with Time-Dependent Boundary Conditions Applied to the Shallow-Water Equations". *Monthly Weather Review*, **123**10, 3122-3123. DOI : [10.1175/1520-0493\(1995\)123<3122:coslaf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<3122:coslaf>2.0.co;2) (cité p. 23).
- Rainaud, R., C. Lebeaupin Brossier, V. Ducrocq et H. Giordani, 2017 : High-resolution air–sea coupling impact on two heavy precipitation events in the Western Mediterranean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **143**707, 2448-2462. ISSN : 1477-870X. DOI : [10.1002/qj.3098](https://doi.org/10.1002/qj.3098) (cité pp. 15, 21, 29, 143).
- Rainaud, R., C. Lebeaupin Brossier, V. Ducrocq, H. Giordani, M. Nuret, N. Fourrié, M.-N. Bouin, I. Taupier-Letage et D. Legain, 2016 : Characterization of air–sea exchanges over the Western Mediterranean Sea during HyMeX SOP1 using the AROME–WMED model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 173-187. ISSN : 1477-870X. DOI : [10.1002/qj.2480](https://doi.org/10.1002/qj.2480) (cité p. 144).
- Rascle, N. et F. Ardhuin, 2013 : A global wave parameter database for geophysical applications. Part 2 : Model validation with improved source term parameterization. *Ocean Modelling*, **70**, 174-188. DOI : [10.1016/j.ocemod.2012.12.001](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.12.001) (cité p. 77).
- Rebora, N., L. Molini, E. Casella, A. Comellas, E. Fiori, F. Pignone, F. Siccardi, F. Silvestro, S. Tanelli et A. Parodi, 2013 : Extreme Rainfall in the Mediterranean : What Can We Learn from Observations ? *Journal of Hydrometeorology*, **14**3, 906-922. DOI : [10.1175/jhm-d-12-083.1](https://doi.org/10.1175/jhm-d-12-083.1) (cité p. 8).
- Renault, L., J. Chiggiato, J. C. Warner, M. Gomez, G. Vizoso et J. Tintoré, 2012 : Coupled atmosphere-ocean-wave simulations of a storm event over the Gulf of Lion and Balearic Sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **117**C9. C09019, n/a-n/a. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2012JC007924](https://doi.org/10.1029/2012JC007924) (cité pp. 15-16).
- Ribes, A., S. Thao, R. Vautard, B. Dubuisson, S. Somot, J. Colin, S. Planton et J.-M. Soubeyroux, 2018 : Observed increase in extreme daily rainfall in the French Mediterranean. *Climate Dynamics*, **52**1-2, 1095-1114. DOI : [10.1007/s00382-018-4179-2](https://doi.org/10.1007/s00382-018-4179-2) (cité p. 3).
- Ricchi, A., M. M. Miglietta, P. P. Falco, A. Benetazzo, D. Bonaldo, A. Bergamasco, M. Sclavo et S. Carniel, 2016 : On the use of a coupled ocean–atmosphere–wave model during an extreme cold air outbreak over the Adriatic Sea. *Atmospheric Research*, **172-173** (cité p. 15).
- Rizza, U., E. Canepa, A. Ricchi, D. Bonaldo, S. Carniel, M. Morichetti, G. Passerini, L. Santiloni, F. S. Puhales et M. Miglietta, 2018 : Influence of Wave State and Sea

- Spray on the Roughness Length : Feedback on Medicanes. *Atmosphere*, **98**, 301. DOI : [10.3390/atmos9080301](https://doi.org/10.3390/atmos9080301) (cité p. 15).
- Romero, R., J. Guijarro, C. Ramis et S. Alonso, 1998 : A 30-year (1964-1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions : First exploratory study. *International Journal of Climatology*, **18**, 541-560 (cité p. 14).
- Romero, R., C. Ramis et V. Homar, 2014 : On the severe convective storm of 29 october 2013 in the balearic islands : observational and numerical study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **141**689, 1208-1222. DOI : [10.1002/qj.2429](https://doi.org/10.1002/qj.2429) (cité pp. 3, 14).
- Rouillet, G. et G. Madec, 2000 : Salt conservation, free surface and varying levels : A new formulation for ocean generel circulation models. *J. Geophys. Res.*, **105**C10, 23927-23942. DOI : [doi:10.1029/2000JC900089](https://doi.org/10.1029/2000JC900089) (cité pp. 12, 21).
- Sadaoui, M., W. Ludwig, F. Bourrin et P. Raimbault, 2016 : Controls, budgets and variability of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Journal of Hydrology*, **540**, 1002-1015. DOI : [10.1016/j.jhydrol.2016.07.012](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.012) (cité p. 11).
- Sauvage, C., C. L. Brossier, M.-N. Bouin et V. Ducrocq, 2018 : Role of the sea state on the air-sea exchanges during a Mediterranean heavy precipitation event in a kilometer-scale forecast system. *Preprints, 21 st AMS Conf. on Air-Sea Interaction, Oklahoma city, OK*, 6 (cité pp. 77, 143).
- Sauvage, C., C. L. Brossier, M.-N. Bouin et V. Ducrocq, 2020 : Characterization of the air-sea exchange mechanisms during a Mediterranean heavy precipitation event using realistic sea state modelling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20**3, 1675-1699. DOI : [10.5194/acp-20-1675-2020](https://doi.org/10.5194/acp-20-1675-2020) (cité pp. 81, 121, 124, 126, 131).
- Sauvage, C., C. L. Brossier, V. Ducrocq, M.-N. Bouin, B. Vincendon, M. Verdecchia, I. Taupier-Letage et F. Orain, 2018 : Impact of the representation of the freshwater river input in the Western Mediterranean Sea. *Ocean Modelling*, **131**, 115 -131. ISSN : 1463-5003. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.09.005> (cité p. 37).
- Schiller, R. et V. Kourafalou, 2010 : Modeling river plume dynamics with the HYbrid Coordinate Ocean Model. *Ocean Modelling*, **33**1-2, 101-117. ISSN : 1463-5003. DOI : [10.1016/j.ocemod.2009.12.005](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.12.005) (cité p. 12).
- Schott, F., M. Visbeck, U. Send, J. Fischer, L. Stramma et Y. Desaubies, 1996 : Observations of Deep Convection in the Gulf of Lions, Northern Mediterranean, during the Winter of 1991/92. *Journal of Physical Oceanography*, **26**4, 505-524. DOI : [10.1175/1520-0485\(1996\)026<0505:oodcit>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<0505:oodcit>2.0.co;2) (cité p. 10).
- Scofield, R., 1985 : Satellite convective categories associated with heavy precipitation. *Preprints, 6th Conf. on Hydrometeorology, Indianapolis*, 42-51 (cité p. 75).
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac et V. Masson, 2011 : The AROME-France convective scale operational model. *Mon. Wea. Rev.* (cité p. 23).
- Senatore, A., L. Furnari et G. Mendicino, 2019 : Impact of improved Sea Surface Temperature representation on the forecast of small Mediterranean catchments hydrological response to heavy precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1-42. DOI : [10.5194/hess-2019-345](https://doi.org/10.5194/hess-2019-345) (cité p. 14).
- Seo, H., 2017 : Distinct Influence of Air–Sea Interactions Mediated by Mesoscale Sea Surface Temperature and Surface Current in the Arabian Sea. *Journal of Climate*, **30**20, 8061-8080. DOI : [10.1175/jcli-d-16-0834.1](https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0834.1) (cité p. 16).

- Seo, H., A. J. Miller et J. O. Roads, 2007 : The Scripps Coupled Ocean–Atmosphere Regional (SCOAR) Model, with Applications in the Eastern Pacific Sector. *Journal of Climate*, **203**, 381-402. DOI : [10.1175/jcli4016.1](https://doi.org/10.1175/jcli4016.1) (cité p. 16).
- Seyfried, L., C. Estournel, P. Marsaleix et E. Richard, 2019 : Dynamics of the North Balearic Front during an autumn tramontane and mistral storm : air–sea coupling processes and stratification budget diagnostic. *Ocean Science*, **151**, 179-198. DOI : [10.5194/os-15-179-2019](https://doi.org/10.5194/os-15-179-2019) (cité p. 10).
- Seyfried, L., P. Marsaleix, E. Richard et C. Estournel, 2017 : Modelling deep-water formation in the north-west Mediterranean Sea with a new air–sea coupled model : sensitivity to turbulent flux parameterizations. *Ocean Science*, **136**, 1093-1112. DOI : [10.5194/os-13-1093-2017](https://doi.org/10.5194/os-13-1093-2017) (cité p. 10).
- Shchepetkin, A. F. et J. C. McWilliams, 2005 : The regional oceanic modeling system (ROMS) : a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, **94**, 347-404. DOI : [10.1016/j.ocemod.2004.08.002](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002) (cité p. 16).
- Silvestro, F., S. Gabellani, F. Giannoni, A. Parodi, N. Rebora, R. Rudari et F. Siccardi, 2012 : A hydrological analysis of the 4 November 2011 event in Genoa. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **129**, 2743-2752. DOI : [10.5194/nhess-12-2743-2012](https://doi.org/10.5194/nhess-12-2743-2012) (cité p. 7).
- Simmons, A. J. et D. M. Burridge, 1981 : An Energy and Angular-Momentum Conserving Vertical Finite-Difference Scheme and Hybrid Vertical Coordinates. *Monthly Weather Review*, **1094**, 758-766. DOI : [10.1175/1520-0493\(1981\)109<0758:aeaamc>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0758:aeaamc>2.0.co;2) (cité pp. 23-24).
- Simpson, J., 1997 : Physical processes in the ROFI regime. *Journal of Marine System*, **121**, 3-15. ISSN : 0924-7963. DOI : [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00085-1) (cité p. 10).
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, Jimy Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang et J. G. Powers, 2008 : *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. Rapp. tech. National Center for Atmospheric Research. DOI : [10.13140/rg.2.1.2310.6645](https://doi.org/10.13140/rg.2.1.2310.6645) (cité p. 16).
- Small, R. J., T. Campbell, J. Teixeira, S. Carniel, T. A. Smith, J. Dykes, S. Chen et R. Allard, 2011 : Air–Sea Interaction in the Ligurian Sea : Assessment of a Coupled Ocean–Atmosphere Model Using In Situ Data from LASIE07. *Monthly Weather Review*, **1396**, 1785-1808. DOI : [10.1175/2010MWR3431.1](https://doi.org/10.1175/2010MWR3431.1) (cité p. 16).
- Small, R. J., S. Carniel, T. Campbell, J. Teixeira et R. Allard, 2012 : The response of the Ligurian and Tyrrhenian Seas to a summer Mistral event : A coupled atmosphere-ocean approach. *Ocean Modelling* (cité p. 16).
- Soares, P., P. Miranda, A. Siebesma et J. Teixeira, 2004 : An eddy-diffusivity/mass-flux parametrization for dry and shallow cumulus convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**604, 3365-3383. DOI : [10.1256/qj.03.223](https://doi.org/10.1256/qj.03.223) (cité p. 24).
- Somot, S., L. Houpert, F. Sevault, P. Testor, A. Bosse, I. Taupier-Letage, M.-N. Bouin, R. Waldman, C. Cassou, E. Sanchez-Gomez, X. D. de Madron, F. Adloff, P. Nabat et M. Herrmann, 2016 : Characterizing, modelling and understanding the climate variability of the deep water formation in the North-Western Mediterranean Sea. *Climate Dynamics*, **513**, 1179-1210. DOI : [10.1007/s00382-016-3295-0](https://doi.org/10.1007/s00382-016-3295-0) (cité p. 10).

- Staneva, J., V. Alari, Ø. Breivik, J.-R. Bidlot et K. Mogensen, 2016 : Effects of wave-induced forcing on a circulation model of the North Sea. *Ocean Dynamics*, **67**1, 81-101. DOI : [10.1007/s10236-016-1009-0](https://doi.org/10.1007/s10236-016-1009-0) (cité p. 154).
- Stocchi, P. et S. Davolio, 2017 : Intense air-sea exchange and heavy rainfall : impact of the northern Adriatic SST. *Advances in Science and Research*, **13**, 7-12. DOI : [10.5194/asr-13-7-2016](https://doi.org/10.5194/asr-13-7-2016) (cité p. 14).
- Strajnar, B., J. Cedilnik, A. Fettich, M. Ličer, N. Pristov, P. Smerkol et J. Jerman, 2019 : Impact of two-way coupling and sea-surface temperature on precipitation forecasts in regional atmosphere and ocean models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **145**718, 228-242. DOI : [10.1002/qj.3425](https://doi.org/10.1002/qj.3425) (cité p. 14).
- Sun, Q., M. M. Whitney, F. O. Bryan et Y. heng Tseng, 2017 : A box model for representing estuarine physical processes in Earth system models. *Ocean Modelling*, **112**, 139-153. DOI : [10.1016/j.ocemod.2017.03.004](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.03.004) (cité p. 69).
- Testor, P., U. Send, J.-C. Gascard, C. Millot, I. Taupier-Letage et K. Béranger, 2005 : The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea : Algerian Gyres. *Journal of Geophysical Research*, **110**C11. DOI : [10.1029/2004jc002861](https://doi.org/10.1029/2004jc002861) (cité p. 9).
- Testor, P., A. Bosse, L. Houpert, F. Margirier, L. Mortier, H. Legoff, D. Dausse, M. Labaste, J. Karstensen, D. Hayes, A. Olita, A. Ribotti, K. Schroeder, J. Chiggiato, R. Onken, E. Heslop, B. Mourre, F. D'ortenzio, N. Mayot, H. Lavigne, O. de Fommervault, L. Coppola, L. Prieur, V. Taillandier, X. Durrieu de Madron, F. Bourrin, G. Many, P. Damien, C. Estournel, P. Marsaleix, I. Taupier-Letage, P. Raimbault, R. Waldman, M.-N. Bouin, H. Giordani, G. Caniaux, S. Somot, V. Ducrocq et P. Conan, 2018 : Multiscale Observations of Deep Convection in the Northwestern Mediterranean Sea during Winter 2012–2013 Using Multiple Platforms. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **123**3, 1745-1776. ISSN : 2169-9291 (cité p. 10).
- The WAVEWATCH III Development Group, 2016 : *User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 5.16*. Tech. Note 329 (cité p. 22).
- Thévenot, O., M.-N. Bouin, V. Ducrocq, C. Lebeaupin Brossier, O. Nuissier, J. Piazzese et F. Duffourg, 2016 : Influence of the sea state on Mediterranean heavy precipitation : a case-study from HyMeX SOP1. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 377-389. ISSN : 1477-870X. DOI : [10.1002/qj.2660](https://doi.org/10.1002/qj.2660) (cité pp. 14, 111).
- Tolman, H. L., 1992 : Effects of Numerics on the Physics in a Third-Generation Wind-Wave Model. *Journal of Physical Oceanography*, **22**10, 1095-1111. DOI : [10.1175/1520-0485\(1992\)022<1095:EONOTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<1095:EONOTP>2.0.CO;2) (cité p. 22).
- Tramblay, Y. et S. Somot, 2018 : Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean. *Climatic Change*, **151**2, 289-302. ISSN : 1573-1480. DOI : [10.1007/s10584-018-2300-5](https://doi.org/10.1007/s10584-018-2300-5) (cité p. 3).
- Tseng, Y.-H., F. O. Bryan et M. M. Whitney, 2016 : Impacts of the representation of riverine freshwater input in the community earth system model. *Ocean Modelling*, **105**, 71-86. ISSN : 1463-5003. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.08.002> (cité pp. 11-12).
- Valcke, S., 2013 : The oasis3 coupler : a european climate modelling community software. *Geoscientific Model Development*, **6**2, 373-388. DOI : [10.5194/gmd-6-373-2013](https://doi.org/10.5194/gmd-6-373-2013) (cité p. 29).
- Varlas, G., P. Katsafados, A. Papadopoulos et G. Korres, 2018 : Implementation of a two-way coupled atmosphere-ocean wave modeling system for assessing air-sea

- interaction over the mediterranean sea. *Atmospheric Research*, **208**, 201-217. DOI : [10.1016/j.atmosres.2017.08.019](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.08.019) (cité p. 14).
- Veron, F., 2015 : Ocean spray. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **47**, 507-538. DOI : [10.1146/annurev-fluid-010814-014651](https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010814-014651) (cité pp. 14-15).
- Verri, G., N. Pinardi, B. Frank, Y.-H. Tseng et G. Coppini, 2018 : A box model to represent estuarine dynamics in mesoscale resolution ocean models. *Geophysical Research Abstracts*, **20**EGU2018-15196 (cité p. 69).
- Vincent, E. M., M. Lengaigne, G. Madec, J. Vialard, G. Samson, N. C. Jourdain, C. E. Menkes et S. Jullien, 2012 : Processes setting the characteristics of sea surface cooling induced by tropical cyclones. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **117**C2, n/a-n/a. DOI : [10.1029/2011jc007396](https://doi.org/10.1029/2011jc007396) (cité p. 13).
- Voldoire, A., B. Decharme, J. Pianezze, C. Lebeaupin Brossier, F. Sevault, L. Seyfried, V. Garnier, S. Bielli, S. Valcke, A. Alias, M. Accensi, F. Ardhuin, M.-N. Bouin, V. Ducrocq, S. Faroux, H. Giordani, F. Léger, P. Marsaleix, R. Rainaud, J.-L. Redelsperger, E. Richard et S. Riette, 2017 : SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales. *Geoscientific Model Development*, **10**11, 4207-4227. DOI : [10.5194/gmd-10-4207-2017](https://doi.org/10.5194/gmd-10-4207-2017) (cité p. 29).
- Vörösmarty, C.J., B. Fekete et B. Tucker, 1996 : *Global River Discharge Database (RivDIS v1.0)*. Rapp. tech. UNESCO, Paris (cité p. 34).
- Warner, J. C., B. Armstrong, R. He et J. B. Zambon, 2010 : Development of a Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST) Modeling System. *Ocean Modelling*, **35**3, 230-244. DOI : [10.1016/j.ocemod.2010.07.010](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.07.010) (cité p. 16).
- Webster, P. J. et R. Lukas, 1992 : TOGA COARE : The Coupled Ocean—Atmosphere Response Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **73**9, 1377-1416. DOI : [10.1175/1520-0477\(1992\)073<1377:tctcor>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1992)073<1377:tctcor>2.0.co;2) (cité p. 13).
- Wu, L., A. Rutgersson, E. Sahlée et X. G. Larsén, 2015 : The impact of waves and sea spray on modelling storm track and development. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, **67**1, 27967. DOI : [10.3402/tellusa.v67.27967](https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.27967) (cité p. 15).
- Wu, L., J. Staneva, Ø. Breivik, A. Rutgersson, A. G. Nurser, E. Clementi et G. Madec, 2019 : Wave effects on coastal upwelling and water level. *Ocean Modelling*, **140**, 101405. DOI : [10.1016/j.ocemod.2019.101405](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.101405) (cité p. 154).
- Yin, J., R. J. Stouffer, M. J. Spelman et S. M. Griffies, 2010 : Evaluating the Uncertainty Induced by the Virtual Salt Flux Assumption in Climate Simulations and Future Projections. *Journal of Climate*, **23**1, 80-96. DOI : [10.1175/2009jcli3084.1](https://doi.org/10.1175/2009jcli3084.1) (cité p. 12).
- Zhao, B., F. Qiao, L. Cavalieri, G. Wang, L. Bertotti et L. Liu, 2017 : Sensitivity of typhoon modeling to surface waves and rainfall. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **122**3, 1702-1723. DOI : [10.1002/2016jc012262](https://doi.org/10.1002/2016jc012262) (cité p. 15).

BIBLIOGRAPHIE

A | AMS 21st Air-Sea Interaction - Résumé long

Role of the sea state on the air-sea exchanges during a Mediterranean heavy precipitation event in a kilometer-scale forecast system

C. Sauvage, C. Lebeaupin Brossier, V. Ducrocq, M.-N. Bouin (2018).
(<https://ams.confex.com/ams/23BLT21ASI/meetingapp.cgi/Paper/345111>)

6.2 ROLE OF THE SEA STATE ON THE AIR-SEA EXCHANGES DURING A MEDITERRANEAN HEAVY PRECIPITATION EVENT IN A KILOMETER-SCALE FORECAST SYSTEM

César Sauvage^{1,*}, Cindy Lebeaupin Brossier¹, Marie-Noëlle Bouin^{1,2}, Véronique Ducrocq¹

¹ CNRM UMR3589 (Météo-France, CNRS), Toulouse, France

² LOPS UMR6523 Ifremer-CNRS-IRD-UBO, IUEM, Plouzané, France

1. INTRODUCTION

During late summer and fall, the Mediterranean region is prone to heavy precipitation events (HPEs) characterized by large rainfall amounts in a short period (typically more than 100 mm in less than 24 hours) which often lead to devastating flash-floods (Ducrocq et al. 2016). For these events, the Mediterranean Sea is a source of heat and moisture that feed the mesoscale convective systems (Duffourg and Ducrocq, 2011). The air-sea exchanges are favored by a strong marine low-level jet (>20 m/s) blowing over a warm and thin ocean mixed layer. Frequently, such events are also associated with a sea surface elevation, submersion, which increase the coastal flooding risk, and rough sea that moderates the exchanges of heat, water and momentum at the air-sea interface.

The international HyMeX program (*Hydrological cycle in Mediterranean Experiment*, www.hymex.org) investigates the Mediterranean Sea hydrological cycle with an emphasis on the severe events that largely contribute to it (Drobinski et al. 2014; Ducrocq et al. 2014). A large part of HyMeX is devoted to the improvement of the prediction skill of high-impact hydro-meteorological events in the area, with notably the development of integrated (multi-components) forecast systems. Within this framework, the coupling between the Météo-France kilometer-scale AROME Numerical Weather Prediction (NWP) model (Seity et al. 2011), the NEMO ocean model (Madec et al. 2016) and the WaveWatchIII (WW3) model (Tolman 2002; 2009) is currently developed.

As preliminary work for coupling, this study aims to investigate the representation of air-sea exchanges that occur during such events, with a focus on the role of the sea state. Several sensitivity tests to sea surface temperature (SST) and turbulent flux parametrization were run with AROME for a HPE occurring between 12 and 14 October 2016 in South-Eastern France.

2. SENSITIVITY EXPERIMENTS

Numerical sensitivity experiments were run with the high-resolution (1.3 km) non-hydrostatic AROME-France NWP model. The vertical grid has 90 η -levels with a first level thickness of ~5 m.

Operationally, AROME-France uses for the sea surface its own SST analysis (Taillefer, 2002) that is kept constant during the forecast and the bulk iterative ECUME sea surface turbulent fluxes parametrization (Belamari, 2005; Belamari and Pirani, 2007).

First, the sensitivity to the initial SST is investigated. For that, the SST analysis coming from the global operational analysis of Mercator-Océan (1/12°-resolution PSY4 system, Lellouche et al. 2013) is used instead of the AROME analysis. The sensitivity of HPE to SST in high-resolution simulations is already well documented in the literature (e.g. Rainaud et al. 2017 for AROME). So, this test serves here more as a ‘gauge’ for the following sensitivity tests (to the turbulent fluxes parametrization in this study, or, to interactive coupling, for example).

The second set of sensitivity experiments concerns the sea surface turbulent fluxes parametrization. First, the new version of ECUME, hereafter ECUME6 (Le Moigne 2018), is tested. The main difference is that ECUME6 uses for convergence, the three derived parameters P_{u10n} , $P_{\theta10n}$, P_{q10n} defined as:

$$P_{u10n} = \frac{C_{D10n}}{\sqrt{C_{D10n}}} \Delta u_{10n} \quad (1a)$$

$$P_{\theta10n} = \frac{C_{H10n}}{\sqrt{C_{D10n}}} \Delta u_{10n} \quad (1b)$$

$$P_{q10n} = \frac{C_{E10n}}{\sqrt{C_{D10n}}} \Delta u_{10n} \quad (1c)$$

and as polynomial functions of the neutral vertical wind gradient between the surface and 10 m Δu_{10n} , that are fitted with data collected during several campaigns (while ECUME uses a multi-campaign calibration of the neutral exchange coefficients at 10 m, i.e. polynomial

* Corresponding author address: César Sauvage, CNRM/GMME/PRECIP, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse cedex 1, France; email: cesar.sauvage@meteo.fr

functions of C_{D10n} , C_{H10n} , C_{E10n}). Then, the COARE 3.0 (Fairall et al. 2003), available in the surface scheme (SURFEX, Masson et al. 2012) of AROME, is used. And, finally, the innovative turbulent flux parametrization, named WASP (*Wave-Age dependent Stress Parametrization*), which takes into account directly the impact of the sea state, has been developed and introduced in SURFEX/AROME.

The main principle of WASP is the following. The peak period T_p is used to compute the Charnock's coefficient α_{ch} :

$$c_p = \frac{g T_p}{2\pi} \quad (2)$$

where g is the gravity and c_p the phase speed;

$$\alpha_{ch} = A \frac{c_p}{u_*} - B \quad (3)$$

with u_* the friction velocity, A and B coefficients depending on the first atmospheric level wind speed U_a .

In the following, the peak period period T_p is provided by wave model analyses or forecasts (called 'real waves' hereafter) or derived from

U_a (called 'ideal waves'), knowing that WASP is originally designed to be applied with a 'real waves' forcing or coupling.

In our experiments, AROME starts every day (12, 13 and 14 October 2016) at 00UTC, from ARPEGE (Courtier et al. 1991) analyses and boundary conditions come every hour from the ARPEGE forecasts. Each AROME forecast duration is 42 hours.

In the latter sensitivity test, i.e. using WASP and a 'real wave' forcing, the period peak comes from WW3 simulations done in the frame of the french MARC (*Modélisation et Analyses pour la Recherche Côtière*) initiative at LOPS. This product has a $1/10^\circ$ -resolution and is available with a three-hourly frequency.

3. RESULTS

In this part, all the results shown and discussed are from the forecasts starting on 13 October 2016, 00UTC.

3.1 Sensitivity to the SST

Figure 1a presents the differences between the PSY4 and the AROME SST analyses for 13 October 2016 at 00UTC. Large differences appear locally, in particular over the North-Western Mediterranean area. The PSY4 SST is higher by $\sim+0.5^\circ\text{C}$ between the Balearic Islands

and Sardinia and lower ($\sim-1^\circ\text{C}$) in the Ligurian Sea and around Corsica. The largest differences (up to $\pm 2^\circ\text{C}$) are associated with meanders of the North Balearic Front (NBF), which is not well represented in the AROME SST analysis.

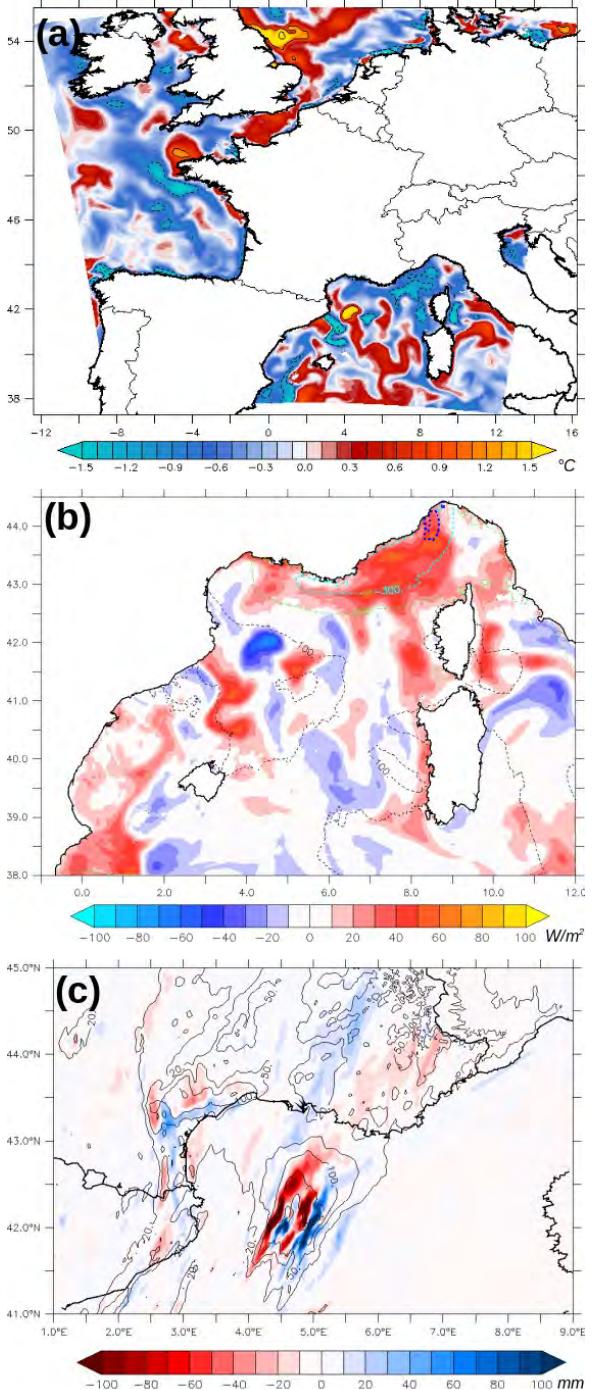


FIG. 1. (a) Differences between the PSY4 and the AROME SST ($^\circ\text{C}$) analyses. Differences between the forecasts using the PSY4 SST vs. the AROME SST (b) in the 24h-averaged latent heat flux (colors, W/m^2) (the 24h-averaged latent heat flux in the reference forecast (using AROME SST) is indicated with contours, negative for ocean heat loss) and (c) in the 24h-cumulated rainfall amounts (mm) (the black contours indicate the 24h-cumulated rainfall amounts in the reference).

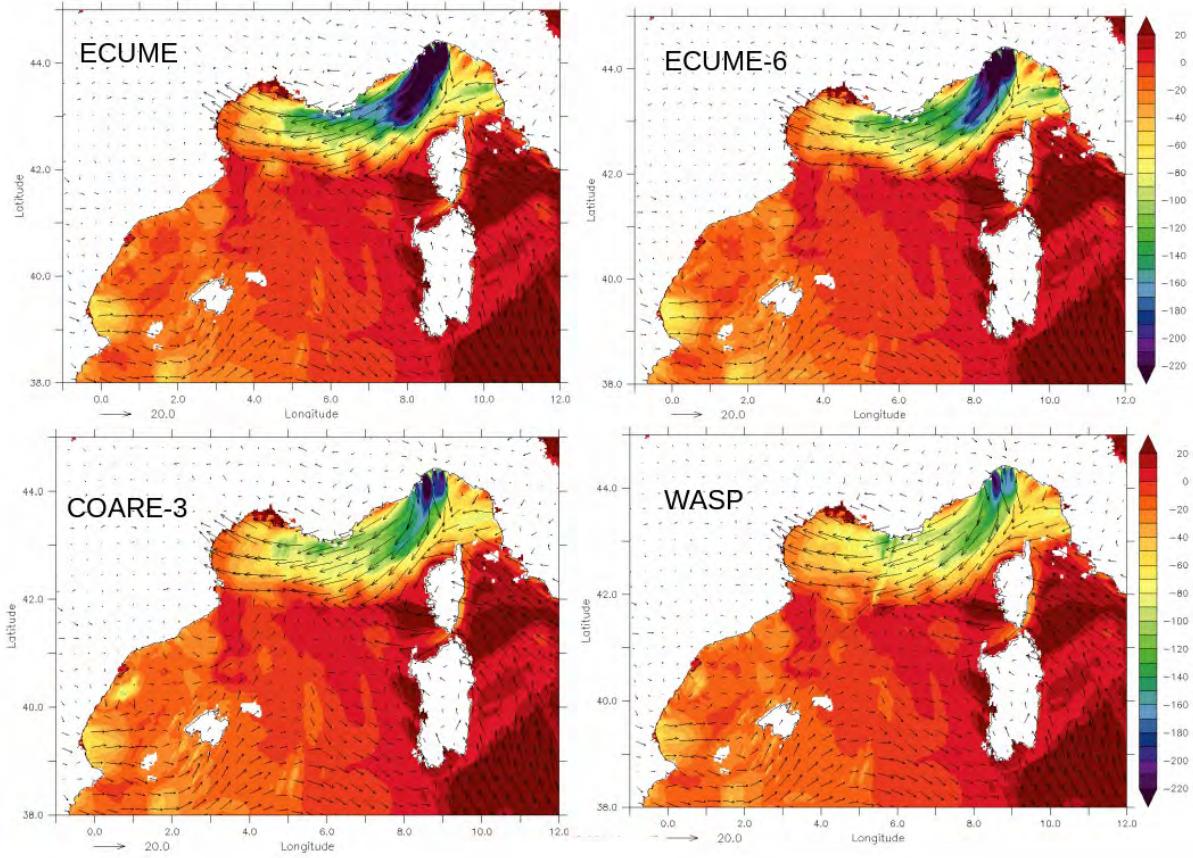


FIG 2. 14 October 2016 00UTC: Sensible heat flux (H , in W/m^2) in the AROME forecasts using the ECUME, ECUME6, COARE3.0 and WASP sea surface turbulent flux parametrizations. Arrows are the wind speed (m/s) at 5m above ground level.

The SST differences directly impact the sensible heat flux and the latent heat flux (and evaporation), with an increase [decrease] in absolute value (up to $80\text{W}/\text{m}^2$) over warmer [colder] sea surface (Fig. 1b). This result is robust whatever the sea surface turbulent flux parametrization used.

Comparing the Quantitative Precipitation Forecasts (QPF, Fig. 1c), large differences are found over sea related to a eastwards displacement of a first Mesoscale Convective System (MCS) occurring in the Gulf of Lion [5°E ; 42°N]. Significant differences are also found over the Hérault region [$2.5\text{-}3.5^\circ\text{E}$; $43\text{-}44^\circ\text{N}$] with an increase in QPF along the coast when the PSY4 analysis is used. Here, only one sea surface flux parametrization is considered (WASP with ‘ideal waves’). But, the values of the differences and the way the precipitating systems are moved are not similar when considering other pairs of SST sensitivity tests with the other sea surface flux parametrizations. This means that the SST has an indirect impact on precipitation through surface fluxes and several mechanisms acting notably on convection. Future work will investigate the possible involved mechanisms as the

convergence, the stability and momentum mixing in the atmospheric boundary layer (ABL) and the pressure adjustment to SST anomalies.

3.2 Sensitivity to the sea surface turbulent fluxes parametrization

Figure 2 illustrates the sensible heat fluxes obtained when using the four different parametrizations described in section 2, *i.e.* ECUME, ECUME6, COARE 3.0 and WASP (with ‘ideal waves’).

Low to moderate changes are found between Sardinia and the Spanish coasts. Large modifications are obtained in the north-easterly to easterly flow over the Ligurian Sea (strong wind regime with cold and dry air at low-level). In particular, the three parametrizations ECUME6, COARE 3.0 and WASP, show a large decrease in absolute value (by 40, 80 and $100\text{W}/\text{m}^2$, respectively) compared to ECUME, which is known to overestimate the sensible heat flux in such regime (Rainaud et al. 2016). The same conclusions stand for the latent heat flux, *i.e.* generally small differences except in the strong, cold and dry ‘Ligurian’ easterly flow (not shown).

Figure 3 shows the differences in wind stress and wind speed between simulations using ECUME and WASP parametrizations. As for the heat fluxes, no significant wind stress differences are observed in the south-easterly flow. Large differences are found under the MCS [around 5.5°E-42.5°N] and the easterly flow, by more than ± 0.3 N/m² for the wind stress and by more than ± 3 m/s for the wind speed.

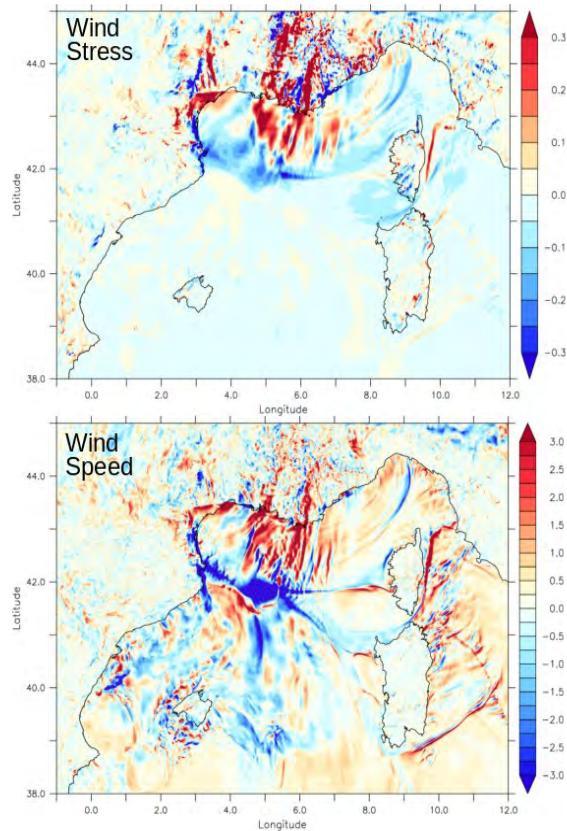


FIG 3. 14 October 2016 00UTC: Differences of wind stress (N/m²) and wind speed (m/s) between runs using ECUME and WASP parametrization.

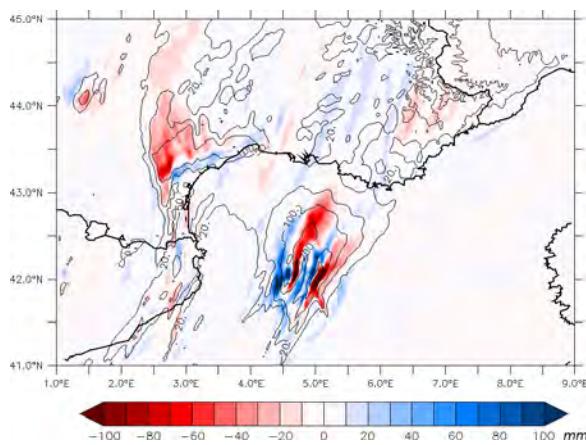


FIG 4. Differences in the 24h-QPF (mm) between runs using WASP and the ECUME parametrization – the black contours indicate the 24h-QPF in the reference (*i.e.* with ECUME).

Comparing the QPF using WASP or ECUME parametrizations (Fig. 4), a strong impact is found locally over sea, with a westwards displacement of the rain bands. A lower but significant impact is also found for the inland rainfall amounts over the Hérault region (up to -80 mm in the western part and +40 mm along the coasts).

3.3 Sensitivity to the sea state: impact of the peak period of waves

In this part, we compare the two AROME forecasts both using WASP, but with a peak period as a function of the wind (hereafter ‘ideal waves’) or using the MARC WW3 three-hourly analyses (hereafter ‘real waves’). Figure 5 illustrates the differences in the two T_p fields. In the case of ‘ideal waves’, large gradients and small scale patterns are obtained with the strongest T_p (>8 s) in the Ligurian Sea and the Gulf of Lion and very small T_p (<2 s) between Catalonia (Spanish coasts) and Sardinia (Fig. 5a). In the WW3 analysis, the gradients are smoother. The largest T_p are located in the north-western part and no T_p values go below 5 s (Fig. 5b).

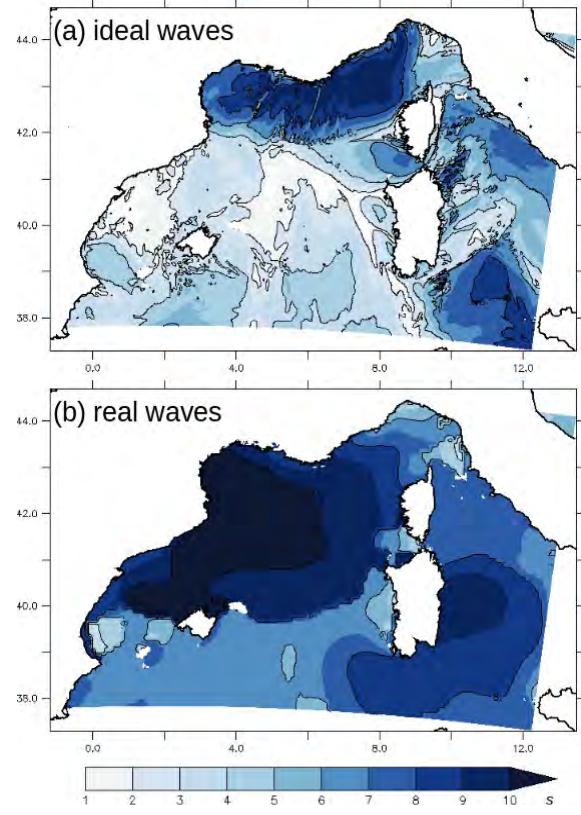


FIG 5. Peak period (T_p , in s) for 14 October 2016 00UTC: (a) for the ‘ideal waves’ case [$T_p=f(U_a)$] and (b) from the MARC WW3 product (‘real waves’ case).

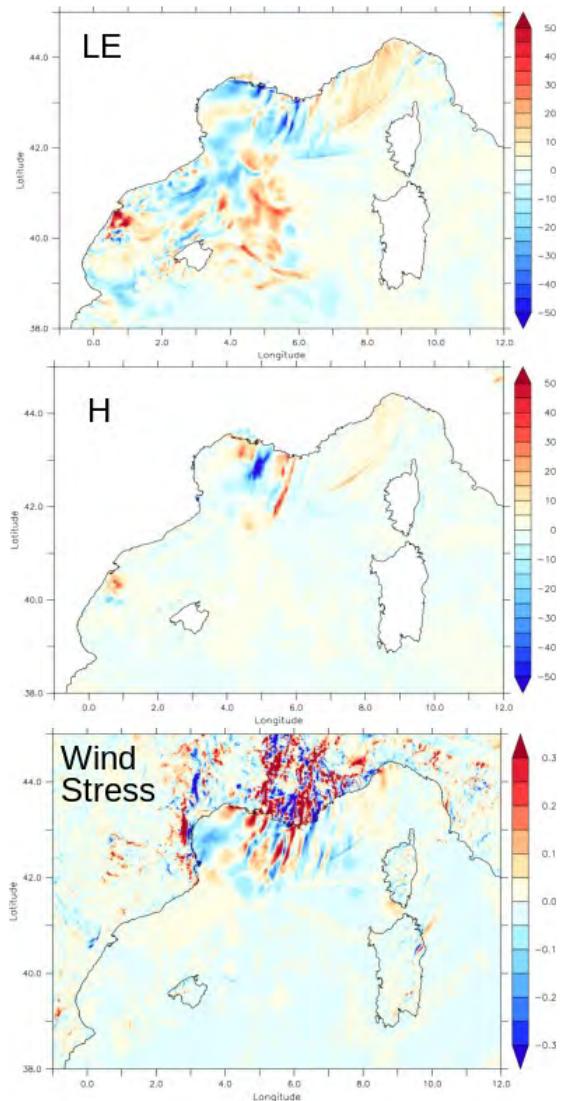


FIG 6. 14 October 2016 00UTC: Differences of latent (LE) and sensible (H) heat fluxes (W/m^2) and wind stress (N/m^2) between the 'real waves' and the 'ideal waves' forecasts.

Figure 6 shows the latent (LE) and sensible (H) heat fluxes and the wind stress differences between the two simulations. The main differences appear for three areas that can be distinguished due to different causes possibly involved. In the Ligurian Sea, below the easterly flow, a decrease in absolute value of the heat fluxes is found, associated with an increased wind stress and a decrease in wind speed (about 1.5 m/s, not shown) in this area. Large differences are found below the MCS [around 5.5°E - 42.5°N], possibly due to differences in the convection dynamics and the related low-level winds. For LE and wind stress, significant differences are also found in the western part of the Gulf likely related to the differences in T_p . In the Balearic Sea, large modifications of LE are found, possibly related to the large differences in T_p in the moist southerly flow.

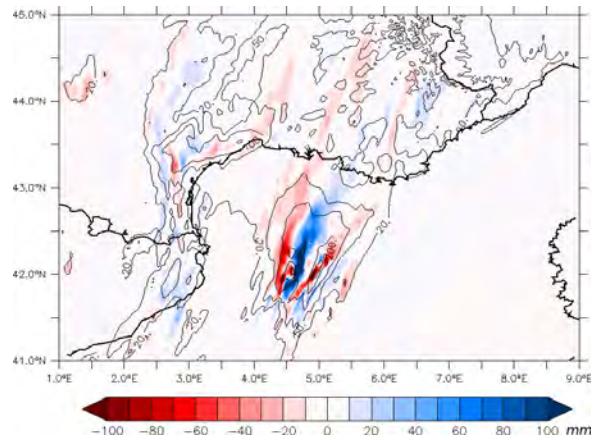


FIG 7. As Figure 3 but between forecasts using WASP with 'real waves' and 'ideal waves' - the black contours indicate the 24h-QPF in the simulation with 'ideal waves'.

Local changes on the QPF are seen (Fig. 7) mainly over sea. The precipitation inland seems not significantly affected by taking the sea state into account.

In fact, all the differences found between the 'ideal waves' and the 'real waves' forecasts are less important than when changing the SST or the parametrization of sea surface turbulent fluxes. Nevertheless, further investigation is needed to better attribute the processes leading to the heat fluxes and precipitation responses.

4. PRELIMINARY CONCLUSION AND FUTURE WORK

Several sensitivity tests were run in order to investigate the representation of the air-sea exchanges in the AROME model for the forecast of a Mediterranean HPE.

The sensitivity to the initial SST was reassessed, in particular the direct impact on the heat fluxes related to SST anomalies. Further work is now needed to identify what are the main mechanisms involved in the indirect impact on convective systems and precipitation for that case.

The choice of turbulent flux parametrization appears of great importance as large differences are found in terms of fluxes, low-level conditions and QPF. This will be now further examined through ocean - atmosphere - waves coupled simulations which ensure more consistency at the air-sea interface for the fluxes computation.

The sea state impact was finally investigated with WASP. The comparison of forecast using two different waves forcing shows significant differences related directly to difference in T_p but also some indirect effects such as modification of the low-level wind related to surface

roughness or of the MCS intensity/dynamics that must be studied in more details.

REFERENCES

- Belamari, S., 2005: Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for turbulent fluxes. MERSEA Integrated Project, Tech. Rep., 29pp.
- Belamari, S., and A. Pirani, 2007: Validation of the optimal heat and momentum fluxes using the ORCA2-LIM global ocean-ice model. MERSEA Integrated Project, Tech. Rep., 88pp.
- Courtier, P., C. Freydier, J.-F. Geleyn, F. Rabier, and M. Rochas, 1991: The ARPEGE project at Météo-France. ECMWF workshop on numerical methods in atmospheric modeling, **2**, 193–231.
- Drobinski, P., et al., 2014: HyMeX, a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **95**, 1063–1082.
- Ducrocq, V., et al., 2014: HYMEX-SOP1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **95**, 1083–1100.
- Ducrocq, V., S. Davolio, R. Ferretti, C. Flamant, V. Homar Santaner, N. Kalthoff, E. Richard, and H. Wernli, 2016: Advances in understanding and forecasting of heavy precipitation in Mediterranean through the HyMeX SOP1 field campaign. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **142**, 1–6.
- Duffourg F, and V. Ducrocq, 2011: Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over Southeastern France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **11**, 1163–1178.
- Fairall, C., E. Bradley, J. Hare, A. Grachev, and J. Edson, 2003: Bulk parameterization of air-sea fluxes updates and verification for the COARE algorithm. *J. Clim.*, **16**, 571–591.
- Lellouche, J.-M., O. Le Galloudec, M. Dréville, C. Régnier, E. Greiner, G. Garric, N. Ferry, C. Desportes, C.-E. Testut, C. Bricaud, R. Bourdallé-Badie, B. Tranchant, M. Benkiran, Y. Drillet, A. Daudin, and C. De Nicola, 2013: Evaluation of global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan. *Ocean Sci.*, **9**, 57–81.
- Le Moigne, P., 2018: SURFEX v8.1 Scientifique Documentation. Tech. Rep. 304pp.
- Madec, G., and the NEMO team, 2008: NEMO ocean engine, Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, **27**, 1288–1619.
- Masson, V. et al., 2013: The SURFEX v7.2 land and ocean platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geosci. Model Dev.*, **6**, 929–960.
- Rainaud, R., C. Lebeaupin Brossier, V. Ducrocq, H. Giordani, M. Nuret, N. Fourrié, M.-N. Bouin, I. Taupier-Letage, and D. Legain 2016: Characterization of air-sea exchanges over the Western Mediterranean Sea during HyMeX SOP1 using the AROME-WMED model. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **142** (S1), 173–187.
- Rainaud, R., C. Lebeaupin Brossier, V. Ducrocq, and H. Giordani, 2017: High-resolution air-sea coupling impact on two heavy precipitation events in the Western Mediterranean. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **143**, 2448–2462.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Béhard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson, 2011: The AROME-France convective-scale operational model. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 976–991.
- Taillefer, F., 2002: CANARI (Code for the analysis necessary for Arpege, for its rejects and its initialization): Technical documentation. Tech. Rep. Groupe de Modélisation pour l'Assimilation et la Prévision, Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France, Toulouse, France. www.umr-chrm.fr/gmapdoc/spip.php?article3.
- Tolman, H. L., 2002: Validation of WAVEWATCH-III version 1.15. Tech. Rep. no 213, 33 pp., NOAA/NWS/NCEP/MMAB.
- Tolman, H. L., 2009: User Manual and System Documentation of WAVE-WATCH III TM Version 3.14. NCEP Tech. Note, 220 pp.

B | Scores supplémentaires pour la validation du compartiment océanique

S (psu)	tout	gliders	ARGOs	bouées	bateaux
tout	-0.024 [0.160]	-0.042 [0.178]	-0.025 [0.146]	0.074 [0.244]	-0.019 [0.140]
0-100m	-0.049 [0.234]	-0.282 [0.369]	-0.065 [0.236]	0.074 [0.244]	0.004 [0.173]
0-50m	-0.018 [0.220]	-0.267 [0.386]	-0.069 [0.275]	0.074 [0.244]	0.008 [0.172]
surface	-0.134 [0.261]	-0.093 [0.184]	-0.148 [0.345]	-0.133 [0.246]	-0.261 [0.261]

θ ($^{\circ}$ C)	tout	gliders	ARGOs	bouées	bateaux
tout	0.575 [1.307]	0.026 [0.538]	0.155 [0.828]	0.972 [1.651]	0.005 [0.490]
0-100m	1.006 [1.695]	0.218 [1.085]	0.566 [1.438]	1.356 [1.956]	0.156 [0.572]
0-50m	1.038 [1.775]	0.446 [1.543]	0.822 [1.767]	1.476 [2.108]	0.138 [0.534]
surface	0.762 [1.007]	-0.625 [0.802]	0.057 [0.747]	0.824 [1.022]	0.483 [0.483]

TABLE B.1 – Biais et écarts types (entre crochets) pour la simulation AOC pour la salinité (S, psu) et la température (θ , $^{\circ}$ C), en fonction des plateformes de mesure et selon différentes couches considérées.

S (psu)	tout	gliders	ARGOs	bouées	bateaux
tout	-0.024 [0.161]	-0.041 [0.177]	-0.025 [0.145]	0.068 [0.270]	-0.019 [0.140]
0-100m	-0.049 [0.235]	-0.281 [0.368]	-0.064 [0.234]	0.068 [0.270]	0.004 [0.172]
0-50m	-0.019 [0.222]	-0.267 [0.386]	-0.068 [0.273]	0.068 [0.270]	0.008 [0.171]
surface	-0.144 [0.304]	-0.093 [0.184]	-0.138 [0.334]	-0.147 [0.304]	-0.261 [0.261]

θ ($^{\circ}$ C)	tout	gliders	ARGOs	bouées	bateaux
tout	0.576 [1.316]	0.024 [0.537]	0.160 [0.832]	0.975 [1.6636]	0.005 [0.491]
0-100m	1.009 [1.707]	0.212 [1.083]	0.578 [1.446]	1.360 [1.9707]	0.156 [0.573]
0-50m	1.033 [1.777]	0.436 [1.540]	0.820 [1.775]	1.469 [2.1102]	0.138 [0.536]
surface	0.760 [1.008]	-0.641 [0.819]	0.056 [0.747]	0.822 [1.0238]	0.478 [0.478]

TABLE B.2 – Comme pour le Tableau B.1 mais pour la simulation AOWCc.

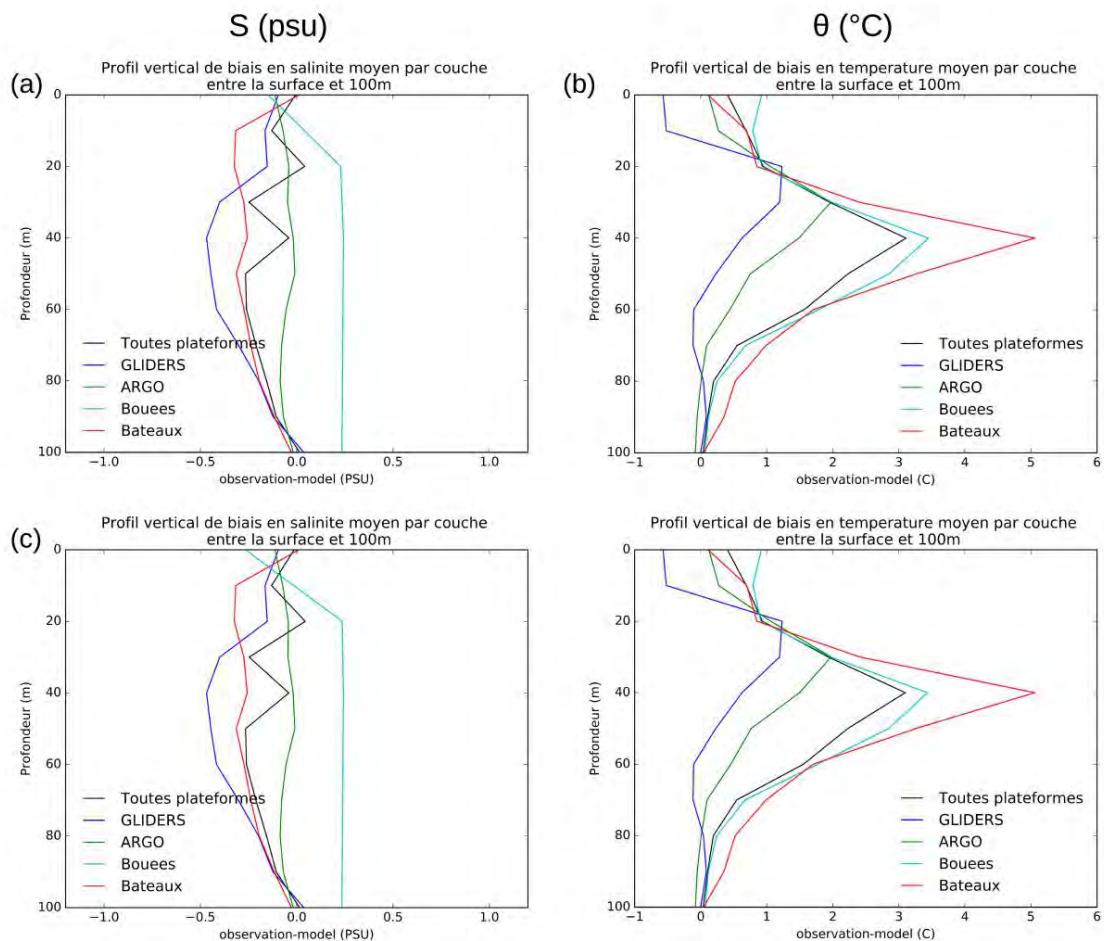


FIGURE B.1 – Synthèse des biais verticaux de salinité (psu, à gauche) et de température (°C, à droite) sur les 100 premiers mètres de profondeur en fonction des différentes plateformes de mesure considérées, pour les simulations AOWCc (a,b) et AOWC (c,d).

C | Glossaire

-A-

ACC	Accuracy
AOC	Atmosphere Ocean Coupled
AOWC	Atmosphere Ocean Waves Coupled
AOWCc	Atmosphere Ocean Waves Coupled Climatological runoff
AROME	Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle
AROME-WMed	AROME, West Mediterranean Sea
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
AY	Atmosphere Only with SST from PSY
AYSSTatl	Atmosphere Only with SST from AROME analysis on Atlantic Ocean
AWC	Atmosphere Waves Coupled
AWF	Atmosphere Waves Forced

-C-

COARE	Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment
CS	Cyclonic Southerly
CSW	Cyclonic SouthWesterly

-E-

ECUME	Exchange Coefficients from Unified Multi-campaign Estimates
EOP	Enhanced Observation Period
ETS	Equitable Threat Score

-F-

FAR	Probabilité de Fausses Alarme
FBIAS	Frequency BIAS

-H-

H	Sensible Heat FLux
HPE	Heavy Precipitation Event
Hs	Significant Wave Height
HSS	Heidke Skill Score
HyMeX	Hydrological cycle in the Mediterranean EXperiment

-L-

LE	Latent Heat Flux
----	------------------

-M-

ANNEXE C. GLOSSAIRE

MCS	Mesoscale Convective System
MCT	Model Coupling Toolkit
-N-	
NEMO	Nucleus for European Modelling of the Ocean
NWMED	Northwest Mediterranean Sea
-O-	
OASIS	Ocean Atmosphere Sea Ice Sol
OPA	Océan PArallélisé
-P-	
POD	Probability Of Detection
POI	Période d'Observation Intensive
PSY	Conditions initiales océaniques PSY2V4R4
-R-	
RH2M	Relative Humidity at 2m
-S-	
SOP	Special Observation Period
SSH	Surface Height
SSS	Sea Surface Salinity
SST	Sea Surface Temperature
SURFEX	SURface EXternalisée
-T-	
T2M	Air Temperature at 2m
TOGA	Tropical Ocean-Global Atmosphere
Tp	Peak Period
-W-	
WASP	Wave-Age-dependant Stress Parametrization
WMED	Western MEDiterranean sea